

UNIVERSITE KASDI MERBAH - OUARGLA

FACULTE DES HYDROCARBURES, DES ENERGIES RENOUVELABLES ET DES SCIENCES  
DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Géologie du Sahara



## Thèse

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle « L.M.D. »

Option : Géodynamique et Valorisation des Bassins Sédimentaires

Analyse ichnologique et reconstitution paléoenvironnementale de la série  
Albien-Turonien des monts des Ouled Nail  
(Atlas saharien oriental, Algérie)

Présentée et soutenue publiquement par :

Mr Mohammed Nadir Naimi

*Le 20/10/2022*

Devant le jury composé de :

Mr. Messaoud Hacini	Professeur	U. K. M. Ouargla	Président
Mr. Amine Cherif	M. C. A.	U. K. M. Ouargla	Directeur de thèse
Mr. Madani Benyoucef	Professeur	U. M. S. Mascara	Co-directeur de thèse
Mr. Rabah Kechiched	M. C. A.	U. K. M. Ouargla	Examineur
Mr. Mostapha Benzina	M. C. A.	U. K. M. Ouargla	Examineur
Mr. Fouad Djaiz	Professeur	U. M. B. B. Batna 2	Examineur

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



---

## AVANT-PROPOS

---

*« Et il a implanté des montagnes immobiles dans la terre afin qu'elle ne branle pas en vous emportant avec elle de même que des rivières et des sentiers, pour que vous vous guidez » Le Coran ; 16 – Al-Nahl (les abeilles), 15*

Il m'est très agréable, au moment de présenter ce travail, d'adresser mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé, de près ou de loin, à le mener à terme. Cette thèse, débutée en Novembre 2019 a été rédigée, avec trop de stress, en pleine période de Covid-19. C'est que j'ai pleinement conscience que ce travail n'a pu être mené à bien que grâce à ce que certains m'ont appris, au temps que nombre de personnes m'ont consacré, et à la bienveillance de beaucoup d'autres. Il est probable que j'oublie certaines personnes, qui, je l'espère, ne m'en voudront pas !

En premier lieu, je tiens à témoigner toute ma gratitude à un homme exceptionnel et extraordinaire, aussi bien sur le plan scientifique que humain, **Mr AMINE CHERIF**, pour m'avoir accordé sa confiance et confié ce sujet, alors qu'il ne me connaissait pas. C'est avec lui que j'ai appris les bases de la recherche scientifique, et que j'ai pu publier une vingtaine de papiers en seulement deux ans... oui en deux ans. Je le remercie pour les excellents moments passés sur terrain et au laboratoire, ainsi que pour les discussions quotidiennes lors de ces « deux ans » de thèse. Il est l'héritier d'une école de pensée à l'origine de laquelle se trouve messieurs les professeurs M'HAMED AMEUR, LARBI MEKAHLI, SERGE ELMI « *qu'Allah ait leurs âmes* » et surtout MILOUD BENHAMOU, ce dernier, que j'avais l'honneur de le côtoyer et d'être son étudiant à Oran. Plus qu'un maître donc, Monsieur AMINE CHERIF fut, et demeure, pour moi, un modèle... un exemple à suivre !

Je voudrais ensuite évoquer ce que je dois à **Mr MADANI BENYOUCEF**. C'est sans doute grâce à lui, par la maestria et le brio de ses connaissances en sédimentologie, surtout celle des séries mésocrétacées de l'Algérie, que j'ai pu terminer cette thèse en ce temps record. Il aura été pour moi plus qu'un maître, dont la rigueur et l'exigence m'ont tant apporté. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude pour tout ce que je lui dois.

Je remercie bien vivement **Mr MESSAOUD HACINI**, Professeur à l'Université de Ouargla, qui m'a fait l'honneur de présider le jury, ainsi que **Mr RABAH KECHICHED**, Maître de conférences A à l'Université de Ouargla, **Mr MOSTAPHA BENZINA**, Maître de Conférences A à l'Université de Ouargla et **Mr FOUAD DJAIZ**, Professeur à l'Université de Batna 2, pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Merci également à **Mr OLEV VINN**, Professeur à l'Université de Tartu (Estonie), d'avoir pris de son temps pour m'initier au monde de la bioérosion. Par son expérience, il a donné une nouvelle direction à ma recherche en fournissant d'autres pistes d'investigation dans mon étude paléoécologique et paléoenvironnementale.

Je tiens à remercier les spécialistes, **Mr WILLIAM JAMES KENNEDY** (Oxford) et **Mr DIDIER BERT** (Rennes) pour la détermination des ammonites, **Mr SACIT ÖZER** (Izmir) pour l'identification des rudistes, **Mme MICHELA CONTESSI** (Faenza) pour son aide si précieuse dans l'étude des ichnites de dinosaures, ainsi que tous les éditeurs et les reviewers qui ont expertisé les différents papiers formant l'ossature de la présente thèse.

J'adresse mes remerciements à mes collègues **Mr CHIKH YOUNES MAHBOUBI**, Docteur de l'Université d'Oran 2 et **Mr ABDELHAKIM BENKHEDDA**, Docteur de l'Université de Tébessa, pour m'avoir accompagnés, aidés et soutenus depuis le premier jour de cette thèse. Mes deux amis... j'avais l'honneur de cosigner plusieurs papiers avec eux.

Depuis que je suis oranais, à différentes reprises, j'ai été amené à mettre à contribution l'amabilité et la science de mes deux très chers professeurs **Mr ABDELKADER OUALI MEHADJI** et **Mr BOUMEDIENE BOUTERFA**, de l'Université d'Oran 2. Qu'ils trouvent ici témoignage de toute ma reconnaissance.

Remerciements en passant à tous les enseignants qui ont contribué à ma formation à l'Université d'Oran 2 et qui ont fait de moi le géologue que je suis aujourd'hui. Aussi, à Ouargla j'avais l'honneur et le plaisir de rencontrer des gens exceptionnels, en particulier **Mr ABDEL MOUNIM MAZOUZI**, **Mlle ASMA CHEMAM**, **Mme NABILA HAMMAD**, **Mlle KHALDIA ZIOUIT**, **Mr OMAR GADJA**, **Mr OUAFI AMEUR-ZAIMECHE**, **Mr ABDELLATIF REMITA**, **Mr ABDEL MALIK DRAOUI** et **Mr ABDENNOUR HADDANE**.

Merci à **Mr MOHAMAD SALAH BELKSIER** et **Mr HAMZA LAOUINI**, du staff administratif du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, pour leur aide si précieuse... sans eux, je n'aurais jamais pu faire du terrain en pleine période de Covid-19.

L'hospitalité et l'accueil chaleureux de **HAYDAR** et de tous les habitants de la ville et de la région de Bou Saada m'auront été tout autant agréables que précieux. Je n'oublierai donc pas ici de les en remercier.

Dédicace maintenant à mes meilleurs potes, géologues ou autres : **DJAMAL**, **MAGID**, **CHAKIB**, **ILYES**, **HAMZA** et **ZAKI** !

Beaucoup de choses ont changé dans ma vie depuis le début de ma thèse. Ce sont **MES PARENTS**, à qui je dois le succès de mes études secondaires et universitaires, mes frères **OMAR ABDELHADI**, **YACINE** et **ZAKARIA AYOUB**, et ma sœur **FERIEL** que je voudrais remercier pour leur soutien de tous les instants, sous toutes les formes que ce soit. Ils n'ont jamais arrêté de m'aider et de m'encourager. Je ne leur en saurai jamais assez gré ; ils ont été, pour moi, un constant encouragement.

*Un tout grand merci !*

Mohammed Nadir Naimi  
Oran, le 19 Novembre 2021

# TABLE DES MATIERES

Avant-propos	
Table des matières	
Liste des figures et des tableaux	
Résumé	
ملخص	
Abstract	
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1</b> .....	<b>3</b>
<b>Introduction</b> .....	<b>3</b>
Stratigraphie de la période crétacé .....	3
Le dilemme du Crétacé moyen et de l'étage Vraconnien .....	4
Paléogéographie globale lors du Crétacé .....	5
<b>L'ichnologie</b> .....	<b>8</b>
Classification des traces fossiles .....	8
Traces fossiles et faciès sédimentaires .....	11
Ichnostratigraphie .....	14
<b>Géologie régionale et locale</b> .....	<b>16</b>
Les grandes unités structurales de l'Algérie alpine .....	16
Cadre géologique général de l'Atlas saharien .....	21
Cadres géographique et géologique du secteur d'étude .....	37
Historique de recherches géologiques dans les monts des Ouled Naïl nord-orientaux .....	42
<b>Références</b> .....	<b>43</b>
<b>CHAPITRE 2</b> .....	<b>53</b>
<b>Introduction</b> .....	<b>53</b>
<b>Description de la série</b> .....	<b>53</b>
Coupe du Djebel Arar .....	53
Coupe du Djebel Azzeddine .....	59
Coupe du Djebel Maïtar .....	61

---

Coupe du Djebel Ousigna .....	67
Coupe de Khanguet Grouz .....	70
<b>Age de la succession</b> .....	76
<b>Références</b> .....	79
<b>CHAPITRE 3</b> .....	<b>81</b>
<b>Résumé</b> .....	81
<b>Abstract</b> .....	82
<b>Introduction</b> .....	82
<b>Geological background and location of the study area</b> .....	83
<b>Method</b> .....	84
<b>Results</b> .....	84
Ichnotaxonomy .....	84
<b>Discussion</b> .....	88
Ichnological analysis of the bored hardground.....	88
Palaeoenvironmental implications .....	90
<b>Acknowledgments</b> .....	91
<b>References</b> .....	92
<b>CHAPITRE 4</b> .....	<b>95</b>
<b>Résumé</b> .....	95
<b>Abstract</b> .....	96
<b>Introduction</b> .....	96
<b>Geological setting</b> .....	97
<b>Material and methods</b> .....	99
<b>Lithostratigraphic framework and palaeoenvironment</b> .....	99
Unit A.....	99
Unit B .....	100
Unit C.....	100
Facies analysis .....	102
Age of the succession .....	102
<b>Invertebrate trace fossils</b> .....	110
<i>Gyrolithes</i> isp .....	110
<i>Oichnus</i> isp.....	110

<i>Planolites isp.</i> .....	111
<i>Skolithos isp.</i> .....	111
<i>Thalassinoides isp.</i> .....	112
<i>T. paradoxicus.</i> .....	113
<i>T. suevicus.</i> .....	113
<i>cf. Tisoa siphonalis.</i> .....	114
<b>Discussion</b> .....	114
Ichnological analysis.....	114
The mid-Cretaceous transgression and palaeogeography.....	117
<b>Conclusions</b> .....	117
<b>Acknowledgments</b> .....	118
<b>References</b> .....	118
<b>CHAPITRE 5</b> .....	<b>127</b>
<b>Résumé</b> .....	127
<b>Abstract</b> .....	128
<b>Introduction</b> .....	128
<b>Geological overview and fossil locality</b> .....	129
<b>Material and methods</b> .....	133
<b>Results</b> .....	133
Morphotype 1.....	133
Morphotype 2.....	134
<b>Discussion</b> .....	135
Ichnotaxonomical affinities.....	135
Palaeoenvironmental hints.....	137
Palaeobiogeographical implications.....	138
<b>Acknowledgments</b> .....	139
<b>References</b> .....	140
<b>CHAPITRE 6</b> .....	<b>145</b>
<b>Résumé</b> .....	145
<b>Abstract</b> .....	146
<b>Introduction</b> .....	146
<b>Geological setting</b> .....	148
<b>Methodology</b> .....	150

---

<b>Lithostratigraphic description</b> .....	151
Unit 1.....	151
Unit 2.....	151
Unit 3.....	153
Unit 4.....	153
Unit 5.....	154
<b>Previous Carbone isotope study</b> .....	154
<b>Synopsis of trace fossils</b> .....	156
<i>Chondrites</i> isp.....	156
<i>Pilichnus</i> isp. ....	157
<i>Planolites</i> isp.....	157
<i>Ptychoplasma</i> isp.....	158
? <i>Thalassinoides</i> isp. ....	159
? <i>Trichichnus</i> isp.....	159
<b>Discussion</b> .....	160
Palaeoenvironmental hints .....	160
Carbone isotope interpretation and regional correlation.....	162
Vertical evolution of trace fossils .....	163
Ichnology of the C/TBE in the Tethyan realm.....	165
<b>Conclusions</b> .....	166
<b>References</b> .....	167
<b>CONCLUSION GENERALE</b> .....	<b>175</b>



---

## LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

---

### **CHAPITRE 1 :**

**Figure 1.1 :** Paléogéographie du globe terrestre au Crétacé (Scotese, 2014a, b).

**Figure 1.2 :** Ethologie des traces fossiles (Buatois & Mángano, 2011).

**Figure 1.3 :** Bloc diagramme montrant les termes utilisés dans la classification toponomique des traces fossiles selon Seilacher et Martinsson (Buatois & Mángano, 2011).

**Figure 1.4 :** L'indice de bioturbation (BI) (modifiée d'après Reineck, 1963 ; Taylor & Goldring, 1993).

**Figure 1.5 :** Le modèle des ichnofaciès (Buatois & Mángano, 2011).

**Figure 1.6 :** Relation entre les types des substrats et les ichnofaciès.

**Figure 1.7 :** Ichnostratigraphie de l'ichnogenre *Cruziana* (modifiée d'après Seilacher, 1992).

**Figure 1.8 :** Les grands traits structuraux de la Méditerranée occidentale (Naimi & Cherif, 2021a ; modifiée).

**Figure 1.9 :** Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006).

**Figure 1.10 :** Principaux éléments morphostructuraux de l'Algérie alpine.

**Figure 1.11 :** Le domaine tlemcénien et le Tell oranais (Cherif & Naimi, 2021 ; modifiée).

**Figure 1.12 :** Modèle schématique paléoécologique et paléoenvironnemental montrant l'évolution des assemblages des foraminifères et des morphogroupes de la coupe de Roknet El Kahla, avant, durant et après le T-OAE (Reolid et al., 2012b).

**Figure 1.13 :** Les faciès du Jurassique de l'Atlas saharien centro-occidental (Cornet, 1952 ; modifiée).

**Figure 1.14 :** Le passage mer – continent dans le Barrémien – Albien de l'Atlas saharien centro-oriental et dans la partie préatlasique des Aurès (Emberger, 1954 ; modifiée).

**Figure 1.15 :** La coupe d'El Kohol (Mahboubi, 1983 in Coster et al., 2012).

**Figure 1.16 :** Schéma des principaux plis et accidents de l'Atlas saharien (Nouar, 2003 ; modifiée).

**Figure 2.17 :** Schéma général de la géométrie des plis dans la partie orientale des monts des Ksour (Douihasni, 1976).

**Figure 2.18 :** Situation géographique et géologique du secteur d'étude (Naimi & Cherif, 2021a).

**Figure 1.19 :** Carte géologique du secteur d'étude (Naimi & Cherif, 2021a).

**Figure 1.20 :** Coupe géologique NW-SE dans la région d'étude (Herakat & Guiraud, 2006 ; modifiée).

---

**Tableau 1.1 :** Les subdivisions chronologiques du Crétacé (extrait de l'ICS : *International Chronostratigraphic Chart* v 2019/05 ; Cohen et al., 2013).

---

## **CHAPITRE 2 :**

**Figure 2.1 :** Succession lithostratigraphique de la série mésocrétacée dans la région de Bou Saada (monts des Ouled Naïl nord-orientaux).

**Figure 2.2 :** Le « Continental Intercalaire » du Djebel Arar.

**Figure 2.3 :** Colonne lithostratigraphique et principales caractéristiques de la deuxième unité du Djebel Arar.

**Figure 2.4 :** Le premier hardground de l'Albien supérieur du Djebel Arar.

**Figure 2.5 :** L'unité 1 du Djebel Azzeddine.

**Figure 2.6 :** L'unité 2 du Djebel Azzeddine.

**Figure 2.7 :** L'unité 3 du Djebel Azzeddine.

**Figure 2.8 :** L'unité 1 du Djebel Maïtar.

**Figure 2.9 :** L'unité 2 du Djebel Maïtar.

**Figure 2.10 :** L'unité 3 du Djebel Maïtar.

**Figure 2.11 :** L'unité 1 du Djebel Ousigna.

**Figure 2.12 :** L'unité 2 du Djebel Ousigna.

**Figure 2.13 :** L'unité 1 de Khanguet Grouz.

**Figure 2.14 :** L'unité 2 de Khanguet Grouz.

**Figure 2.15 :** L'unité 3 de Khanguet Grouz.

**Figure 2.16 :** L'unité 4 de Khanguet Grouz.

---

### **CHAPITRE 3 :**

**Figure 3.1 :** Location map of the study area.

**Figure 3.2 :** The main lithostratigraphic characteristics of the late Albian Marlstone-algal bioturbated limestones unit in Djebel Arar.

**Figure 3.3 :** (A) Hardground surface showing a condensation of *Ostrea falco* shells; (B) Undetermined boring associated with abundant *Trypanites* isp.; (C) Abundant large *Gastrochaenolites* isp. borings; (D) *Gastrochaenolites* isp. associated with *Trypanites* isp.; (E) *Petroxestes pera* borings; (F) *Petroxestes pera* boring associated with abundant *Trypanites* isp.

**Figure 3.4 :** *Trypanites* isp. borings.

---

### **CHAPITRE 4 :**

**Figure 4.1 :** Location map of the study area.

**Figure 4.2 :** The main lithostratigraphic characteristics of the upper Albian-lower Cenomanian of Djebel Azzeddine.

**Figure 4.3 :** Field photographs of the unit A.

**Figure 4.4 :** Field photographs of the unit B.

**Figure 4.5 :** Field photographs of the unit C.

**Figure 4.6 :** Invertebrate trace fossils from the upper Albian – lower Cenomanian of Ouled Nail Mounts.

**Figure 4.7 :** Invertebrate trace fossils from the upper Albian – lower Cenomanian of Ouled Nail Mounts.

---

**Tableau 4.1 :** Description and sedimentological attributes of lithofacies identified in the upper Albian – lower Cenomanian deposits of Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria).

---

## **CHAPITRE 5 :**

**Figure 5.1 :** Location map of the study area.

**Figure 5.2 :** Lithostratigraphic column of the Djebel Azzeddine section.

**Figure 5.3 :** **A.** Panoramic view of the Djebel Azzeddine section. **B.** Dinosaur track-bearing surface. **C.** Abundant *Skolithos* isp. on the track-bearing surface. **D.** *Skolithos* isp. associated with bivalve shells. **E.** Small gastropod shells.

**Figure 5.4 :** Morphotype 1 (MT1) dinosaur footprints from Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria).

**Figure 5.5 :** Morphotype 2 (MT2) dinosaur footprints from Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria).

**Figure 5.6 :** Palaeoenvironmental model of the upper Albian – lower Cenomanian platform deposits of the Ouled Nail Mounts.

---

## **CHAPITRE 6 :**

**Figure 6.1 :** Geological setting.

**Figure 6.2 :** Lithostratigraphic succession of the Khanguet Grouz section.

**Figure 6.3 :** Field photographs of the measured stratigraphic section.

**Figure 6.4 :** Trace fossils of the Khanguet Grouz section.

---

**Tableau 6.1 :** Classification of the recorded ichnotaxa from the Cenomanian–Turonian succession of the Khanguet Grouz section.

**Tableau 6.2 :** Comparison of the C/TBE trace fossils (preceding, during and following the OAE-2) from different sections of the Tethyan realm.

---

---

## RESUME

---

La présente thèse est consacrée à une étude ichnologique, lithostratigraphique, sédimentologique et environnementale des dépôts albo-cénomano-turonien des monts des Ouled Naïl, après une introduction portant sur les caractères géologiques et structuraux de la chaîne et sa place dans le cadre global du domaine atlasique.

Le travail est basé sur l'étude de cinq (5) coupes, levées banc par banc, dans la région de Bou Saada : (i) la coupe du Djebel Arar (Albien) ; (ii) la coupe du Djebel Azzeddine (Albien supérieur – Cénomaniens inférieur) ; (iii) la coupe du Djebel Maïtar (Cénomaniens inférieur – moyen) ; (iv) la coupe du Djebel Ousigna (Cénomaniens moyen – supérieur) ; et enfin (v) la coupe de Khanguet Grouz (Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur).

Sur le plan lithostratigraphique, chacune des coupes a été subdivisée en plusieurs unités. La découverte des niveaux à gastéropodes *Acteonella delgadoi* et à ammonites *Mortoniceras* a permis de mettre en évidence un Albien supérieur à Djebel Azzeddine. Le Cénomaniens supérieur du Djebel Ousigna est confirmé grâce à la découverte d'un niveau à rudistes *Caprinula boissyi*. Aussi, le Turonien inférieur de Khanguet Grouz a été daté grâce aux inocérames *Mytiloides goppelnensis*.

L'Albien inférieur (Continental Intercalaire) est formé par une épaisse série détritique dominée par des dépôts fluvio-deltaïques à influence de marées, sur lesquels reposent des marno-calcaires transgressifs datant de l'Albien supérieur, caractérisés par la présence de niveaux fossilifères et stromatolitiques, de séquences loféritiques, et de hardgrounds. Le premier hardground de cette série marine transgressive est encroûté par des huîtres appartenant à *Ostrea falco* et perforé par des borings attribués à *Trypanites*, *Gastrochaenolites* et *Petroxestes pera*. La dernière trace bioérosive a été enregistrée pour la première fois dans le continent africain. Ce hardground, ayant une importante extension latérale à l'échelle locale, a été développé dans un climat chaud où la niche écologique a été occupée par des polychètes et par des bivalves. Le maximum transgressif est marqué par le niveau à ammonites *Mortoniceras* découvert à Djebel Azzeddine. Ces dépôts transgressifs de l'Albien supérieur, voire le Cénomaniens inférieur, présentent des traces fossiles attribuées à *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *T. paradoxicus*, *T. suevicus* et cf. *Tisoa siphonalis*. Cet ichnoassemblage, attribué aux ichnofaciès à *Skolithos* et à *Glossifungites*, est dominé par des traces d'habitat, de nutrition et de prédation, produites essentiellement par des crustacés décapodes, des polychètes et des gastéropodes naticidés. Les données sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un milieu de plateforme allant du backshore jusqu'au shoreface-offshore transition, avec une énergie mixte marées/tempêtes, et de longues émergences indiquées par les séquences loféritiques et par les empreintes de dinosaures.

Ces ichnites constituent les premiers restes de dinosauriens découverts dans la région de Bou Saada, et sont attribuées à des théropodes et des ornithopodes de petite taille. Les empreintes d'ornithopodes enregistrées ici représentent les premiers restes d'ornithischiens découverts en Algérie. Sur le plan paléobiogéographique, la présence des traces de pas de dinosaures dans cette partie de l'Atlas saharien dans un environnement intertidal et sa comparaison avec les autres occurrences de dinosaures dans le 'Crétacé moyen' du bassin atlasique indique que l'habitat normal des dinosaures (producteurs de ces ichnites) consiste aux terrains fluviatiles des Ksour, de Guir et des Kem-Kem, et que Djebel Amour et Ouled Naïl consistaient à des routes de migration dans lesquelles les théropodes, les sauropodes et mêmes les ornithopodes suivaient une direction générale SW-NE, dans des environnements margino-littoraux.

Dans la coupe de Khanguet Grouz, l'évènement anoxique océanique (OAE-2) a été étudié ichnologiquement pour la première fois dans la partie méridionale de l'océan téthysien. Six traces ont été enregistrées : *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *Ptychoplasma*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*. Les dépôts pré-évènement sont caractérisés par une abondante faune et ichnofaune qui indique que la niche écologique a été occupée par des organismes de différentes éthologies (comportements). Le début de l'évènement est marqué par des changements importants dans les caractéristiques ichnologiques. Les traces du OAE-2 (*Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*) indiquent des conditions stressantes. Ceci est supporté par la présence de formes naines de bivalves. Cette dysoxie est intercalée par de courtes conditions oxiques. La phase post-évènement est caractérisée par une abondante bioturbation. Aussi, l'ichnoassemblage de l'OAE-2 de Khanguet Grouz est plus proche de celui de la coupe de Rio Fardes (Cordillères Bétiques, Espagne).

## ملخص

تُكرس هذه الأطروحة لدراسة تتبع الحفريات، الليثوستراتيغرافيا، الرسوبيات و البيئة القيمة لترسبات العصر الطباشيري الأوسط (الألي، السينوماني و التيروي) لجبال أولاد نايل، بعد مقدمة حول الخصائص الجيولوجية و البنيوية للسلسلة و مكانتها في الإطار العام للمجال الأطلسي المغاربي.

يرتكز العمل على دراسة خمس مقاطع جيولوجية في منطقة بوسعادة : (أ) مقطع جبل عرار (الألي) ؛ (ب) مقطع جبل عز الدين (الألي المتأخر – السينوماني المبكر) ؛ (ج) مقطع جبل الميطر (السينوماني المتأخر – الأوسط) ؛ (د) مقطع جبل أوسينغنة (السينوماني الأوسط – المتأخر) ؛ و أخيرا (هـ) مقطع خنفة القروز (السينوماني المتأخر – التيروي المبكر).

من الناحية الترافقية، تم تقسيم كل مقطع لعدة وحدات. سمح لنا اكتشاف مستويات جديدة لبطنيات القدم *Acteonella delgadoi* و الأمونيت *Mortoniceras* في جبل عز الدين من إعطاء عمر ألي متأخر لهذه الصخور. في جبل أوسينغنة تم تأكيد السينوماني المتأخر بفضل اكتشاف مستوى جديد أعطى ذوات الصدفتين الروديست *Caprinula boissyi*. أيضا، التيروي المبكر لخنفة القروز تم تأكيده بفضل اكتشاف مستويات أعطت ذوات الصدفتين الإينوسيرام *Mytiloides goppelnensis*.

الألي المبكر يتشكل من رواسب فتاتية متكونة في دالتا نهر على سواحل ذات مد و جزر كبير النطاق. الإجتياح البحري في الألي المتأخر سمح بترسب صخور كلسية (حجر جيرى و طين جيرى) تتميز بوجود مستويات تحتوي على مستحاثات، ستروماتوليت، دورات لوفيريتية و ركائز كلسية (أراضي صلبة). الركيزة الكلسية الأولى من بين هذه الركائز تتميز بالتصاق محارات من نوع *Ostrea falco* و كذا بآثار أحفورية على شكل ثقب (تأكل بيولوجي) أسطوانية ممدودة (*Trypanites*)، متعرجة (*Gastrochaenolites*) أو مستطيلة (*Petroxestes pera*). الأثر الأحفوري الأخير تم اكتشافه هنا لأول مرة في القارة الإفريقية. هذه الركيزة تمتاز بامتداد هام على المستوى المحلي و قد تشكلت في مناخ دافئ أين كانت المكانة البيئية مستعمرة من طرف الديدان متعددة الأشواك و من ذوات الصدفتين. يتميز أقصى الإجتياح البحري بمستوى الأمونيت *Mortoniceras* الذي اكتشف في جبل عز الدين. هذه الرواسب البحرية المنتمية للألي المتأخر حتى السينوماني المبكر تظهر آثارا أحفورية تنسب ل: *T. suevicus*، *T. paradoxicus*، *Thalassinoides*، *Skolithos*، *Planolites*، *Oichnus*، *Gyrolithes* و *Glossifungites*. cf. *Tisoa siphonalis*. تجتمع الآثار الأحفورية هذا ينتمي إلى سحنتي تتبع الحفريات *Skolithos* و *Glossifungites* ؛ و تسوده آثار سكن، أكل و افتراس، منتجة بشكل رئيسي عن طريق القشريات عشاريات الأرجل، الديدان متعددة الأشواك و بطنيات القدم من فصيلة الحلزونات القمرية (*Naticidae*). تشير البيانات الرسوبية و الآثار الأحفورية الى بيئة رسوبية بحرية ممتدة من منطقة خلف الشاطئ (backshore) حتى منطقة الشاطئ السفلي (shoreface) و الرف القاري العميق (offshore transition). تشير أيضا إلى طاقة مختلطة مد و جزر – عواصف بحرية، و كذا إلى انكشافات طويلة و تعرضات للهواء مشار إليها بالدورات اللوفيريتية و بآثار أقام الديناصورات.

آثار الأقدام هذه تمثل أولى بقايا الديناصورات المكتشفة في منطقة بوسعادة، و التي تنتمي إلى وحشيات الأرجل (Theropoda) و طيريات الأرجل (Ornithopoda) ذوات الحجم الصغير. آثار طيريات الأرجل المكتشفة هنا تمثل أولى

بقايا مجموعة طيريات الورك أو طيريات الحوض (Ornithischia) المكتشفة في الجزائر. من الناحية البيوجغرافية، يشير تواجد آثار لأقدام الديناصورات في هذا الجزء من الأطلس الصحراوي على مستوى مسطح المد و الجزر و مقارنته مع باقي بقايا الديناصورات المروية من قبل في العصر الطباشيري الأوسط إلى أن الموطن الطبيعي لهذه الديناصورات هو المناطق القارية النهرية بالقصور و قبر و بمضبة كمكم، و بأن جبل عمور و أولاد نايل كانت عبارة عن طرق هجرة، إتبع فيها وحشيات الأرجل، سحليات الأرجل (Sauropoda)، و حتى طيريات الأرجل إتجاهها عاما جنوب غربي - شمال شرقي، في البيئات الساحلية.

في مقطع خنفة الغروز، تمت دراسة تتبع حفريات حدث نقص الأكسجين المحيطي (OAE-2) لأول مرة في الجزء الجنوبي من بحر تيشس. تم تسجيل ستة آثار أحفورية: *Ptychoplasma*, *Planolites*, *Pilichnus*, *Chondrites* و *Thalassinoides*? و *Trichichnus*?. تتميز رواسب ما قبل الحدث بوجود وفرة في المستحاثات و الآثار الأحفورية التي تشير إلى أن المكانة البيئية قد احتلتها كائنات ذات سلوكيات مختلفة. تميزت بداية الحدث باضطرابات و تغييرات كبيرة في خصائص تتبع الحفريات. تشير آثار حدث OAE-2 (*Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *Thalassinoides*? و *Trichichnus*?) إلى ظروف عصبية. يدعم ذلك وجود أشكال قزمة من ذوات الصدفتين. هذا النقص الحاد في الأكسجين (*dysoxie*) يكون متبوع أحيانا بظروف أكسدة قصيرة. تتميز مرحلة ما بعد الحدث بغزارة الآثار الأحفورية. أيضا، تجمع الآثار الأحفورية الخاص بحدث نقص الأكسجين المحيطي (OAE-2) لمقطع خنفة الغروز يشبه لحد بعيد تتبع حفريات مقطع ريو فرداس بالكورديليرا بيتيكا في إسبانيا.



---

## ABSTRACT

---

The present thesis is devoted to an ichnological, lithostratigraphical, sedimentological, and palaeoenvironmental study of the Albian–Cenomanian–Turonian deposits of Ouled Nail Mounts, after an introduction on the geological and the structural characteristics of the chain and its place in the global framework of the Atlasic domain.

The work is based on the study of five (5) sections, measured bed by bed, in Bou Saada area: (i) Djebel Arar section (Albian); (ii) Djebel Azzeddine section (Late Albian – Early Cenomanian); (iii) Djebel Maitar section (Early to Middle Cenomanian); (iv) Djebel Ousigna section (Middle to Late Cenomanian); and finally (v) Khanguet Grouz section (Late Cenomanian – Early Turonian).

Lithostratigraphically, the sections have been subdivided into several units. The discovery of a gastropod-bearing level which yielded *Acteonella delgadoi* and an ammonite bearing level (*Mortoniceras*) allowed attributing the lower succession of Djebel Azzeddine section to the Late Albian. The Late Cenomanian of Djebel Ousigna is confirmed thanks to the discovery of a rudist-bearing level with *Caprinula boissy*. Also, the Early Turonian of Khanguet Grouz has been dated on the basis of the inoceramid bivalve *Mytiloides goppelnensis*.

The Early Albian (*Continental Intercalaire*) is formed by a thick fluvial-deltaic detrital series, overlain by Late Albian transgressive marlstone-limestone alternations, characterized by the presence of fossiliferous and stromatolitic levels, lofer cyclothems, and hardgrounds. The first hardground of this transgressive marine series is encrusted by oysters belonging to *Ostrea falco* and bored by *Trypanites*, *Gastrochaenolites*, and *Petroxestes pera*. The last bioerosional trace was recorded for the first time from the African continent. This hardground, having an important lateral extension on a local scale, was developed in a warm climate where the ecological niche was occupied by polychaetes and endolithic bivalves. The maximum flooding is placed in the second unit of Djebel Azzeddine section, i.e., *Mortoniceras*-bearing level. These Late Albian – Early Cenomanian transgressive deposits show trace fossils assigned to *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *T. paradoxicus*, *T. suevicus* and cf. *Tisooa siphonalis*. This ichnoassemblage, attributed to the *Skolithos* and *Glossifungites* ichnofacies, is attributed to domichnial, fodinichnial, and praedichnial traces, produced mainly by decapod crustaceans, polychaetes, and naticid gastropods. The sedimentological and ichnological data suggest a backshore to shoreface-offshore transition environment, with a mixed energy tides/storms, and long exposures indicated by lofer cyclothems and dinosaur footprints.

These ichnites constitute the first discovered dinosaur remains in Bou Saada area, and are attributed to small-sized theropods and ornithopods. The ornithopod footprints recorded here represent the first ornithischian remains discovered in Algeria.

Palaeobiogeographically, the presence of dinosaur footprints in this part of the Saharan Atlas in an intertidal environment and its comparison with the other dinosaur occurrences in the Atlasic basin 'mid-Cretaceous' indicates that the normal habitat of dinosaurs (producers of these ichnites) consists of the fluvial areas of the Ksour, Guir and Kem-Kem, and that Djebel Amour and Ouled Nail consisted of migration routes in which theropods, sauropods and even ornithopods followed a general SW-NE direction, in marginal-coastal environments.

In Khanguet Grouz section, the Cenomanian – Turonian boundary event was studied ichnologically for the first time in the southern part of the Tethyan realm. Six traces have been recorded: *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *Ptychoplasma*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*. The pre-event deposits are characterized by abundant fauna and ichnofauna which indicate that the ecological niche was occupied organisms of different ethologies (behaviors). The beginning of the event is marked by significant changes in ichnological characteristics. Traces of OAE-2 (*Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*) indicate stressful conditions. This is supported by the presence of dwarf forms of bivalves. This dysoxia is interspersed by short oxic conditions. The post-event community is characterized by abundant bioturbation. Also, the ichnoassemblage of the OAE-2 of Khanguet Grouz is closer to that of the Rio Fardes section (Betic Cordillera, Spain).

# INTRODUCTION GENERALE

---

## 1. Problématique et objectifs de la thèse

Lors de la dernière décennie, plusieurs travaux géologiques portant les séries mésocrétacées de l'Algérie ont été élaborés. Ces derniers ont touché l'aspect litho-biostratigraphique, sédimentologique, paléontologique et paléoenvironnemental des différents domaines géologiques de l'Algérie pendant cet intervalle.

Au Sahara, les études ont été réalisées dans le bassin de Guir et dans la partie algérienne du plateau des Kem-Kem à l'ouest et dans le plateau de Tinrhert à l'est. En contrepartie, les travaux réalisés dans le nord de l'Algérie sont plus diversifiés et ils ont touché presque tous les bassins nord-algériens, notamment l'Atlas saharien centro-occidental, la partie orientale du domaine atlasique de l'Algérie (Aurès – Tébessa), le domaine préatlasique (Monts de Tiaret, Chellala et Nador) et dans le domaine tellien (Ouarsenis). Ainsi, d'autres travaux inédits ont porté sur la stratigraphie et le cadre paléoenvironnemental d'autres régions telle la chaîne des Bibans.

Aucun de ces travaux n'a été consacré aux monts des Ouled Naïl qui occupent la partie orientale de l'Atlas saharien, qui demeurait peu étudiée sur le plan sédimentologique et environnemental. La présente thèse a pour objectif de compléter nos connaissances sur le cadre paléoenvironnemental du 'Crétacé moyen' algérien en utilisant, pour la première fois, une approche ichnologique, dans les monts des Ouled Naïl. L'intégration d'autres méthodes (sédimentologie, paléontologie...) renforce les différentes idées et théories proposées sur la base des traces fossiles. La région étudiée constitue un excellent terrain pour une étude ichnologique complète (bioturbation, bioérosion et ichnologie de vertébrés). Le 'Crétacé moyen' des monts des Ouled Naïl, caractérisé par divers environnements formés dans des conditions variables le long de la série étudiée, représente un excellent exemple pour l'étude des interactions organismes-substrats, comme en témoignent les traces fossiles.

## 2. Structuration de la thèse

La présente thèse est une thèse par articles, structurée en six chapitres. Ainsi, chacun des quatre chapitres principaux (Chapitres 3 à 6) correspond à un article publié (ou en cours de publication) dans un journal international. La thèse est clôturée par une conclusion générale.

Le **Chapitre 1** présente dans sa première partie une introduction au Crétacé, sa stratigraphie et paléogéographie, et le problème du 'Crétacé moyen'. Ces derniers sont suivis par une introduction à l'ichnologie et sa relation avec les faciès sédimentaires. Et

enfin, le cadre géologique général (domaine atlasique et Atlas saharien) et local (monts des Ouled Naïl nord-orientaux) du secteur d'étude.

Le **Chapitre 2** porte sur une description de la série étudiée. Cinq coupes ont été levées banc par banc tout en suivant les variations verticales et latérales des faciès. Les données de terrain sont résumées dans des colonnes lithostratigraphiques et bien illustrées dans des planches photos. Le travail de terrain concerne l'étude des lithofaciès, des traces fossiles, du contenu faunique et floristique, des structures sédimentaires et du chromofaciès.

Le **Chapitre 3** est consacré à une étude ichnologique du premier hardground de la série transgressive albienne surmontant le Continental Intercalaire. Les traces bioérosives étudiées aident d'une manière directe à la reconstitution du paléoenvironnement et à l'étude des modalités de la transgression albienne dans la partie orientale de l'Atlas saharien.

Le **Chapitre 4** présente une étude sédimentologique et ichnologique détaillée de la succession albo-cénomaniennne de la coupe du Djebel Azzeddine, dans le but de discuter les paléoenvironnements et la paléogéographie du bassin des Ouled Naïl et sa place parmi les autres bassins algériens.

Le **Chapitre 5** mis en évidence un nouveau site à ichnites de dinosauriens avec la distinction de deux morphotypes. Il discute les affinités ichnotaxonomiques de ces empreintes et leur cadre paléoenvironnemental et paléobiogéographique, avec la première découverte de restes d'ornithischiens en Algérie.

Le **Chapitre 6** concerne une étude ichnologique de l'évènement anoxique océanique du passage Cénomano-Turonien (OAE-2) dans la coupe de Khanguet Grouz. Puisqu'il s'agit de la première étude de l'évènement dans la marge sud-téthysienne, les données obtenues ont été comparées avec celles de la marge nord-téthysienne (Espagne, Pologne, Italie et France).

---

# CHAPITRE 1

## GENERALITES

---

### I. PREMIERE PARTIE : introduction

#### 1. Le Crétacé

Le Crétacé (145.0 – 66.0 Ma) est considéré comme une période charnière dans l'histoire de la Terre. Il constitue la partie supérieure de l'ère mésozoïque, en faisant suite au Jurassique et précédant le Paléogène (ère cénozoïque). Il est considéré comme la plus longue période du Phanérozoïque (79 Ma). Aussi, cette période est subdivisée en douze étages.

La période crétacée est une période de haut niveau marin, avec un taux élevé de CO<sub>2</sub> atmosphérique et sans calotte glaciaire (Desmares, 2005), dans laquelle on a enregistré les plus élevées moyennes du niveau marin du Phanérozoïque à l'échelle globale (Torsvik & Cocks, 2016). Aussi, avec sept événements anoxiques océaniques, le Crétacé est considéré comme la période la plus marquée par de tels bouleversements environnementaux durant tout le Méso-Cénozoïque, induisant ainsi des accumulations immenses de la matière organique (Jenkyns, 2010). Paléogéographiquement, le Crétacé représente le temps durant lequel la Pangée a continué à se fragmenter et les plaques tectoniques ont commencé à bouger vers leurs positions actuelles. De plus, les dépôts crétacés sont connus dans tous les continents.

Le haut-niveau marin caractérisant le Crétacé est accompagné d'une énorme sédimentation crayeuse et d'un climat chaud de type *green-house* dans la plupart des régions du globe. D'un autre côté, la composition atmosphérique crétacée diffère de celle d'aujourd'hui par des niveaux d'oxygène et de CO<sub>2</sub> plus élevés. Aussi, le volcanisme du Crétacé est important et plus diversifié. Enfin, cette période a connu la diversification de plusieurs lignées animales (ex., ammonoïdes, bivalves, dinosaures, foraminifères, gastéropodes, ichtyosaures, insectes, mammifères, mosasaures, plésiosaures et ptérosaures) et végétales (ex., angiospermes, coccolithophoridés, diatomées et gymnospermes).

#### 1.1. Stratigraphie de la période crétacée

Le Crétacé a été établi par le géologue J. J. d'Omalius d'Halloy en 1822, qui a donné le nom du « Terrain Crétacé » pour une séquence de dépôts de craie, qui surmontent des tufs, des sables, et des marnes dans le Sud de l'Angleterre, le Nord de la France et en Belgique. Cette période comporte une époque inférieure qui est subdivisée en six étages (Berriasien, Valanginien, Hauterivien, Barrémien, Aptien et Albien), et une autre supérieure incluant le même nombre d'étages (Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien).

La limite inférieure du Crétacé n'est pas encore définie, mais elle est liée à la première occurrence de l'ammonite *Berriasella jacobii*. De plus, la plupart des travaux anciens ont indiqué que le GSSP du Berriasien doit être localisé dans un affleurement de l'océan téthysien. De ce fait, le *Berriasian Working Group* a proposé une coupe type pour le Berriasien à Tré Maroua dans le bassin Vocontien, dans le Sud-est français ([Wimbledon et al., 2020](#)).

En ce qui concerne la limite supérieure, elle coïncide avec la base l'étage Danien. La coupe type de ce dernier se trouve près de la ville d'El Kef en Tunisie. Dans cette limite, on a enregistré des anomalies d'iridium accompagnée d'une extinction majeure de foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire.

Eon	Ere	Période	Epoque	Etage	Age (Ma)
Phanérozoïque	Cénozoïque	Paléogène	Paléocène	Danien	66.0
	Mésozoïque	Crétacé	Supérieur	Maastrichtien	72.1 ± 0.2
				Campanien	83.6 ± 0.2
				Santonien	86.3 ± 0.5
				Coniacien	89.8 ± 0.3
				Turonien	93.9
				Cénomaniens	100.5
				Albien	~ 113.0
			Inférieur	Aptien	~ 125.0
				Barrémien	~ 129.4
				Hauterivien	~ 132.9
				Valanginien	~ 139.8
				Berriasien	~ 145.0
				Jurassique	Supérieur

**Tableau 1.1 :** Les subdivisions chronologiques du Crétacé (extrait de l'ICS : *International Chronostratigraphic Chart* v 2019/05 ; [Cohen et al., 2013](#)).

La chronostratigraphie du Crétacé se base sur la biostratigraphie des mollusques, essentiellement les ammonites, ainsi que d'autres groupes à l'image des foraminifères planctoniques et du nannoplancton calcaire.

### 1.2. Le dilemme du Crétacé moyen et de l'étage Vraconnien

Depuis l'introduction du Crétacé par le géologue belge [d'Omalius d'Halloy \(1822\)](#), le débat est toujours ouvert concernant la subdivision de cette période, en deux (inférieur et supérieur) ou en trois (inférieur, moyen et supérieur) époques.

Les premiers stratigraphes ayant travaillé sur ce système, ils l'ont subdivisé en trois parties telles le Néocomien, Gault et Craie ([d'Omalius d'Halloy, 1831](#) ; [d'Archiac, 1839](#) ; [d'Orbigny, 1841](#) ; [Leymerie, 1841](#)), Crétacique inférieur, moyen et supérieur ([Renevier, 1897](#)), Infracrétacé, Mésocrétacé et Supracrétacé ([Böse & Cavins, 1928](#)) ou encore Eocrétacé, Mésocrétacé et Néocrétacé ([Renevier, 1899](#)).

Entre autres, Dewalque (1886) est considéré comme le premier géologue ayant subdivisé le Crétacé en deux parties seulement. Cette dernière a été proposée un an avant (1885), lors du congrès géologique international tenu à Berlin et acceptée par la communauté scientifique, à l'exception des géologues russes, suisses, belges et français qui supportaient toujours la théorie de la présence de trois époques crétacées (Frazer, 1886 ; Drushchits, 1966).

Selon les dernières versions de la charte stratigraphique internationale (Cohen et al., 2013), la limite médio-crétacée est placée à la limite Albien – Cénomaniens (= 100.5 Ma). Aussi, la non-officialisation d'une époque méso-crétacée a permis l'existence de différences remarquables dans les limites de l'intervalle proposé. Des travaux qui datent de très récemment soutiennent les intervalles Albien – Turonien (e.g., Kakabadze & Bengtson, 2009), Aptien – Cénomaniens (e.g., Gradstein et al., 2008), Albien – Coniacien (Haynes et al., 2015), Albien – Santonien (Forster et al., 2007), Aptien – Turonien (Iba, 2009), Barrémien – Turonien (Leckie et al., 2002) et Cénomaniens – Coniacien (Crame et al., 2006), pour qu'ils représentent un Crétacé moyen indépendant.

L'intervalle considéré comme 'méso-crétacé' dans la présente thèse est l'Albien – Turonien. Ce dernier a fait l'objet de nombreux travaux auparavant dans la région d'étude. Cependant, les limites albo-cénomaniens et cénomano-turonien n'ont jamais été signalées avec précision. De plus, l'Albien terminal (Vraconnien) et le Cénomaniens inférieur sont indifférenciés jusqu'à nos jours.

Le Vraconnien (ou Vraconien) a été exclu des étages crétacés lors du Colloque sur le Crétacé inférieur qui s'est tenu à Lyon en 1963 à cause de sa faible épaisseur dans sa localité type, et donc pour le fait qu'il ne soit pas cartographiable. Maintenant il est considéré comme un sous-étage de l'Albien, constitué par trois associations successives d'ammonites correspondant aux zones nommées *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax*, *M. (Subschloenbachia) perinflatum* et *Arrhaphoceras (Praesubschloenbachia) briacensis*.

### 1.3. Paléogéographie globale lors du Crétacé

Le long du Crétacé, la Terre a connu d'importants changements paléogéographiques. Au Crétacé inférieur deux supercontinents représentaient la masse continentale. Ils correspondent au Gondwana au Sud et Laurasia au Nord. Ces deux derniers ont été séparés à l'est par l'océan téthysien qui a été restreint dans sa partie occidentale, à l'emplacement de l'actuelle mer méditerranéenne. L'ouverture de l'Atlantique qui a commencé déjà pendant le Trias et le Jurassique se poursuit durant le Crétacé. Vers la fin de cette période, l'Atlantique nord et sud rejoignent l'Atlantique central pour créer un océan continu nord-sud, caractérisé par des plaines abyssales profondes, entre les Amériques à l'ouest et l'Eurasie et l'Afrique à l'est.

Les reconstitutions des plaques tectoniques pour la période crétacée ont supposé que six blocs continentaux (Eurasie, Amérique du Nord - Groenland, Amérique du Sud, Afrique, Inde - Madagascar et Australie - Antarctique) ont été complètement ou

partiellement séparés par des passages de bassins océaniques profonds interconnectés (atlantique, indien, pacifique et téthysien). Les grands traits paléogéographiques ressortis à partir de ces reconstitutions comprennent un passage ouvert de la mer norvégienne depuis l'Atlantique Nord jusqu'à l'Arctique, la limite septentrionale de la Téthys profonde en Europe, un passage de mer profonde qui relie l'Atlantique du Pacifique entre l'Amérique centrale et l'Amérique du Sud, un passage ouvert rattachant le Pacifique Sud de l'Atlantique Sud entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique et enfin une île « Inde – Madagascar » isolée, située entre l'Afrique et l'Australie (*in Hay et al., 1999*).

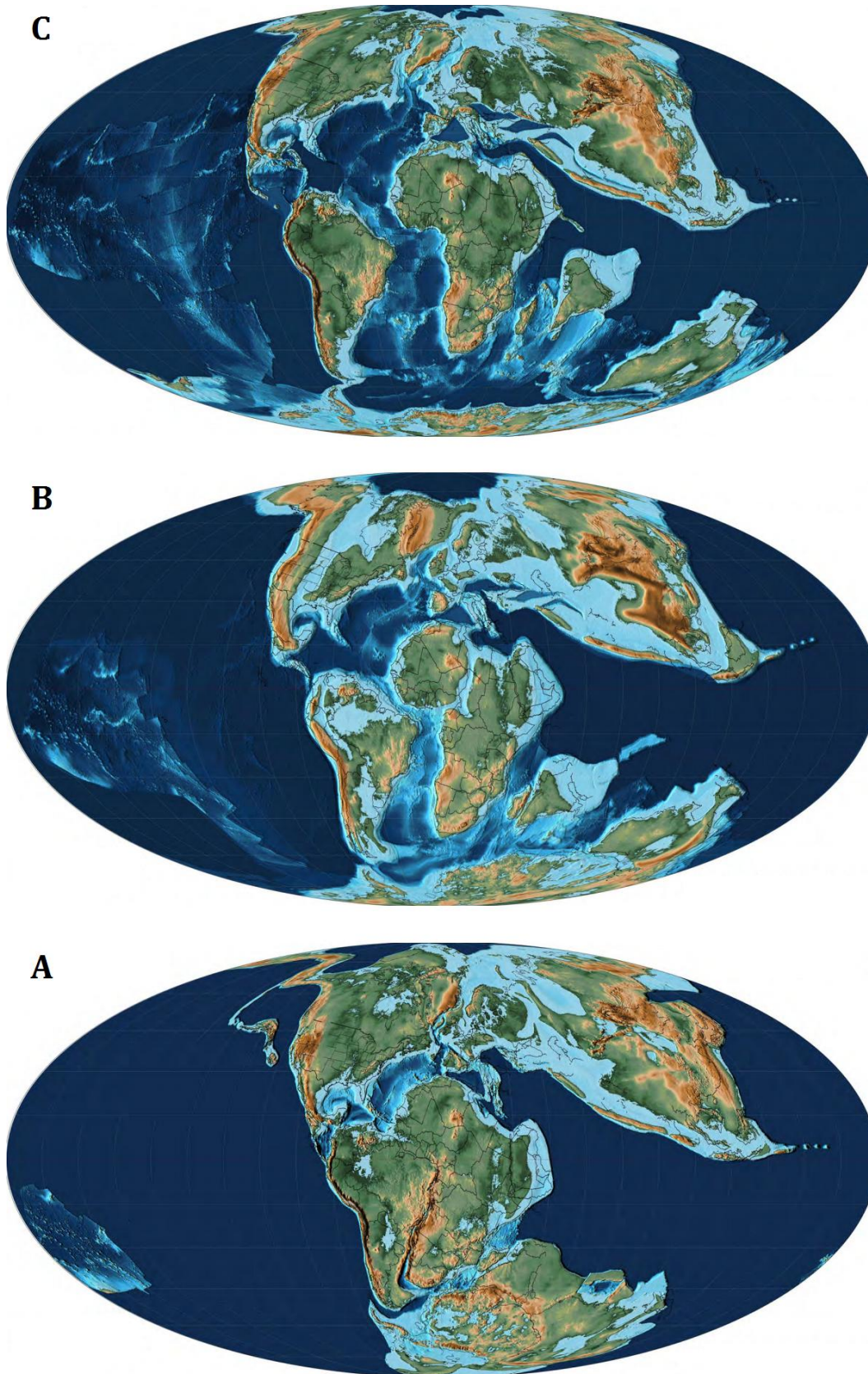
Certains blocs (Amérique du Nord, Eurasie, Afrique et Australie) ont été traversés par des bras de mers peu profondes, dites les mers méridionales (*in Hay et al., 1999*), telle la mer transsaharienne, qui traverse le Sahara algérien, et dont les témoins sont les dépôts méso-crétacés de la dorsale de M'zab et ceux des plateaux de Tedmaït et du Tinrhert.

Les modèles établies concernent surtout les blocs continentaux majeurs et les principaux fragments de la croûte continentale. Par ailleurs, les cartes ou les esquisses paléogéographiques résultantes ont été focalisées sur les reconstitutions paléo-continentales (*in Hay et al., 1999*).

Quelques travaux ont tracé la limite mer – continent (shoreline) dans ces blocs majeurs (*in Hay et al., 1999*). De plus, les terranes ont joué un rôle important dans la circulation océanique. Le nombre total de ces terranes est autour de deux mille terranes (*Hay et al., 1999*), parmi lesquelles on peut citer la Kabylie, le bloc atlasique et l'Afrique du Nord-Ouest.

Une autre caractéristique de la période crétacée est le nombre élevé des provinces ignées (LIPs). Comme dans le cas du Jurassique, toutes ces LIPs sont situées dans les bassins océaniques à l'exception de cinq provinces trouvées dans la lithosphère continentale : les coulées basaltiques de Paraná – Etendeka en Amérique du sud (134 Ma), les basaltes de Bunbury en Australie sud -occidentale (132 Ma), les trappes de Rajmahal en Inde (118 Ma), LIP de Madagascar (87 Ma) et les trappes du Deccan (65 Ma). Aussi, 75 % des kimberlites méso-cénozoïques connues datent du Crétacé (*Torsvik & Cocks, 2016*).





**Figure 1.1 :** Paléogéographie du globe terrestre au Crétacé (Scotese, 2014a, b). **(A)** Au Berriasien (-143 Ma) ; **(B)** Au Cénomaniens (-96.6 Ma) ; **(C)** Au Maastrichtien (-68 Ma).

## II. DEUXIEME PARTIE : l'ichnologie

### 1. Introduction

L'ichnologie est l'étude, la description, la classification et l'interprétation des différentes traces produites par des animaux, végétaux, mycètes, protistes et microbes. Ces traces sont considérées comme des structures sédimentaires biogéniques qui se présentent sous forme de terriers, de perforations (*borings* = bioérosion), d'empreintes et de pistes. Les traces fossiles ou ichnofossiles (*ichnos* = trace « en grec ») offrent une source de données alternative sur l'écologie des paléo-écosystèmes. Elles consistent à des structures biogéniques produites par l'activité des organismes, généralement benthiques, par la bioturbation des sédiments non-consolidés, ou la bioérosion des substrats lithiques (roches), biogéniques (tests, os) ou ligneux (bois). La morphologie des traces fossiles reflète le comportement de l'organisme producteur et les propriétés du sédiment. Certains auteurs considèrent les stromatolites et d'autres structures microbiennes (e.g., *wrinkle structures*) comme des traces fossiles. Aussi, les traces fossiles peuvent être pré- et post-dépositionnelles. Certains auteurs utilisent les termes pré- et post-turbidite. Aussi, Elles peuvent être primaires ou secondaires.

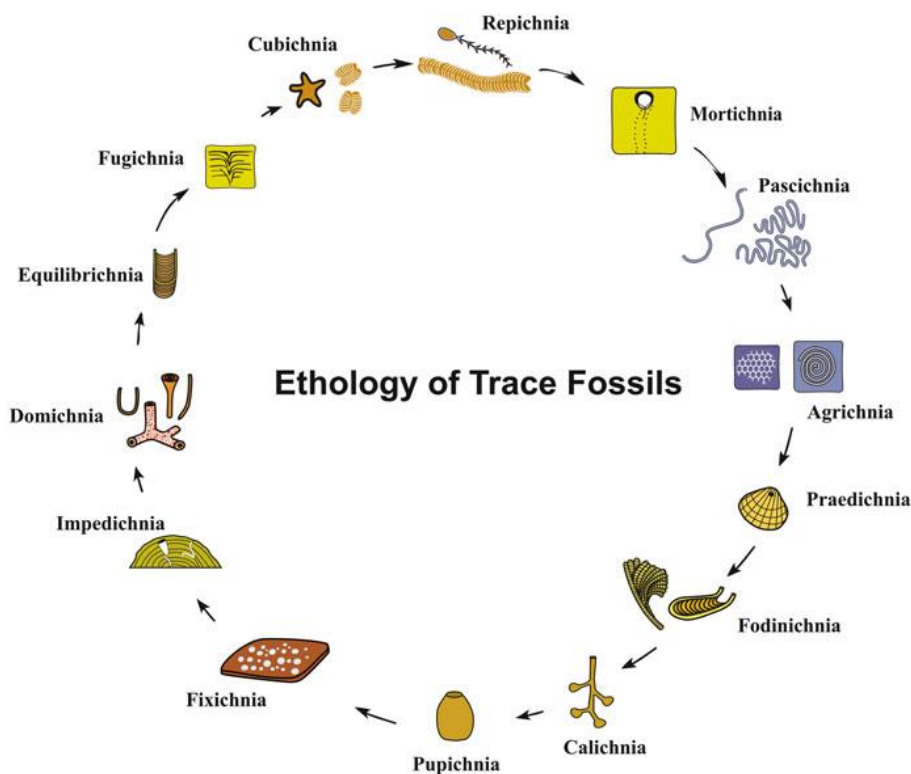
#### 1.1. Classification des traces fossiles

##### 1.1.1. Classification éthologique

La classification éthologique des traces fossiles (Figure 1.2) proposée par Seilacher (1953) consiste à une partie du paradigme sur lequel travaillent les ichnologues aujourd'hui afin de décrire les traces fossiles. Dans leur révision majeure publiée récemment, Vallon et al. (2016) distinguèrent treize catégories éthologiques, comme ils ont éliminé d'autres catégories proposées auparavant telles Aedificichnia, Equibrichnia, Impedichnia, Mortichnia et Polychresichnia. Les catégories valables selon ces auteurs sont :

- a. Agrichnia : Traces de culture (e.g., *Paleodictyon*).
- b. Calichnia : Traces de couvain (e.g., *Celliforma* = alvéoles d'abeilles).
- c. Chemichnia : Traces chimiosymbiotiques (e.g., *Chondrites*).
- d. Cubichnia : Traces de repos (e.g., *Cardioichnus*).
- e. Digestichnia : Traces de digestion (e.g., *Lumbricaria* = coprolithes).
- f. Domichnia : Traces d'habitat ou de demeure (e.g., *Ophiomorpha*).
- g. Ecdysichnia : Traces de moulage (post-mortem) (e.g., *Harpichnus*).
- h. Fixichnia : Traces d'attachement ou de fixation (e.g., *Centrichnus*).
- i. Fodinichnia : Traces de nutrition ou d'alimentation (e.g., *Rhizocorallium*).
- j. Fugichnia : Traces d'évasions (fuite) (aucun ichnotaxon n'est attribué à cette catégorie).
- k. Pascichnia : Traces de pacages (recherche de nourriture) (e.g., *Bichordites*).
- l. Praedichnia : Traces de prédation (e.g., *Oichnus*).
- m. Repichnia : Traces de locomotion (e.g., *Oravaichnium*).

Comme un résultat des différents comportements et éthologies des organismes producteurs, un groupe d'organismes peut produire plusieurs types de traces fossiles. Par exemple, les ichnogenres *Scolicia* de Quatrefages (1849), *Cardioichnus* Smith & Crimes (1983) et *Bichordites* Plaziat & Mahmoudi (1988) sont tous produits par les oursins spatangues.



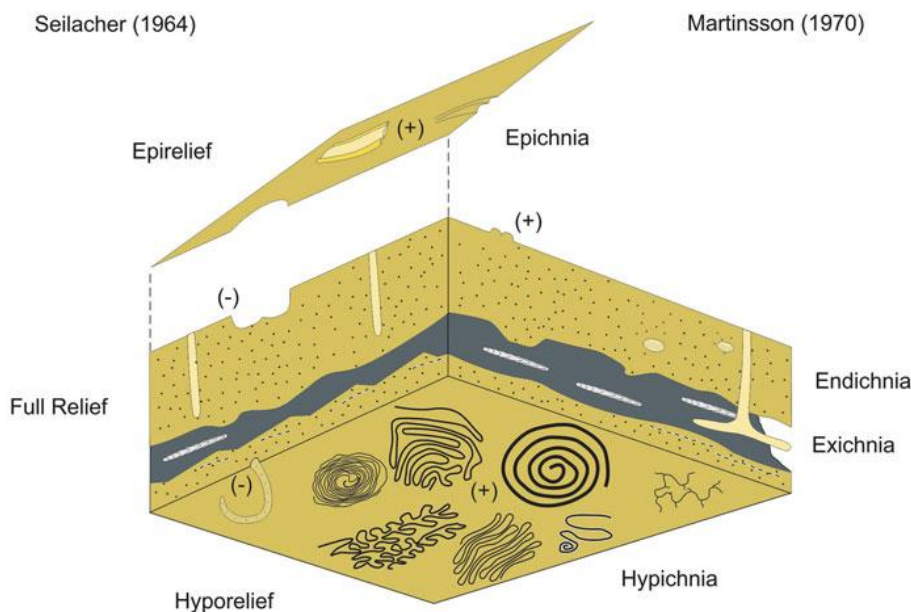
**Figure 1.2 :** Ethologie des traces fossiles (Buatois & Mángano, 2011). Ce schéma n'est pas en accordance totale avec la classification proposée ultérieurement par Vallon et al. (2016).

D'un autre côté, des organismes différents peuvent produire des traces indiscernables morphologiquement, qui sont attribuées à un seul ichnogenre comme *Skolithos* qui est produit par des anthozoaires, crustacées, holothuriens, phoronidés, polychètes, priabulides, arachnides, insectes et même par des racines de plantes (Knaust, 2017). Parfois, les organismes producteurs seront préservés *in situ* avec leur trace, ce qui permet de faire une liaison espèce – ichnoespèce. Dans le Miocène inférieur du bassin de Tiaret en Algérie nord-occidentale, la trace fossile *Cardioichnus planus* Smith & Crimes (1983) a été liée à l'activité (repos) de l'oursin spatangue *Echinocardium nummuliticum* Péron & Gauthier (1885) (Naimi et al., 2021a).

### 1.1.2. Classification toponomique

Une classification toponomique simple des traces quant à leur mode de conservation et leur relation avec les couches sédimentaires encaissantes existe également (Seilacher, 1964 ; Martinsson, 1970) (Figure 1.3). Selon Martinsson (1970), epichnia est une trace préservée à la surface supérieure du banc et hypichnia est préservée à la surface inférieure. Les deux peuvent être conservées sous forme d'arête (*ridge* = convexe) ou de

rainure (*groove* = concave). Endichnia se dit sur les traces qui sont préservées entièrement à l'intérieur du sédiment et sont produites par des organismes endobenthiques. Les traces situées totalement en dehors du banc sont nommées exichnia. Seilacher (1964) proposa les termes *full relief* (plein relief) pour les traces préservées à l'intérieur du banc (endogènes) et qui sont observées généralement en trois dimensions, et *semirelief* (demi-relief) pour celles qui sont conservées à l'interface des bancs, parallèlement au plan de stratification. Lorsque les surfaces supérieure et inférieure du banc sont exposées avec des traces fossiles, ces dernières sont en épirelief et hyporelief, respectivement. L'épi- et l'hyporelief peuvent être positifs (convexes) ou négatifs (concaves). La terminologie utilisée dans la présente thèse se base principalement sur la classification de Martinsson (1970).



**Figure 1.3 :** Bloc diagramme montrant les termes utilisés dans la classification toponomique des traces fossiles selon Seilacher et Martinsson (Buatois & Mángano, 2011).

### 1.1.3. Classification morphologique

Książkiewicz (1977) a organisé les traces fossiles sur la base de la morphologie générale. De nombreux auteurs ultérieurs ont utilisé avec succès ce système (e.g., Uchman, 1995). Knaust (2012) a discuté les problèmes de la systématique des traces fossiles en détail et a proposé un schéma de classification morphologique basé sur les caractéristiques morphologiques importantes des terriers, des pistes, des empreintes et des traces bioérosives. L'idée de ce schéma proposé était, à plus long terme, d'utiliser une base de données bien structurée pour classer les traces fossiles.

### 1.1.4. Ichnosystématique (ichnotaxonomie)

Les traces fossiles sont classées en utilisant les ichnogenres et les ichnoespèces ; le préfixe « ichno » différencie ces ichnotaxa des fossiles (*body fossils*). D'autres catégories à l'image des ichnofamilles ont été proposées mais ne sont pas beaucoup utilisées par les

auteurs. Les traces fossiles peuvent également être subdivisées en deux groupes informels en fonction de leur taille, macro- et micro-traces, avec une limite entre elles communément prise à 1 mm (Knaust, 2012).

#### 1.1.5. *Ichnodisparité et ichnodiversité*

Buatois & Mángano (2011, 2013) ont introduit le terme ichnodisparité qui mesure la variabilité des plans corporels morphologiques dans les structures biogéniques, contrairement à l'ichnodiversité, qui fait référence à la richesse ichnotaxonomique. L'ichnodiversité est le nombre des ichnogenres, tandis que l'ichnodisparité est le nombre des dessins architecturaux des traces fossiles. La combinaison des deux concepts peut fournir de précieuses informations paléobiologiques. Buatois et al. (2017) ont discuté le concept des « catégories des designs architecturaux » (CAD = *categories of architectural designs*), et tous les ichnogenres existants ont été regroupés en 79 CADs différentes, 58 pour les traces de bioturbation et 21 pour les traces bioérosives. Cette publication constitue un outil très utile pour la détermination des traces fossiles.

### 1.2. Traces fossiles et faciès sédimentaires

#### 1.2.1. *Indice de bioturbation*


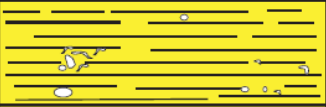
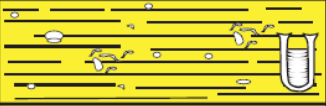




La bioturbation est le processus par lequel le faciès et la structure sédimentaire primaire sont oblitérés par des organismes vivants. Plusieurs méthodes ont été proposées pour quantifier l'intensité de la bioturbation. Sur une échelle de 0 (pas de bioturbation) à 6 (bioturbation complète) l'indice de bioturbation (BI = *bioturbation index*) (Figure 1.4) quantifie le degré de bioturbation dans les sédiments en se basant principalement sur le pourcentage des sédiments bioturbés (Reineck, 1963 ; Taylor & Goldring, 1993).

#### 1.2.2. *Ichnofaciès*

Les ichnofaciès sont des combinaisons récurrentes de faciès sédimentaires et de traces fossiles. Les principaux ichnofaciès en milieu marin sont ceux à *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos*, et *Nereites*. On peut rajouter les ichnofaciès à *Glossifungites*, *Trypanites* et *Teredolites* (Figure 1.4). L'utilisation des ichnofossiles en tant qu'indicateurs paléobathymétriques réside dans le fait que les ichnogenres, et bien qu'ils aient une grande répartition stratigraphique, ils indiquent des conditions environnementales spécifiques.

Ces conditions comprennent l'énergie des vagues et des courants, la température, la chimie (y compris la salinité et la quantité des gaz dissous tels que l'oxygène), la pénétration de la lumière, l'approvisionnement en nutriments, la concurrence pour l'éco-espace et les ressources, le taux de sédimentation et le caractère des substrats. Des facteurs locaux peuvent contrôler la distribution des ichnofaciès ; par exemple, les conditions de dépôt dans les parties proximales ou chenalisées d'un cône sous-marin peuvent ressembler aux substrats mobiles typiques des environnements côtiers à haute

énergie, ce qui permet la production de l'ichnofaciès à *Skolithos* dans les deux environnements malgré les grandes différences bathymétriques et environnementales.

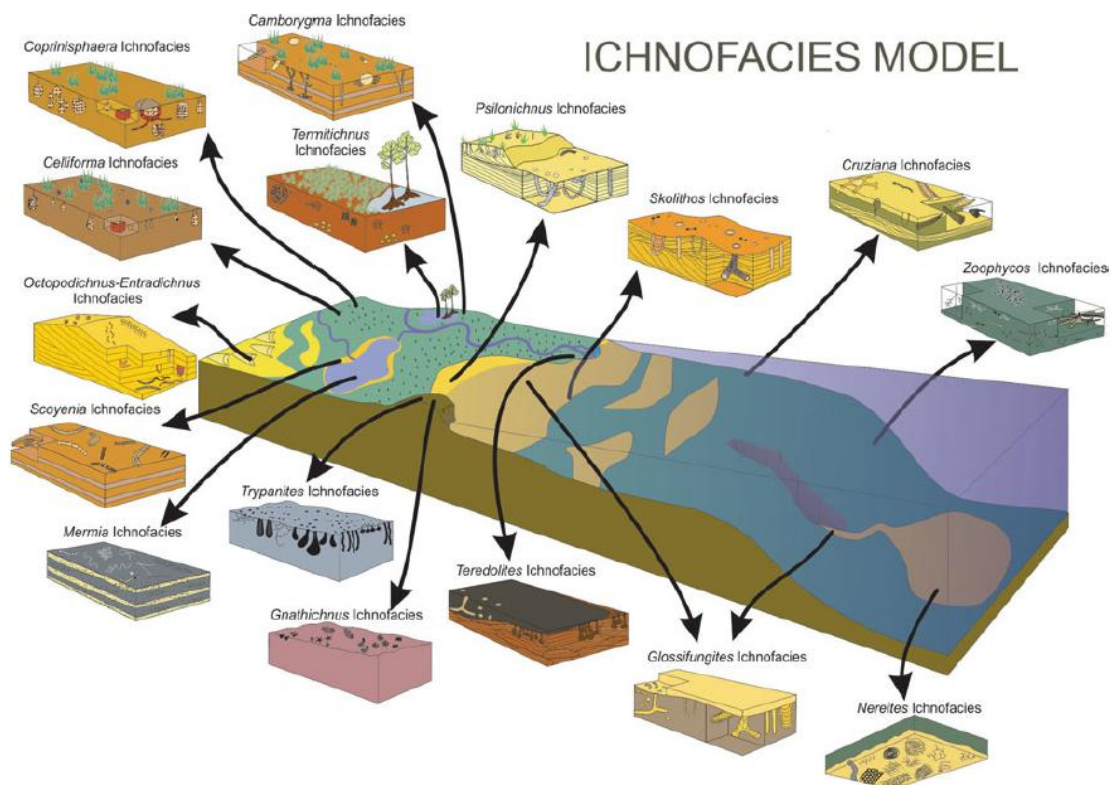
Sédiment bioturbé	BI	Description	Présentation
0%	0	Bioturbation absente	
1%–5%	1	Bioturbation rare, très peu de traces discrètes	
6%–30%	2	Faible bioturbation, faible densité de traces fossiles	
31%–60%	3	Bioturbation modérée, des traces discrètes	
61%–90%	4	Haute bioturbation, Haute densité de traces fossiles	
91%–99%	5	Bioturbation intense	
100%	6	Bioturbation complète, traces difficiles à identifier en raison des <i>reburrows</i> répétés, très peu de traces discrètes	

**Figure 1.4 :** L'indice de bioturbation (BI) (modifiée d'après Reineck, 1963 ; Taylor & Goldring, 1993).

Les ichnofaciès à *Glossifungites*, *Trypanites* et *Teredolites* sont placés dans des substrats fermes, durs et ligneux, respectivement. Dans ce cas, la profondeur de l'eau n'est pas un facteur de contrôle. Certains auteurs reconnaissent les ichnofaciès à *Ptilonichnus* (entre la zone de l'estran et le domaine terrestre) et à *Arenicolites* (colonisation opportuniste des lits d'événements nouvellement déposés).

Frey & Pemberton (1984) donnèrent les caractéristiques des principaux ichnofaciès du domaine marin :

- a. Ichnofaciès à *Skolithos* : énergie modérée à relativement élevée ; caractérisé par des traces d'habitat (domichnia) qui sont verticales, cylindriques et/ou sous forme de U, ainsi que par des traces de fuite (fugichnia).
- b. Ichnofaciès à *Cruziana* : substrats infralittoraux à circolittoraux peu profonds ; énergie modérée à faible ; caractérisé par des traces de locomotion (repichnia) variées, épi- et endo-géniques, des traces d'habitat, des traces de nutrition (fodinichnia) variées, et des traces de repos (cubichnia) communes.
- c. Ichnofaciès à *Zoophycos* : caractéristique de la pente continentale ; contenant des traces de nutrition simples ou complexes ; une faible ichnodiversité indiquant une pauvre oxygénation.



**Figure 1.5 :** Le modèle des ichnofaciès (Buatois & Mángano, 2011).

d. Ichnofaciès à *Nereites* : environnements bathyal à abyssal, eaux oxygénées, dépôts turbiditiques épisodiques ; dominé par des traces de pacages (pascichnia) et de culture (agricrichnia) surtout des graphoglyptidés dans les turbidites distales ; les turbidites proximales contiennent des traces d'habitat verticales, cylindriques ou sous forme de U ; les séquences pélagiques et hémipélagiques contenant des dépôts inter-turbiditiques sont dominées par des traces de nutrition et de locomotion. Cet ichnofaciès est subdivisé en trois ichnosubfaciès, *Ophiomorpha rudis*, *Paleodictyon* et *Nereites*.

### 1.2.3. Types des substrats

L'un des plus importants facteurs dans la distribution des traces fossiles est la nature du substrat. Dans leur synthèse, Taylor et al. (2003) ont résumé les différents types de substrats comme suit (Figure 1.6) :

- a. Souground : sédiment micritique fin saturé en eau.
- b. Softground : sédiment boueux et micritique avec un peu d'assèchement.
- c. Looseground : sédiment sableux où les terriers nécessitent des marges stabilisées.
- d. Stiffground : sédiment stabilisé où les terriers sont sans doublure.
- e. Firmground : sédiment souvent compacté.
- f. Hardground : substrat lithifié, il peut être une roche (*rockground*), coquille, os...

A cette liste, on peut aussi ajouter les *woodgrounds* (substrats ligneux). La nature du substrat peut influencer la morphologie de la trace fossile. [Knaust \(2017\)](#) a indiqué que les trois ichnogenres *Ophiomorpha* Lundgren (1891), *Thalassinoides* Ehrenberg (1944) et *Spongeliomorpha* Saporta (1887) sont produits par le même organisme dans trois types différents de substrats looseground, softground et firmground.

Soupground	Softground	Looseground	Stiffground	Firmground	Hardground	Woodground
<i>Nereites</i>						
<i>Zoophycos</i>			<i>Zoophycos</i>			
	<i>Cruziana</i>					
<i>Mermia</i>						
		<i>Skolithos</i>				
		<i>Pylonichnus</i>				
		<i>Scoyenia</i>				
			<i>Glossifungites</i>			
			<i>Coprinisphaera</i>		<i>Trypanites</i>	
						<i>Teredolites</i>

**Figure 1.6 :** Relation entre les types des substrats et les ichnofaciès.

Aussi, parmi les ichnofaciès du domaine marin, trois sont contrôlés par la nature du substrat (*substrate-controlled ichnofacies*) :

- Ichnofaciès à *Glossifungites* : firmground.
- Ichnofaciès à *Trypanites* : hardground.
- Ichnofaciès à *Teredolites* : woodground.

Il faut noter également que certains auteurs subdivisent l'ichnofaciès à *Trypanites* en deux ichnosubfaciès (ou subichnofaciès) :

- Ichnosubfaciès à *Gnathichnus* : substrats biogéniques.
- Ichnosubfaciès à *Entobia* : substrats rocheux.

Il est préférable d'utiliser uniquement le terme *Trypanites* pour parler des ichnofaciès. En contrepartie, les expressions *Gnathichnus* et *Entobia* pourront être réservées pour distinguer des ichnocénoses.

### 1.3. Ichnostratigraphie

L'une des premières applications de l'ichnologie dans la géologie pétrolière était le développement d'un schéma ichnostratigraphique pour la corrélation entre les quartzites non-fossilifères du domaine marin peu profond péri-gondwanien, qui en constituent des réservoirs importants en Afrique du Nord et en Moyen-Orient. Les principales traces fossiles impliquées dans ce schéma ichnostratigraphique sont les ichnoespèces de *Cruziana* et les autres traces d'arthropodes ([Seilacher, 1992](#)) ([Figure 1.7](#)). Ces traces fossiles sont abondantes et largement réparties dans les dépôts du Paléozoïque inférieur, aussi, leurs producteurs (trilobites et d'autres arthropodes)



évoluaient rapidement au cours de cette période de leur histoire. L'inconvénient de l'utilisation de ce concept est que les arthropodes sont des organismes benthiques, et donc sujets au provincialisme (Magwood & Pemberton, 1990).

Dans le Paléozoïque toujours, l'ichnogenre *Dictyodora*, caractérisant les dépôts marins profonds, a une distribution stratigraphique restreinte (Uchman, 2004). *D. simplex* a été enregistré dans le Cambrien – Ordovicien, *D. zimmermanni* dans l'Ordovicien, *D. scotica* et *D. tenuis* dans l'Ordovicien – Silurien, et *D. liebeana* dans le Carbonifère inférieur.

Parmi les graphoglyptidés, certains exemples ont des affinités ichnostratigraphiques, à l'image de *Glockerichnus alata* qui est caractéristique de l'Eocène, et *Rotundusichnium zumayense*, connu uniquement dans le Maastrichtien – Eocène (Uchman, 2004).

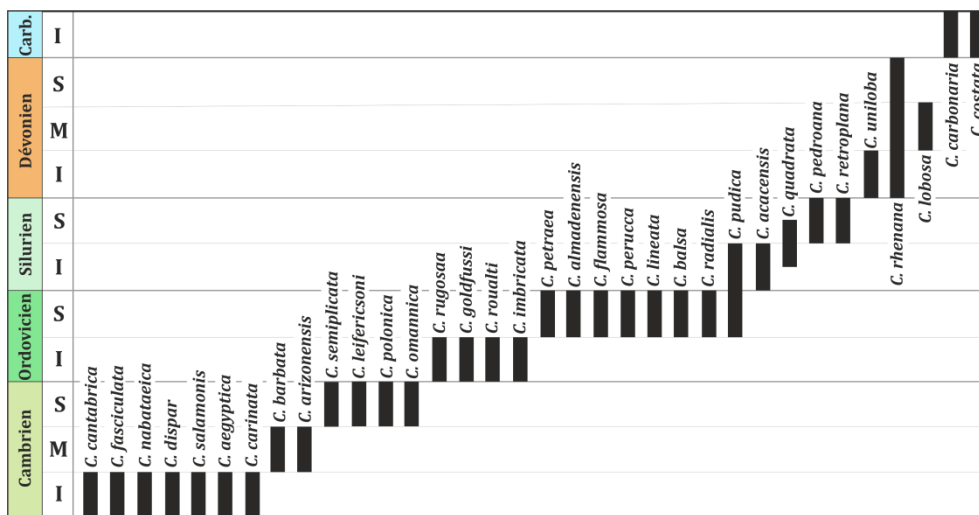


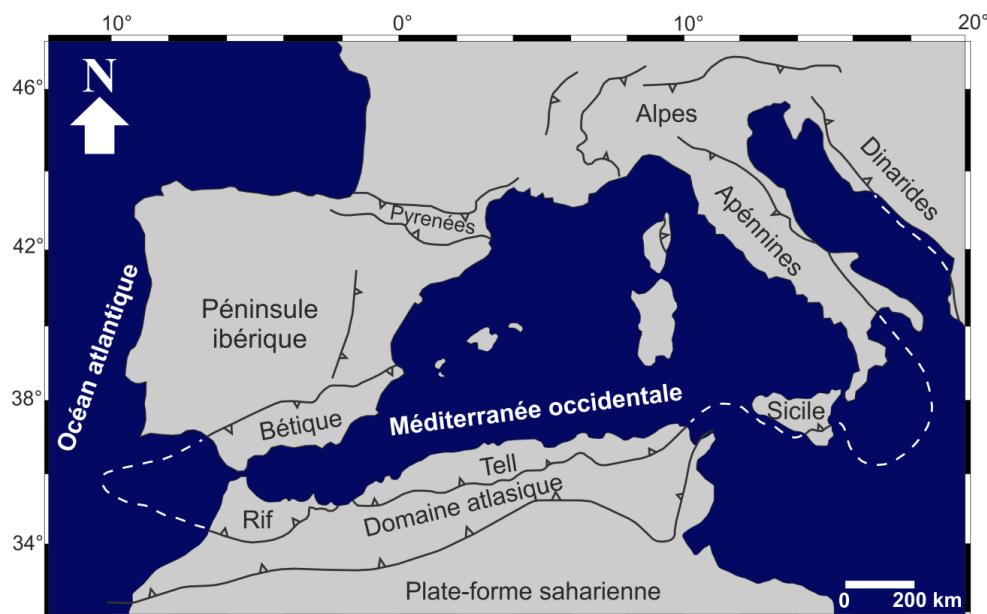
Figure 1.7 : Ichnostratigraphie de l'ichnogenre *Cruziana* (modifiée d'après Seilacher, 1992).

### III. TROISIEME PARTIE : géologie régionale et locale

#### 1. Les grandes unités structurales de l'Algérie alpine

L'Algérie alpine, bordée au sud par l'accident sud atlasique, est une composante importante et une partie intégrante du système alpin ouest-méditerranéen et du Maghreb, dans le sens géologique du terme (Figure 1.8).

Elle est constituée de deux domaines. Le domaine tellien au nord, qui est considéré comme un système périplaque, et le domaine atlasique dans la partie méridionale, qui constitue un système intraplaque ou intracontinental (Kazi-Tani, 1986).



**Figure 1.8 :** Les grands traits structuraux de la Méditerranée occidentale (In Naimi et al., 2021a).

##### 1.1. L'Atlas tellien

Le système tellien correspond à la partie algérienne de la chaîne des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (Durand Delga, 1969 ; Wildi, 1983). Il est allongé suivant une direction E-W sur la bordure littorale de l'Algérie. Ce domaine est fortement affecté par l'orogénèse alpine.

Le Tell consiste à une entité structurale qui comprend du nord au sud (Figure 1.9) :

##### 1.1.1. Les Kabylides :

Appelés anciennement les zones internes (Durand Delga, 1969) ou le domaine médian (Kazi-Tani, 1986). Cet élément de la chaîne alpine de l'Algérie fait partie du microcontinent (ou terrane) nommé AlKaPeCa. Ils sont constitués par des massifs anciens, représentés par un socle gneissique d'âge édiacarien (570 Ma) (Peucat & Bossière, 1978), surmonté en discordance (cadomienne) par un Paléozoïque non métamorphique, allant du Cambrien supérieur au Viséen, en contact cataclastique avec

le cristallin (Kazi-Tani, 1986). Ces derniers sont recouverts par une série sédimentaire détritique oligocène à mi-burdigalienne (molasses dans le sens des anciens auteurs), appelée l'Oligo-Miocène kabyle (OMK). Ces massifs sont bordés au sud par la Dorsale kabyle qui en constitue la couverture sédimentaire. Cette dernière comprend à la base des dépôts permo-triasiques attribués au faciès Verrucano, surmontés par une série carbonatée datant du Lias jusqu'au Lutétien, avec une lacune importante au Dogger-Malm (Kazi-Tani, 1986).

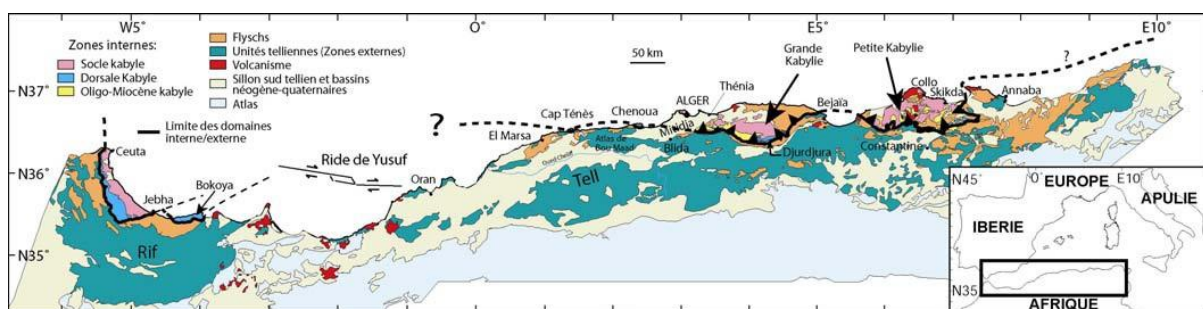
### 1.1.2. Le domaine des flyschs :

Le bassin des flyschs (ou bassin maghrébin) constitue une limite majeure entre l'Afrique et l'Europe avant l'Oligocène supérieur. Cette limite a joué le rôle d'une zone coulissante entre les deux continents à partir du Lias supérieur-Dogger, et puis de distensions importantes au Dogger-Malm, aboutissant à un amincissement crustal (Bouillin, 1986). Les nappes de flyschs forment une bande pratiquement continue d'âge Crétacé inférieur à Aquitaniens, bien structurée au sud des massifs kabyles, scindée en trois entités : maurétanienne, massyenne et numidienne (Kazi-Tani, 1986). (1) Le flysch maurétanien affleure dans le nord constantinois en bordure de la petite Kabylie et dans le Dahra en Oranie nord-orientale. Il est entièrement allochtone, d'âge Jurassique moyen-Crétacé inférieur à Paléocène, formé par des dépôts turbiditiques argilo-gréseux, ainsi que par des calcaires, des marnes, des black shales et des conglomérats (Raoult, 1974 ; Raoult et al., 1982). (2) Le flysch massyien, exclusivement crétacé (Albo-Aptien à Maastrichtien). Il est constitué par une série argilo-gréseuse à bancs décimétriques de grès quartzitiques, des phanites, des brèches calcaires et des marnes (Raoult, 1974) associés avec des roches volcaniques (Bouillin & Hernandez, 1975). (3) Le flysch numidien est d'âge oligo-miocène. Il est composé par des argiles sous-numidiennes versicolores à *Tubotomaculum*, suivies par des dépôts turbiditiques épais, représentés par des alternances grés-argileuses riches en figures sédimentaires et en traces fossiles attribuées à l'ichnofaciès à *Nereites* (Menzoul, 2017). La partie sommitale de la formation numidienne est représentée par des argiles, des marnes et silexites supra-numidiennes appelées faciès Babouche, très développées dans l'est algérien (Vila, 1980). Aussi, certains flyschs présentent des caractères qui s'éloignent de ceux de ces trois séries, à l'image du flysch de Ziane (Raoult, 1974) ou le flysch de Tamalous (Bouillin, 1978).

### 1.1.3. Le domaine tellien (*sensu stricto*) :

Il correspond aux « zones externes » dans la conception ancienne suivant la théorie du géosynclinal et le modèle établi par Durand Delga (1969). Ce dernier devait être délaissé, ou au moins mis à jour, avec l'avènement de la tectonique des plaques, comme dans les quatre coins du monde. Le domaine tellien est formé par des terrains paléozoïques à néogènes qui sont autochtones, charriés (parautochtones) ou franchement décollés au dessus du Trias argilo-gypseux en formant des nappes (allochtones). Il pourrait être subdivisé en Tell septentrional côtier (e.g., massifs

littoraux oranais, Dahra, Boumaâd, Babors), et en Tell méridional parallèle au premier (e.g., Tessala, Béni Chougrane, Mina, Ouarsenis, Bibans). Ces deux chaînes sont séparées par bassins néogènes intramontagneux, matérialisés par des dépôts mio-plio-quadernaires, à l'image du bassin du Bas Chélif. La structuration de cet Atlas tellien est liée à deux phases majeures, la première remonte au Paléogène, tandis que la deuxième est attribuée au Néogène (Kirèche, 1993). Le substratum paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) affleure dans les massifs côtiers d'Oran, du Chélif et de la bordure sud tellienne au nord de Tiaret (massif de l'Ouarsenis). Ces terrains sont affectés par une tectonique alpine polyphasée qui masque l'empreinte de l'orogénèse hercynienne (Ciszak, 1993). Le Trias est argilo-gypseux et/ou carbonaté fossilifère, ressemblant celui de l'Atlas saharien. Il affleure aux semelles des nappes telliennes ou au niveau des diapirs. Aussi, ces dépôts sédimentaires triasiques referment de grands blocs du socle, notamment des péridotites, amphibolites, kinzigites et des gabbros (Midoun & Perthuisot, 1992 ; Midoun & Seddiki, 2016). L'autochtone tellien est connu dans les massifs de l'Ouarsenis et de Bibans. De son côté le parautochtone (autochtone à schistosité) caractérise le littoral oranais, massifs du Chélif, Dahra-Boumaâd, massif de Blida et les Babors (Kirèche, 1993). L'allochtone est découpé en plusieurs unités structurales (nappes telliennes) superposées. Ces nappes sont présentes dans presque tout le Tell, surtout dans sa partie méridionale, comme elles ont été mises en place depuis le Miocène inférieur jusqu'au début du Miocène supérieur (Addadi et al., 1968). Au sud du Tell méridional, une avant-fosse se développe. Elle consiste à un bassin synorogénique miocène profond caractérisé par des turbidites qui reçoit le front des nappes telliennes et chevauche l'avant pays préatlasique.



**Figure 1.9 :** Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig, 2006).

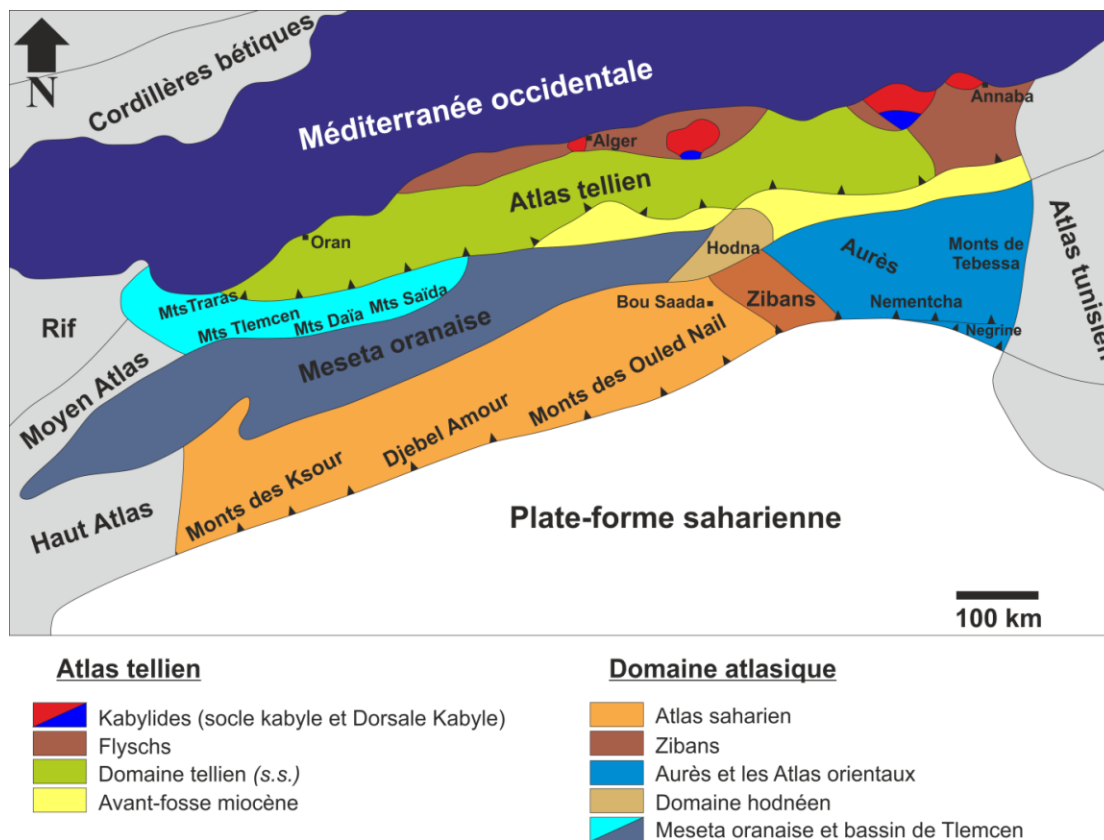
## 1.2. Le domaine atlasique

Le système atlasique algérien est situé entre le front des nappes telliennes et l'accident sud-atlasique (Aït Ouali, 1991). C'est un domaine intraplaque formé par plusieurs compartiments d'orientations diverses (Kazi-Tani, 1986). Le système atlasique peut être subdivisé en différents segments. La subdivision adoptée ici se base sur les subdivisions de Ritter (1902), Kazi-Tani (1986) et Aït Ouali (1991). Le terme « *Atlas saharien* » est réservé ici pour l'Atlas saharien dans le sens strict du terme. Les Aurès, ainsi que les autres bassins atlasiques de l'est algérien font partie du système atlasique

(*sensu lato*), et n'ont pas de l'Atlas saharien oriental, comme il a été indiqué par certains auteurs. Le domaine atlasique en Algérie comprend :

### 1.2.1. Atlas saharien :

Il correspond à une chaîne intracratonique, constituant la portion la plus importante du système atlasique en Algérie, appartenant au système atlasique maghrébin (Figure 1.8). Elle est orientée SW-NE, avec 650 km de long et une largeur de 90 à 140 km (Djebbar, 2000). Elle s'étend depuis la terminaison orientale du Haut-Atlas marocain jusqu'à la bordure occidentale des Zibans qui la sépare des Aurès. Cette chaîne a pris naissance à la place d'un bassin subsident, situé entre deux domaines relativement stables, la meseta oranaise (domaine des hauts plateaux) au nord et la plate-forme saharienne au sud, desquelles elle est séparée, respectivement, par les accidents sud mésétien et sud atlasique (Kazi-Tani, 1986). L'Atlas saharien est subdivisé en trois faisceaux (Ritter, 1902) qui sont les monts des Ksour au SW, le Djebel Amour dans la partie centrale et les monts des Ouled Nail au NE. Le point culminant de la chaîne correspond à Djebel Aissa, situé dans les monts des Ksour, avec 2236 m. La partie septentrionale de ce domaine atlasique correspond à la zone préatlasique peu ou modérément plissée. Au sud du pré-atlas, une zone atlasique (*sensu stricto*) subsidente au Jurassique et plus énergiquement plissée s'individualise (Douihasni, 1976 ; Kazi-Tani, 1986 ; Mekahli, 1995). Ces deux zones sont séparées par l'accident nord atlasique (Kazi-Tani, 1986).



**Figure 1.10 :** Principaux éléments morphostructuraux de l'Algérie alpine.

### 1.2.2. Aurès et les atlas orientaux :

Cette partie orientale du domaine atlasique algérien correspond au bassin du sud-est constantinois ou l'ensemble Aurès-Hamimat *sensu* Addoum (1995). L'Atlas aurésien comprend les Aurès (*sensu stricto*) et les monts de Bellezma qui correspondent à la partie préatlasique de la chaîne, et qui sont affectés et morcelés par de nombreux accidents lors des tectonogenèses atlasiques (Guiraud, 1973). Il s'agit d'un système triangulaire complexe de gouttières orientées NE-SW, et de bassins rhombiques liés aux transversales de l'est algérien, caractérisés par une importante subsidence pendant le Crétacé (Kazi-Tani, 1986). A l'extrême est algérien, au-delà des Aurès, d'autres unités morphostructurales orientées E-W séparent les Aurès de l'Atlas tunisien. Ces dernières correspondent aux monts des Nementcha, Negrine et de Tebessa (Figure 1.10).

### 1.2.3. Zibans :

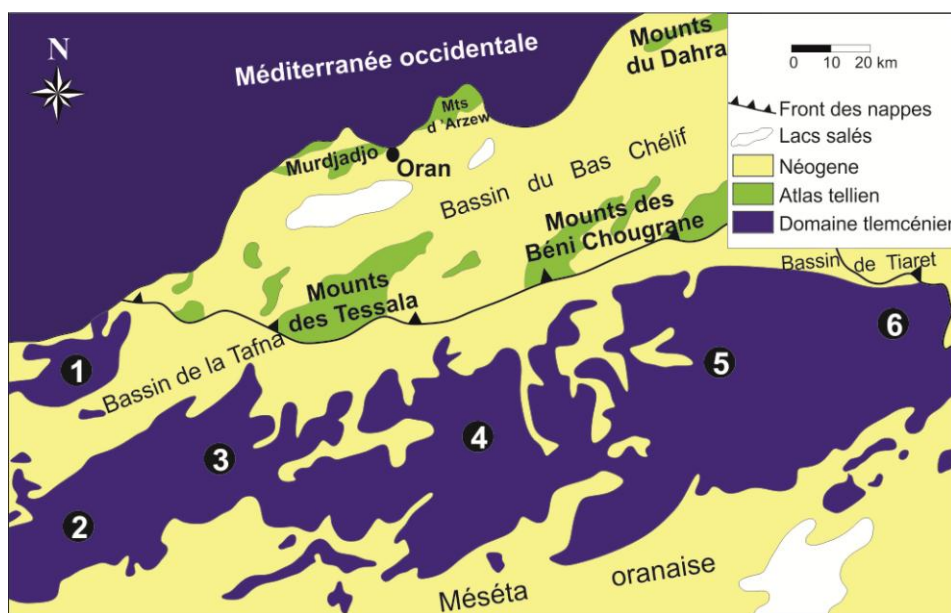
Cette région de forme losangique correspond à un couloir de décrochement reliant l'Atlas saharien aux Aurès (Figure 1.10). Ils ont une direction générale NW-SE, avec une largeur moyenne de 40 km, entre la plate-forme saharienne au sud et le domaine hodnéen au nord. Les Zibans sont caractérisés par une subsidence importante et continue durant tout le Jurassico-Crétacé, contrairement aux Atlas saharien et aurésien, qui sont caractérisés par une subsidence jurassique et crétacée, respectivement (Aït Ouali, 1991).

### 1.2.4. Meseta oranaise et le bassin tlemcenien :

Le meseta oranaise (ou orientale) correspond à un élément cratonique de forme losangique, peu subsident, stable et tabulaire, compris entre l'Atlas saharien et le Haut Atlas oriental d'un côté, et entre le Tell oranais et le Moyen Atlas d'un autre côté (Kazi-Tani, 1986 ; Aït Ouali, 1991) (Figure 1.10). Elle est caractérisée par un Lias à sédimentation évaporitique et carbonatée tidale (Kazi-Tani, 1986). Elle se termine en pointe entre l'Atlas saharien et le domaine tellien dans la zone modérément tectonisée des monts du Hodna. Sur sa marge nord, et donc la limite septentrionale du domaine atlasique, le bassin tlemcenien constitue l'avant-pays peu déformé de la chaîne tellienne (Ciszak, 1993). Cette entité structurale et paléogéographique désignée aussi par le domaine tlemcenien (*sensu* Elmi, 1976) constitue un segment de la chaîne intracratonique de la marge gondwanienne (Benest, 1986), qui aurait été édifiée lors de la tectogenèse atlasique (Guardia, 1975). Cette chaîne est constituée par les monts de Rhar Roubane, Tlemcen, Daïa, Saïda et Frenda-Tiaret. Elle s'ennoe au nord des monts de Tlemcen sous le bassin néogène de la Tafna pour réapparaître dans le massif des Traras.

L'ensemble des chaînes nées à la place du bassin tlemcenien (Figure 1.11) et son prolongement sud-oriental (Traras, Rhar Roubane, Tlemcen, Daïa, Saïda, Frenda, Tiaret, Nador et Chellala) ont été placées également dans la « chaîne préatlasique » (Guiraud, 1973). Cette chaîne constitue la seule partie du domaine atlasique algérien où le substratum paléozoïque affleure. Il est représenté par des séries monotones, rarement

fossilifères, notamment les phanites siluriens et les turbidites dévoniennes, dans les cœurs des massifs des Traras et son prolongement méridional, le chaînon de Fillaoussène, au niveau de l'horst de Rhar Roubane, et dans le môle de Tiffrit dans les monts de Saïda (Guardia, 1975 ; Ciszak, 1993 ; Bougara, 2013). Des intrusions granitiques post-collisionnelles tardi-hercyniennes sont présentes également à Nedroma (Traras), Béni-Snouss (Rhar Roubane) et Tiffrit (Saïda) (Remaci-Benaouda, 2005). Le Trias de ce domaine est caractérisé par des basaltes de nature tholéïtite appartenant à la province magmatique de l'Atlantique central, mis en place dans un environnement sous-aquatique. Ils sont accompagnés de dépôts pyroclastiques et de sédiments continentaux détritiques (Traras) et chimiques (Rhar Roubane et Saïda) (Lapierre et al., 1984). La série jurassique de ce domaine est plus développée dans la partie occidentale du domaine, surtout dans les monts de Tlemcen où la plupart des formations jurassiques ont été définies. Elle est représentée par des cycles transgressifs sous-contrôles tectono-eustatiques et climatiques (Benhamou, 1983 ; Ameer, 1978, 1999 ; Mekahli, 1988 ; Bouterfa, 1999 ; Cherif, 2017 ; Belkhedim, 2019). Enfin, la série crétacée est bien représentée dans les monts de Daïa (Benest et al., 1999).



**Figure 1.11** : Le domaine tlemcénien et le Tell oranais (Cherif & Naimi, 2021 ; modifiée). (1) Monts des Traras ; (2) Monts de Rhar Roubane ; (3) Monts de Tlemcen ; (4) Monts de Daïa ; (5) Monts de Saïda ; (6) Monts de Frenda-Tiaret.

## 2. Cadre géologique général de l'Atlas saharien

L'Atlas saharien occupe la partie centrale du domaine atlasique maghrébin. Il est formé par une série sédimentaire méso-cénozoïque (Trias – Quaternaire) d'une épaisseur de plus de 10.000 m (Djebbar, 2000). Cette série est faillée et plissée, comme elle présente une direction oro-structurale préférentielle NE-SW.

Son ouverture est due à une phase de *rifting* (Aït Ouali, 1991 ; Aït Ouali & Delfaud, 1995), liée à l'ouverture de l'Atlantique central (Meddah, 2010 ; Meddah et al., 2007 ;

2017). Cette tectonique, et comme dans le cas des autres bassins maghrébins, est contrôlée par le rejeu des décrochements hérités de l'orogénèse hercynienne (Mattauer et al., 1977 ; Aït Ouali & Delfaud, 1995). Les premières phases d'ouverture et de distension commencent au Trias et continuent pendant Lias. Ce bassin était le siège d'une importante sédimentation marino-continentale durant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque (Emberger, 1960 ; Bassoulet, 1973 ; Douhasni, 1976 ; Mahboubi, 1983 ; Mekahli, 1995).

### 2.1. L'ouverture du bassin atlasique et le Trias volcano-sédimentaire

Le Trias, en position normale, n'est connu dans les l'Atlas saharien qu'au niveau du Djebel Melah (monts des Ksour). Tous les autres affleurements triasiques apparaissent en position anormale, dans des diapirs.

Des épanchements de basaltes tholéitiques, d'âge fini-triasique, mis en place dans un milieu sous-aquatique ont été émis lors de l'ouverture du bassin atlasique (Meddah, 2010 ; Meddah et al., 2007, 2017), suite à une volcanisme d'origine fissurale (Aït Ouali, 1991). Cet événement magmatique a été accompagné d'une tectonique en blocs basculés.

Trois unités volcaniques ont été individualisés dans le Trias supérieur de l'Atlas saharien (Meddah, 2010 ; Meddah et al., 2007, 2017). La première unité, dite B1, est riche en olivine. La deuxième « B2 » est riche en épidote. Enfin, la troisième unité « B3 » est caractérisée par sa richesse en pyroxènes. Ces volcanites appartiennent à la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP = *Central Atlantic Magmatic Province*). Ces trois unités sont séparées par des intervalles sédimentaires. Un premier intervalle à dominance argilo-gypseuse se situe entre les unités B1 et B2 et un deuxième intervalle à dominance argilo-salifère prend place entre les unités B2 et B3. Ces faciès sont d'origine lagunaire ou sebkhaïque.

Toute cette série volcano-sédimentaire appartient à la phase synrift. Elle a été étudiée dans une dizaine de diapirs de l'Atlas saharien occidental et central. Elle est surmontée par des carbonates hettangiens (phase post-rift), annonçant l'installation de la plateforme carbonatée liasique. Ce régime marin, a été installé probablement dès le Trias (Bassoulet, 1973), au moins dans la zone axiale du bassin des Ksour (Aïn Ouarka, Djebel Chemarikh) (Elmi, 1978). Au Toarcien, l'ouverture du bassin atlasique arrive au stade ultime et une importante transgression marine se généralise pour atteindre son apogée au Toarcien moyen.

### 2.2. Stratigraphie de l'Atlas saharien

Les dépôts du Lias et du Dogger inférieur (Hettangien - Bajocien) ne sont connus que dans les monts des Ksour (Atlas saharien occidental). Dans les monts du Djebel Amour (Atlas saharien central), les plus anciens dépôts rencontrés datent du Bathonien. Tandis que les monts des Ouled Nail (Atlas saharien oriental) ne présentent des sédiments à leur affleurement qu'à partir de l'Oxfordien.



## A. Jurassique inférieur (Lias)

La série type de cet intervalle correspond à celle du Djebel Chemarikh (secteur d'Aïn Ouarka ; région d'Aïn Sefra). Un cadre lithostratigraphique bien établi a été réalisé suite aux travaux de Bassoulet (1973), Douihasni (1976) et Mekahli (1995, 1998).

### A. 1. Hettangien :

Matérialisé par la formation des Dolomies de Chemarikh, définie par Douihasni (1976). Cette dernière, épaisse de 130 m, date de l'Hettangien inférieur grâce à une ammonite *Caloceras* gr. *pirondi* de la zone à *Planorbis* (Mekahli, 1995 ; Mekahli et al., 2004). Elle est formée par des calcaires dolomitiques de couleur beige à gris foncé.

Une étude typiquement sédimentologique a été réalisée par Amrane (2010). Ces alternances des niveaux dolomitiques avec des calcaires et la texture idiotopique indiquent une sédimentogenèse qui s'est produite dans un environnement de plate-forme tidale peu profonde. Cette étude toujours, a permis de mettre en évidence deux systèmes poreux : (i) une porosité primaire fénéstrale liée à une diagenèse précoce ; et (ii) une porosité secondaire d'origine diagénétique et tectonique.

Cette formation correspond donc à des dépôts d'environnement peu profond, protégé et subtidal (Mekahli et al., 2004). Selon Aït Ouali (1991), les faciès de la partie inférieure de la formation indiquent un dépôt d'une plate-forme interne à énergie élevée, tandis que la partie supérieure correspond à un édifice construit (barrière récifale).

### A. 2. Sinémurien – Pliensbachien :

L'intervalle sinémuro-pliensbachien est matérialisé par la formation des Alternances d'Aïn Ouarka (Mekahli, 1995). Elle est subdivisée en sept (7) membres (Mekahli, 1995 ; Kacemi, 2013) :

- a. Calcaires noirâtres lités à intercalations de marnes
- b. Calcaires sublithographiques grisâtres à traînées rouges, à intercalations de marnes
- c. Alternance de marnes et de calcaires à silex
- d. Alternance de marnes et de calcaires ondulés bioturbés
- e. Alternance verdâtre de marnes et de calcaires
- f. Alternance violacée de marnes et de calcaires (= Ammonitico-rosso)
- g. Alternance noirâtre de marnes et de calcaires

Cette formation a une épaisseur de 140 m. Les quatre premiers membres datent du Sinémurien, le cinquième du Carixien (Pliensbachien inférieur) et les deux derniers du Domérien (Pliensbachien supérieur). Elle est riche en ammonites *Arnioceras*, *Asteroceras* sp., *Galaticeras* (*Amphiceras*) cf. *aegoceroïdes*, *Reynesoceras fallax* et *R. simulans*. Elle montre une évolution spatio-temporelle allant d'une plate-forme externe distale à un bassin (Ziout, 2012), où les prémices de l'approfondissement commencent dès le

Sinémurien inférieur, et la dislocation de la plate-forme débute au cours du Carixien. Une pente sédimentaire avec un passage vers le bassin s'installe au Domérien (Salhi, 2002).

### A. 3. Toarcien :

La formation des Marno-calcaires d'Aïn Rhezala (Mekahli, 1995), épaisse de 120 m constitue le Toarcien du bassin atlasique. Elle comprend trois membres :

- a. Alternance espacée de marnes et de calcaires (Toarcien inférieur)
- b. Alternance rapprochée de marnes et de calcaire à filaments (Toarcien moyen)
- c. Alternance de marnes et de calcaires à *Zoophycos* (Toarcien supérieur)

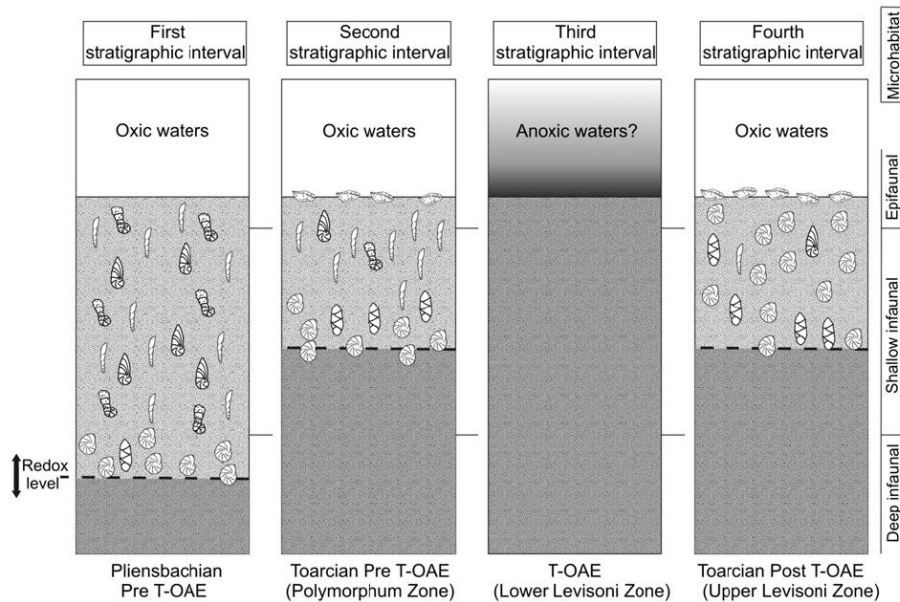
Cette formation est riche en ammonites *Collina* sp., *Hammatoceras* cf. *insignis*, *Hildoceras bifrons* et *H. cf. sublevisoni*. Elle est plus marneuse que calcaire à la base, et vice-versa au sommet. Aussi, toutes les zones d'ammonites du Toarcien de la marge sud de la Téthys occidentale ont été mises en évidence dans le bassin ksourien (Mekahli et al., 2004).

Le Toarcien inférieur était le siège du plus ancien événement anoxique de l'ère mésozoïque, le T-OAE ou le *Posidonienschiefer Event* (Jenkyns, 1988). Dans l'Atlas saharien occidental, la crise a été enregistrée par l'étude des foraminifères à la limite entre la zone à *Polymorphum* et la zone à *Levisoni* (Sebane, 2007 ; Sebane et al., 2007 ; Ziouit, 2012) et plus précisément à la base de cette dernière (Reolid et al., 2012a, b ; Ruebsam et al., 2020) (Figure 1.12).

Avant la crise (zone à *Polymorphum*), le bassin des Ksour a connu un approfondissement. Dans la partie supérieure de cette zone, une phase de survie (pré-extinction) a été enregistrée (Sebane et al., 2007). Sur le plan lithologique, une sédimentation riche en pyrite et en particules ferrugineuses, pourrait indiquer un milieu pauvrement oxygéné. Ce stade correspond au début de la crise faunique.

Une extinction de masse des foraminifères benthiques a eu lieu à la limite entre les deux zones à *Polymorphum* et à *Levisoni* (Reolid et al., 2012b). La base de la deuxième zone présente l'événement anoxique océanique qui coïncide avec la crise biotique (Figure 2.5). Elle correspond à une phase de confinement maximum (Sebane et al., 2007) et à un intervalle micropaléontologiquement azoïque. L'élévation de la valeur du carbone organique total (TOC) est liée à des conditions dysoxiques à anoxiques des eaux du fond (Reolid et al., 2012b). Lithologiquement, ces faciès anoxiques sont épais de 3.5 m et ils se situent à partir de 9.1 m au-dessus de la limite Pliensbachien – Toarcien.

Après cette crise, dans la partie supérieure de la zone à *Levisoni*, on a enregistré un changement dans les conditions environnementales avec l'apparition de nouvelles espèces typiquement toarciennes. Ceci correspond au stade de repopulation (Sebane et al., 2007).



**Figure 1.12 :** Modèle schématique paléocéologique et paléoenvironnemental montrant l'évolution des assemblages des foraminifères et des morphogroupes de la coupe de Roknet El Kahla, avant, durant et après le T-OAE (Reolid et al., 2012b).

## B. Jurassique moyen (Dogger)

### B. 1. Aalénien – Bathonien :

Dans le secteur d'Aïn Ouarka (Djebel Chemarikh), des calcaires micritiques datant de l'Aalénien – Bajocien inférieur, interrompus par des brèches à matériel calcaire oolithique et lenticulaire constituent la formation des Brèches de Roknet el Kahla (Mekahli et al., 2004). Cette formation décrite par Mekahli (1995) a une épaisseur de 190 m et elle présente des calciturbidites, des slumps et des mégabrèches (Mekahli et al., 2004).

A Djebel Mélah, la formation de Mélah (Mekahli, 1995) épaisse de 60 m, datant de l'Aaléno-Bajocien inférieur également est subdivisée en deux membres :

- a. Calcaires grisâtres à filaments et à *Zoophycos*, présentant des calciturbidites, des oolithes et des tapis rouges au sommet (Kacemi, 2013) et une faune représentée par des ammonites, des nautiloïdes et des bélemnites (Mekki et al., 2019).
- b. Argiles vertes : ce membre correspond à une alternance de marnes vertes à bivalves *Bositra buchii* avec des calcaires argileux bleu-gris riches en ammonites et en bélemnites.

La formation de Mélah, déposée dans un environnement profond à l'abri des vagues de tempêtes a fait l'objet d'une étude ichnologique détaillée (Mekki et al., 2019). Sept ichnoespèces (dont trois en nomenclature ouverte) appartenant à deux ichnogenres ont été mis en évidence : *Chondrites targionii*, *C. intricatus*, *Zoophycos brianteus* et *Z. caudagalli*. Les trois autres ichnoespèces appartiennent à l'ichnogenre *Zoophycos*.

Le Bajocien moyen - supérieur est matérialisé par la formation de Teniet el Klakh, définie par Bassoulet (1973). Elle a été attribuée à un environnement intertidal dans un premier temps sur la base de rides lingoïdes (Delfaud, 1975), puis à un système de cône sous-marin en se basant sur des séquences turbiditiques à figures de glissement qui s'alternent avec des hémipélagites (Ouali Mehadji et al., 1997). Cette dernière, mixte « silicoclastique-carbonatée », est d'une épaisseur de 690 m. Elle est subdivisée en deux membres :

- a. Membre inférieur argilo-gréseux : il est formé par des barres gréseuses intercalées par des argiles feuilletées verdâtres. Les grès présentent des laminations parallèles et obliques, des rides de courant, des slumps, flute-casts et des bioclastes de gastéropodes et d'échinides (Kacemi, 2013).
- b. Membre supérieur argilo-carbonaté : ce deuxième membre est caractérisé par des bancs de calcaires oolithiques et bioclastiques intercalés par des argiles schisteuses vertes.

Sur la formation de Teniet el Klakh repose progressivement la formation de Tifkirt, décrite par Bassoulet (1973) aussi. Cette formation est hétérochrone, où elle date du Bajocien supérieur à Aïn Ouarka et à Guettaï et du Bathonien inférieur à Souiga (Ouali Mehadji et al., 1996).

Dans le secteur d'Aïn Ouarka, trois constructions récifales ont été identifiées (Alméras et al., 1994). Ces récifs ont une épaisseur de 14 m. Ils sont stratifiés à la base (biostromes) et massifs au sommet (biohermes), formés par des calcaires bioconstruits. Les principaux organismes constructeurs sont des coraux appartenant aux genres *Isastrea* et *Thamnastrea* et à d'autres stylinidae. La faune et flore associées sont représentées par des bivalves, coraux solitaires, crinoïdes, bryozoaires, spongiaires, foraminifères, algues et des stromatoporoïdes (Mekahli et al., 2004). Ces constructions coralliennes passent latéralement à des calcaires oo-bioclastiques riches en ammonites et en brachiopodes, qui ont permis d'établir un schéma biostratigraphique bien détaillé pour le Jurassique moyen du bassin ksourien (Alméras et al., 1994, 2007 ; Ouali Mehadji, 1995 ; Alméras & Fauré, 2008).

Plus à l'est, dans les monts du Djebel Amour, les plus anciens dépôts jurassiques datent du Bathonien-Callovien inférieur, et ils sont représentés par la Formation du Kheneg définie par Mahboubi et al. (2021).

### **C. Jurassique supérieur (Malm)**

#### *C. 1. Callovien – Oxfordien :*

Cet intervalle est matérialisé dans les monts des Ksour par la formation du Djara qui est formée par des alternances de dolomies, grès massifs ou en plaquettes et argiles (Bassoulet, 1973 ; Douihasni, 1976) et rarement de calcaires à faune benthique variée

(Kacemi, 2005, 2013). Les dépôts détritiques augmentent vers le sommet. La base de cette formation pourrait être attribuée au Bathonien.

En allant vers l'est, dans les monts du Djebel Amour, une série gréseuse à bancs calcaires de plus en plus importants vers le sommet, interprétée comme étant deltaïque à influence marine franche affleure (Morizet, 1970). Cet intervalle se subdivise en deux formations (Mahboubi et al., 2021) :

- a. Formation d'Oued El Bayadh (Callovien inférieur – Oxfordien inférieur)
- b. Formation de Teniet Et-Temar (Oxfordien moyen)

Encore vers l'est (monts des Ouled Nail) des grès (Grès de Hassi – M'guita) surmontés par des marnes et des calcaires récifaux ont été attribués à l'Oxfordien (Herkat, 1982).

En conclusion, des apports terrigènes trop abondants (Delta des Ksour) avec des profondeurs qui sont peut-être trop faibles dans un milieu trop calme caractérisent le Callovo-Oxfordien des parties occidentale et centrale de l'Atlas saharien, alors que dans sa partie orientale, les dépôts sont essentiellement carbonatés (Figure 1.13).

### C. 2. Kimméridgien – Tithonien :

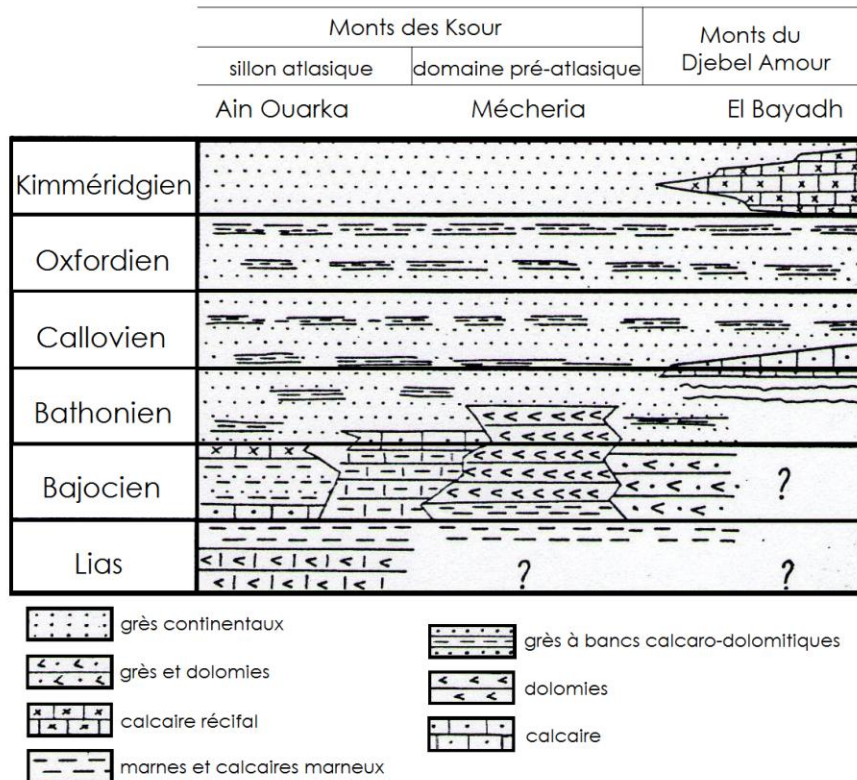
A l'ouest de l'Atlas, les dépôts du Jurassique terminal sont représentés par la formation d'Aïssa, définie par Bassoullet (1973), et qui est entièrement argilo-gréseuse. Cette formation est subdivisée en deux membres (Douihasni, 1976) :

- a. Membre inférieur : Ce membre est formé par des alternances de grandes barres gréseuses de couleur noirâtre (patine du désert) avec des argiles silteuses rouges, et un mince niveau de dolomies gréseuses.
- b. Membre supérieur : Il est constitué essentiellement par des dépôts gréseux riches en dragées de quartz et en galets mous.

Dans les monts du Djebel Amour occidentaux, les dépôts du Kimméridgien ainsi que le Tithonien sont argilo-gréseux. Ils ont été interprétés comme des dépôts deltaïques (Morizet, 1970). Dans leur partie orientale, le faciès devient plus marin, avec des calcaires à huîtres et à algues, qui sont bien représentés au niveau du Djebel Azreg de Laghouat (Morizet, 1970).

D'un point de vue lithostratigraphique, l'Oxfordien supérieur ? – Kimméridgien des Monts du Djebel Amour se subdivise en quatre formations (Mahboubi et al., 2021) :

- a. Formation de Ksel (Oxfordien supérieur ? – Kimméridgien inférieur)
- b. Formation de Laguermi (Oxfordien supérieur ? – Kimméridgien inférieur)
- c. Formation de Boualem (Oxfordien supérieur ? – Kimméridgien inférieur)
- d. Formation de Sfisifa (Kimméridgien supérieur)



**Figure 1.13** : Les faciès du Jurassique de l'Atlas saharien centro-occidental (Cornet, 1952 ; modifiée).

Le même intervalle se compose de dépôts marins francs dans les monts des Ouled Naïl, comme il a été subdivisé en neuf formations (Herkat, 1982) :

- Marnes à Ammonites (Oxfordien supérieur – Kimméridgien inférieur)
- Calcaire récifal du Sba el Yamoun (Kimméridgien inférieur)
- Calcaires à codiacées (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)
- Calcaires oolithiques (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)
- Calcaires à ostracodes (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)
- Marnes et Calcaires graveleux (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)
- Marnes et Calcaires lumachelliques (Kimméridgien supérieur – Tithonien inférieur)
- Marnes et Calcaires bioturbés du Tebag (Tithonien supérieur)
- Calcaires pisolithiques du Harraza (Tithonien supérieur)

### C. 3. Passage Jurassique – Crétacé :

Le passage Jurassique – Crétacé est matérialisé par le membre inférieur de la formation de Tiloula dans les Monts des Ksour. Cette dernière date du Tithonien dans la partie basale et du Crétacé basal dans son sommet (Kacemi, 2013). Ce membre est constitué par des marnes et des argiles versicolores intercalées par des dolomies cryptocristallines et ferrugineuses jaunâtres à la patine et gris clair à la cassure, des grès chenalisés et de rares niveaux de gypses (Naimi et al., 2021b).

Dans les monts du Djebel Amour, le Kimméridgien supérieur, le Tithonien et le Berriasien ont été datés suite à la découverte de repères biochronologiques (Benest et al., 1993). Cet intervalle est caractérisé par des dépôts marins très peu profonds témoins un environnement un peu agité, soumis à des conditions tidales à intertidales.

Plus à l'est, la formation des Calcaires à Trocholines du Harraza a été attribuée au Tithonien supérieur – Berriasien (Aït Ouali, 1982).

## D. Crétacé inférieur

### D. 1. Berriasien – Hauterivien :

Dans la partie occidentale de l'Atlas, le Crétacé basal est représenté par le membre supérieur de la formation de Tiloula qui est composé par alternances d'argiles sableuses versicolores, de grès ferrugineux roux clair et de rares niveaux conglomératiques (Kacemi, 2013). Les sables sont massifs et d'une épaisseur de 4 – 10 m. Les plus grandes combes argileuses peuvent atteindre une épaisseur de 90 m. Quelques inclusions de dolomies cryptocristallines sont présentes dans quelques coupes (Kacemi, 2013). De plus, ce membre est caractérisé par des minéralisations cuprifères (e.g., azurite, malachite) (Naimi et al., 2021b).

A Djebel Amour, Cornet (1952) distinguait un Valanginien épais de 500 m et représenté par une série de calcaires marneux et de marnes, et un Hauterivien moins épais (150 m) caractérisé par des grès continentaux à la base et des marno-calcaires au sommet.

(Pour le Berriasien – Hauterivien des monts des Ouled Naïl, voir la partie 3.2. de ce chapitre).

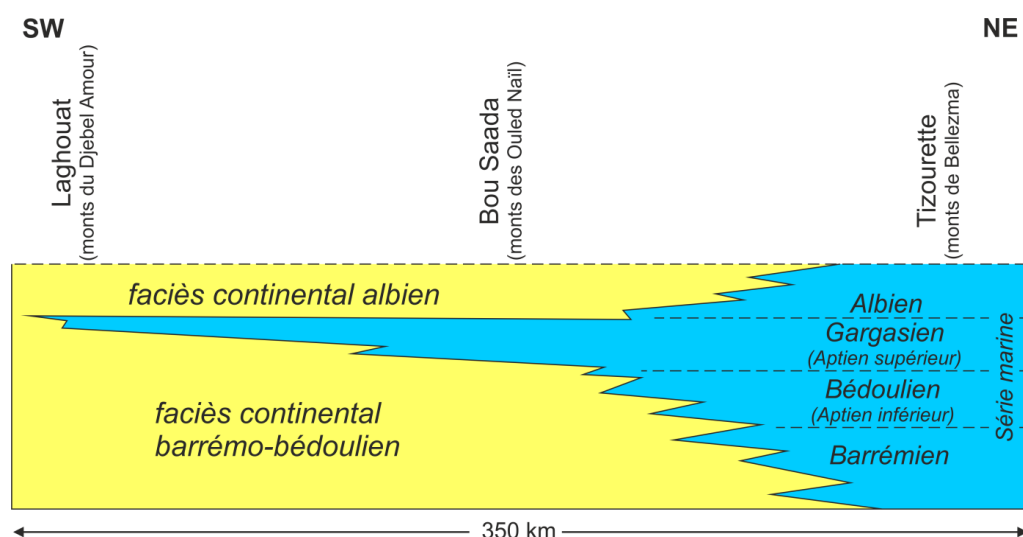
### D. 2. Barrémien – Albien :

Cette série correspond dans les monts des Ksour à la Formation de Tiout définie par Bassoullet (1973), constituant un équivalent latéral du Continental Intercalaire saharien. Elle a été nommée également « groupe des grès à dragées » (Douihasni, 1976). La Formation de Tiout se subdivise en trois membres (Kacemi, 2013 ; Naimi et al., 2021b) :

- a. Grès inférieurs de Tiout (Barrémien ; 115 m) : Ils se composent d'une alternance d'argiles verdâtres et/ou versicolores et de grès rougeâtres. Ces grès ont une épaisseur de 13 m, comme ils sont chenalisés, massifs et montrent des bases érosives, des rides vagues, des dragées de quartz et du bois silicifié.
- b. Membre argileux (Aptien ; 790 m) : Cette unité consiste essentiellement à des sédiments pélitiques rougeâtres à verdâtres, contenant quelques niveaux de grès rosâtres chenalisés (1.5 – 2.5 m), de dolomies et de gypses. Le bois et les dragées de quartz sont très abondants. Des minéraux cuprifères à l'image de l'azurite, la chalcocite et la malachite sont présents dans les sédiments pélitiques en association avec de la matière organique.

- c. Grès supérieurs de Tiout (Albien ; 115 m) : Ce membre est caractérisé par des intercalations répétitives de grès et d'argiles. Les grès sont roux, massifs, chenalés, stratocroissants, à bases ravinantes, contenant des dragées de quartz, des ripple marks, des slumps et des kerbous.

Dans les monts du Djebel Amour une épaisse série détritique caractérise le Barrémo-Albo-Aptien (Cornet, 1952). Cette dernière serait plus épaisse sur l'axe du sillon et diminuerait vers le Nord et le Sud (Morizet, 1970). Dans la partie occidentale de ces monts (région d'El Bayadh) la série est essentiellement gréseuse. Elle atteint 2300 m près d'El Abiod Si Cheikh. Au Djebel Azreg de Laghouat (partie orientale de la chaîne), deux ensembles gréseux continentaux identiques sont séparés par une formation dolomitique qui serait l'équivalent latéral des calcaires à orbitolines des monts des Ouled Naïl datant de l'Aptien supérieur (Figure 1.14).



**Figure 1.14 :** Le passage mer – continent dans le Barrémien – Albien de l'Atlas saharien centro-oriental et dans la partie préatlasique des Aurès (Emberger, 1954 ; modifiée).

Pour le Barrémien – Albien des monts des Ouled Naïl voir la partie 3.2. de ce chapitre.

## E. Crétacé supérieur

### E. 1. Cénomaniens – Turonien :

Dans les monts des Ksour, les formations d'El Rhelida, Medaouar, ainsi que la partie inférieure de la Formation de Rhoundjaïa datent du Cénomaniens, tandis que la partie supérieure de cette dernière a été attribuée au Turonien (Benyoucef et al., 2017) :

- a. Formation d'El Rhelida (Cénomaniens inférieur – moyen ; 160 m) : Elle est constituée à la base par des grès et argiles rougeâtres ou verdâtres alternant avec des calcaires et des microconglomérats. Les bancs de grès sont occasionnellement chenalés et ils montrent des bases érosives et une variété de figures sédimentaires. Cette partie inférieure de la formation est riche en restes de dinosauriens (*Spinosaurus aegyptiacus*), de crocodiliens, de tortues et



de poissons (dont des requins). La partie supérieure comprend les même faciès, sauf que la macrofaune recueillie est dominée plutôt par des bivalves et des gastéropodes, et certains bancs calcaires sont bioclastiques.

- b. Formation de Medaouar (Cénomaniens inférieur – moyen ; 130 m) : Cette formation est formée à la base par un membre gypseux, caractérisé par des marnes gypsifères non-fossilifères, intercalées par des bancs de gypses et des calcaires bioclastiques à bivalves et gastéropodes. Ce dernier est surmonté par deux bancs de calcaires dolomités durs brunâtres à grisâtres, intercalés par des marnes jaunâtres. Le premier banc est riche en bivalves.
- c. Formation de Rhoundjaïa (Cénomaniens supérieur – Turonien moyen-supérieur ? ; 115 m) : Cette formation est plus carbonatée que les deux premières. Elle est composée par un membre calcaire inférieur, un membre marneux médian et un membre calcaire supérieur. Elle est riche en bivalves (surtout des ostréidés), gastéropodes, oursins, et ammonites. Plusieurs niveaux à rudistes ont été signalés également (Özer & Benyoucef, 2021). Aussi, le membre inférieur de cette formation a enregistré une absence momentanée des ammonites et des foraminifères, qui coïncide avec l'anomalie positive  $\delta^{13}\text{C}$ . Cette dernière a été liée à l'évènement anoxique océanique OAE-2 (Salhi et al., 2020).

Dans les monts du Djebel Amour, les auteurs utilisent souvent le même découpage établi dans les monts des Ksour vu les ressemblances notables entre les faciès cénomano-turonien des deux chaînes.

Pour le Cénomaniens – Turonien des monts des Ouled Naïl, voir la partie 3.2. de ce chapitre.

### E. 2. Crétacé post-Turonien :

Le Coniacien – Maastrichtien n'est connu que dans les monts des Ouled Naïl, et il est présenté dans la partie 3.2. du présent chapitre.

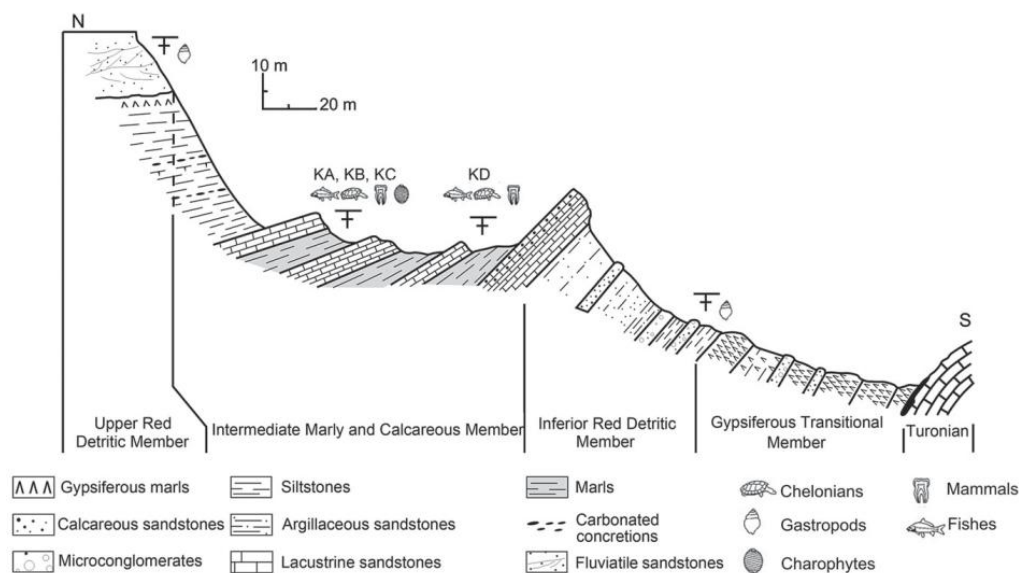
## F. Cénozoïque continental

### F. 1. Paléogène :

Les dépôts paléogènes les mieux étudiés dans l'Atlas saharien correspondent à ceux de la localité d'El Kohol, située dans la région de Brezina au versant méridional de l'Atlas saharien central (Djebel Amour). Ce gisement riche en vertébrés a connu la découverte du premier Marsupial africain (Mahboubi et al., 1983) nommé *Garatherium mahboubii* Crochet, 1984, le plus ancien créodonte africain *Koholia atlasense* Crochet, 1988, le plus ancien et le plus basal des hyracoïdes connus *Seggeurius amourensis* Crochet, 1986 (in Mahboubi et al., 1986), l'un des proboscidiens les plus basaux *Numidotherium koholense* Jaeger, 1986 (in Mahboubi et al., 1984a, 1986), ainsi que la plus ancienne faune de chiroptères (chauves-souris) de l'Afrique (Ravel et al., 2011).

La formation d'El Kohol se subdivise en quatre membres (Mahboubi, 1983, 1995 ; Mahboubi et al., 1984b ; Mebrouk, 1993, 2010 ; Mebrouk et al., 1997) (Figure 1.15) :

- Membre de transition, gypseux (70 m), azoïque, reposant en pseudoconcordance sur les laminites du Cénomano-Turonien (Bensalah, 1991).
- Membre détritique rouge inférieur (60 m), formé par une alternance de silts et de grès, à bois fossiles, gastéropodes et bryozoaires.
- Membre intermédiaire marno-calcaire (60 m). La faune citée au-dessus provient d'un niveau marneux de deux mètres situé dans la partie sommitale de ce membre (niveau 25). Les autres groupes fossiles découverts dans ce niveau sont très diversifiés (Mahboubi et al., 1984b) : Charophytes, Angiospermes, Mollusques, Ostracodes, Poissons téléostéens, Dipneustes, Amphibiens, Squamates, Crocodiliens, Oiseaux, Marsupiaux, Lipotyphla, Créodontes, Hyracoïdes et des Proboscidiens.
- Membre détritique rouge supérieur (400 m), une série de grès fluviatiles azoïques à laminations obliques, séparé des marno-calcaires par une surface de ravinement.



**Figure 1.15** : La coupe d'El Kohol (Mahboubi, 1983 in Coster et al., 2012). KA, KB, KC et KD indiquent les niveaux riches en vertébrés.

Dans un premier temps cette formation a été attribuée à un âge Yprésien (= Ilerdien-Cuisien) à partir de l'association des charophytes (Mebrouk 1993 ; Mebrouk et al., 1997). Cet âge a été précisé Yprésien inférieur (= Ilerdien) toujours par cette association floristique (Mebrouk, 2010). En 2012, Coster et ses collaborateurs ont effectué une étude magnétostratigraphique, et ils ont attribué un âge de 51-50 Ma (=Yprésien moyen) à la formation d'El Kohol.

Aussi, les terrains des Gour (pluriel de *Gara*), répandus à Djebel Amour et dans les monts des Ksour sud-orientaux, sont caractérisés par des formations détritiques

terrigenes formées par des cailloutis peu consolidés, constitués de blocs détritiques. Ils correspondent à d'anciennes colluvions préservées de l'érosion, constituant des buttes-témoins (Douihasni, 1976). Ces formations ont été attribuées au Lutétien (Jodot, 1953), mais elles peuvent être d'âge Miocène (C. Y. Mahboubi, comm. orale).

#### F. 2. Néogène et Quaternaire :

Ces dépôts continentaux sont représentés essentiellement par des terrains des Hamadas qui correspondent à des couches rouges argilo-gréseuses comportant des niveaux gypsifères du Mio-Pliocène et, qui sont généralement discordants sur les grès du Barrémo-Albo-Aptien. On note aussi la présence de poudingues pliocènes, de carapaces calcaires du Villafranchien, ainsi que des tufs et travertins, des limons anciens, des colluvions de piémonts, des alluvions anciennes et récentes et des formations éoliennes, attribués tous au Quaternaire (Douihasni, 1976).

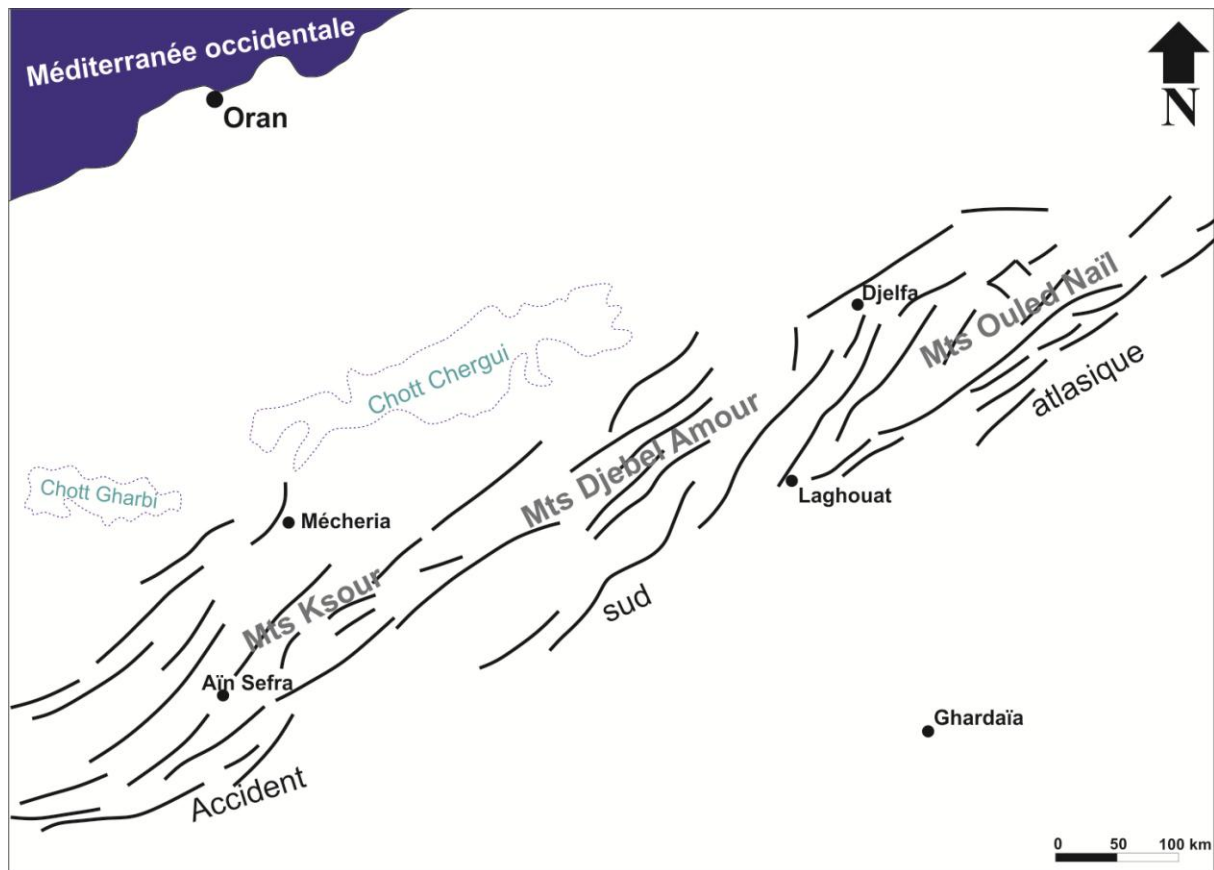
#### 2.3. Structuration de l'Atlas saharien

L'Atlas saharien est né à l'emplacement d'un ancien sillon subsident, orienté SW-NE, s'intercalant entre deux domaines résistants qui sont la plate-forme saharienne au sud et les hautes plaines oranaises au nord.

La chaîne atlasique se subdivise en deux zones tectoniquement différentes, une zone préatlasique au nord et une zone atlasique au sud (Kazi-Tani, 1986). Elle présente un style plus cassant à l'ouest et plus souple à l'est. Cette chaîne est constituée d'anticlinaux à flancs redressés, et à voûte plus ou moins horizontale (plis coffrés). Ces anticlinaux sont également étroits ou larges et allongés (Douihasni, 1976). Le style atlasique se reconnaît par des plis lâches, de faible développement longitudinal, se relayant rapidement, donnant une disposition en *chenilles processionnaires* (Ritter, 1902 ; Delfaud et al., 1974). Ce style de plis est dû au Trias évaporitique qui a provoqué une disharmonie générale entre le socle et sa couverture sédimentaire. Les diapirs sont associés à des failles inverses longitudinales ou à des décrochements longitudinaux ou transverses (Douihasni, 1976).

L'Atlas saharien est bordé au nord par l'accident sud mésétien. Ce dernier consiste à une longue ligne tectonique complexe et une limite paléogéographique qui sépare l'Atlas saharien (*sensu lato*) de la Meseta oranaise (Kazi-Tani, 1986). C'est un accident profond de socle à vergence nord et à caractère chevauchant. Il se manifeste par l'interruption des structures plissées vers le nord. Dans les monts des Ksour, il se présente sous forme de failles qui se relayent, de direction NE-SW (Cornet, 1952), comme il est bien exprimé au niveau des chaînons de l'Amrag-Antar dans la région de Mécheria.

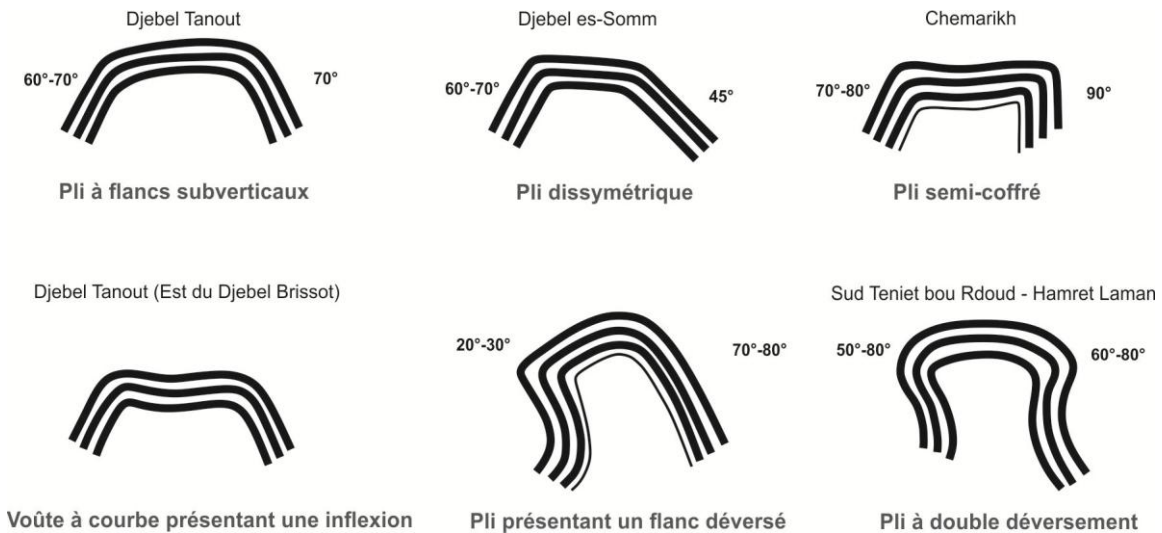
Plus au sud, l'accident nord atlasique (ou accident nord atlasien *sensu Guiraud, 1973*) constitue une ligne tectonique qui sépare la chaîne atlasique en deux zones, l'Atlas saharien (*sensu stricto*) et le pré-atlas. Il a fonctionné dès le Trias-Lias, en séparant les gouttières atlasiques et préatlasiques (Kazi-Tani, 1986). Cet accident est confondu parfois avec l'accident sud mésétien.



**Figure 1.16** : Schéma des principaux plis et accidents de l'Atlas saharien (Nouar, 2003 ; modifiée).

L'accident sud atlasique a été nommé également l'accident sud atlasien (Guiraud, 1973) ou encore l'accident nord saharien (Douïhasni, 1976). Certains auteurs préfèrent les termes « flexure » ou « faille » au lieu d'accident. Il correspond à une importante ligne tectonique continue qui sépare le domaine atlasique maghrébin de l'Afrique (plateforme saharienne) (Figure 1.16). Il s'étend depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie sur plus de 2000 km. Cet accident majeur a induit un jeu décrochant dextre avec une composante chevauchante (Aissaoui, 1984). Il peut se présenter sous forme de rampes et paliers comme dans le cas de la région d'El Kohol dans les monts du Djebel Amour (Habani & Haddoum, 2006). Certains tronçons de l'accident sont anciens et correspondent à un héritage du cycle hercynien, d'autres sont liés à l'histoire de l'Atlantique, et d'autres encore, très tardives, correspondent à l'orogénèse alpine (Kazi-Tani, 1986).

L'Atlas saharien est formé par de grandes structures plicatives d'ordre kilométrique parfois, orientées suivant la direction générale de la chaîne, et représentées par des rides anticlinales et des cuvettes synclinales. L'analyse structurale de la partie orientale des monts des Ksour (Douïhasni, 1976) a permis de mettre en évidence plusieurs formes de structures anticlinales (Figure 2.17), à l'image des anticlinaux dissymétriques, coffrés, faillés, ou à double déversement. Les anticlinaux de l'Atlas sont discontinus étroits et allongés avec des cœurs matérialisés par des formations jurassiques.



**Figure 2.17** : Schéma général de la géométrie des plis dans la partie orientale des monts des Ksour (Douihasni, 1976).

Quant aux synclinaux, deux grands types peuvent être distingués (Douihasni, 1976) :

- a. Les synclinaux coffrés à matériel barrémo-albo-aptien (continental intercalaire) : Ils sont larges, dissymétriques, allongés en cuvettes, à fond presque plat, en « fond de bateau » et très fracturés. Ces synclinaux se situent aux plus faibles altitudes.
- b. Les synclinaux perchés à matériel cénomano-turonien : Les synclinaux de ce type deviennent de plus en plus fréquents en allant vers l'est. Ces structures forment des cuvettes dissymétriques, occupant généralement les plus hautes altitudes. Elles ont des formes de cuillères (*Khoundjaïa*) dans les monts de Ksour et de tombeaux (*Kébeur*) dans le Djebel Amour. Les synclinaux perchés sont allongés, continus et réguliers, parfois triangulaires, et plus étroits que les synclinaux coffrés.

Dans la partie centro-orientale de l'Atlas saharien, les anticlinaux sont réduits à des vallées anticlinales à cause de l'érosion différentielle et la préservation des flancs. Aussi, et pour la même raison, les synclinaux sont perchés, ce qui donne une ordonnance d'anticlinaux étroits disposés parfois en échelons et séparant de larges synclinaux en cuvettes qui peuvent atteindre 120 km de long. Ces plis qui sont orientés le plus souvent N40° et N50° et qui sont obliques par rapport à la direction générale de la chaîne N60°, présentent généralement des déversements dirigés vers le sud-est, à proximité de l'accident sud atlasique (Guiraud, 1973).

En ce qui concerne les cassures, elles correspondent généralement à des accidents tectoniques post-sédimentaires, souvent transverses, ayant une forte composante coulissante, et qui suivent trois directions différentes (Guiraud, 1973) :

- a. Cassures obliques sur l'est : Elles correspondent à des accidents orientés N-S à N60° qui bordent ou plus fréquemment prennent en écharpe les structures

anticlinales ou monoclinales. Ces cassures ont joué principalement avant le Miocène, lors des plissements liés à la phase atlasique.

- b. Cassures E-W : Ces accidents plurikilométriques sont fréquents dans la chaîne atlasique. Ils se comportent le plus souvent comme des décrochements dextres, et des alignements d'inflexions presque systématiques des plis qui suggèrent la contemporanéité de ces types de structures avec la phase atlasique.
- c. Cassures obliques sur l'ouest : Ces accidents sont très rares dans la couverture post-triasique de l'Atlas saharien où ils ne semblent pas jouer un grand rôle. Le large éventail de directions corrobore l'existence de plusieurs phases tectoniques.

Les travaux de Guillemot (1972) et Guiraud (1973) ont permis de mettre en évidence plusieurs phases tectorogéniques responsables de la surrection et la structuration actuelle de l'Atlas saharien. Trois phases majeures pourront être citées :

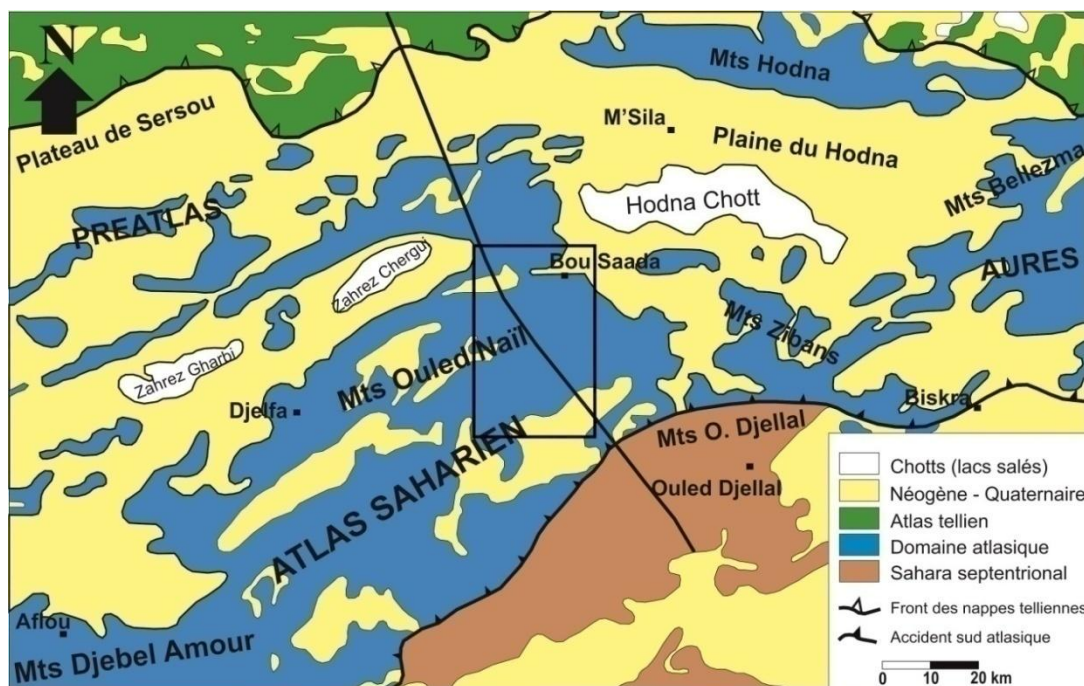
- a. Phase laramienne : Cette phase est beaucoup plus intense dans les Cordillères Bétiques, le Languedoc et les Alpes orientales. Elle a débuté à la fin du Turonien jusqu'au Sénonien (Guiraud, 1973) et probablement jusqu'à l'Eocène inférieur (Guillemot, 1972). Elle est caractérisée par d'importantes surrections, liées au jeu d'accidents de fort rejet, accompagnées de cassures orientées NW, NE ou ENE. Certaines cassures ont permis l'apparition de pointements triasiques. Selon Guillemot (1972), cette phase a donné naissance à des plis à grand rayons de courbure, qui ont été érodés, puis en partie couverts par des dépôts continentaux. Aussi, elle paraît correspondre à un raccourcissement N-S bien identifié dans la partie sud des monts du Djebel Amour et des Ouled Nail, par des plis E-W et des décrochements sénestres W-NE.
- b. Phase atlasique : C'est la phase majeure qui a donné naissance à l'Atlas saharien, duquel elle doit son nom (Guillemot, 1972). Elle s'est produite lors du Lutétien (Eocène moyen). La direction des plis est NE-SW à ENE-WSW. Les failles sont parfois parallèles à l'axe des plis, mais la plupart sont obliques suivant une direction E-W, SE-NW ou ESE-WNW. Elle est marquée par d'épaisses séries de brèches et de conglomérats concordantes sur leur substratum et attribuées sans argumentation paléontologique au Lutétien moyen à supérieur (Guiraud, 1973). La plupart des diapirs triasiques ont été mises à l'affleurement suite à cette phase tectonique.
- c. Phases mio-plio-quaternaires : Guiraud (1973) a pu identifier une phase miocène qui n'a produit que de faibles déformations, suivie d'une phase pliocène (Pliocène terminal) qui est considérée comme la plus importante avec la phase atlasique, caractérisée par des plis et cassures d'orientation ENE-WSW, avec quelques plis orientés E-W, et enfin une phase quaternaire qui se limite au jeu de plis formés au Pliocène. Aussi, ces deux dernières phases (pliocène et quaternaire) sont responsables de la mise en place de quelques pointements triasiques. Guillemot (1972) par contre n'a distingué qu'une seule phase datant probablement du Miocène, et qui est responsable du redressement et de la

déformation des formations conglomératiques du Paléogène résultant de la phase atlasique.

### 3. Cadres géographique et géologique du secteur d'étude

#### 3.1. Cadre géographique

Le secteur étudié dans la présente thèse correspond à la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Naïl et de l'Atlas saharien d'une manière générale (Figure 2.18), occupant la partie centrale des cartes topographique et géologique de Bou Saada au 1/200.000 (Feuille n° 36, 1932). Cette zone est limitée au nord par la dépression des chotts (Zahrez-Hodna), au sud par Djebel Tebag, à l'est par les monts de Béni Srour et à l'ouest par la cuvette de Slim qui constitue la terminaison nord-orientale du vaste synclinorium de Djelfa.



**Figure 2.18** : Situation géographique et géologique du secteur d'étude.

Le point culminant de la région consiste à Djebel Tsegna élevé de 1609 m. Les autres chaînons importants consistent à Djebel Ousigna (1333 m), Khanguet Grouz (1281 m), Djebel Moubakrera (1050 m) et Djebel Kerdada (945 m). Le réseau hydrographique est formé d'une multitude de petits oueds découpant l'ensemble du pays, ainsi que deux grands cours d'eau qui correspondent aux oueds Bou Saada et El Maïtar. A l'instar des autres cours d'eau atlasiques, ces deux oueds suivent une direction SW-NE. Ils drainent les eaux des versants de l'Atlas saharien, avant qu'ils se rencontrent plus au nord au niveau de la dépression de Bou Saada et se jettent dans le Chott du Hodna.

Le climat de la région de Bou Saada, comme dans les autres zones de l'aire du sud Hodna est type aride subdésertique. Il constitue une transition entre les climats méditerranéen et saharien. Il se caractérise par des hivers tempérés et des étés chauds,

dont les pôles thermiques sont les mois de janvier (min. 1°C) et de juillet (max. 44°C) avec une moyenne annuelle avoisinant les 17°C. La pluviométrie atteint vraisemblablement 400 mm d'eau par an dans les plus hauts sommets et ne dépasse pas 200 mm dans les zones basses.

Les sols dépendent des roches mères (formations géologiques) qui affleurent dans la région. Les principaux types de sols de la région consistent aux lithosols et rendzines qui sont présents sur les substrats durs (calcaires, grès) des massifs montagneux, des régosols sur les substrats tendres (marnes), des sols minéraux bruts qui forment les systèmes dunaires, ainsi que des sols halomorphes dans le Chott du Hodna.

Quatre-vingt quatorze (94) espèces végétales sont connues dans la région de Bou Saada. Les versants les mieux arrosés (Djebels Ousigna et Tsegna...) sont couverts par des forêts de pins d'Alep, qui se développent sur les dalles calcaires albo-cénomaniennes et turono-coniaciennes. L'alfa envahit les terrains rocailleux cénozoïques ainsi que les croûtes calcaires. Aussi, les lauriers roses occupent les oueds le plus souvent.

### 3.2. Cadre stratigraphique

Les monts des Ouled Naïl (ou l'Atlas saharien oriental) sont constitués par des terrains allant du Trias jusqu'au Quaternaire (Emberger, 1960). Ces terrains constituent la couverture plissée d'un substratum paléozoïque, inconnu jusqu'à ce jour, ni à l'affleurement, ni en sub-surface. Le Mésozoïque (surtout le Crétacé), constitue la majeure et la principale partie de cette couverture, son épaisseur est estimée de 7500 m. Le Jurassique supérieur ainsi que le Berriasien affleurent uniquement dans les monts de Béni Srouf à l'est de notre secteur d'étude. La série géologique de notre région d'étude est représentée comme suit (Figure 1.19) :

#### 3.2.1. Trias :

Il n'affleure qu'à la faveur de deux diapirs (Mgabret Zerigat et Aïn Ograb). Il est formé essentiellement par des argiles gypseuses violettes, renfermant des paillettes d'oligiste et des cristaux de calcite et de barytine, associées à des dolomies et des roches vertes. Dans le diapir d'Aïn Ograb, une abondante faune de bivalves appartenant en particulier au genre *Astarte* a été recueillie dans des lambeaux de calcaires lumachelliques (Emberger, 1960). Ces derniers ont été attribuées au Rhétien suite à la découverte du polypier *Oppelismilia rudis* (Emberger, 1955). Les roches vertes emballées dans les argiles lie-de-vin ont été attribuées au Paléozoïque et elles constituent les seuls éléments de socle trouvés dans l'Atlas saharien à ce jour (Emberger, 1960).

#### 3.2.2. Crétacé inférieur :

Le Crétacé basale (Néocomien dans le sens des anciens auteurs) affleure uniquement à Djebel Kerdada où l'absence de fossiles caractéristiques et les fréquents changements de faciès ne permettent pas de séparer la Valanginien de l'Hautérivien. Ces dépôts carbonatés ont été déposés dans un milieu marin franc (Emberger, 1960).



Au cours du Barrémien, un changement progressif du milieu de sédimentation a eu lieu. Le milieu devient laguno-continental voire franchement continental, avec des grès à stratifications entrecroisées, des argiles à grains de quartz et débris des végétaux, et quelques passées de dolomies microcristallines (Emberger, 1960).

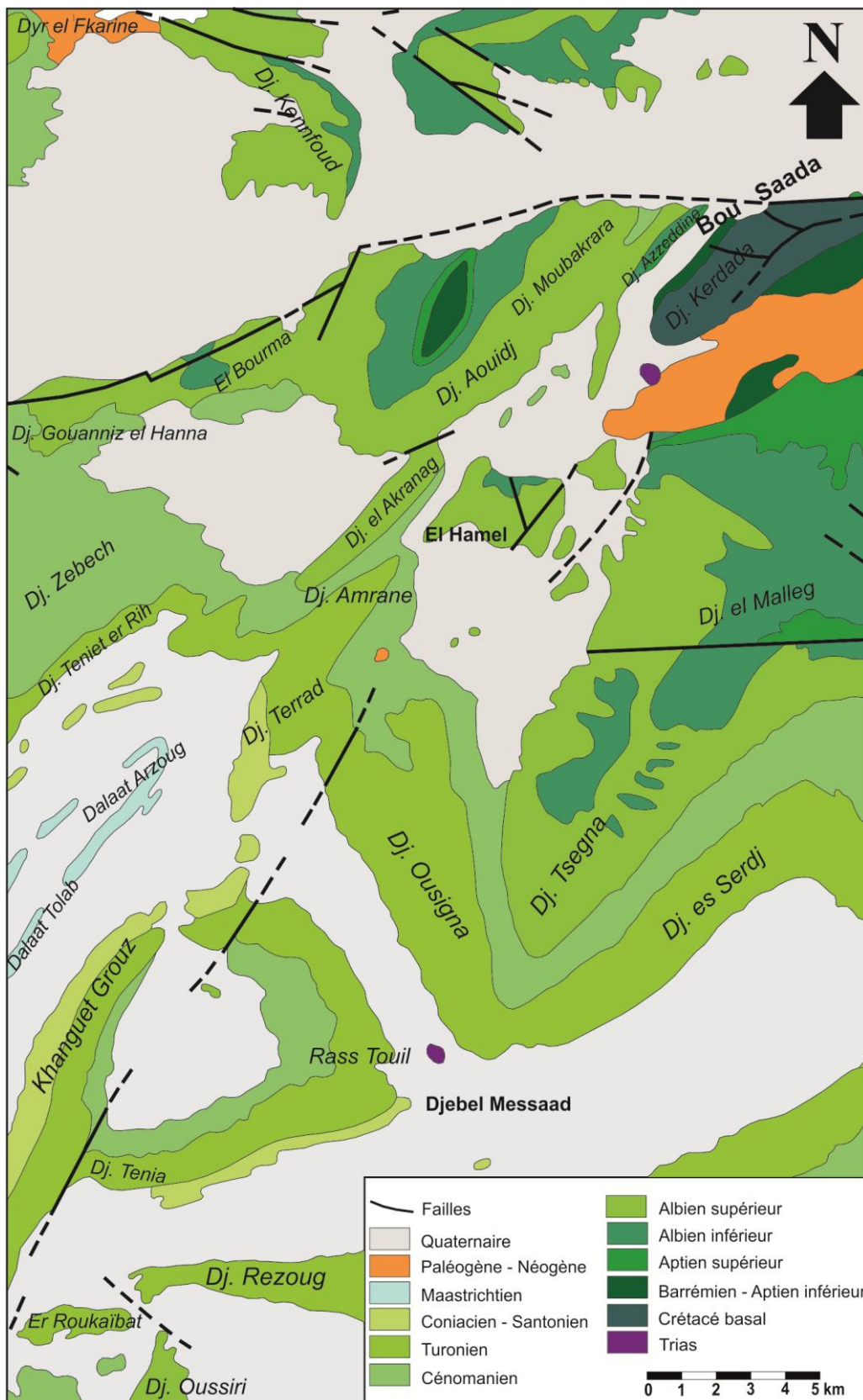
L'Aptien de la région de Bou Saada est continental dans sa partie inférieure (*Bédoulien*) où il fait suite aux dépôts laguno-continentaux barrémiens. Dans sa partie supérieure (*Gargasien*), il est représenté par un faciès marin qui a fourni une riche faune de foraminifères, ostracodes, oursins, bivalves (dont des rudistes), coraux et ammonites (Emberger, 1954) (Figure 1.14). Le maximum de la transgression semble avoir été atteint lors du dépôt des calcaires à orbitolines. La base du « Gargasien » correspond à un environnement marin à sédimentation de faible profondeur, subrécifale, suivie par des dépôts lagunaires à tendance marine, puis continentale, riches en charophytes (Emberger & Magné, 1956).

Ces dépôts lagunaires à tendance continentale sont devenus continentaux durant l'Albien inférieur suite au comblement du bassin et le retrait de la mer. Les faciès sont représentés par des grès à stratifications entrecroisées, des niveaux à dragées et des débris de végétaux, s'alternant parfois avec des argiles versicolores chargées en grains de quartz (Emberger, 1960). Cette succession appartient à la partie sommitale du continental intercalaire, et elle est surmontée par des dépôts marins peu profonds de plate-forme carbonatée, datant de l'Albien supérieur (Vraconnien dans le sens des anciens auteurs). Ces derniers consistent à de calcaires dolomitiques qui s'alternent avec des marnes riches en débris d'huitres. Aussi, ils ont fourni une nouvelle espèce de cirripèdes pédonculés nommée *Stramentum saadensis* (Davidie & Emberger, 1955).

### 3.2.3. Crétacé supérieur :

Les faciès ainsi que la faune (échinides et ostréidés) du Cénomaniens inférieur sont similaires à ceux de l'Albien supérieur. Ils sont surmontés par des alternances marno-dolomitiques et des gypses épais indiquant un milieu lagunaire, intercalés par des bancs calcaires riches en foraminifères (Emberger, 1960). La partie sommitale du Cénomaniens est caractérisée par des calcaires micritiques, noduleux et bioclastiques, avec parfois des black shales de l'événement anoxique océanique OAE-2 (Jati, 2007 ; Grosheny et al., 2008 ; Chikhi-Aouimeur et al., 2011). Les dépôts turoniens marquent un léger approfondissement avec le dépôt de calcaires sublithographiques à ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques. Au Turonien supérieur, le milieu devient très peu profond, par le de dépôt de marnes à échinides et ostréidés et des calcaires oolithiques à débris de rudistes et de polypiers (Emberger, 1960).

Le Crétacé post-Turonien garde le même caractère des dépôts turoniens sous-jacents, il se caractérise par un Coniacien-Santonien marno-gypseux à la base et calcaire à foraminifères au sommet, un Campanien entièrement marneux et très fossilifère, et enfin un Maastrichtien à calcaires subrécifaux crayeux, dolomitiques et oolithiques (Emberger, 1960).



**Figure 1.19 :** Carte géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique de Bou Saada au 1/200.000).

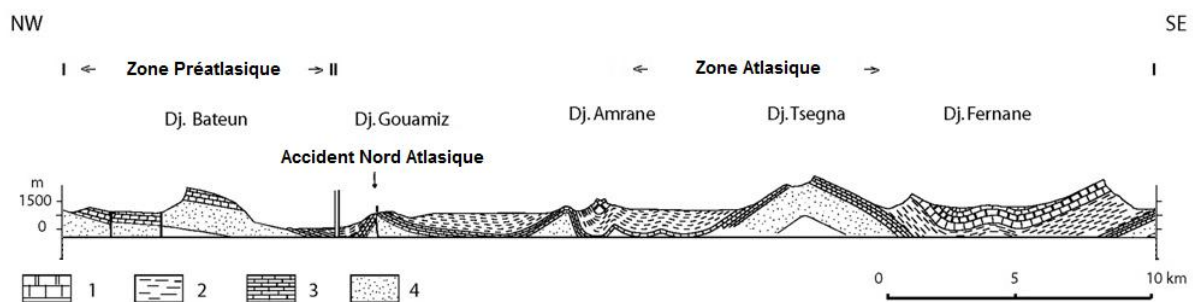
### 3.2.4. Cénozoïque :

Le Cénozoïque est exclusivement continental. Il est représenté par une alternance de niveaux conglomératiques et d'argiles sableuses de couleur orangée, pouvant passer insensiblement des uns aux autres. Ces formations n'ont jamais été datées, mais elles doivent appartenir à l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène (Emberger, 1960).

### 3.3. Aperçu sur la tectonique de la région d'étude

La partie septentrionale de la région d'étude se caractérise par de grands plis en échelon tel l'anticlinal de Moubakrera qui est orienté SW-NE et l'anticlinal dissymétrique du Djebel Kerdada qui correspond à un pli en genou orienté E-W (nord) à NE-SW (sud) (Emberger, 1960). Ces deux anticlinaux sont séparés par le synclinal du Djebel Azzeddine qui a un axe de plis plongeant de direction 10°N à 34°N, et dans lequel la disposition des fractures se fait en éventail. Le Barrémien du périclinal sud-ouest du Kerdada est traversé par un petit diapir triasique appelé Mgabret Zerigat (Emberger, 1960), mis en place à la base du Quaternaire (Guiraud, 1973).

Cette zone est bordée au sud par le grand synclinal perché du Djebel Messaad, orienté NW-SE et long de 40 km. Sur sa bordure nord orientale affleure le petit synclinal perché du Djebel Amrane, constitué essentiellement par du Turonien. En allant vers le sud, l'anticlinal du Djebel Tsegna, formé par des formations albiennes, borde immédiatement le synclinal du Djebel Messaad et il possède un axe de pli exactement perpendiculaire à celui de ce dernier (Emberger, 1960) (Figure 1.20). Plus au sud, un autre pointement triasique affleure entre Djebel Tsegna et la structure subcirculaire du Grouz.



**Figure 1.20 :** Coupe géologique NW-SE dans la région d'étude (Herkat & Guiraud, 2006 ; modifiée). (1) Turonien ; (2) Cénomaniens ; (3) Albien supérieur ; (4) Crétacé inférieur.

La région de Bou Saada est caractérisée par une direction de raccourcissement régional NW-SE responsable des décrochements E-W. Le plus important de ces décrochements consiste à l'accident de Bou Saada, une partie intégrante de l'accident nord atlasique, et qui sépare une zone atlasique plissée au sud d'une zone préatlasique relativement calme et monoclinale au nord (Guiraud, 1973). Ce dernier passe par l'un des affleurements étudiés dans la présente thèse, qui est la coupe du Djebel Azzeddine.

#### 4. Historique de recherches géologiques dans les monts des Ouled Naïl nord-orientaux

Les premières observations géologiques dans la région étudiée remontent aux travaux de Brossard (1865) qui a esquissé la stratigraphie des monts des Ouled Naïl, en finissant par la publication d'une carte géologique où sont indiquées les principales lignes structurales de la région.

Quelques années plus tard, Tissot (1881) a publié une carte géologique de la province constantinoise, notamment Bou Saada, où il a fait de nouvelles découvertes qui ont permis des modifications de détail.

Dans son « *Essai sur la description géologique de l'Algérie* », Péron (1883) donna de nouvelles données paléontologiques et stratigraphiques des différentes formations affleurant dans la région de Bou Saada.

Ritter (1902) établit une carte au 1/800.000<sup>e</sup>, sauf qu'il ne donne rien de nouveau concernant la stratigraphie de l'Atlas saharien centro-oriental. Par contre, c'est à lui qu'on doit la subdivision de la chaîne atlasique en trois faisceaux.

En 1920, une synthèse hétérogène sur les monts des Ouled Naïl a été donnée par Savornin.

Emberger (1954-1958) publie une dizaine de notes traitant les aspects paléontologique et stratigraphique de la série mésozoïque de la partie orientale des monts des Ouled Naïl.

Dans le cadre d'une importante recherche sur les monts des Ouled Naïl orientaux, Emberger présente, en 1960, une monographie régionale. Cette dernière porte sur un travail stratigraphique intéressant et une carte géologique au 1/200.000.

En 1970, Kazi-Tani a soutenu sa thèse de 3<sup>e</sup> cycle portant sur une analyse sédimentologique et structurale du Djebel Fernane et les monts de Ben-Srouer, partie intégrante des Ouled Naïl orientaux.

Deux années plus tard, Guiraud propose un énorme travail sur l'évolution post-triasique du domaine hodnéen et des régions voisines, notamment le bassin des Ouled Naïl, dans le cadre de sa thèse de doctorat soutenue en 1973.

Herkat (1999) présente un travail concernant l'évolution paléogéographique et le contexte géodynamique des Aurès, les Zibans et les monts des Ouled Naïl lors du Crétacé supérieur. Cet auteur faisait un énorme travail sur la stratigraphie et l'analyse séquentielle, mais il n'a rien apporté de sensationnel concernant la sédimentologie des séries étudiées.

Herkat & Guiraud (2006) publièrent une note portant sur la relation entre la tectonique et la sédimentation dans le Crétacé supérieur du « domaine atlasique oriental », dont les monts des Ouled Naïl.

Jati (2007) présente une thèse sur le passage cénomano-turonien dans le Maghreb, notamment les monts des Ouled Naïl.

En 2008, Grosheny et ses collaborateurs ont publié les résultats de la thèse de Jati (2007) dans un travail qui porte sur les faciès et la paléogéographie du passage cénomano-turonien dans les monts des Ouled Naïl, les Zibans, le Hodna et les Aurès.

Le même travail a été repris en 2011 par Chikhi-Aouimeur et al. qui l'ont publié en français cette fois-ci, dans les mémoires du service géologique de l'Algérie.

## References

**Addadi C., Delteil J., Fenet B., Guardia P., Magne J. & Polvéche J. (1968)** – Age de la mise en place de nappes dans le Tell méridional (Algérie). *C. R. Académie des Sciences*, 267 : 557 – 560.

**Addoum B. (1995)** – L'Atlas saharien sud-oriental : cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du sud-est constantinois (confins algéro-tunisiens). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Paris-sud : 199 p.

**Aissaoui D. (1984)** – Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et Jebel Manndra, Algérie: Evolution géométrique et cinématique. *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université de Strasbourg : 145 p.

**Aït Ouali R. (1982)** – Etude des stades diagénétiques des séries carbonatées du Jurassique terminal des monts des Aurès et des Oulad Naïl (Algérie). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université de Pau et des Pays de l'Adour : 215 p.

**Aït Ouali R. (1991)** – Le rifting des monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, U.S.T.H.B. Alger : 298 p.

**Aït Ouali R. & Delfaud J. (1995)** – Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du « rifting » jurassique au Maghreb. *C. R. Académie des Sciences*, 320 : 773 – 778.

**Alméras Y. & Fauré P. (2008)** – Les Brachiopodes du Jurassique moyen sur la marge sud de la Téthys occidentale (Maroc, Algérie occidentale). Paléontologie et Echelles chronostratigraphiques. *Revue de Paléobiologie*, 27 : 575 – 857.

**Alméras Y., Elmi S., Mekahli L., Ouali Mehadjji A., Sadki D. & Tlili M. (1994)** – Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc, Algérie). Contraintes environnementales et relation avec l'évolution verticale des peuplements d'ammonites. *Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale*, 5 : 219 – 241.

**Alméras Y., Fauré P., Elmi S., Enay R. & Mangold C. (2007)** – Zonation des brachiopodes du Jurassique moyen sur la marge sud de la Téthys occidentale (Maroc, Algérie occidentale). Comparaison avec la marge nord-téthysienne française. *Geobios*, 40 : 1 – 19.

- Ameur M. (1978)** – Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne du Fillaoussène : les faciès de plate-forme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale du Fillaoussène). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université d'Oran : 192 p.
- Ameur M. (1999)** – Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-Téthysienne : l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 150 : 1 – 399.
- Amrane M. (2010)** – Analyse stadiale de la « Dolomie du Chemarikh » (Aïn Ouarka, Monts des Ksour, Algérie). *Mémoire de Magister*, Université d'Oran : 107 p.
- Bassoulet J. P. (1973)** – Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Paris : 497 p.
- Belkhedim S. (2019)** – Sédimentologie de faciès de la plate-forme carbonatée du Pliensbachien inférieur des Monts des Traras orientaux (Algérie Nord-occidentale). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle L.M.D.*, Université d'Oran 2 : 169 p.
- 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 (1 – 2) : 1 – 581.
- Benest M., Ghali M., Ouardas T. & Perriaux J. (1993)** – Découverte de repères biochronologiques d'âge Kimméridgien, Tithonien, Berriasien dans l'Atlas saharien central : corrélations avec l'avant-pays et le domaine tellien (Algérie). *C. R. Académie des Sciences*, 317 : 1089 – 1096.
- 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.
- Benhamou M. (1983)** – Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Beni Ouarsous et des Beni Khallad (Massif des Traras, Oranie W). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université d'Oran : 158 p.
- Bensalah M. (1991)** – Analyse tectono-sédimentaire de la série continentale Eocène du Djebel El-Kohol, près de Brézina (revers sud de l'Atlas saharien) Algérie. *Acta Geologica Hispanica*, 26 : 151 – 158.
- Benyoucef M., Mebarki K., Ferré B., Adaci M., Bulot L. G., Desmares D., Villier L., Bensalah M., Frau C., Ifrim C. & Malti F. -Z. (2017)** – Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 78 : 34 – 55.
- Böse E. & Cavins O. A. (1928)** – The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico. *University of Texas Bulletin*, 2748 : 7 – 142.
- Bougara M. (2013)** – Sédimentologie, paléontologie et environnements sédimentaires des dépôts silico-clastiques du Dévonien du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université d'Oran : 181 p.
- Bouterfa B. (1999)** – Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mémoire de Magister*, Université d'Oran : 188 p.

- Bouillin J. P. (1978)** – La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale de l'Algérie. *Mémoires de la Société géologique de France* (n.s.), 57 : 84 p.
- Bouillin J. P. (1986)** – Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8 : 547 – 558.
- Bouillin J. P. & Hernandez J. (1975)** – Découverte de roches volcaniques associées aux phtanites cénomaniennes du flysch massylien dans le Nord du Constantinois (Algérie). *C. R. sommaires de la Société géologique de France* (1975) : 14 – 16.
- Brossard E. (1865)** – Essai sur la constitution physique et géologique des régions méridionales de la subdivision de Sétif. *Mémoires de la Société géologique de France*, 8 (2) : 1 – 288.
- Buatois L. A., & Mángano M. G. (2011)** – Ichnology: Organism substrate interactions in space and time. *Cambridge University Press, Cambridge* : 346 p.
- Buatois L. A., & Mángano M. G. (2013)** – Ichnodiversity and ichnodisparity: significance and caveats. *Lethaia*, 46 : 281 – 292.
- Buatois L. A., Wisshak M., Wilson M. A. & Mángano M. G. (2017)** – Categories of architectural designs in trace fossils: A measure of ichnodisparity. *Earth-Science Reviews*, 164 : 102 – 181.
- Cherif A. (2017)** – Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation des Argiles de Saida (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du domaine tlemcénien (Algérie ouest). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université d'Oran 2 : 241 p.
- Cherif A. & Naimi M. N. (2021)** – A diverse ichnofauna and its palaeoenvironmental significance from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (Northwestern Algeria). *Historical Biology*. <http://doi.org/10.1080/08912963.2021.1940995>
- Chikhi-Aouimeur F., Grosheny D., Ferry S., Herkat M., Jati M., Atrops F., Redjimi-Bourouiba W. & Benkherouf-Kechid F. (2011)** – Lithofaciès, paléogéographie et corrélations au passage Cénomanién-Turonien dans l'Atlas saharien (Ouled Naïl, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoires du Service Géologique National*, 17 : 67 – 83.
- Ciszak R. (1993)** – Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Strata*, 20 : 1 – 513.
- Cohen K. M., Harper D. A. T. & Gibbard P. L. (2017)** – International Chronostratigraphic Chart, v. 2019/05.
- Cornet A. (1952)** – L'Atlas Saharien sud-oranais. *Publication du XIX<sup>e</sup> Congrès Géologique International, Alger, Monographies régionales*, 1 (12) : 52 p.
- Coster P., Benammi M., Mahboubi M., Tabuce R., Adaci M., Marivaux L., Bensalah M., Mahboubi S., Mahboubi A., Mebrouk F., Mammeri C. & Jaeger J. J. (2012)** – Chronology of the Eocene continental deposits of Africa : Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the El Kohol and Glib Zegdou Formations, Algeria. *Geological Society of America Bulletin*, 124 : 1590 – 1606.
- Crame J. A., Pirrie D. & Riding J. B. (2006)** – Mid-Cretaceous stratigraphy of the James Ross Basin, Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications*, 258 : 7 – 20.
- d'Archiac A. (1839)** – Observations sur le groupe moyen de la formation crétacée. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 3 : 261 – 311.

- d'Omalius d'Halloy J. -J. (1822)** – Observations sur un essai de carte géologique de la France, des Pays-Bas et des contrées voisines. *Annales des Mines*, 7 : 353 – 376.
- d'Orbigny A. (1841)** – Paléontologie française. Description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France. Tome premier. Terrains crétacés (feuilles 11 – 34). *Masson*, Paris : 121 – 462.
- Davidie C. & Emberger J. (1955)** – Découverte d'une nouvelle espèce de *Stramentum (Loricula)* dans l'Albien supérieur de Bou-Saada. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 5 : 401 – 418.
- Delfaud J. (1975)** – La sédimentation deltaïque ancienne – exemples nord-sahariens. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau – SNPA*, 8 (1) : 241 – 262.
- Delfaud J., Douihasni M. & Rolet J. (1974)** – Mise en évidence de tectoniques superposées dans la région d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). *C. R. Académie des Sciences*, 278 : 1817 – 1820.
- Desmares D. (2005)** – Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomaniens-Turonien. *Thèse de Doctorat*, Université de Strasbourg 1 : 440 p.
- Djebbar T. (2000)** – Structural evolution of the Algerian Saharan Atlas. *Thèse de Doctorat*, Royal Holloway University of London : 373 p.
- Domzig A. (2006)** – Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous-marine algérienne. *Thèse de Doctorat*, Université de Bretagne Occidentale : 332 p.
- Douihasni (1976)** – Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka Bousseghoun (partie centrale des monts des Ksour) – analyse structurale –. *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université d'Oran : 272 p.
- Durand Delga M. (1969)** – Mise au point sur la structure du nord-est de la Berbérie. *Publications du Service géologique de l'Algérie*, 39 : 89 – 131.
- Elmi S. (1976)** – A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. *4<sup>e</sup> R. A. S. T.*, Paris : p. 160.
- Elmi S. (1978)** – Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Annales de la Société géologique du Nord*, 97 (1 – 4) : 315 – 323.
- Emberger J. (1954)** – Notes sur la stratigraphie et la paléontologie de l'Aptien de Bordj Oultem, région de Bou-Saâda (Dép. d'Alger), Algérie. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6 : 145 – 150.
- Emberger J. (1955)** – Les Clypéines (algues siphonnées verticillées) des monts des Oulad-Naïl, Atlas saharien, Algérie.
- Emberger J. (1960)** – Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 27 : 1 – 398.
- Emberger J. & Magne J. (1956)** – Observations sur les niveaux à charophytes de l'Aptien des monts des Oulad-Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, S6-VI (7 – 9) : 1029 – 1039.
- Forster A., Schouten S., Baas M. & Sinninghe Damste J. S. (2007)** – Mid-Cretaceous (Albian–Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35 : 919 – 922.
- Frey R. W. & Pemberton S. G. (1984)** – Trace fossils Facies Models. In : Walker R. G. (Ed.), *Facies Models. Geoscience Canada Reprint Series* : 189 – 207.



- Gradstein F., Ogg J. & Ogg G. (2008)** – The geological time scale. In : Rey J. & Galeotti S. (Eds.), *Stratigraphy: Terminology and Practice*. Editions Technip, Paris, pp. 125 – 136.
- Grosheny D., Chikhi-Aouimeur F., Ferry S., Benkherouf-Kechid F., Jati M., Atrops F. & Redjimi-Bourouiba W. (2008)** – The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 179 : 593 – 603.
- Guardia P. (1975)** – Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice : 289 p.
- Guillemot J. (1972)** – Carte géologique d'Aïn Rich au 1/200.000 et notice explicative.
- Guiraud R. (1973)** – Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Nice : 270 p.
- Habani H. & Haddoum H. (2006)** – Etude comparative du comportement cinématique de l'accident sud atlasique. Exemples de la région d'El Kohol et de l'axe chaîne des Guerguitts – Monts de Ferkane (Atlas saharien algérien). *Bulletin du Service Géologique National*, 17 : 29 – 45.
- Hay W. W., DeConto R. M., Wold C. N. et al. (1999)** – Alternative global Cretaceous paleogeography. *Geological Society of America, Special Paper*, 332 : 1 – 47.
- Haynes S. J., Huber B. T. & MacLeod K. G. (2015)** – Evolution and phylogeny of mid-Cretaceous (Albian-Coniacian) biserial planktic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 45, 42 – 81.
- Herkat M. (1982)** – Lithostratigraphie et sédimentologie des formations carbonatées du Jurassique supérieur des Monts des Oulad Nail et de la terminaison orientale du Djebel Amour (Atlas saharien). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université de Pau et des Pays de l'Adour : 287 p.
- Herkat M. (1999)** – La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, U.S.T.H.B. Alger : 792 p.
- Herkat M. & Guiraud R. (2006)** – The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 46 : 346 – 370.
- Iba Y. (2009)** – An early Albian Arctic-type ammonite *Arcthoplites* from Hokkaido, northern Japan, and its paleobiogeographic and paleoclimatological implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34 : 46 – 50.
- Jati M. (2007)** – Le passage Cénomaniens-Turonien du continent nord africain (Maroc, Algérie, Tunisie). Comparaison avec le bassin subalpin : apport de la sédimentologie et de la géochimie isotopique. *Thèse de Doctorat*, Université Louis Pasteur Strasbourg 1 : 247 p.
- Jenkyns H. C. (1988)** – The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288 : 101 – 151.
- Jenkyns H. C. (2010)** – Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 (3) : 1 – 30.
- Jodot P. (1953)** – Les Pseudoceratodes du Nummulitique continental circum-saharien. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 17 : 1 – 124.

- Kacemi A. (2005)** – Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara – Rhoundjaia) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Mémoire de Magister*, Université d’Oran : 194 p.
- Kacemi A. (2013)** – Evolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique : Géodynamique, Typologie du bassin et Télédétection. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Tlemcen : 249 p.
- Kazi-Tani N. (1970)** – Contribution à l’étude géologique du Djebel Fernane et des monts de Ben-Srouer (Etude sédimentologique et structurale). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Faculté des Sciences d’ Alger : 143 p.
- Kazi Tani (1986)** – Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine ; le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat d’Etat*, Université de Pau et du Pays de l’Adour : 361 p.
- Kirèche O. (1993)** – Evolution géodynamique de la marge tellienne des Maghrébides d’après l’étude du domaine parautochtone schistosé (Massifs du Chéelif et d’Oranie, de Blida-Bou Maad, des Babors et Biban). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Nice : 328 p.
- Knaust D. (2012)** – Trace fossil systematics. In : D. Knaust & R. G. Bromley (Eds.), Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, 64 : 79 – 101.
- Knaust D. (2017)** – Atlas of Trace Fossils in Well Core. Appearance, Taxonomy and Interpretation. *Springer* : 206 p.
- Książkiewicz M. (1977)** – Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Paleontologica Polonica*, 36 : 1 – 200.
- Lapierre H., Mangold C., Elmi S. & Brouxel M. (1984)** – Deux successions volcano-sédimentaires dans le « Trias » d’Oranie (Algérie occidentale) : témoins de la fracturation d’une plate-forme continentale. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 25 : 361 – 373.
- Leckie R. M., Bralower T. J. & Cashman R. (2002)** – Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 7 : 1 – 29
- Leymerie A. (1841)** – Mémoire sur le terrain crétacé du département de l’Aube, contenant des considérations générales sur le terrain néocomien. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 4 : 291 – 364.
- Magwood J. P. A. & Pemberton S. G. (1990)** – Stratigraphic significance of Cruziana: New data concerning the Cambrian–Ordovician ichnostratigraphic paradigm. *Geology*, 18 : 729 – 732.
- Mahboubi C. Y., Radulović B. V., Ouali Mehadji A., Ayoub-Hannaa W. & Munnecke A. (2021)** – Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, paleobiogeography and paleoecology. *Historical Biology*. <http://doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609>
- Mahboubi M. (1983)** – Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Université d’Oran : 114 p.
- Mahboubi M. (1995)** – Etude stratigraphique et paléontologique des formations continentales paléocènes et éocènes de l’Algérie. *Thèse de Doctorat d’Etat*, Université d’Oran : 169 p.

- Mahboubi M., Ameur R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. (1983)** – Première découverte d'un Marsupial en Afrique. *C. R. Académie des Sciences*, 297 : 415 – 418.
- Mahboubi M., Ameur R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. (1984a)** – Earliest known proboscidean from early Eocene of north-west Africa. *Nature*, 308 : 543 – 544.
- Mahboubi M., Ameur R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. (1984b)** – Implications paléobiogéographiques de la découverte d'une nouvelle localité éocène à vertébrés continentaux en Afrique nord-occidentale : El Kohol (sud-oranais, Algérie). *Geobios*, 17 : 625 – 629.
- Mahboubi M., Ameur R., Crochet J. Y. & Jaeger J. J. (1986)** – El Kohol (Saharan Atlas, Algeria): A new Eocene mammal locality in Northwestern Africa. *Palaeontographica A*, 192 : 15 – 49.
- Martinsson A. (1970)** – Toponymy of trace fossils. In : *Trace Fossils* (ed.) T. P. Crimes & J. C. Harper, *Geological Journal Special Issue*, 3, : 323 – 330.
- Mattauer M., Tapponnier P. & Proust F. (1977)** – Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19 : 521 – 526.
- Mebrouk F. (1993)** – Charophytes du Tertiaire continental de l'Algérie. Systématique et biostratigraphie. *Mémoire de Magister*, Université d'Oran : 173 p.
- Mebrouk F. (2010)** – Les charophytes du Maghreb. Systématique, biostratigraphie et environnements Crétacés–Paléogènes. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran : 167 p.
- Mebrouk F., Mahboubi M., Bessedik M. & Feist M. (1997)** – L'apport des charophytes à la stratigraphie des formations continentales paléogènes de l'Algérie. *Geobios*, 30 : 171 – 177.
- Meddah A. (2010)** – La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université d'Oran : 138 p.
- Meddah A., Bertrand H. & Elmi S. (2007)** – La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *C. R. Geosciences*, 339 : 24 – 30.
- Meddah A., Bertrand H., Seddiki A. & Tabeliouna M. (2017)** – The Triassic–Liassic volcanic sequence and rift evolution in the Saharan Atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the Central Atlantic magmatic province. *Geologica Acta*, 15 (1) : 11 – 23.
- Mekahli L. (1988)** – Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du horst de Rhar Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale) : stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique. *Mémoire de Magister*, Université d'Oran : 245 p.
- Mekahli L. (1995)** – Hettangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran : 358 p.
- Mekahli L. (1998)** – Evolution des monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 147 : 1 – 319.
- Mekahli L., Elmi S. & Benhamou M. (2004)** – Biostratigraphy, sedimentology and tectono-eustatic events of the Lower and Middle Jurassic of the Ksour Mountains (Western Saharan Atlas, Southern Algeria). *32<sup>nd</sup> International Geological Congress*, Florence, 5 : 37 – 54.

- 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 (4) : 190 – 198.
- Menzoul B. (2017)** – Le Facies Numidien (*Oligocène*) des massifs de la "Forêt des Cèdres" (Teniet el Haad, Ouarsenis) : caractéristiques sédimentologiques et implications paléo-environnementales. *Mémoire de Magister*, Université d'Oran 2 : 82 p.
- Midoun M. & Perthuisot V. (1992)** – Les éléments de socle inclus dans les évaporites du Trias (région d'Oran, Algérie). Implications sur les caractéristiques du substratum et sur l'amincissement lithosphérique triasique. *C. R. Académie des Sciences*, 315 : 571 – 577.
- Midoun M. & Seddiki A. (2016)** – The mafic, ultramafic and metamorphic xenoliths in triassic evaporite complexes, North West Algeria. *Boletín Geológico y Minero*, 127 (2 – 3) : 333 – 344.
- Morizet M. (1970)** – Contribution à l'étude géologique de la carte 1/200.000 de Brézina (Algérie) : secteur Nord – Nord-est. *Mémoire de D. E. A.*, Université de Paris : 84 p.
- Naimi M. N., Cherif A. & Belaid M. (2021a)** – The trace fossil *Cardioichnus planus* from the lower Miocene of Algeria: the first record from Africa and a probable endemic tracemaker. *Geologia Croatica*, 74 (2) : 121 – 126.
- Naimi M. N., Mahboubi C. Y. & Cherif A. (2021b)** – Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. *Journal of African Earth Sciences*, 183 : 104304.
- Nouar O. (2003)** – Structures de réactivation dans l'Atlas Saharien (Djebel Amour, Algérie) d'après l'analyse d'images SPOT et Landsat-TM. *Bulletin des Sciences Géographiques*, 11 : 35 – 42.
- Ouali Mehadji A. (1995)** – Les brachiopodes bajociens supérieurs – bathoniens inférieurs des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental, Algérie). *Mémoire de Magister*, Université d'Oran: 220 p.
- Ouali Mehadji A., Mekahli L., Alméras Y. & Elmi S. (1996)** – L'hétérochronie de la mise en place de la « Formation du Tifkirt dans les Monts des Ksour ». Implications paléobiogéographiques. *Colloque National des Sciences de la Terre*, Boumerdès : p. 143.
- Ouali Mehadji A., Mekahli L., Elmi S., Alméras Y., Benhamou M. & Bouterfa B. (1997)** – Le cône détritique sous-marin du Dogger des Monts des Ksour – dynamique sédimentaire. *Séminaire de géologie pétrolière*, Boumerdès : p. 43.
- Özer S. & Benyoucef L. (2021)** – Late Cenomanian rudists from southern Algeria: descriptions, biostratigraphy palaeoecology and palaeobiogeography. *Cretaceous Research*, 118 : 104639.
- Péron A. (1883)** – Essai d'une description géologique de l'Algérie. *Editions Masson*, Paris : 202 p.
- Peucat J. -J. & Bossière G. (1978)** – Mise en évidence d'un plutonisme paléozoïque inférieur en Grande Kabylie (Algérie). *6<sup>e</sup> R. A. S. T.*, Orsay : p. 308.
- Raoult J. -F. (1974)** – Géologie du Centre de la Chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mémoires de la Société géologique de France*, 121 : 1 – 168.
- Raoult J. -F., Renard M. & Mélières F. (1982)** – Le flysch maurétanien de Guerrouch : cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 24 (7) : 611 – 626.

- Reineck H. -E. (1963)** – Sedimentgefüge im Bereich der südliche Nordsee. *Abhandlungen Senckenbergischen Naturforschende Gesellschaft*, 505 : 1 – 138.
- Remaci-Benaouda N. (2005)** – Pétrologie et géochimie des granitoïdes tardi-hercyniens Oranais (Algérie nord-occidentale). Implications pétrogéniques et géodynamiques. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran : 331 p.
- Renevier E. (1899)** – Commission internationale de classification stratigraphique. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 6 : 35 – 46.
- Reolid M., Sebane A., Rodríguez-Tovar F. J. & Marok A. (2012a)** – Foraminiferal morphogroups as a tool to approach the Toarcian Anoxic Event in the Western Saharan Atlas (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 323 – 225 : 87 – 99.
- Reolid M., Rodríguez-Tovar F. J., Marok A. & Sebane A. (2012b)** – The Toarcian oceanic anoxic event in the Western Saharan Atlas, Algeria (North African paleomargin): Role of Anoxia and productivity. *GSA Bulletin*, 124 (9 – 10) : 1646 – 1664.
- Ritter E. (1902)** – Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 2 : 1 – 97.
- Ruebsam W., Reolid M., Marok A. & Schwark L. (2020)** – Drivers of benthic extinction during the early Toarcian (Early Jurassic) at the northern Gondwana paleomargin: Implications for paleoceanographic conditions. *Earth-Science Reviews*, 203 : 103117.
- Salhi A. (2002)** – Evolution paléogéographique et dynamique de la bordure septentrionale du sillon atlasique au cours du Lias et du Dogger (région de Béni-Ounif, sud-occidental, Algérie). *Mémoire de Magister*, Université d'Oran: 121 p.
- Salhi A., Atrops F. & Benhamou M. (2020)** – Le passage Cénomaniens-Turonien dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental, Algérie): biostratigraphie, géochimie et milieux de dépôt. *Estudios Geológicos*, 76 (2) : e135.
- Sebane A. (2007)** – Les foraminifères du Jurassique des Monts des Ksour. Etude biostratigraphique et paléocéologique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université d'Oran : 211 p.
- Sebane A., Marok A. & Elmi S (2007)** – Evolution des peuplements des foraminifères pendant la crise toarcienne à l'exemple des données des monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *C. R. Paleovol*, 6 : 189 – 196.
- Seilacher A. (1953)** – Studien zur Palichnologie, Teil I: Über die Methoden der Palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 96 : 421–452.
- Seilacher A. (1964)** – Sedimentological classification and nomenclature of trace fossils. *Sedimentology*, 3 : 253 – 256.
- Seilacher A. (1992)** – An updated *Cruziana* stratigraphy of Gondwanan Palaeozoic sandstones. In : M. J. Salem (Ed.), *The Geology of Lybia*, 5, Elsevier, Amsterdam : 1565 – 1580.
- Taylor A. M. & Goldring R. (1993)** – Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, London, 150 : 141 – 148.
- Taylor A. M., Goldring R. & Gowland S. (2003)** – Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Science Reviews*, 60 : 227 – 259.

- Tissot J. (1881)** – Texte explicatif de la carte géologique provisoire du 800.000<sup>e</sup> de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saada. *Edition L. Jourdan*, Alger : 1 – 112.
- Vallon L. H., Rindsberg A. K. & Bromley R. G. (2016)** – An updated classification of animal behaviour preserved in substrates. *Geodinamica Acta*, 28 (1 – 2) : 5 – 20.
- Vila J. M. (1980)** – La chaîne alpine d’Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Paris VI : 663 p.
- Uchman A. (1995)** – Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15 : 1 – 115.
- Uchman A., (2004)** – Phanerozoic history of deep-sea trace fossils. In : D. McIlroy (Ed.) The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis, *Geological Society Special Publication*, 228 : 125 – 139.
- Wildi W. (1983)** – La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 24 (3) : 201 – 297.
- Wimbledon W., Rehakova D., Svobodova A. et al. (2020)** – The proposal of a GSSP for the Berriasian Stage (Cretaceous System): Part 1. *Volumina Jurassica*, 18 (1) : 53 – 106.
- Ziout K. (2012)** – Etude statistique des peuplements de foraminifères liasiques des Monts des Ksour. *Mémoire de Magister*, Université d’Oran: 85 p.

## CHAPITRE 2

### DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE

#### 1. Introduction

A l'instar des autres bassins sédimentaires algériens, atlasiques, telliens ou sahariens, le bassin des Ouled Naïl est caractérisé par une épaisse série mésocrétacée, sauf que cette dernière n'a jamais été subdivisée lithostratigraphiquement comme dans le cas des bassins avoisinants.

Cette série a fait l'objet de nombreux travaux (Brossard, 1865 ; Tissot, 1981 ; Péron, 1883 ; Ritter, 1902 ; Emberger, 1960 ; Herkat, 1999). Elle n'a jamais été étudiée en détail, surtout en ce qui concerne les volets sédimentologique et ichnologique. Les études citées au-dessus se limitaient à des descriptions lithologiques, accompagnés d'inventaires paléontologiques, à l'exception du travail de Herkat (1999) qui portait sur une étude séquentielle. Dans la présente étude, cinq coupes couvrant l'intervalle Albien – Turonien ont été levées dans la région de Bou Saada (Monts des Ouled Naïl nord-orientaux). L'étude a touché les aspects lithologique, sédimentologique, ichnologique et paléontologique.

#### 2. Description de la série

##### 2.1. Coupe du Djebel Arar

La coupe a été levée à partir de la route qui mène de Bou Saada à Sidi Ameur quelques mètres au-dessus des calcaires de l'Aptien marin, au niveau du Djebel Bateun qui se trouve dans le flanc méridional du Djebel Arar. Ce mont se trouve au nord de l'accident nord-atlasique, dans l'extrémité méridionale du domaine préatlasique. La plus grande partie de la coupe est formée par des dépôts détritiques attribués classiquement au « delta des Ksour », équivalent du Continental Intercalaire saharien. La partie supérieure est formée par des marno-calcaires annonçant la transgression mésocrétacée. La partie sommitale de la coupe étudiée est affectée par un grand accident décrochant.

##### 2.1.1. Unité A : Continental Intercalaire (125 m)

La coupe débute par quatre grandes barres (1.5 – 3.5 m) de grès fins (Figure 2.2A), blanchâtres à la cassure, présentant des laminations horizontales et entrecroisées, et par deux barres (2.5 – 10 m) de grès grossiers blanchâtres à la cassure et brunâtres voire noirâtres à la patine (patine du désert), formées par des bancs chenalisés d'épaisseurs variables (0.3 – 1 m), présentant des laminations entrecroisées, et parallèles, ainsi que des litages obliques et des kerboubs. Ces derniers sont préservés à l'interface ainsi qu'à la surface supérieure des bancs. Des kerboubs de taille millimétrique sont abondants, d'autres, de taille centimétrique sont soit isolés, soit regroupés. Ce faciès présente des litages obliques opposés indiquant l'action des vagues en association avec des

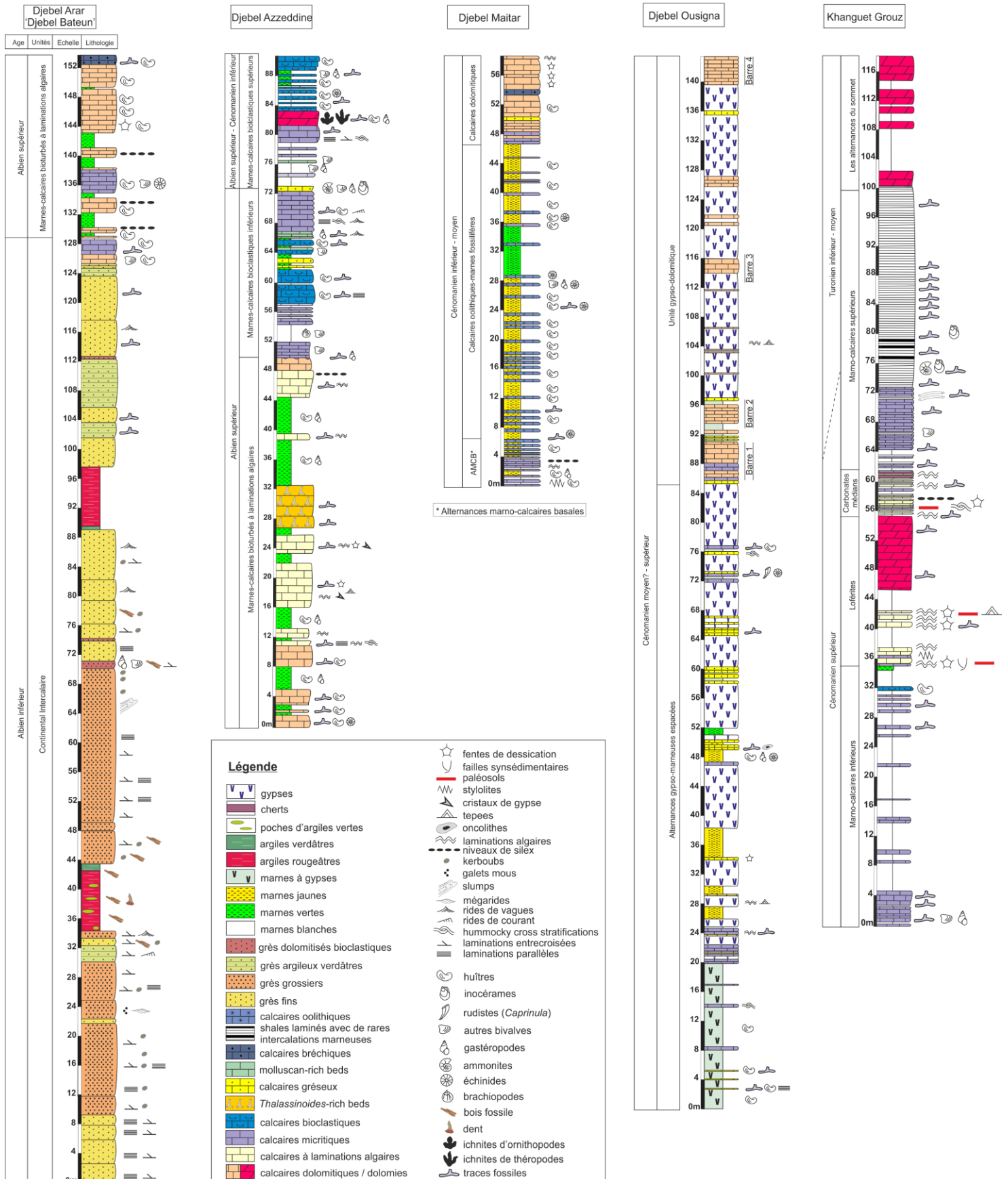


Figure 2.1 : Succession lithostratigraphique de la série mésocrétacée dans la région de Bou Saada (monts des Ouled Naïl nord-orientaux).



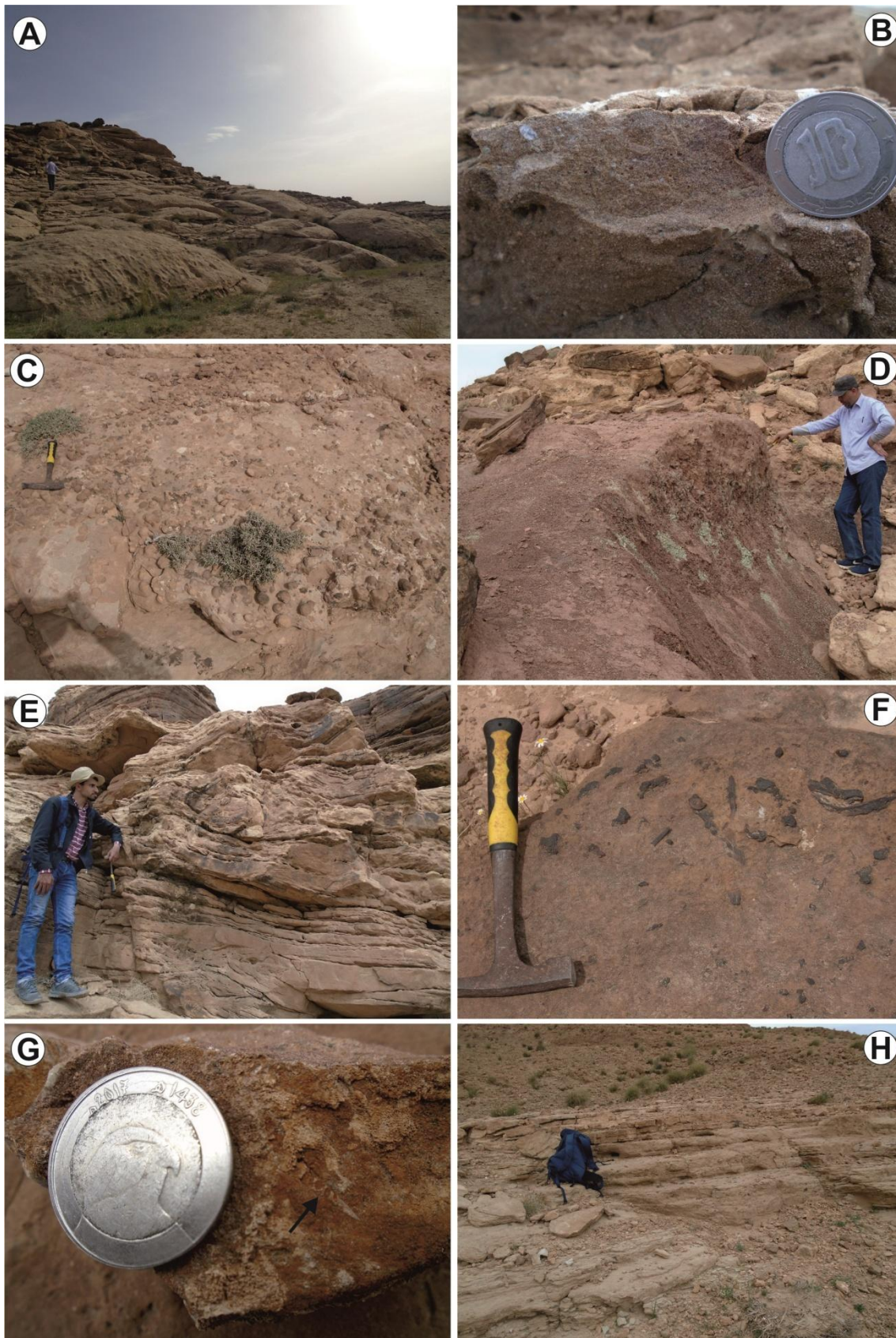


Figure 2.2 : Le « Continental Intercalaire » du Jebel Arar.

litages de marées (herringbones) ce qui suggère une action combinée vagues – marées, témoin d'un front deltaïque. Ils sont surmontés par un autre banc de grès fins blanchâtres, de 0.6 m d'épaisseur, à kerboubes et à laminations horizontales. Sur ce dernier banc, reposent des grès grossiers (Figure 2.2B), roux à la cassure et noirs à la patine, d'une épaisseur allant de 0.8 à 2.5 m, à galets mous de couleur jaunâtre à verdâtre et à mégarides. Ils sont surmontés par des grès grossiers blanchâtres (5.2 m) à quelques intercalations de grès roux, ainsi que par des grès argileux en petites plaquettes (2.2 m), avec de petites laminations entrecroisées, des rides de courant et des laminations obliques.

Les grès fins blanchâtres réapparaissent (1 m), avec des laminations entrecroisées, du bois silicifié, et des kerboubes de différentes tailles (Figure 2.2C). Il est surmonté par un banc (1 m) de grès roux à rides chevauchantes présents à l'interface des bancs. Il passe latéralement à des grès fins, rouges, à laminations obliques tangentielles en faisceaux superposés (action tidale), séparées par des troncatures d'érosion.

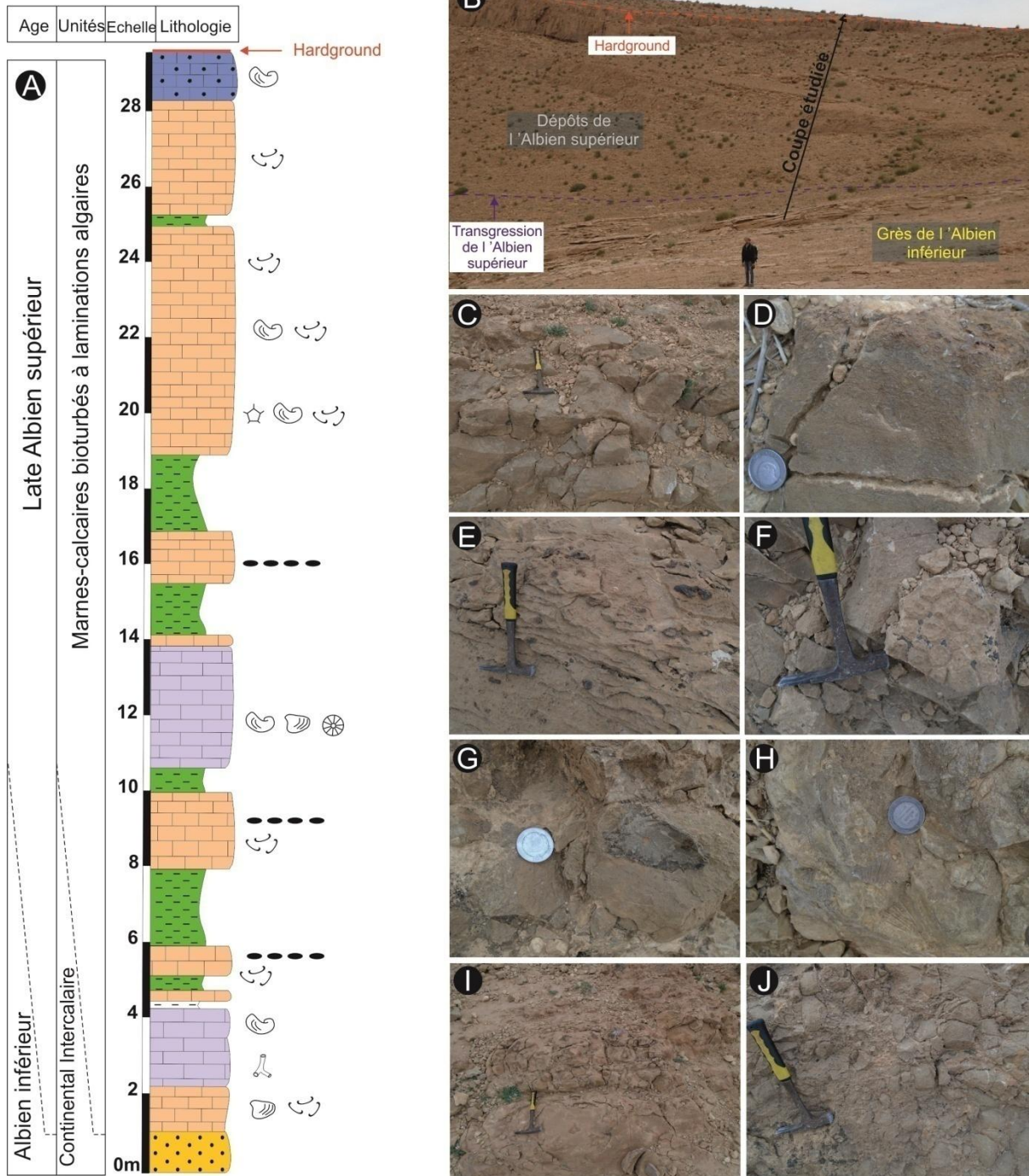
Des argiles rouges de 8 m d'épaisseur reposent sur ces grès. Elles présentent des poches d'argiles vertes (Figure 2.2D). Ces argiles rouges sont riches en bois silicifié. Aussi, une dent indéterminée a été trouvée dans ce faciès. Vers le sommet, les argiles se consolident et s'organisent en bancs d'argilites rouges de 0.2 m d'épaisseur en moyenne. Elles sont surmontées par un niveau d'argiles vertes (1 m), puis par une barre de grès grossiers blancs (4.8 m), chenalisés, à faisceaux de litages obliques, troncatures et à petits kerboubes, présentant quelques niveaux de grès à ciment siliceux. Une épaisse barre de grès quartzitiques (21 m), à herringbones, laminations parallèles, structures de déformation synsédimentaire (slumps) (Figure 2.2E), ainsi que des kerboubes de grande taille repose sur ces grès. Elle est suivie par des grès dolomités-bioclastiques (1 m), à bois silicifié (Figure 2.2F), gastéropodes (Figure 2.2G), bivalves et à herringbones.

Le reste de la coupe est formé par des grès fins (0.3 – 7 m), chenalisés et présentant des variations latérales d'épaisseur, à laminations parallèles, herringbones, kerboubes, litages obliques, bois silicifiés, rides tangentielles et à litages obliques tangentielles, intercalés par des grès calcaires à ciment siliceux (0.3 – 0.45 m), des argiles vertes consolidées (0.4 m) à passées gréseuses, des argiles rouges consolidées (3.9 m), et par des grès fins bioturbés (0.1 – 0.25 m) à faisceaux de laminations obliques, séparés par des lits d'argiles verdâtres.

Les derniers termes du Continental Intercalaire sont représentés par des grès argileux verdâtres (0.4 – 1.1 m) séparés par des grès fins jaunâtres à la cassure (Figure 2.2H), ainsi que des hardgrounds perforés par des borings appartenant à *Caulostrepsis* isp.

### 2.1.2. Unité B : Marnes-calcaires bioturbés à laminations algaires (29 m)

Cette unité a été définie dans la coupe du djebel Azzeddine où elle est mieux développée. Dans la coupe du Djebel Arar (Figure 2.3A, B), ces dépôts consistent à des



**Figure 2.3 :** Colonne lithostratigraphique et principales caractéristiques de la deuxième unité du Jebel Arar.

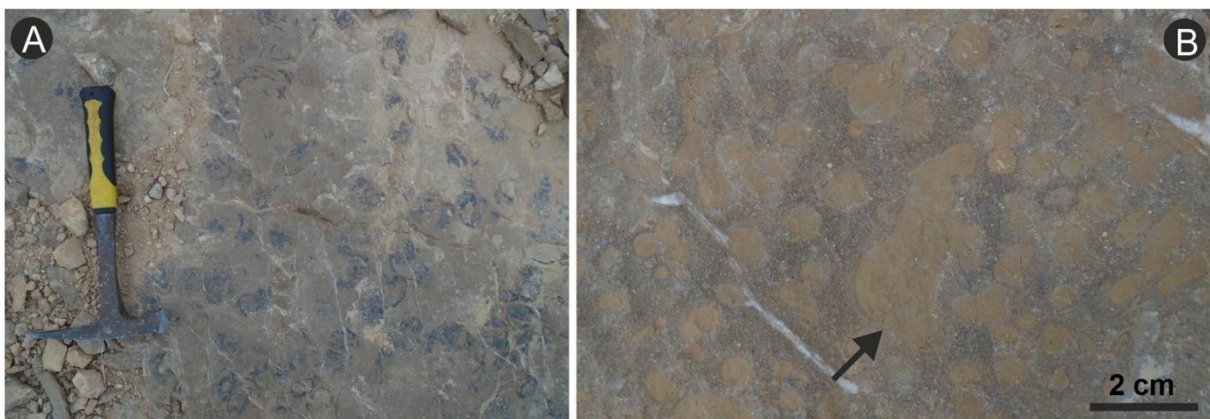
bancs calcaires intercalés par des niveaux marneux. Les bancs calcaires sont représentés par :

- a. Calcaires bioclastiques dolomités massifs (Figure 2.3C), de 0.3 – 6 m d'épaisseur, riches en fragments d'ostréidés (Figure 2.3D), avec des niveaux de silex (Figure 2.3E), à fentes de retrait (dessiccation) et gouttes de pluies (*rain drop prints*) (Figure 2.3F), ainsi qu'à des tests d'ostréidés (Figure 2.3G) et de pectinidés (Figure 2.3H)
- b. Calcaires noduleux (Figure 2.3I), de 0.7 – 1.7 m d'épaisseur, contenant des ostréidés, pectinidés, oursins, et des terriers de *Thalassinoides* ; les oursins appartiennent à *Heteraster tissoti* Coquand
- c. Le dernier banc carbonaté dans cette succession est représenté par une brèche calcaire, de 1.8 m d'épaisseur, montrant des éléments intrinsèques anguleux à sub-anguleux (Figure 2.3J)

Les marnes intercalaires sont représentées par deux faciès

- a. Marnes blanches, de 0.2 m d'épaisseur
- b. Marnes vertes, de 0.3 – 2 m d'épaisseur, ayant fourni d'abondants fragments d'ostréidés

La surface supérieure du dernier banc présente un hardground (Figure 2.4A). Ce dernier est aplati, mais pas lisse, comme il développe un micro-relief. Il est très perforé. Les traces fossiles bioérosives qu'il présente appartiennent à *Trypanites* isp., associées à *Gastrochaenolites* isp. et *Petroxestes pera*, ainsi que d'autres borings indéterminés (Figure 2.4B). Ces traces indéterminées consistent à de larges cavités d'une origine inconnue, longues de 38.3 mm et larges de 14.5 mm, avec une forme irrégulière, et remplis d'un matériel différent par rapport à celui de la roche encaissante. La surface du hardground est un peu sombre par rapport aux sédiments qui remplissent les *borings*. Le remplissage de ces derniers est formé par un matériel détritique dolomitisé de couleur jaunâtre. Cette surface durcie est caractérisée également par des ostréidés encroûtants appartenant à *Ostrea falco* Coquand (Figure 2.4A), qui sont plus sombres que le reste de sa surface.



**Figure 2.4** : Le premier hardground de l'Albien supérieur du Djebel Arar.

## 2.2. Coupe du Djebel Azzeddine

Le relief dénommé « Djebel Azzeddine » ou « Dolat Azzeddine » correspond à un monticule qui borde la ville de Bou Saada dans la partie nord-occidentale. Il est traversé par un grand accident qui correspond à l'accident nord atlasique, comme il est affecté par plusieurs failles de différentes directions.

La coupe du Djebel Azzeddine constitue la coupe la plus anciennement étudiée dans les monts des Ouled Nail (Brossard, 1865 ; Péron, 1883). Elle est constituée par des alternances de marnes verdâtres et des barres de calcaires et de calcaires dolomitiques. Péron (1883) l'a attribué au Vraconno-Cénomaniens. La série « mésocrétacée » du Djebel Azzeddine constitue une mégaséquence qui a été subdivisée en deux séquences de quatrième ordre (Herkat, 1999).

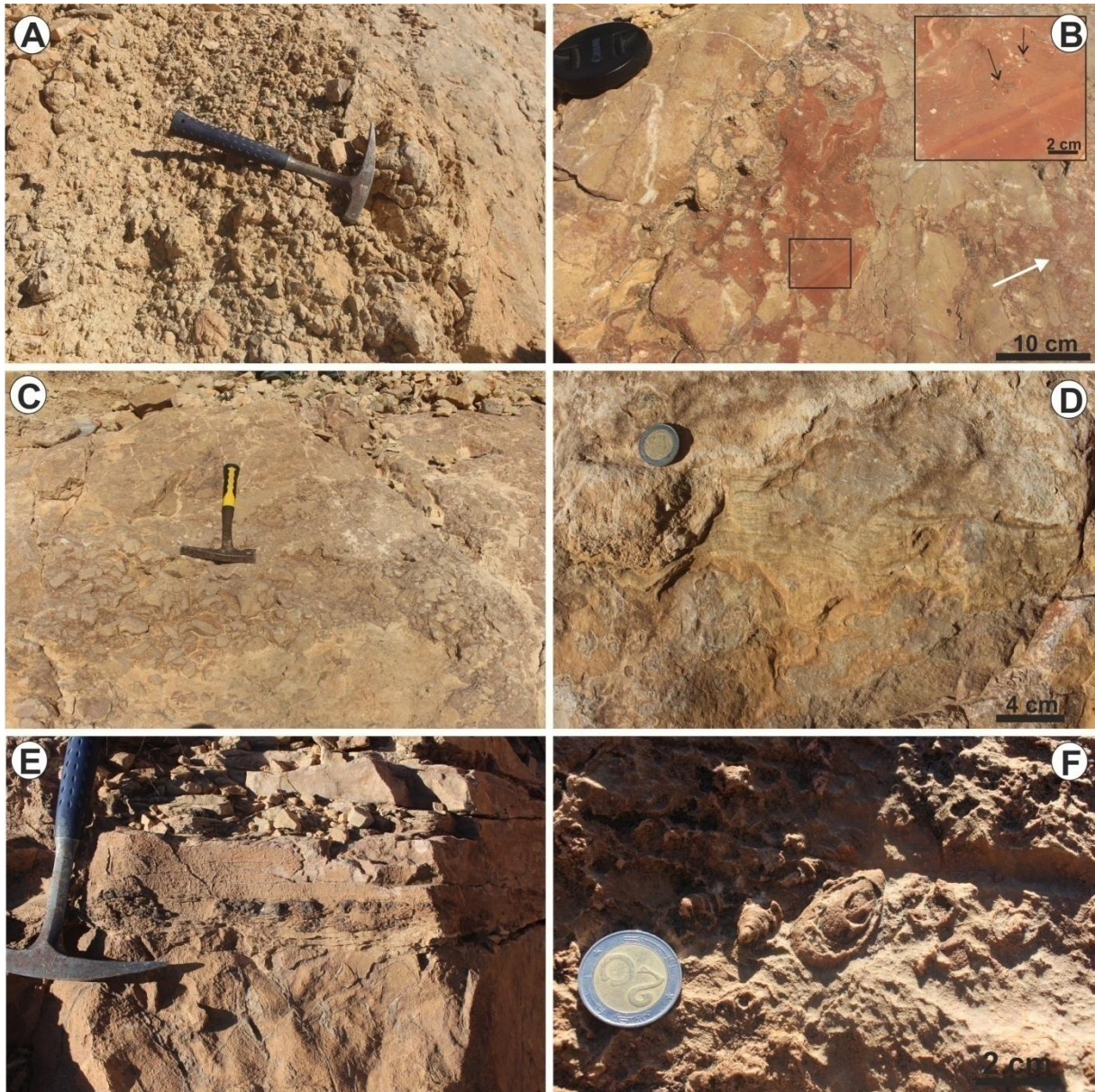
Récemment, et dans le cadre de la présente thèse, la coupe du Djebel Azzeddine a fait l'objet d'une étude de terrain détaillée. La coupe a été levée banc par banc et elle a fait l'objet d'un article publié récemment (chapitre 4 de la présente thèse).

La coupe du Djebel Azzeddine a été subdivisée en trois unités, distinctes lithologiquement :

### *2.2.1. Unité A : Marnes-calcaires bioturbés à laminations algaires (50 m)*

Cette unité, épaisse de 52 m, constitue la partie basale des dépôts marins mésocrétacés affleurant dans la région de Bou Saada. Sa limite inférieure a été cachée suite à l'urbanisation récente. Emberger (1960) indique que les carbonates marins du Djebel Azzeddine surmontent les grès albiens du Continental Intercalaire. Ce passage a été observé à Djebel Arar 6 km au nord-ouest du Djebel Azzeddine.

Cette unité est représentée par une rythmicité flagrante exprimée par une alternance de bancs de calcaires et/ou de calcaires dolomitiques (0.6 – 6 m) avec des marnes verdâtres à grisâtres, épaisses de 0.3 – 6 m, occasionnellement foliées et très fossilifères. Les calcaires sont durs, massifs, sub-noduleux (Figure 2.5A), rarement laminés, de couleur jaune kaki à la patine et gris clair à la cassure. Ils sont caractérisés par des bases ravinantes et une bioturbation intense due à des réseaux de *Thalassinoides*. Le contenu fossilifère est dominé par des ostréidés, des gastéropodes et des oursins. Les bancs des calcaires montrent des brèches loféritiques rouges (Figure 2.5B), une bréchification (Figure 2.5C), des laminations stromatolitiques (Figure 2.5D), laminations parallèles, micro-HCS, fentes de dessiccation, des paléosols (Figure 2.5B), un niveau de silex (Figure 2.5E), des lamines en tente indienne (*tepees*) et des structures fenestraes (*shrinkage pores*) (Figure 2.5B). La surface supérieure du dernier banc de cette unité se caractérise par l'installation d'une mince croûte ferrugineuse, comme elle présente une condensation du gastéropode *Acteonella delgadoi* (Figure 2.5F), ainsi que d'abondantes perforations (*borings*) verticales remplies d'un matériel différent par rapport à celui de la roche hôte.



**Figure 2.5 :** L'unité 1 du Djebel Azzeddine.

### 2.2.2. Unité B : Marnes-calcaires bioclastiques inférieurs (23 m)

Cette unité, épaisse de 22.5 m, comprend des marnes verdâtres à blanchâtres (0.2 – 2.5 m), alternants avec des calcaires massifs, bioclastiques et/ou sableux. Ces calcaires (0.05 – 2.5 m) sont pseudo-noduleux à noduleux (Figure 2.6A), bioturbés, chenalisés, blanchâtres à grisâtres à la patine et jaunâtres à grisâtres à la cassure, très riches en bioclastes (Figure 2.6F) de faune benthique. De rares brachiopodes ont été trouvés dans les premiers niveaux de cette unité. La partie centrale de l'unité contient plusieurs niveaux coquillers (0.2 – 2.5 m), représentés généralement par des calcaires à rides de vagues, intercalés par des niveaux marneux. Les principaux niveaux coquillers sont :

- a. *Cucullaea*-rich beds, correspondant à des calcaires bioturbés, formés par des bivalves monospécifiques (*Cucullaea* sp.) (Figure 2.6B)
- b. Calcaires riches en gastéropodes polyspécifiques, avec des coquilles fragmentées et orientées aléatoirement (Figure 2.6C)

Les calcaires de cette l'unité contiennent de petites stratifications en mamelons (HCS) (Figure 2.6D), *lenticular*, *flaser* et *wavy bedding*, drapages argileux (*mud draps*), rythmites tidales (litage de marées = *tidal bedding*) (Figure 2.6E), rides de vagues, rides lingoïdes, et des mégarides. Les traces fossiles de cette unité sont représentées par : *Gyrolithes* isp., *Oichnus* isp. et *Tisoo siphonalis*.

La surface supérieure du dernier banc de cette unité montre une concentration « post-mortem » de grandes ammonites appartenant à *Mortoniceras* sp. et *Pervinquieria* sp., (Figure 2.6G, H) et de petits fragments d'*Engonoceras* sp. associés à des bivalves, notamment des inocérames, ainsi qu'à des gastéropodes.

### 2.2.3. Unité C : Marnes-calcaires bioclastiques supérieurs (17 m)

La partie inférieure de cette unité est composée par une alternance de marnes blanches (2 – 3 m) avec des calcaires massifs blancs et des niveaux coquillers sporadiques et peu épais à *Cucullaea* sp. Les bancs des calcaires sont durs, contenant des terriers de *Planolites* isp., des laminations parallèles et entrecroisées (Figure 2.7A), et des stratifications obliques en mamelon (HCS) et en creux (CSC) (Figure 2.7B).

Un banc dolomitique de 2 à 3 m d'épaisseur occupe la partie centrale de l'unité. Il est caractérisé par des empreintes de dinosaures, associées avec des terriers attribués à *Skolithos* isp. et *Thalassinoides* isp., ainsi que des coquilles recristallisées de bivalves et de gastéropodes.

La partie sommitale de l'unité consiste à des alternances régulières de marnes verdâtres claires des laminations parallèles et entrecroisées (Figure 2.7E) à blanchâtres des laminations parallèles et entrecroisées (Figure 2.7F) et de calcaires fossilifères, composés par des coquilles de bivalves (pectinidés et ostréidés) et de gastéropodes, entières ou désarticulées et fragmentées des laminations parallèles et entrecroisées (Figure 2.7C, D), et des radioles d'oursins des laminations parallèles et entrecroisées (Figure 2.7C).

## 2.3. Coupe du Djebel Maïtar

La coupe a été levée dans le versant méridional du monticule bordant le quartier du Maïtar près d'Oued El Maïtar, 1 km au Nord de la ville de Bou Saada (Figure 2.8A).

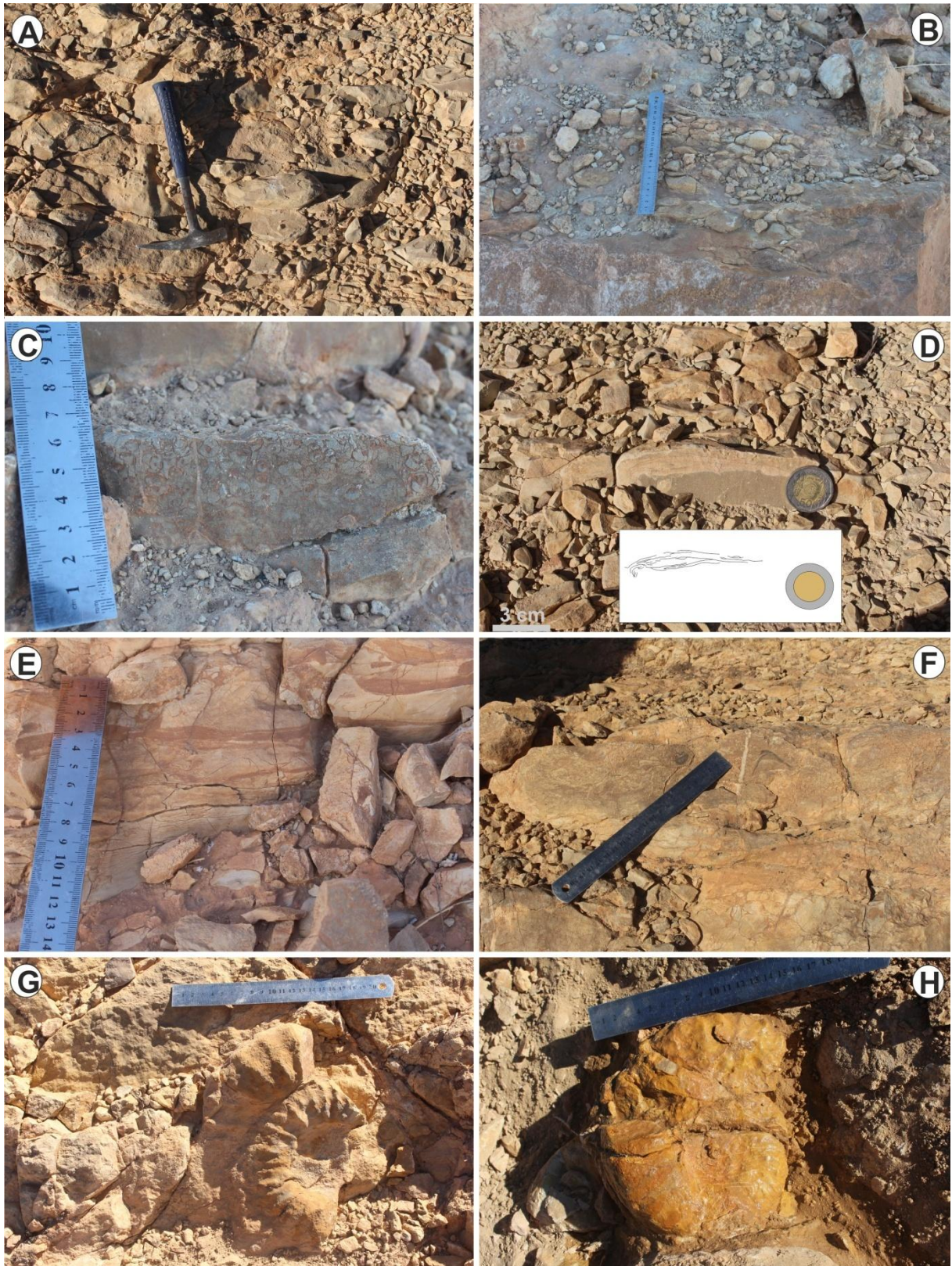
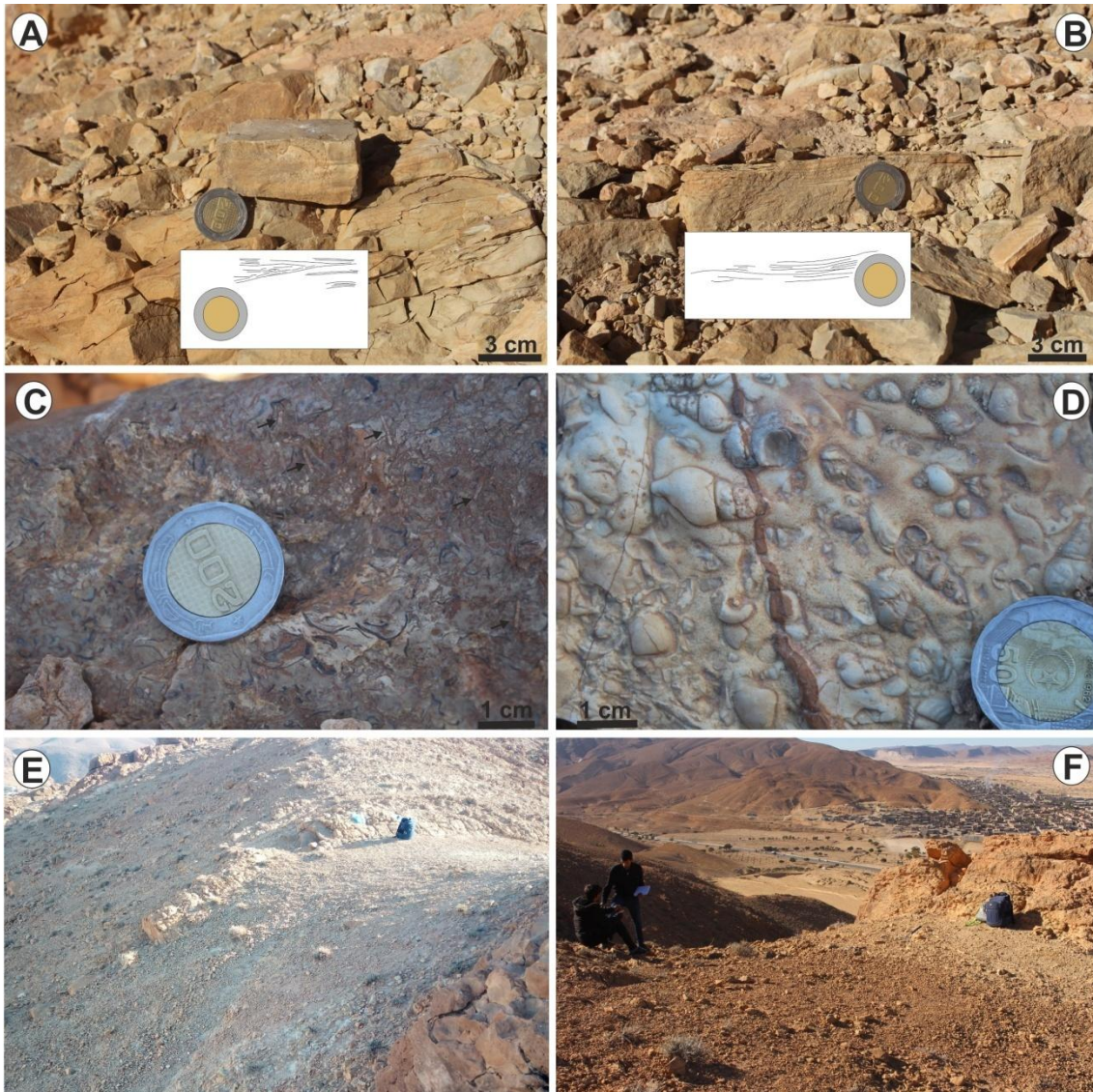


Figure 2.6 : L'unité 2 du Djebel Azzeddine.





**Figure 2.7** : L'unité 3 du Djebel Azzeddine.

### 2.3.1. Unité A : Alternances marno-calcaires basales

Cette unité débute par des alternances marno-calcaires. Les calcaires sont micritiques, grisâtres, de 0.2 à 0.4 m d'épaisseur (Figure 2.8B), ayant un aspect noduleux, à laminations algaires et des niveaux à silex (Figure 2.8C). Les bancs de la base de l'unité présentent des stylolites et des bioclastes à tests dissouts (Figure 2.8D). Certains bancs sont séparés par des diastèmes. Les marnes sont sableuses, de couleur jaunâtre et rarement blanchâtre (Figure 2.8E), de 0.2 à 0.65 m d'épaisseur, à ostréidés et à gastéropodes (Figure 2.8F).

Sur le dernier niveau marneux de cet ensemble (0.3 m) repose le premier banc oolithique (0.1 m) (Figure 2.8G). Il s'agit de calcaires oolithiques, durs, gris à la patine et verts à la cassure, à aspect pseudo-noduleux, très bioclastiques, à ostréidés, présentant des oolithes ocres. Ce banc constitue la base du deuxième ensemble, représenté des

alternances serrées de calcaires oolithiques et de marnes jaunâtres fossilifères. Aussi, la surface supérieure du dernier banc oolithique consiste à un hardground perforé (Figure 2.8H).

### 2.3.2. Unité B : Unité des calcaires oolithiques – marnes fossilifères

Elle débute par un niveau marneux (1 m), ayant fourni une faune d'échinides ainsi que des ostréidés perforés. Il représente la base d'une épaisse alternance marno-calcaire, qui constitue la plus importante partie de la coupe. Ces marnes jaunâtres sont parfois consolidées, riches en bioclastes des ostréidés (Figure 2.9A), avec une épaisseur allant de 0.05 à 4 m. Elles deviennent plus ou moins verdâtres à bleuâtres vers le sommet de l'unité. Ces marnes sont très fossilifères (Figure 2.9B), à abondantes huîtres, parfois de grande taille (Figure 2.9C), très bioérodées, associées souvent à des oursins irréguliers (Figure 2.9D) et réguliers (Figure 2.9E), dont des radioles, ainsi que des gastéropodes et des pectinidés.

Les calcaires (0.1 – 0.45 m), sont oolithiques, très bioclastiques à la base et moins au sommet, parfois à aspect noduleux (Figure 2.9F). Un autre faciès est présent, celui des calcaires à huîtres (0.25 – 0.3 m), qui peut comprendre des coquilles entières des ostréidés. Des séquences à trois termes ont été repérées, montrant un passage graduel des marnes jaunâtres aux calcaires oolithiques par le biais de marnes jaunâtres consolidées et à aspect feuilleté. On aussi la présence de lumachelles à ostréidés (Figure 2.9G). Le dernier banc affleurant dans cette unité correspond à des calcaires friables, jaunâtres à la patine et blanchâtres à la cassure, à bivalves (Figure 2.9H). Ce banc est surmonté par une lacune de visibilité de 7 m, dans laquelle on a pu observer des niveaux marneux avec quelques intercalations de calcaires oolithiques.

### 2.3.3. Unité C : Calcaires dolomitiques

Cette unité est composée de 15 niveaux calcaires, sans intercalation marneuse, constituant la barre dolomitique du sommet de la coupe (Figure 2.10A). Ils sont représentés par :

- c. Calcaires micritiques pseudo-noduleux grisâtres (0.25 – 0.3 m), des calcaires dolomitiques (0.15 – 2.3 m)
- d. Calcaires dolomitiques (0.15 – 2.3 m), blanchâtres à la cassure (Figure 2.10B), à fentes de dessiccation (Figure 2.10C) et des laminations algaires (Figure 2.10D)
- e. Un banc de calcaires jaunâtres, friables, de 0.5 m d'épaisseur, ressemblant au calcaire friable jaunâtre du sommet de l'unité précédente
- f. Une barre de calcaires friables de 3 m d'épaisseur (Figure 2.10E), à aspect noduleux, un peu dolomitisés, à ostréidés, comportant quelques bancs plaqués les uns sur les autres, de 0.05 à 0.2 m d'épaisseur
- g. Une brèche calcaire de 0.3 m d'épaisseur, présente parmi les derniers niveaux de la succession, composée par des éléments intrinsèques sub-arrondis à anguleux (0.02 – 0.15 m) (Figure 2.10F)

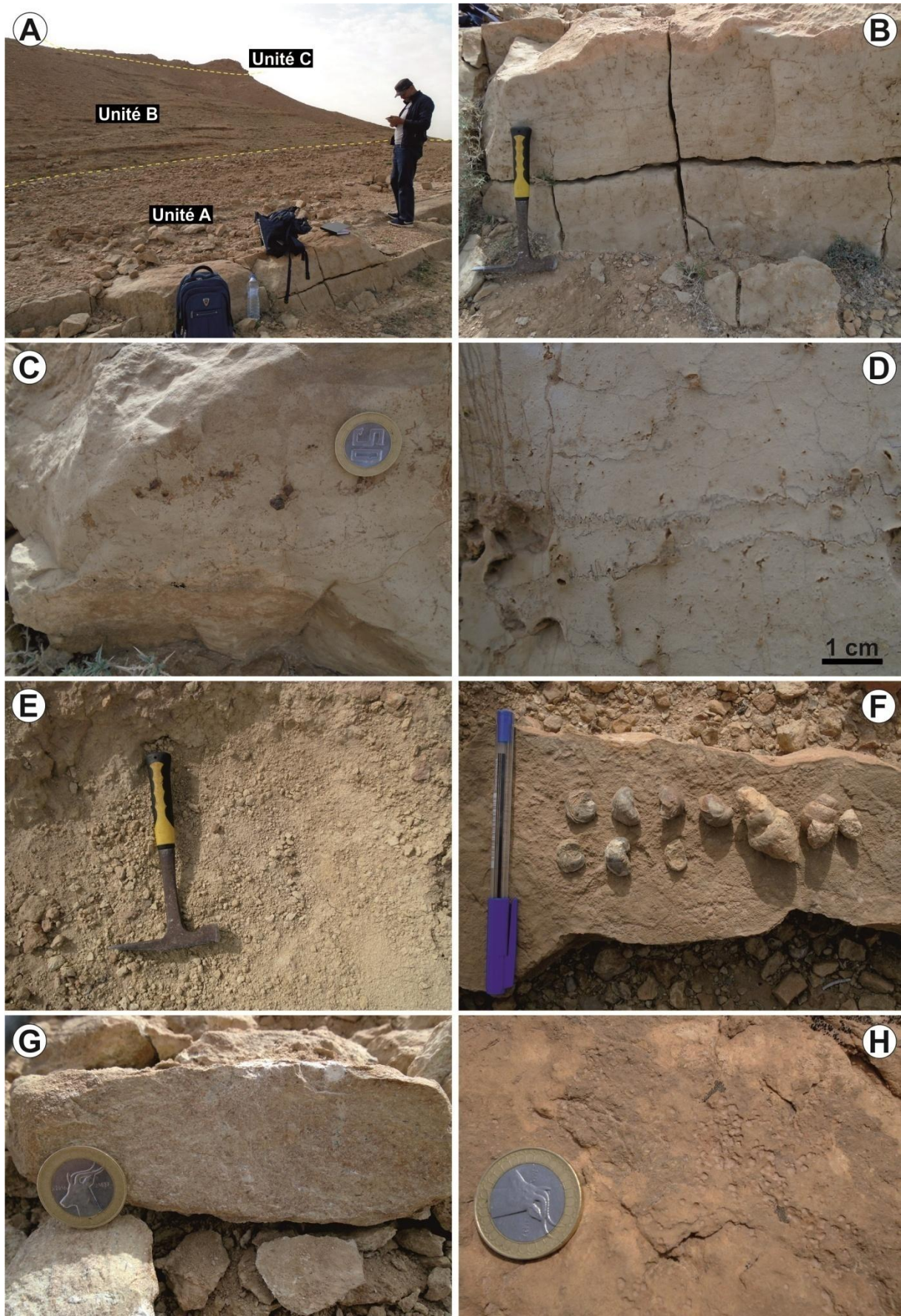


Figure 2.8 : L'unité 1 du Djebel Maïtar.

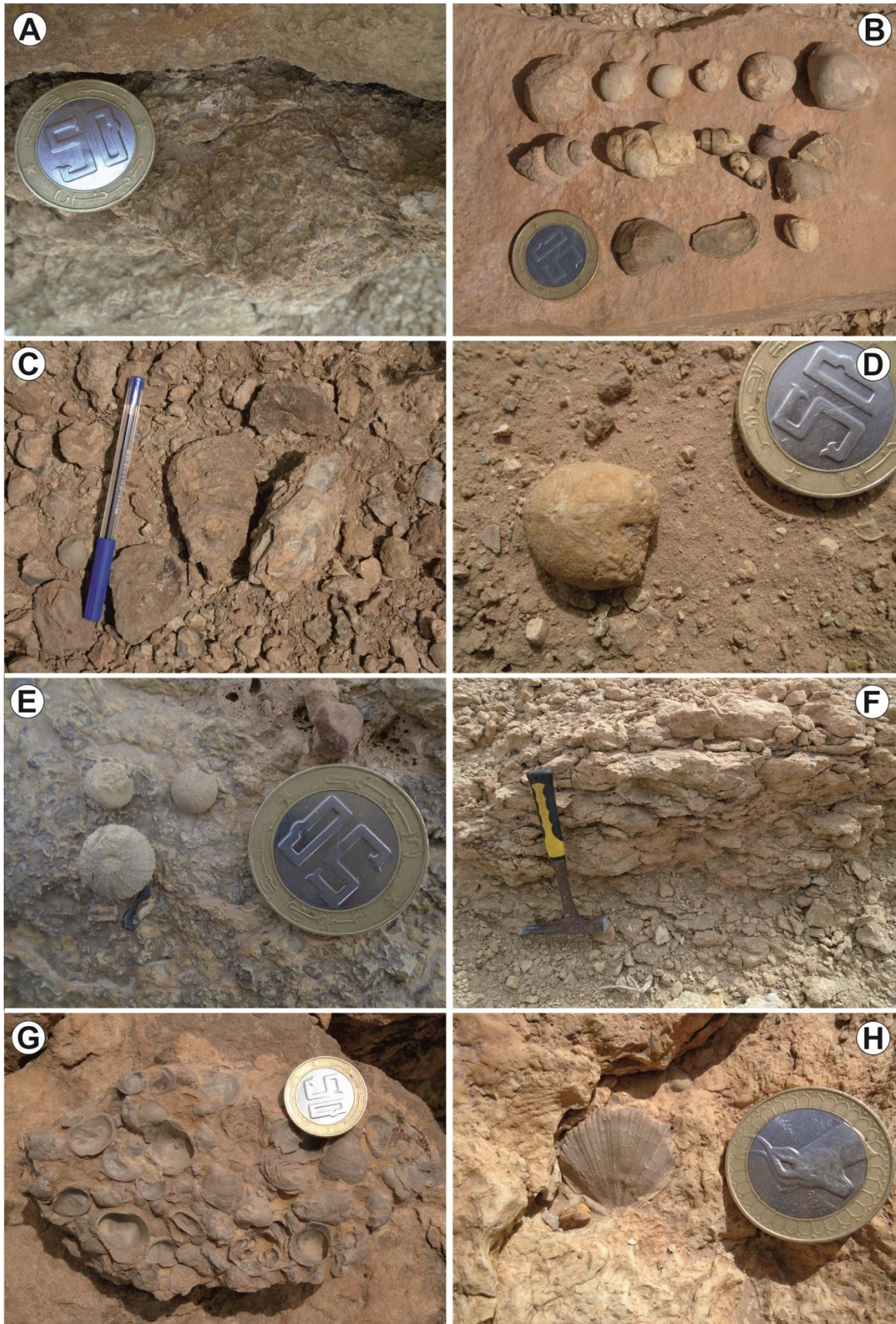
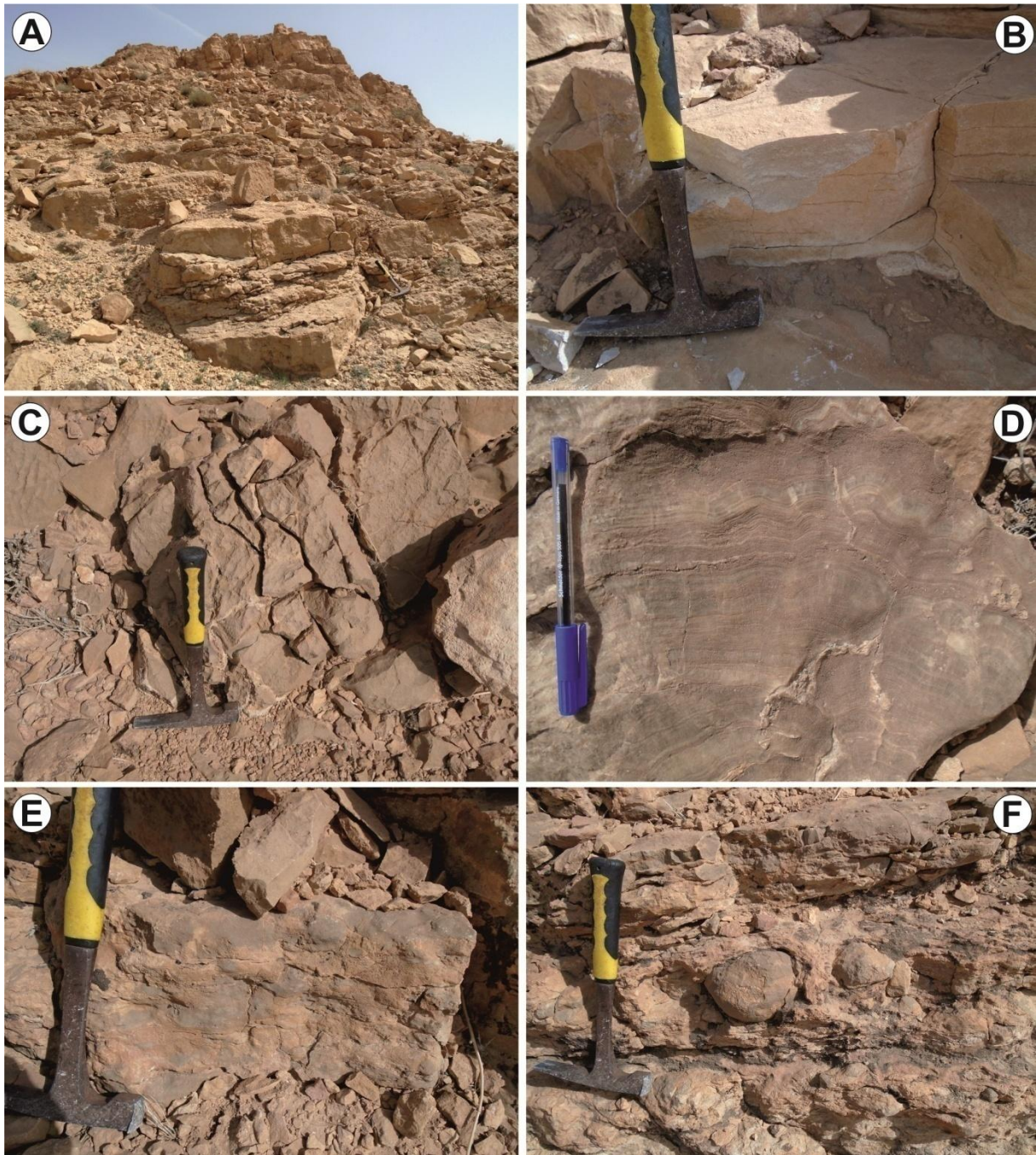


Figure 2.9 : L'unité 2 du Djebel Maïtar.



**Figure 2.10** : L'unité 3 du Djebel Maïtar.

#### 2.4. Coupe du Djebel Ousigna

La coupe étudiée à Djebel Ousigna a été levée dans l'extrême-nord du Djebel au Sud du village d'El Hamel et non pas dans la coupe classique étudiée auparavant par plusieurs auteurs.

#### 2.4.1. Unité A : Alternances gypso-marneuses espacées

Cette unité débute par des marnes à gypses (3 – 8 m) (Figure 2.11A) présentant quelques intercalations de niveaux gypseux (gypses saccharoïdes) (Figure 2.11B), des calcaires gréseux à *Macaronichnus*, et des passées de grès calcaires fins (0.05 – 0.3 m), en alternance avec des calcaires fins grisâtres à la cassure à HCS et quelques bioclastes (Figure 2.11C). Les calcaires gréseux intercalés dans les marnes à gypses ont une épaisseur de 5 – 15 cm. Ils sont durs et grisâtres à la cassure, comme ils présentent des *Thalassinoides*, des laminations algaires (Figure 2.11D) et des huîtres (Figure 2.11E).

Cet ensemble est surmonté par des alternances de calcaires (0.3 – 0.5 m) et de gypses (0.4 – 0.5 m) (Figure 2.11F) avec de rares passées gréseuses (0.1 – 0.15 m) et de minces niveaux argileux. Ces derniers correspondent à des rythmites tidales. Les bancs calcaires présentent souvent des laminations algaires et des bioturbations, tandis que les gypses sont affectés par des vacuoles de dissolution.

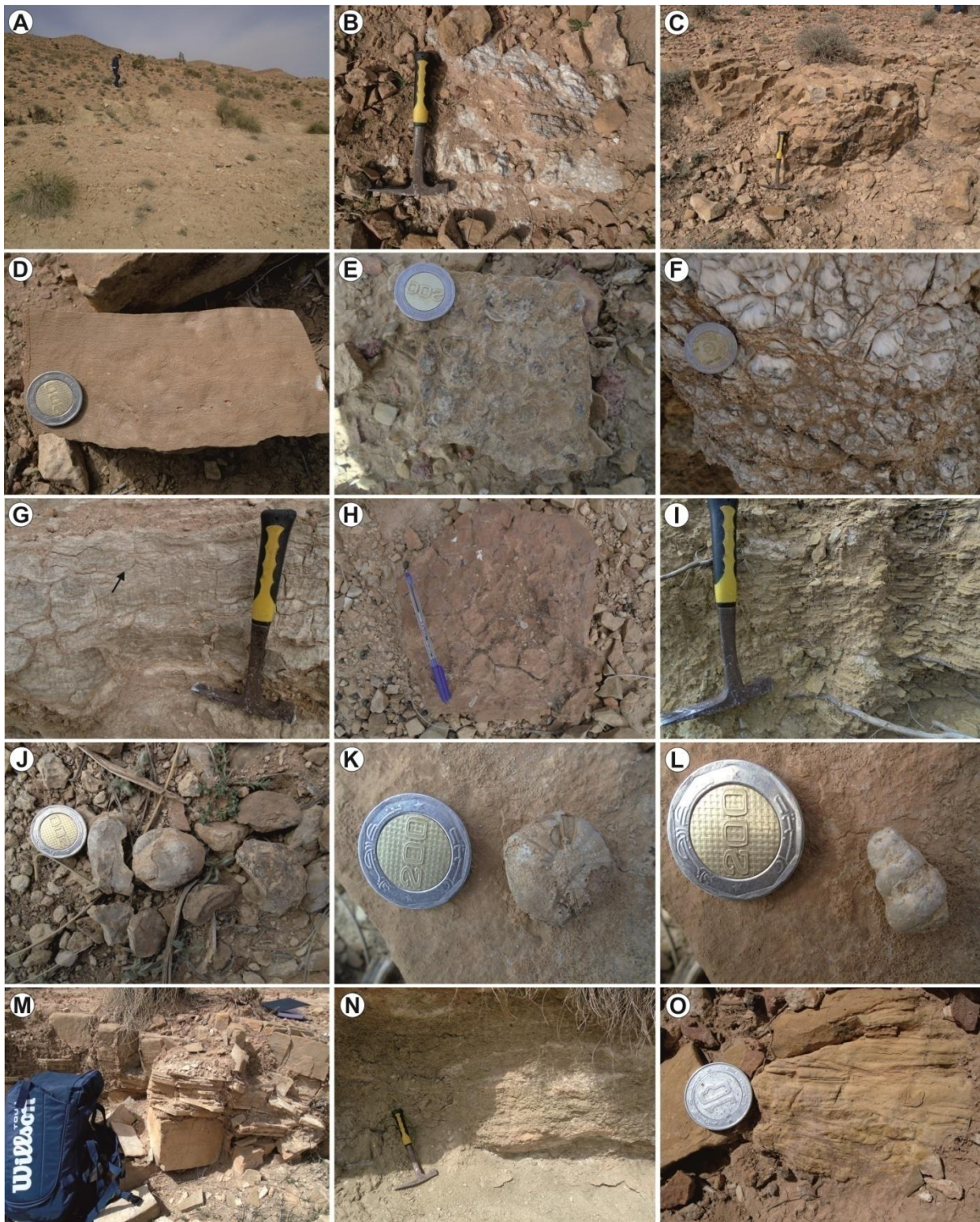
Sur le dernier banc calcaire de cet ensemble, un mince niveau gréseux (15 cm) apparaît. Il est surmonté par des alternances de gypses à tepees (0.5 – 8.5 m) (Figure 2.11G), de grès calcaires à stromatolites et de calcaires à fentes de dessiccation (Figure 2.11H) avec des marnes jaunâtres en plaquettes (0.2 – 4 m) (Figure 2.11I).

L'ensemble suivant est constitué par des marnes jaunâtres fossilifères (marnes à Ostréidés), de 0.5 à 2 m d'épaisseur et, qui sont riches en *Ostrea* (Figure 2.11J), en échinides (Figure 2.11K), et en gastéropodes (Figure 2.11L), intercalées par des calcaires gréseux en plaquettes (0.3 – 0.8 m), à traces fossiles et à oncolithes.

La série se poursuit par des alternances de barres de gypses qui peuvent atteindre 6 m d'épaisseur, de calcaires gréseux (0.25 – 0.5 m), de calcaires en plaquettes (0.4 m) (Figure 2.11M), ainsi que des calcaires noduleux (0.5 m), et d'un seul niveau de marnes vertes à passées gypseuses (0.7 m) présent dans l'extrême base de l'ensemble (Figure 2.11N). Ces alternances ont fourni des gastéropodes (*Strombus*), ainsi que des *Bergaueria* et d'autres traces fossiles et des figures d'affouillements turbulents (*flute-casts*).

Un biostrome (0.5 m) à rudistes (*Caprinula* sp. et *Caprinula boissyi* d'Orbigny) et une faune associée représentée par d'autres bivalves, des gastéropodes et des oursins est présent dans cette partie sommitale de l'unité. Ce dernier a livré également des borings attribués à *Trypanites*. Il repose sur des marnes gypseuses (0.2 m), comme il est surmonté par un épais banc de gypses (2.2 m), et ensuite par des grès en plaquettes à HCS et des calcaires gréseux (Figure 2.11O).

Le dernier banc de cette unité est représenté par des marnes gypseuses (8.5 m) avec quelques intercalations de calcaires gréseux et de grès en plaquettes, ayant fourni des terriers appartenant à *Ophiomorpha*, remplis d'un matériel bioclastique.



**Figure 2.11** : L'unité 1 du Djebel Ousigna.

#### 2.4.2. Unité B : Unité gypso-dolomitique

Cette unité est moins importante d'un point de vue faciologique par rapport à la première. Elle est matérialisée par les grandes barres des calcaires dolomitiques qui occupent le paysage dans la partie sommitale du Djebel Ousigna.

L'unité débute par la première barre (Figure 2.12A). Cette dernière est formée par des calcaires gréseux (0.2 m), des calcaires noduleux (0.7 m) (Figure 2.12B), des calcaires dolomitiques (0.45 m), d'un autre banc de calcaires noduleux (0.5 m), et enfin par un grand banc de calcaires dolomitiques (1.9 m).

Elle est surmontée par des marnes (0.2 – 0.8 m), intercalées par des calcaires en plaquettes (0.3 m) et des calcaires dolomitiques durs (0.4 m).

Sur le dernier niveau marneux se développe la deuxième barre, formée de quatre bancs de calcaires dolomitiques ayant des épaisseurs de 0.7 m, 0.5 m, 0.55 m et 0.7 m, respectivement.

Elle est surmontée par un niveau marneux (0.4 m) et par un banc de calcaires gréseux (0.3 m). Sur ce dernier, les gypses réapparaissent. Ils sont représentés par une grande « combe » de gypses altérés (17.5 m) (Figure 2.12C) à éléments grisâtres à noirâtres ayant la taille de graviers et à tepees (Figure 2.12D), intercalés par de rares passées de calcaires à stromatolites (Figure 2.12E).

Le reste de la coupe est caractérisé par la monotonie. Il est représenté par des alternances de six bancs de calcaires dolomitiques (2 m, 0.4 m, 0.45 m, 1.25 m, 0.5 m, 2.8 m) et de cinq niveaux gypseux (4.5 m, 0.55 m, 4 m, 8.5 m, 3.8 m) (Figure 2.12F), ressemblant aux gypses altérés du dernier niveau décimétrique.

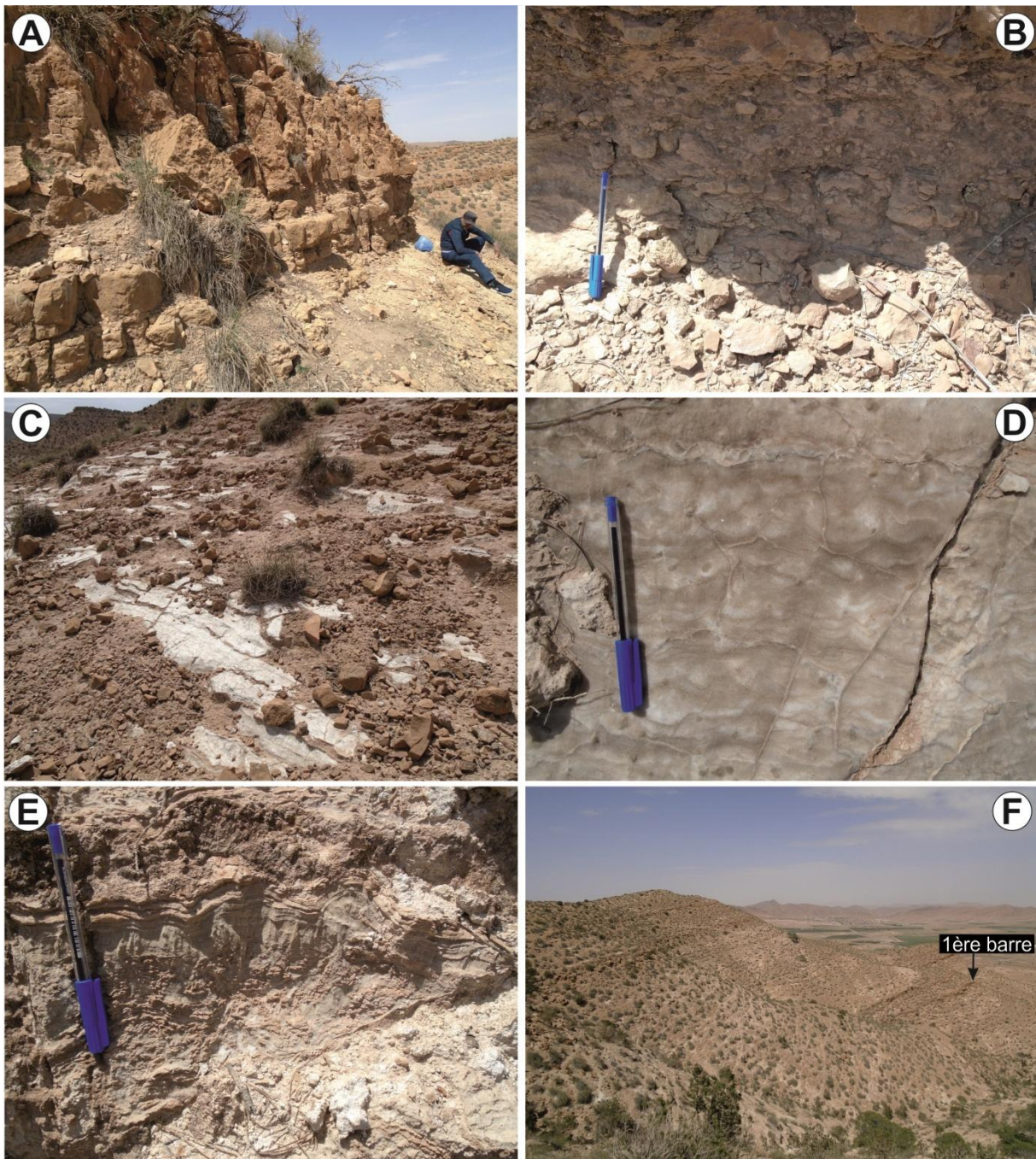
## 2.5. Coupe de Khanguet Grouz

La structure circulaire de Khanguet Grouz a un diamètre de 7.5 km. Elle est formée par des dépôts, surtout calcaires, datant du Crétacé supérieur. Cette structure est traversée par trois failles majeures. Son extrémité orientale est caractérisée par la présence d'un diapir triasique près d'Aïn Ograb. Cette structure circulaire peut être le résultat de ce diapir (Djebbar, 2000). Le travail sur terrain a permis d'individualiser quatre unités :

### *2.5.1. Unité A : Marno-calcaires inférieurs (35 m)*

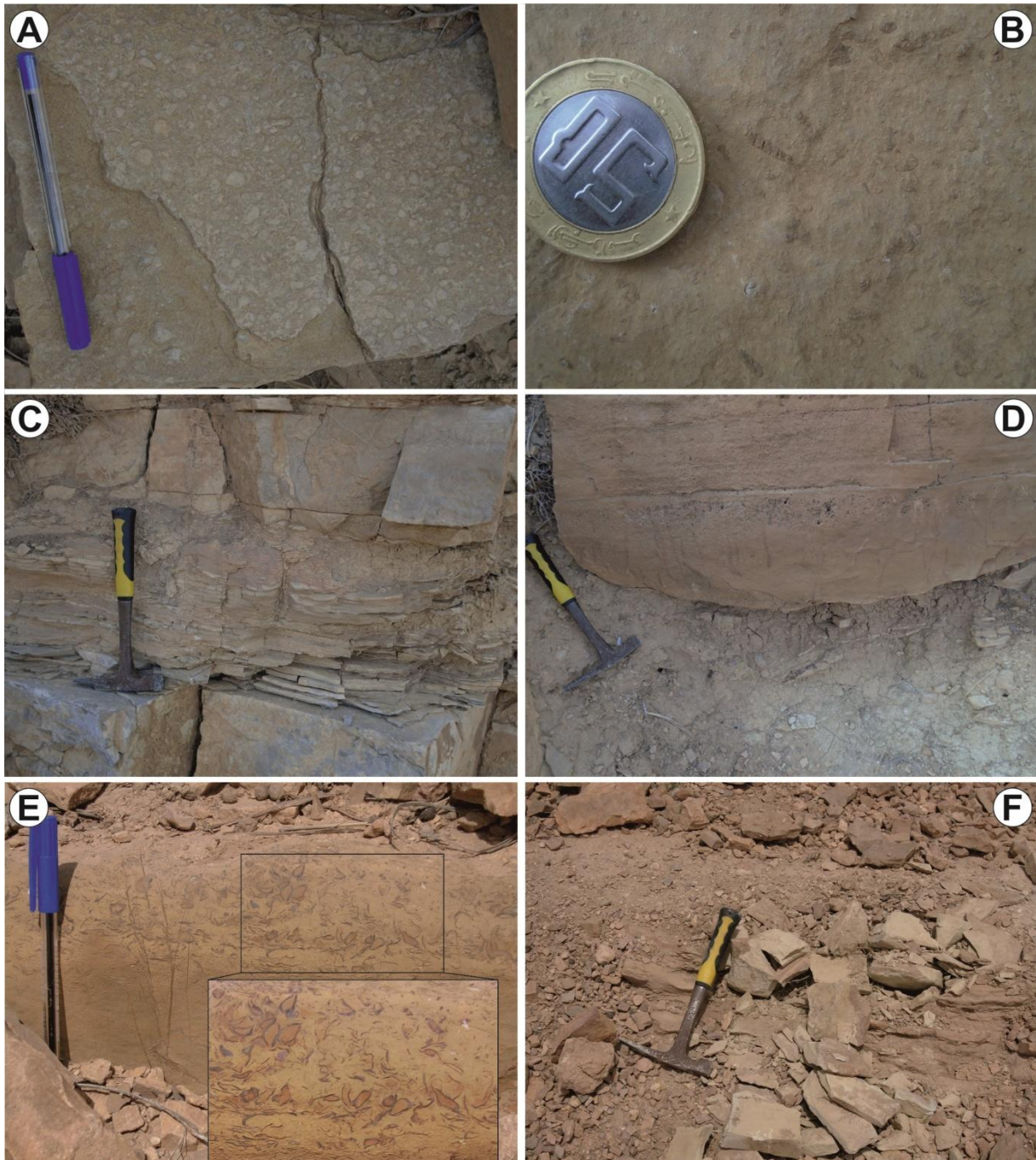
Dans le lit du cours d'eau qui draine la structure de Khanguet Grouz dans sa partie occidentale, la coupe débute par des calcaires micritiques (0.2 – 0.5 m) à bivalves (Figure 2.13A) et à gastéropodes (Figure 2.13B), intercalés par quelques niveaux marneux (0.1 – 0.4 m). Un banc de calcaires en plaquettes (0.4 m) (Figure 2.13C) et niveau marneux (0.3 m) surmontent ces derniers. La succession se termine par un grand banc (1.6 m) de calcaires micritiques, jaunâtres à la patine et grisâtres à la cassure, bioturbés à la base (Figure 2.13D). Les principales traces fossiles retrouvées dans ces niveaux là sont *Planolites* et *Ptychoplasma*. Les niveaux sus-jacents (~ 25 m) sont cachés par des éboulis de pente le long de la structure circulaire.





**Figure 2.12** : L'unité 2 du Djebel Ousigna.

Les niveaux qui affleurent au-dessus de la lacune de visibilité sont représentés par des alternances de calcaires micritiques (0.2 – 0.4 m) à « dendrites de manganèse » avec des marnes blanchâtres (0.2 – 0.5 m). Les calcaires présentent quelques traces fossiles. Sur ces alternances, repose un banc de calcaires à huîtres (Figure 2.13E), souvent fragmentées, de 0.3 m d'épaisseur, et des marnes blanches (0.25 m). L'unité se termine par des marnes verdâtres à aspect feuilleté (0.6 m) intercalées par quelques minces niveaux calcaires (Figure 2.13F).



**Figure 2.13** : L'unité 1 de Khanguet Grouz.

### 2.5.2. Unité B : Loférites (21 m)

Cette unité débute par une séquence loféritique constituée à la base par des calcaires blanchâtres (0.3 m), surmontés par des calcaires stromatolitiques jaunâtres (0.6 m) contenant des brèches et affectés par des failles synsédimentaires (Figure 2.14A). Ces calcaires stromatolitiques sont parfois transformés en argiles rouges (phénomène de marmorisation) (Figure 2.14B). Ces loférites sont surmontées par un banc continu de calcaires micritiques grisâtres, de 0.4 m d'épaisseur en moyenne, ressemblant au Membre C des loférites typiques, et présentant des stylolites (Figure 2.14C), puis par un ensemble de calcaires en plaquettes (0.8 m) à laminations algaires, et par des marnes

blanches de 2.5 m d'épaisseur. Sur ces marnes, reposent des calcaires stromatolitiques jaunâtres (0.5 m), à base irrégulière, montrant des paléosols (Figure 2.14D) et des tepees par endroits (Figure 2.14E). Ils sont suivis par des brèches loféritiques (0.2 m), des calcaires blanchâtres à lamines algaires violettes (0.2 m) (Figure 2.14F), des calcaires micritiques grisâtres (0.3 m), et d'un autre intervalle de marnes blanchâtres de 0.4 m d'épaisseur.

La partie supérieure de cette unité débute par des calcaires en plaquettes (Figure 2.14G) coiffés par un paléosol et des fentes de dessiccation, suivis par un niveau de marnes blanchâtres (0.3 m) et d'un banc de calcaires (0.3 m) montrant un paléosol. Sur ce dernier repose une alternance de marnes blanchâtres (0.1 – 3 m) à quelques intercalations de calcaires micritiques (1 – 1.5 m). Tous les ensembles décrits jusqu'ici consistent à « la période 1 » de Jati (2007), Grosheny et al. (2008) et Chikhi-Aouimeur et al. (2011).

L'unité s'achève par une barre de ~ 10 m de calcaires dolomitiques bioturbés (Figure 2.14H) nommés unité 2a par les mêmes auteurs et décrits comme étant un calcaire fin blanc bioturbé.

### 2.5.3. Unité C : Carbonates médians (7.5 m)

Dans sa partie inférieure, cette unité commence par des alternances serrées de calcaires micritiques fins à rares laminations algaires, et de calcaires biodétritiques blanchâtres finement laminés à cassure rigoureuse (Figure 2.15A) avec des interlits marneux ou argileux (0.05 – 0.3 m). L'épaisseur des bancs calcaires est de l'ordre de 0.1 – 0.3 m. Une séquence loféritique se trouve dans cette partie inférieure de l'unité. Elle se forme à la base par des calcaires micritiques (0.2 m) à rares bioclastes et à ?*Chondrites*, suivis par un paléosol avec des micro-HCS (0.05 m) (Figure 2.15B), et enfin une brèche loféritique (0.2 m).

La partie supérieure de l'unité débute par des calcaires blancs en plaquettes (0.1 m), surmontés par des alternances de calcaires micritiques (0.35 m), de calcaires à laminations algaires contenant quelques niveaux siliceux (0.25 m) (Figure 2.15C), et de calcaires blancs en plaquettes (0.35 m) avec des niveaux marneux (0.2 – 0.4 m) (Figure 2.15D).

L'unité des carbonates médians se termine par deux séquences binaires à marnes (0.1 – 0.15 m) et à calcaires sublithographiques à aspect sub-noduleux (0.2 – 0.25 m), et de deux niveaux de cherts (0.4 – 0.5 m) séparés par des calcaires à laminations algaires (0.2 m) et surmontés par un banc de calcaires micritiques (0.2 m). Les cherts sont noirâtres ou blanchâtres, très durs, stratifiés ou en nodules (Figure 2.15E). Ces niveaux passent latéralement à des calcaires micritiques grisâtres à laminations algaires et à intercalations siliceuses (Figure 2.15F).

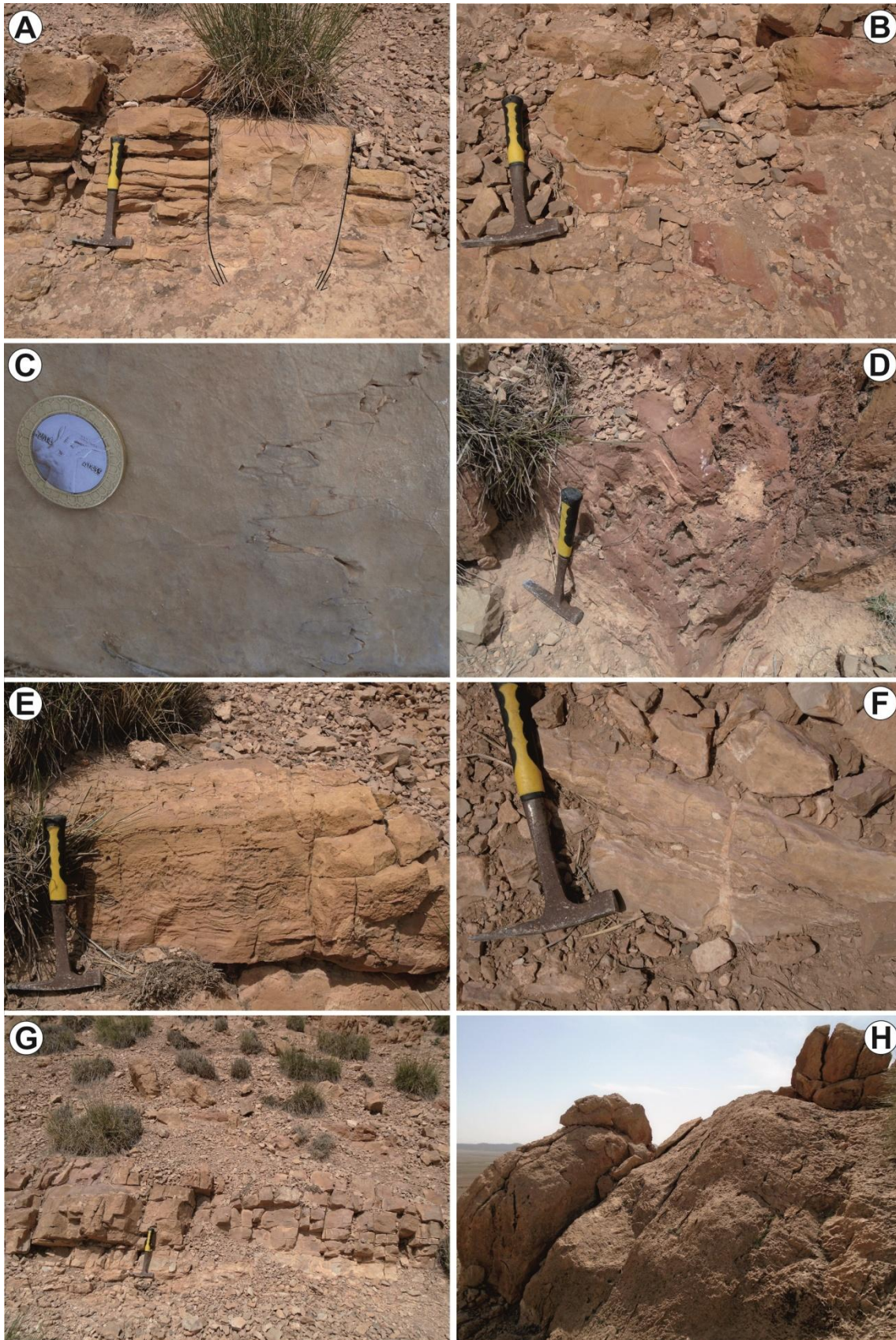
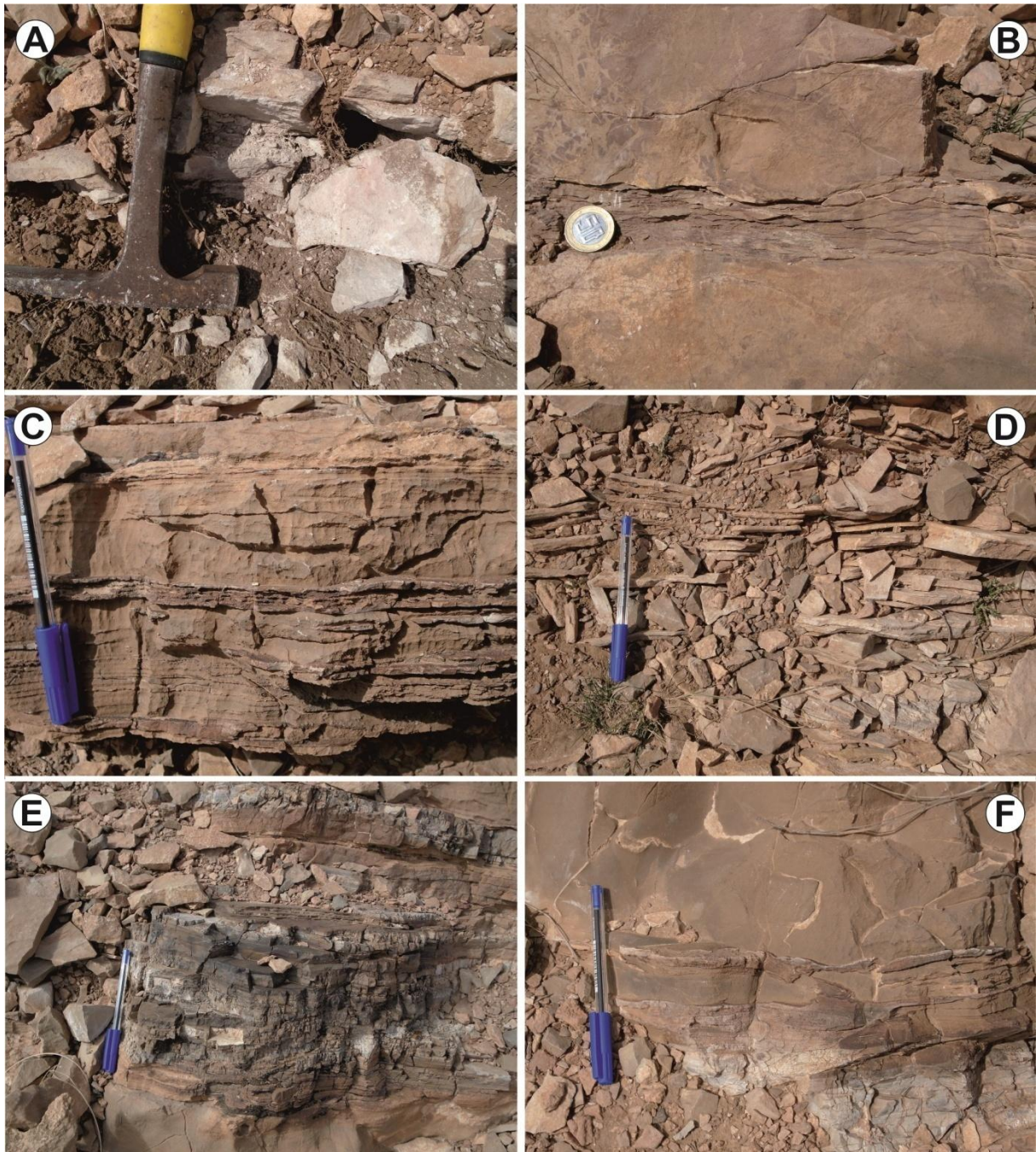


Figure 2.14 : L'unité 2 de Khanguet Grouz.



**Figure 2.15 :** L'unité 3 de Khanguet Grouz.

Les black shales consistent à la partie inférieure de l'unité 2b de Jati (2007), Grosheny et al. (2008) et Chikhi-Aouimeur et al. (2011). Le faciès laminé noir tel qu'il a été décrit par Jati (2007) n'a pas été reconnu. Aussi, les épaisseurs données par nos antécédents sont exagérées.

#### 2.5.4. Unité D : Marno-calcaires supérieurs (38 m)

Cette dernière unité débute par quatre séquences à trois termes (correspondant à l'unité 3a de [Jati, 2007](#), [Grosheny et al., 2008](#) et [Chikhi-Aouimeur et al., 2011](#)) :

- a. Marnes blanchâtres (0.15 – 1.2 m)
- b. Calcaires micritiques bioturbés (0.2 – 0.9 m) ([Figure 2.16A](#))
- c. Calcaires blancs en plaquettes (0.3 m)

Ils sont surmontés par des bancs de calcaires micritiques de 8 m d'épaisseur, plaqués les uns sur les autres ([Figure 2.16B](#)), avec des *Thalassinoides* à la base et *Pilichnus*, *Planolites* et *Trichichnus* au sommet ; intercalés par quelques bancs de calcaires blancs en plaquettes ayant fourni des formes naines de bivalves ([Figure 2.16C](#)). Ce petit ensemble consiste à l'unité 3b des auteurs cités au-dessus.

Un faciès d' « approfondissement » succède ces calcaires. Il s'agit d'un ensemble épais (~ 28 m) de calcaires blancs en plaquettes parfois laminés (0.05 – 0.25 m) ([Figure 2.16D](#)), à quelques intercalations de marnes et/ou argiles, et de *black shales* ([Figure 2.16E](#)) ou massifs ([Figure 2.16F](#)). La macrofaune recueillie dans les calcaires blancs en plaquettes est représentée par des inocérames appartenant à *Mytiloides goppelnensis* ([Figure 2.16G](#)) et des ammonites écrasées. Ce faciès a fourni également des traces fossiles de petite taille, remplies par un matériel violet et d'abondants bioclastes de bivalves surtout des ostréidés ([Figure 2.16H](#)), ainsi que des coquilles complètes de petits bivalves. Les traces reconnues au niveau des calcaires blancs appartiennent à *Planolites*, *Chondrites* et *Trichichnus*. Cette partie correspond à la partie supérieure de l'unité 2b de [Grosheny et ses collaborateurs](#).

#### 2.5.5. Unité E : Les alternances du sommet (17 m)

L'extrême sommet de la coupe est matérialisé par des alternances espacées à la base et serrées au sommet de marnes blanches (0.1 – 6.2 m) avec des calcaires dolomitiques (0.4 – 2.4 m) (unité 3a *sensu* [Jati, 2007](#), [Grosheny et al., 2008](#) et [Chikhi-Aouimeur et al., 2011](#)). Ces derniers sont surmontés par des dépôts riches en Astartidae interprétés comme des tempestites, présentant des structures en tepee et brèches de dissolution d'évaporites dans leur partie supérieure ([Grosheny et al., 2008](#)).

### 3. Age de la succession

Les dépôts détritiques de la base de la série étudiée sont considérés comme la partie supérieure du « Continental Intercalaire » et sont attribués à l'Albien inférieur ([Emberger, 1960](#)). Ils sont séparés de la partie inférieure du complexe détritique du Barrémien – Aptien inférieur (Bédoulien) par les termes marins de l'Aptien supérieur, notamment la barre des calcaires à orbitolines, un élément morphologique important formant la corniche de base de tous les synclinaux perchés de la région ([Kazi-Tani,](#)

1970). Le passage entre cet Aptien supérieur (Gargasien) marin et l'Albien inférieur continental se fait soit directement, soit par le biais de dépôts dolomitiques et/ou gypseux.

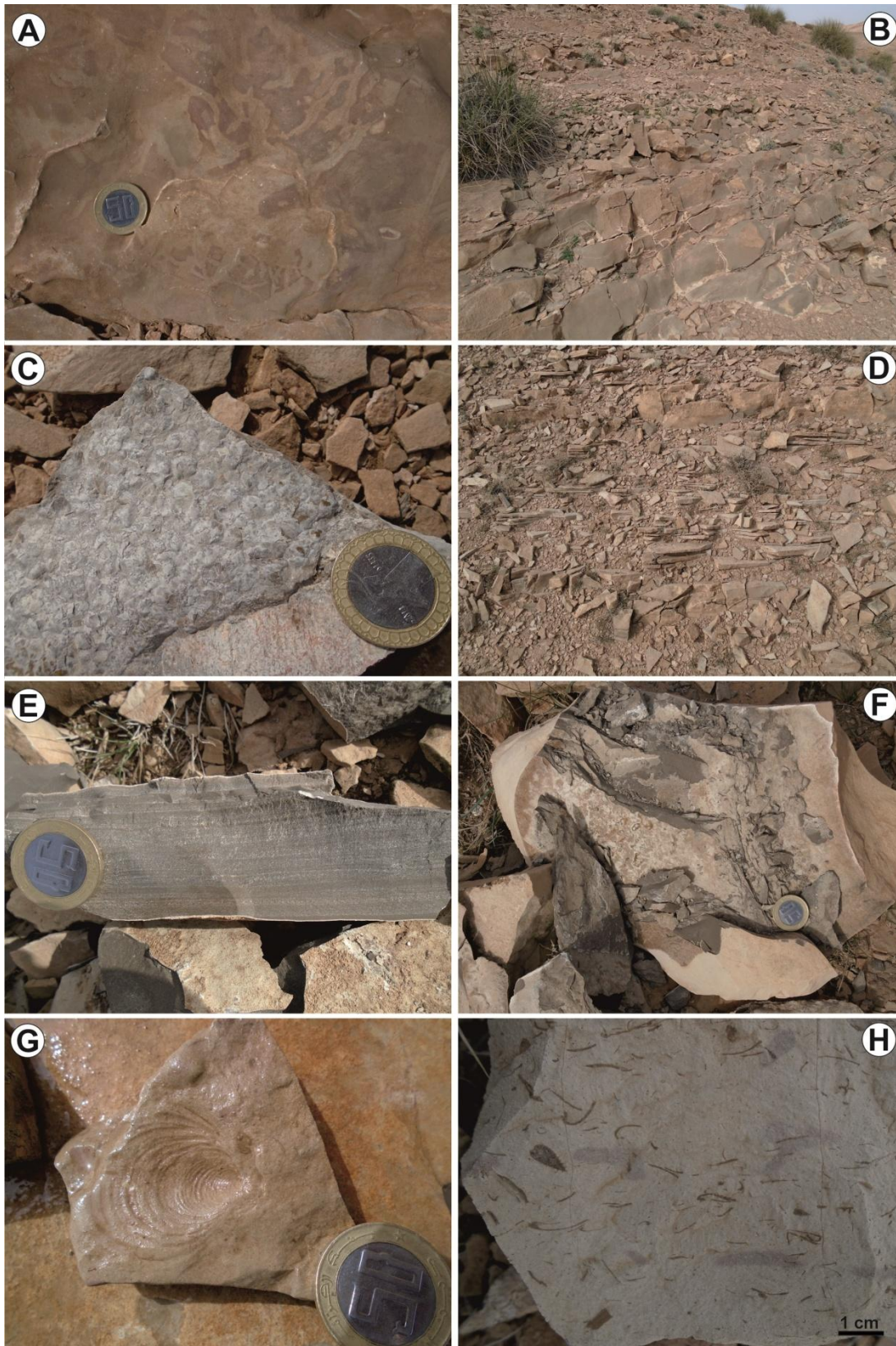


Figure 2.16 : L'unité 4 de Khanguet Grouz.

L'équivalent de cet Albien inférieur continental dans la partie occidentale de l'Atlas saharien (monts des Ksour) serait la Formation de Tiout (Bassoullet, 1973), qui est surmontée par la Formation de Rhelida attribuée au Cénomanién basal et comparée à la Formation des Grès rouges (bassin du Guir, SW Algérie), au *Kem Kem beds* (SE Maroc et SW Algérie), et à la Formation de Bahariya (Egypte) (Benyoucef et al., 2017). Dans le cas du bassin des Ouled Nail, la transgression mésocrétacée est plus précoce par rapport aux Ksour, où les dépôts transgressifs surmontant le Continental Intercalaire datent de l'Albien supérieur et non pas du Cénomanién. Ceci a été confirmé suite à la découverte de deux niveaux fossilifères à faune index. Le premier niveau a livré le gastéropode *Acteonella delgadoi*, découvert pour la première fois en Algérie. Cette espèce caractérise l'Albien moyen à supérieur (Zones à *Dipoloceras cristatum* et *Mortoniceras inflatum*) téthysien où elle a été rencontrée auparavant dans des séries équivalentes en Egypte, en France, au Maroc et au Portugal. Le deuxième niveau a livré les ammonites *Mortoniceras* sp., *Pervinquieria* sp. et *Engonoceras* sp. Il consiste au premier niveau à ammonites découvert dans les dépôts du « Vraconno – Cénomanién » près de Bou Saada. Les deux premières ammonites indiquent l'Albien supérieur et caractérisent les Zones à *Mortoniceras pricei*, *Mortoniceras inflatum* et *Mortoniceras fallax*. Sur la base de ces deux niveaux, cette partie de la série étudiée doit appartenir à l'Albien supérieur (Zones à *Mortoniceras inflatum* et *Mortoniceras fallax*).

La limite entre l'Albien et le Cénomanién est indiscernable lithologiquement. Kazi-Tani (1970) l'a fixé paléontologiquement aux premières apparitions des préalvéolines. Le Cénomanién inférieur – moyen, très fossilifère, est reconnu grâce aux travaux d'Emberger (1960). Le Cénomanién supérieur du Djebel Ousigna, fixé lithologiquement aux premières apparitions de gypses (Kazi-Tani, 1970), a été confirmé grâce à la découverte des rudistes *Caprinula* sp. et *Caprinula boissyi*. Dans la même coupe, Emberger (1960) découvrit d'autres rudistes en position de vie appartenant à *Praeradiolites biskraensis*. Le Cénomanién terminal a été reconnu dans la coupe de Khanguet Grouz grâce aux ammonites *Metengonoceras* gr. *dibbleyi*, *Neocardioceras* sp. et *Euomphaloceras costatum*, découvertes par Robaszynski et Dupuis lors de l'excursion du séminaire de géologie pétrolière du 1991 et déterminées par Amédéo (in Herkat, 1999). Quelques mètres au-dessus, Herkat (1999) signala l'ammonite *Neoptychites caphalotus* indiquant le Turonien. Une autre ammonite « écrasée » *Mammites* sp. a été récoltée par Grosheny et al. (2008). Ces mêmes niveaux nous ont fourni plusieurs spécimens de l'inocérame *Mytiloides goppelnensis*, trouvé pour la première fois en Algérie et dans le continent africain. Cette espèce indique le Turonien inférieur. Auparavant, elle a été mise en évidence en Amérique du Nord (Colorado), en Europe (Angleterre, France, Allemagne, Pologne, Russie et Espagne), au Japon et en Iran. Encore plus haut, les ostracodes *Spinoleberis* gr. *yotvataensis* et *Haughtonileberis mdaourensis* rapportés par Herkat (1999) (détermination Sihamdi, 1990) indiquent cet âge turonien inférieur.



## References

- Bassoulet J. P. (1973)** – Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, Université de Paris : 497 p.
- Benyoucef M., Mebarki K., Ferré B., Adaci M., Bulot L. G., Desmares D., Villier L., Bensalah M., Frau C., Ifrim C. & Malti F. -Z. (2017)** – Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 78 : 34 – 55.
- Brossard E. (1865)** – Essai sur la constitution physique et géologique des régions méridionales de la subdivision de Sétif. *Mémoires de la Société géologique de France*, 8 (2) : 1 – 288.
- Chikhi-Aouimeur F., Grosheny D., Ferry S., Herkat M., Jati M., Atrops F., Redjimi-Bourouiba W. & Benkherouf-Kechid F. (2011)** – Lithofaciès, paléogéographie et corrélations au passage Cénomanién-Turonien dans l'Atlas saharien (Ouled Naïl, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoires du Service Géologique National*, 17 : 67 – 83.
- Djebbar T. (2000)** – Structural evolution of the Algerian Saharan Atlas. *Thèse de Doctorat*, Royal Holloway University of London : 373 p.
- Emberger J. (1960)** – Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 27 : 1 – 398.
- Grosheny D., Chikhi-Aouimeur F., Ferry S., Benkherouf-Kechid F., Jati M., Atrops F. & Redjimi-Bourouiba W. (2008)** – The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 179 : 593 – 603.
- Herkat M. (1999)** – La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse de Doctorat ès-Sciences*, U.S.T.H.B. Alger : 792 p.
- Jati M. (2007)** – Le passage Cénomanién-Turonien du continent nord africain (Maroc, Algérie, Tunisie). Comparaison avec le bassin subalpin : apport de la sédimentologie et de la géochimie isotopique. *Thèse de Doctorat*, Université Louis Pasteur Strasbourg 1 : 247 p.
- Kazi-Tani N. (1970)** – Contribution à l'étude géologique du Djebel Fernane et des monts de Ben-Srouer (Etude sédimentologique et structurale). *Thèse de Doctorat 3<sup>e</sup> cycle*, Faculté des Sciences d'Alger : 143 p.
- Péron A. (1883)** – Essai d'une description géologique de l'Algérie. *Editions Masson*, Paris : 202 p.
- Ritter E. (1902)** – Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 2 : 1 – 97.
- Tissot J. (1881)** – Texte explicatif de la carte géologique provisoire du 800.000<sup>e</sup> de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saada. *Edition L. Jourdan*, Alger : 1 – 112.

## CHAPITRE 3

### BIOÉROSION DU PREMIER HARDGROUND DE LA SÉRIE MARINE MÉSOCRÉTACÉE DES MONTS DES OULED NAÏL

---

Ce chapitre consiste à un article, publié dans *Proceedings of the Geologists' Association*, volume : 132, issue : 5, pages : 529–536.

Mohammed Nadir Naimi, Olev Vinn, Amine Cherif, Madani Benyoucef

#### Résumé :

D'abondants *Trypanites* isp., associés avec *Gastrochaenolites* isp. et *Petroxestes* *pera* ont été mis en évidence dans le premier hardground trouvé dans la série transgressive de l'Albien supérieur, surmontant le continental intercalaire dans les monts des Ouled Naïl, Atlas saharien oriental. Ce hardground est encroûté par des ostréidés appartenant à *Ostrea falco* Coquand. Le hardground étudié a été développé dans un climat chaud, et il a une extension latérale de 6 km au minimum. Il est interprété comme une surface transgressive érosive. L'ichnogenre *Petroxestes* est rapporté pour la première fois en Afrique. Cet ichnoassemblage est attribué à l'ichnofaciès à *Trypanites*.

**Mots-clefs :** Bioérosion, Hardground, Crétacé, Transgression, Monts des Ouled Naïl.

## ***Trypanites* and associated bivalve borings in upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria)**

### **Abstract**

Abundant *Trypanites* isp. associated with *Gastrochaenolites* isp. and *Petroxestes pera* are evidenced in the first found hardground of the late Albian marine transgressive series, overlying the *Continental Intercalaire* in the Ouled Nail Range, eastern Saharan Atlas. This hardground is encrusted by oyster shells belonging to *Ostrea falco* Coquand. The studied hardground developed in warm environment and displays a lateral extension of at least 6 km. It is interpreted as an erosional transgressive surface. The ichnogenus *Petroxestes* is reported for the first time from Africa. This ichnoassemblage is attributed to the *Trypanites* ichnofacies.

**Keywords:** Bioerosion; Hardground; Cretaceous; Transgression; Ouled Nail Range.

### **1. Introduction**

Recently, several works have addressed to the ichnology of the Meso-Cenozoic marine series of northern Algeria (e.g., [Belaid et al., 2020](#); [Benkhedda et al., 2021](#); [Cherif and Naimi, 2021](#); [Cherif et al., 2021a, b](#); [Naimi and Cherif, 2021b](#); [Naimi et al., 2021a, b](#); [Vinn et al., 2021](#)). Among these works, only [Naimi et al. \(2021a\)](#) and [Vinn et al. \(2021\)](#) studied bioerosional trace fossils.

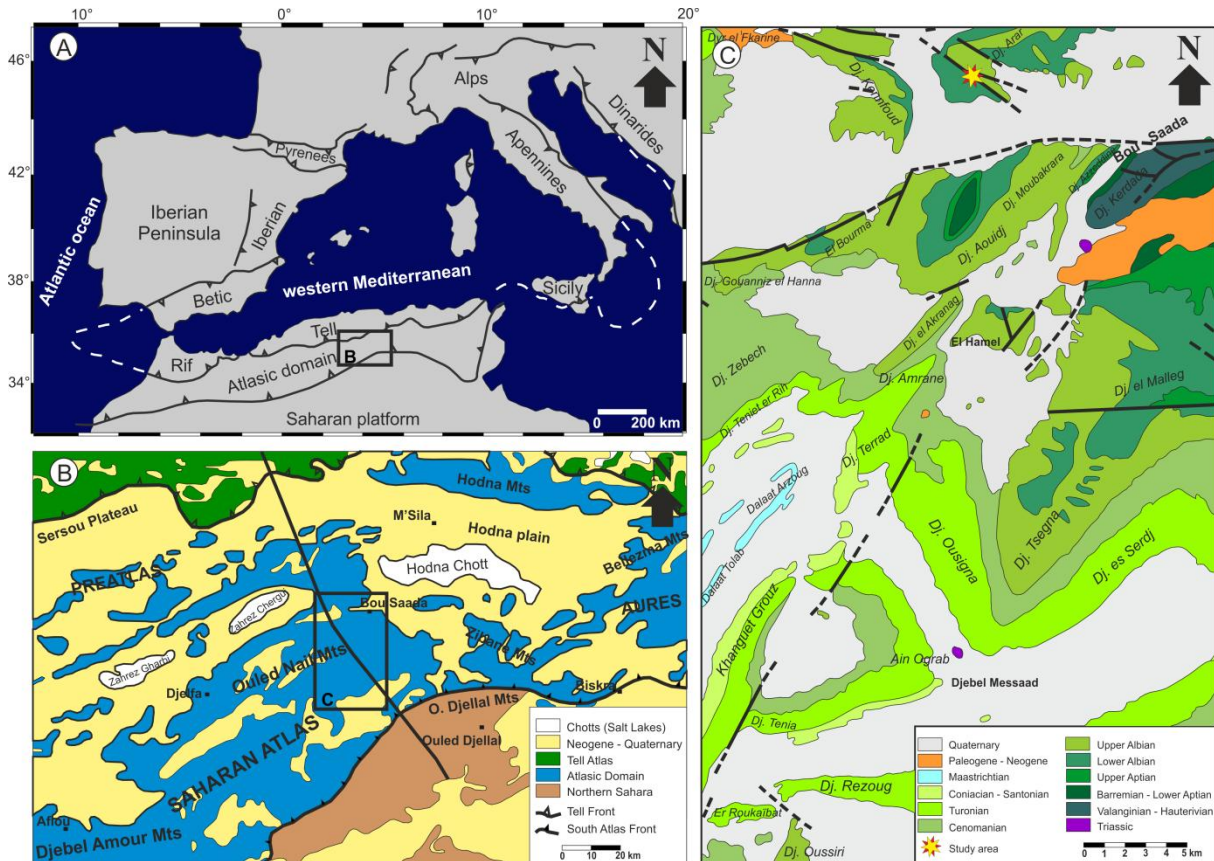
Organic and inorganic hard substrates are colonised by assemblages of encrusting and boring organisms. Bioerosion involves the wearing away of hard substrates such as rocks, shells, bones and wood, by the activity of etching, rasping, scraping and drilling organisms. Bioerosional ichnofossils or borings produced by marine macroborers characterize the shallow marine environments; these borings are known since the Cambrian ([Vinn and Wilson, 2010](#); [Naimi et al., 2021a](#), and references therein). This bioerosion occurs mainly as borings assigned to the genera *Trypanites*, *Entobia* and *Gastrochaenolites* (e.g., [Vinn et al., 2015](#); [Naimi et al., 2021a](#)).

In the northeastern part of the Ouled Nail Range (Algeria), the ‘mid-Cretaceous’ series begins with lower Albian continental and deltaic detrital deposits rich in plant remains, known in the regional literature as the *Continental Intercalaire* ([Emberger, 1960](#)). They are overlain by alternations of dolomitic limestones and greenish marls which yielded abundant oyster shells, deposited within a very shallow marine environment under rough-water conditions, dated as late Albian to early Cenomanian of Age ([Emberger, 1960](#)). These latter are overlain by lagoonal marlstones-dolostones and thick gypsum beds, and finally by upper Cenomanian to Turonian mudstones, nodular and bioclastic limestones ([Emberger, 1960](#)).

The present paper: (1) provides the first study of bioerosional ichnofossils from the Mesozoic of Algeria; (2) describes an ichnoassemblage recorded in a hardground within the late Albian marine series of the Ouled Nail Range; (3) discusses the palaeoenvironmental setting during the first stages of the ‘mid-Cretaceous’ transgression in the eastern part of the Saharan Atlas.

## 2. Geological background and location of the study area

The Saharan Atlas corresponds to an intracratonic fold belt belonging to the Maghrebian Atlasic system, located in northern Algeria. Stretched in a SW-NE direction, this range is ca 650 km long and 90 to 140 km wide between the Moroccan High-Atlas to the west and the Zibane Mountains to the east (Fig. 3.1A). The Saharan Atlas is bordered by the High Plateaus to the north and by the Saharan Platform to the south; this region is separated by the South Mesetan and the South Atlasic Faults respectively. The Saharan Atlas mainly consists of Meso-Cenozoic marine and continental series deformed by the Alpine orogeny. This mountain range is subdivided in three segments: (1) the Ksour Range to the west; (2) the Djebel Amour Range in the central part; and (3) the Ouled Nail Range to the east.



**Figure 3.1 :** Location map of the study area. (A) Location of central Algeria in the western Mediterranean; (B) The main geological domains of central Algeria; (C) Simplified geological map of Bou Saada area (modified after the geological map of Bou Saada 1/200.000).

The studied hardground is located in the southern flank of the Djebel Arar, six kilometers to the northwest of Bou Saada city in the northeastern part of the Ouled Nail Range (Figs. 3.1B–C). It terminates the lower unit of the late Albian marine strata, corresponding to the marlstone-algal bioturbated limestone 52 m-thick unit (Naimi and Cherif, 2021a) described in the Djebel Azzeddine section in the vicinity of Bou Saada city. This unit directly overlies the lower Albian deltaic “*Continental Intercalaire*” deposits (Figs. 3.2A–B). In the studied section, the latter consist of an alternation of massive sandstones showing parallel-, cross- and hummocky-cross stratification, ripple marks, and silicified wood, alternating with reddish and greenish claystones.

Late Albian marine deposits consist mainly of carbonate beds intercalated with marl levels (Fig. 3.2A). The carbonate beds are represented by: (1) massive dolomitised bioclastic limestones (Fig. 3.2C), 0.3–6 m-thick, rich in oyster bioclasts (Fig. 3.2D), with several chert levels (Fig. 3.2E), desiccation cracks and rain drop prints (Fig. 3.2F), oyster (Fig. 3.2G) and pectinid shells (Fig. 3.2H); (2) nodular limestones (Fig. 3.2I), 0.7–1.7m-thick, containing oyster, pectinid and echinoid fossils and *Thalassinoides* burrows. According to Emberger (1960), the echinoids belong to the species *Heteraster tissoti* Coquand; (3) the latest carbonate bed of the succession is represented by a brecciated limestone, showing angular to sub-angular elements (Fig. 3.2J). The intercalated marls are represented by two facies: (1) whitish marls, 0.2m-thick; and (2) greenish marls, 0.3–2m-thick, displaying oyster bioclasts. These deposits were attributed to the late Albian on the basis of recent discoveries of actaeonellid gastropods and Mortoniceratid ammonites in equivalent deposits in the Djebel Azzeddine section; located six kilometers farther east (Naimi and Cherif, 2021a).

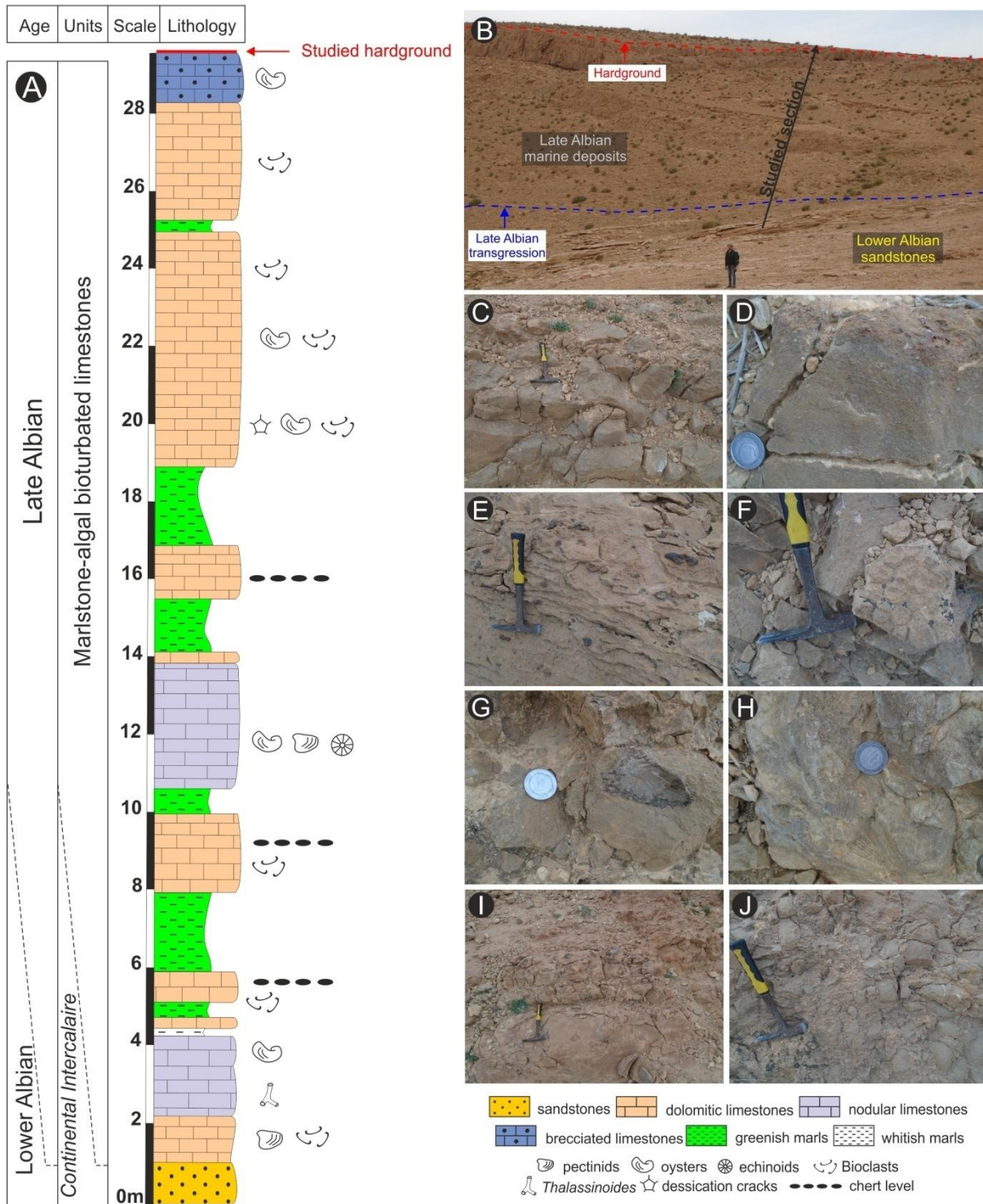
### 3. Method

The hardground was discovered during field work at Djebel Arar in April 2021. Its surface was cleaned with water and photographed under sunlight conditions using a Sony DSC-W800 camera. The material was not collected. All photographs correspond to field specimens that were not collected but photographed *in situ*.

### 4. Results

#### 4.1. Ichnotaxonomy (Buatois et al., 2017)

The studied hardground displays abundant bioerosion structures assigned to *Gastrochaenolites* isp., *Petroxestes* pera and *Trypanites* isp. Furthermore, undetermined borings consisting of large cavities of unknown origin, 38.3 mm-long and 14.5 mm-wide, with a somewhat irregular shape, are present on the hardground surface (Fig. 3.3B). These borings all are preserved as positive casts filled with different sediment than that of the host rock.



**Figure 3.2 :** The main lithostratigraphic characteristics of the late Albian Marlstone-algal bioturbated limestones unit in Djebel Arar. (A) Lithostratigraphic column of Djebel Arar section; (B) Panoramic photograph of the studied section; (C) Massive dolomitised bioclastic limestones; (D) Bioclasts; (E) Chert level; (F) Desiccation cracks and rain drops; (G) Oyster shell; (H) Pectinid shells; (I) Nodular limestones; (J) Brecciated limestone.

#### 4.1.1. Ichnogenus *Gastrochaenolites* Leymerie 1842

##### *Gastrochaenolites* isp. (Figs. 3.3C–D)

Large elliptical to circular apertures occur on the hardground surface and on numerous *Ostrea falco* shells. These specimens of *Gastrochaenolites* isp. are 12.3 to 25.0 mm in diameter and characterised by shallow depressions. Morphologically, the borings reported here resemble those reported recently from the Messinian of the northwestern Algeria (Naimi et al., 2021a). *Gastrochaenolites* is a domichnial, unbranched, bioerosional trace fossil, produced by bivalves in hard- and firm-grounds. This trace fossil is known from the Ordovician to the Recent (Ekdale & Bromley, 2001), and belongs to the ichnofamily Gastrochaenolitidae (Wisshak et al., 2019). The main tracemakers of *Gastrochaenolites* ichnospecies are the suspension-feeding gastrochaenid and pholadid bivalves (Tapanila & Hutchings, 2012).

#### 4.1.2. Ichnogenus *Petroxestes* Wilson and Palmer 1988

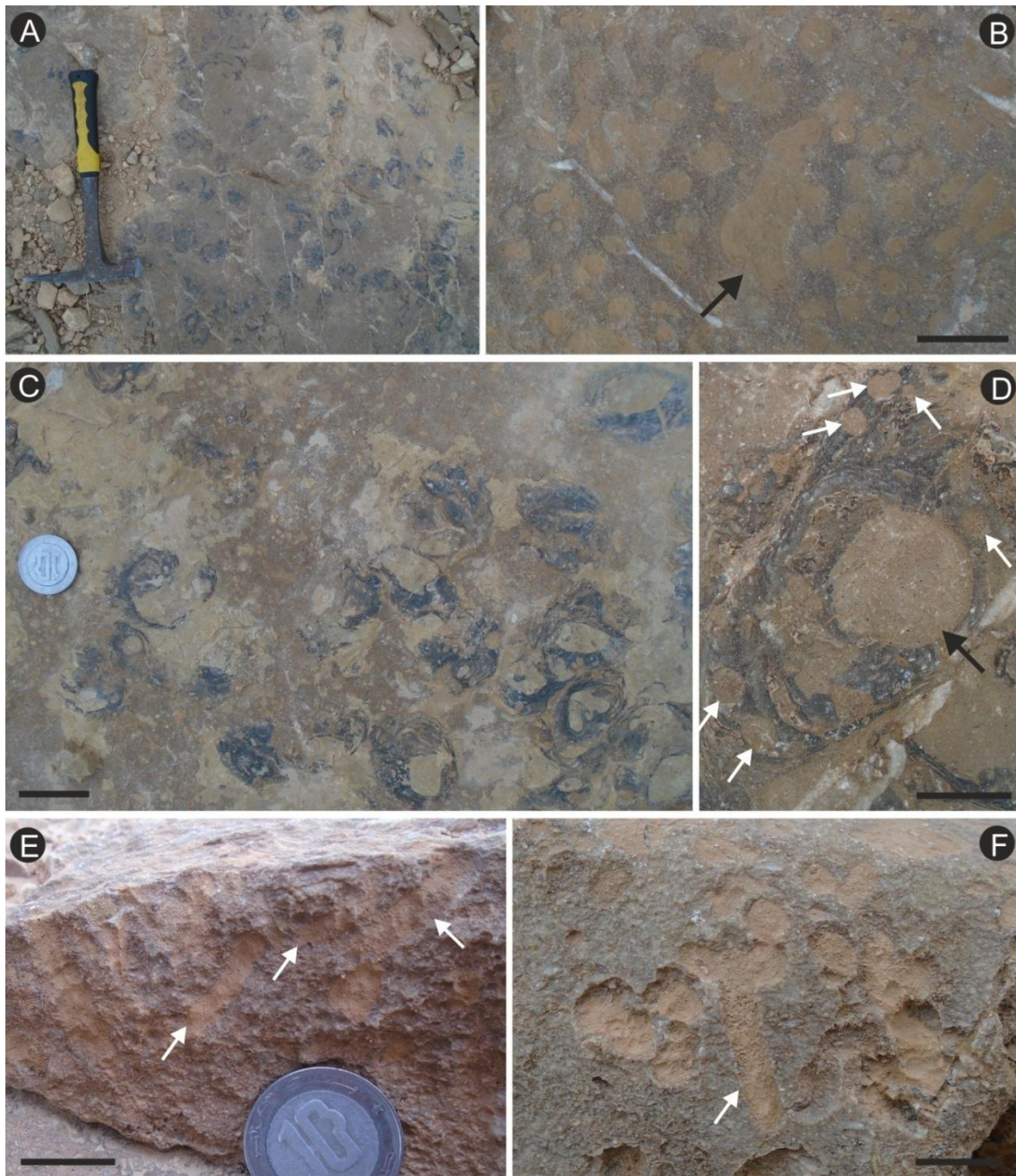
##### *Petroxestes pera* Wilson and Palmer 1988 (Figs. 3.3E–F)

This ichnotaxon consists of elliptical grooves on the hardground surface. The borings consist of pouch-shaped depressions and have rounded basal terminations in longitudinal section with parallel walls. *P. pera* is 19.6–25.1 mm-long and 4.3–6.5 mm-wide. The studied specimens are considered to constitute the first record of the ichnogenus *Petroxestes* from Africa. *Petroxestes* borings are commonly associated with hardgrounds (Wilson & Palmer, 1988), belong to the ichnofamily Rogerellidae and are interpreted as dwelling structures (Wisshak et al., 2019). In the Lower Palaeozoic cases, the probable producers of this trace fossil are modiomorphid bivalves (Wilson & Palmer, 1988, 2006; Vinn et al., 2019). Wisshak et al. (2019) considered *Asthenopodichnium fallax*, produced by sipunculans, as a junior synonym of *Petroxestes altera*. The stratigraphic distribution of *Petroxestes* ranges from the Ordovician (Wilson & Palmer, 1988, 2006; Vinn et al., 2019) to the Miocene (Pickerill et al., 2001).

#### 4.1.3. Ichnogenus *Trypanites* Mägdefrau 1932

##### *Trypanites* isp. (Figs. 3.3B, D, F and 3.4A–F)

Simple, narrow, small, cylindrical, unbranched and vertical borings, 2.9 to 5.8 mm in diameter. They are preserved on the hardground surface and the *Ostrea falco* shells, and filled by a yellowish, detrital dolomitised sediment. *Trypanites* isp. is mostly oriented perpendicular to the bedding surface, and is much more abundant and evenly distributed on the surface. *Trypanites* is the most common, fossil worm macroboring and the oldest in the fossil record (Knaust et al., 2012), belonging to the ichnofamily Trypanitidae (Wisshak et al., 2019).



**Figure 3.3:** (A) Hardground surface showing a condensation of *Ostrea falco* shells; (B) Undetermined boring (black arrow) associated with abundant *Trypanites* isp. (scale bar = 2 cm); (C) Abundant large *Gastrochaenolites* isp. borings (scale bar = 3 cm); (D) *Gastrochaenolites* isp. (black arrow) associated with *Trypanites* isp. (white arrows) (scale bar = 1 cm); (E) *Petroxestes pera* borings (white arrows) (scale bar = 1.5 cm); (F) *Petroxestes pera* boring (white arrow) associated with abundant *Trypanites* isp. (scale bar = 1 cm).

It is common in hardgrounds and rocky coastlines (Tapanila et al., 2004). This domichnion trace fossil is produced by polychaetes and sipunculan worms (Gibert et al., 2012), by chemical means in carbonate substrates (Knaust et al., 2012) such as oyster shells (Naimi et al., 2021a). *Trypanites* is known from the Cambrian (James et al., 1977) to the Recent.



## 5. Discussion

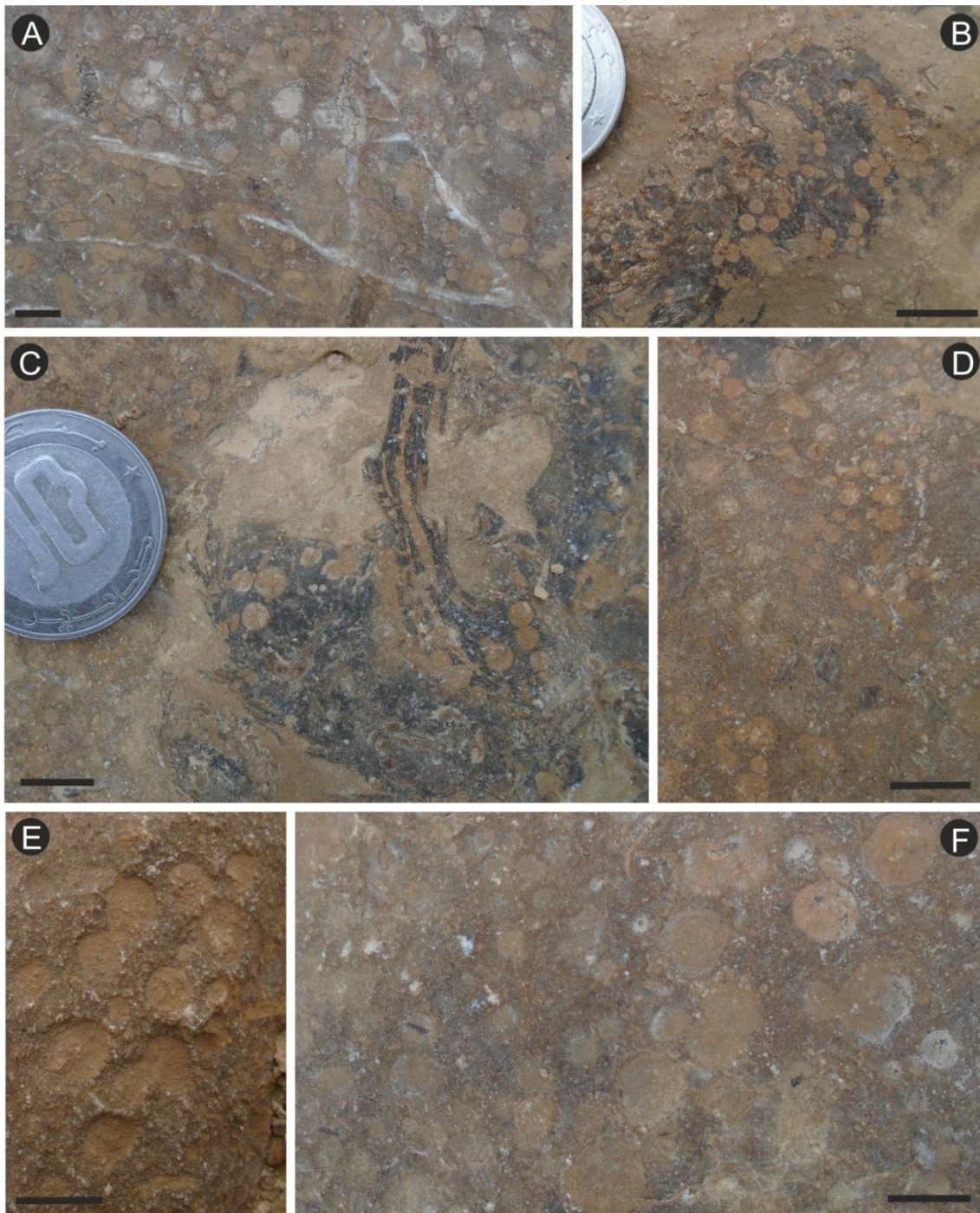
### 5.1. Ichnological analysis of the bored hardground

Hardgrounds are linked to condensed sections and constitute stratigraphic discontinuities, representing either an erosional break in the succession or a hiatus (Pemberton and MacEachern, 1995; Savrda, 1995; MacEachern et al., 2007). They offer an important habitat for marine benthos. Besides, the ability to bore into an indurated omission surface created important new niches; subsequently, the bioerosional innovations contribute to the general biotic diversification (Ekdale and Bromley, 2001). Hardgrounds are encrusted by epibenthic organisms such as oysters, and characterised by a bioerosion comprising a variety of borings mainly produced by suspension-feeders (Knaust et al., 2012).

The surface of the studied hardground is flat, but not smooth and has a variably developed micro-relief. It constitutes the top of a greyish brecciated limestone bed. The hardground surface has a slightly darker colour than the sediments filling the borings. The refilling sediments consist of a yellowish, dolomitised detrital sediment. The hardground contains large oyster bioclasts and *Ostrea falco* shells that are of a much darker colour than the rest of the hardground surface (Fig. 3.3A).

The hardground at hand shows signs of intense bioerosion as the maximum macroboring density (MMD *sensu* Tapanila et al., 2004) values as determined from the number of macroborings counted in 4 cm<sup>2</sup> grid exceeds 20. Various invertebrates such as serpulids, barnacles and bivalves are common hard substrate encrusters in the 'middle' Cretaceous (Taylor and Wilson, 2003), but such encrusters if ever present may have been worn away by hydrodynamic processes. Nevertheless, the complete lack of any remains, even attachment structures, suggests that the hardground might still have been encrusted by soft-bodied organisms such as many species of sponges which can preoccupy the space required by skeletal encrusters. The high density of boring organisms may also have prevented skeletal invertebrates from encrusting.

The bioerosional trace fossils are dominated by *Trypanites* borings that represent nearly 90% of all borings. The second most common borings belong to *Gastrochaenolites*, which are slightly more common than *Petroxestes* borings. The hardground also contains rare cavities of irregular shape. The macroborer diversity is moderate to low for a Cretaceous hardground (Taylor and Wilson, 2003). *Trypanites* and *Gastrochaenolites* are widespread and common in all Cretaceous hard substrates. Likewise, the ichnogenus *Trypanites* is characteristic of the inorganic hard substrates (Vinn and Toom, 2016a, b; Vinn et al., 2015) and oyster shells (Naimi et al., 2021a).



**Figure 3.4 :** (A – F) *Trypanites* isp. borings (scale bar = 1 cm).

Similar co-occurrences of *Trypanites* and *Gastrochaenolites* were recorded in many Cretaceous series, e.g., the Berriasian–Albian Speeton Clay Formation of United Kingdom (Taylor et al., 2013); the upper Aptian of Prebetic of Jaén, Spain (Nieto et al., 2017); the Albian of western Alps, Switzerland (Delamette, 1989); and the Cenomanian–Campanian of western Sinai, Egypt (El-Hedeny, 2007). *Trypanites* borings co-occur with rare *Petroxestes pera* in the lower Silurian of eastern Canada (Tapanila and Copper, 2002). In the middle Jurassic of southern England, Cole and Palmer (1999) described an

ichnoassemblage dominated by abundant *Trypanites weisei*, reaching densities of more than 10 per cm<sup>2</sup>. These borings are associated with *Gastrochaenolites* isp. and encrusting oyster shells.

*Petroxestes* has not been previously identified from the Cretaceous of Algeria. It was reported from the Ordovician of North America (Wilson and Palmer, 1988, 2006) and Estonia (Vinn et al., 2019), lower Silurian of eastern Canada (Tapanila and Copper, 2002), upper Cretaceous of Belgium (Jagt et al., 2009) and the middle Miocene of Carriacou (Caribbean) (Pickerill et al., 2001).

The ichnofossil *Trypanites* is produced by polychaete worms, whereas *Gastrochaenolites* and *Petroxestes* are directly referred to endolithic bivalves (Vinn et al., 2019; Naimi et al., 2021a, and references therein). This indicates that worm and bivalve communities occupied the same ecological niche. All these borings are produced by endolithic organisms and constitute, from an ethological point of view, dwelling structures (domichnia). The studied ichnoassemblage can be attributed to the *Trypanites* ichnofacies characterising marine bioerosion in rocky and skeletal substrates. This ichnofacies characterises hardgrounds (Pemberton et al., 2004). In carbonate platforms, such an ichnofacies develops in subtidal and intertidal environments (Knaust et al., 2012). It is characterised by dwelling bioerosional structures of worms, bivalves, cirripedes and sponges, formed in rocky shoreline or in lithified limestone hard surfaces on shallow seabeds (Santos et al., 2010).

The most prominent trace fossil found is the annelid boring *Trypanites* preserved as concave epirelief on the bioeroded hardground and on *Ostrea falco* shell surfaces. Borings of *Gastrochaenolites* isp. and *Trypanites* isp. are oriented generally perpendicular to the bedding plane, whilst *Petroxestes pera* borings are subparallel to it. The studied trace fossil assemblage documents an exposure of the hardground surface to marine waters and a period of non-deposition. The colonisation of the substrate by both *Trypanites* and *Gastrochaenolites* tracemakers implies a certain period of time during which neither major deposition, nor important erosion had taken place (Santos et al., 2010).

## 5.2. Palaeoenvironmental implications

The studied hardground represents the first omission surface in the late Albian marine series of Ouled Nail Range. Hardgrounds can be referred to as both transgressive and regressive surfaces, within neritic carbonate systems (Christ et al., 2015). In the Neogene of Iberia, similar hardgrounds with important bioerosion activity have been interpreted as erosional transgressive surfaces (Santos et al., 2008).

The late Albian transgression was recorded recently in the Pre-Atlasic (Tiaret Range) and the Atlasic (Ouled Nail Range) domains (Nagm and Boualem, 2019 and present study). In the Ouled Nail Range, the first transgressive deposits corresponding to the marlstone-algal bioturbated limestones unit are characterised by a typical Lofer

cyclothem indicating subaerial exposure related to pedogenic processes in nearby areas, under dry and semi-arid conditions. These loferites are associated with *in situ* slumped brecciation reflecting local collapses of the carbonate platform. Most common facies within this transgressive series are dominated by dolomitised, bioclastic and/or stromatolitic limestones intercalated with greenish marls rich in oyster bioclasts. Presence of desiccation cracks and rain drop prints indicates subaerial exposure. This unit was deposited in a shallow marine setting (backshore to middle shoreface), with periodic storm events and prolonged exposure on tidal flats.

The studied hardground developed in warm environment. It has a lateral extension of at least 6 km. In the inner parts of the platform (Djebel Azzeddine section), the hardground is developed on by a condensed accumulation of the gastropod *Acteonella delgadoi* shells, which are randomly oriented, moderately sorted, densely packed and relatively fragmented, and of rare oysters and undetermined borings filled also by yellowish detrital material (Naimi and Cherif, 2021a). This may indicate that the studied hardground developed during landward shoreline migration.

The bioerosion phenomena recorded in the late Albian of the Ouled Nail Range is similar to that of the late Miocene of the Tafna basin, NW Algeria (Naimi et al., 2021a), in which oysters are (i) encrusted post-mortem by barnacles, then (ii) bored by shallow-tier organisms (*Trypanites*), and finally (iii) by deep-tier organisms (*Entobia* and *Gastrochaenolites*). Both Ouled Nail and Tafna bioerosion phenomena were developed during a transgressive setting.

The late Albian transgressive shallow marine series of this part of the Ouled Nail Range is also characterised by other discontinuity surfaces, such as the *Thalassinoides*-rich firmgrounds indicating a change of local environmental conditions and a decrease in sedimentation rate (Naimi and Cherif, 2021a). These levels, rich in *Thalassinoides paradoxicus*, could be correlated with the nodular limestones found at the base of the studied section. This firmground suite consists of minor erosional surfaces (Wescott et al., 1999), whereas the *Trypanites*-rich hardground terminating the unit, represents a major erosional surface. In addition, the presence of a transgressed valley floor may be ichnologically discernible by occurrences of omission suites such as those of the *Trypanites* and *Glossifungites* ichnofacies (Gingras et al., 2012). Furthermore, the substrate-controlled *Glossifungites* and *Trypanites* ichnofacies are intimately associated, as the former has the potential to develop gradually into a hardground colonised by the formers of *Trypanites* (Bromley, 1975; Knaust et al., 2012). The *Trypanites* ichnofacies is restricted in its distribution over areas with rapid cementation, such as subtidal and intertidal environments, where this process may lead to an extensive pavement by hardgrounds (Knaust et al., 2012).

### Acknowledgments

Financial support to O.V. was provided by Estonian Research Council grant (PRG836) and Sepkoski Grant (Paleontological Society). We thank the Editor in Chief Prof. Malcolm

Barrie Hart and the two anonymous referees for their comments which helped improving the manuscript.

## References

- Belaid, M., Cherif, A., Vinn, O., Naimi, M.N., 2020. First record of trace fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologia Croatica* 73, 85–94.
- Benkhedda, A., Defaflia, N., Cherif, A., Naimi, M.N., Mazouz, E., Palma-Ramírez, A., 2021. Shallow marine trace fossils from the middle Miocene of the Tebessa Basin (NE Algeria) and their palaeoenvironmental implications. *Revista Brasileira de Paleontologia*. (in press).
- Bromley, R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: Frey, R.W. (Ed.), *The Study of Trace Fossils*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 399–428.
- Buatois, L.A., Wisshak, M., Wilson M.A., Mángano, M.G., 2017. Categories of architectural designs in trace fossils: A measure of ichnodisparity. *Earth-Science Reviews* 164, 102–181.
- Cherif, A., Naimi, M.N., 2021. A diverse ichnofauna and its palaeoenvironmental significance from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (Northwestern Algeria). *Historical Biology*. (in press).
- Cherif, A., Naimi, M.N., Belaid, M., 2021a. Deep-sea trace fossils and depositional model from the lower Miocene Tiaret Marl Formation (northwestern Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 175, 104115.
- 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.
- Christ, N., Immenhauser, A., Wood, R., Darwich, K., Niedermayr, A., 2015. Petrography and environmental controls on the formation of Phanerozoic marine carbonate hardgrounds. *Earth-Science Reviews* 151, 176–226.
- Cole, A.R., Palmer, T.J., 1999. Middle Jurassic worm borings, and a new giant ichnospecies of *Trypanites* from the Bajocian/Dinantian unconformity, southern England. *Proceedings of the Geologists' Association* 110, 203–209.
- Delamette, M., 1989. Trace fossil assemblages from the Albian phosphate-rich sandstones of the Helvetic Shelf (western Alps). *Cretaceous Research* 10, 207–219.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 2001. Bioerosional innovation for living in carbonate hardgrounds in the Early Ordovician of Sweden. *Lethaia* 34, 1–12.
- El-Hedeny, M.M., 2007. Ichnology of the Upper Cretaceous (Cenomanian - Campanian) sequence of western Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Paleontology* 7, 121–132.
- Emberger, J., 1960. Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie* 27, 1–398.
- Gibert, J.M. de, Domènech, R., Martinell, J., 2012. Rocky shorelines. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, *Developments in Sedimentology* 64, Elsevier, Amsterdam, pp. 441–462.

- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., Zonneveld, J.P., Schoengut, J., Ranger, M.J., Pemberton, S.G., 2012. Estuaries. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Developments in Sedimentology 64, Elsevier, Amsterdam, pp. 463–505.
- Jagt, J.W.M., Neumann, C., Donovan, S.K., 2009. *Petroxestes altera*, a new bioerosional trace fossil from the upper Maastrichtian (Cretaceous) of northeast Belgium. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique 79, 137–145.
- James, N.P., Kobluk, D.R., Pemberton, S.G., 1977. The oldest macroborers: Lower Cambrian of Labrador. Science 197, 980–983.
- Knaust, D., Curran, H.A., Dronov, A.V., 2012. Shallow-marine carbonates. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Developments in Sedimentology 64, Elsevier, Amsterdam, pp. 705–750.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: Miller III, W. (Ed.), Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects, Elsevier, Amsterdam, pp. 52–77.
- Nagm, E., Boualem, N. 2019., First documentation of the late Albian transgression in northwest Algeria: Bivalve stratigraphy and palaeobiogeography. Cretaceous Research 93, 197–210.
- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021a. Sedimentology and ichnology of the mid-Cretaceous succession of Ouled Nail Mounts (Eastern Saharan Atlas). Geologia Croatica 74 (2). (in press).
- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021b. Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria): paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. Journal of African Earth Sciences 180, 104239.
- Naimi, M.N., Vinn, O., Cherif, A., 2021a. Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria). Carnets de Géologie 21, 127–135.
- Naimi, M.N., Cherif, A., Belaid, M., 2021b. The trace fossil *Cardioichnus planus* from the lower Miocene of Algeria: the first record from Africa and a probable endemic tracemaker. Geologia Croatica 74 (2). (in press).
- Nieto, L.M., Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F.J., Castro, J.M., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., 2017. An integrated analysis (microfacies and ichnology) of a shallow carbonate-platform succession: upper Aptian, Lower Cretaceous, Betic Cordillera. Facies 64, 4.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland Basin of Alberta, Canada. In: VanWagoner, J. C., Bertram, G. (Eds.), Sequence Stratigraphy of Foreland Basins Deposits: Outcrops and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America, American Association of Petroleum Geologists Memoirs 64, pp. 429–475.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Saunders, T., 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: Delineating discontinuities in the rock record. In: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis, Geological Society, London, Special Publications 228, pp. 29–62.
- Pickerill, R.K., Donovan, S.K., Portell, R.W., 2001. The bioerosional ichnofossil *Petroxestes pera* Wilson and Palmer from the middle Miocene of Carriacou. Caribbean Journal of Science 37, 130–131.

- Santos, A., Mayoral, E., da Silva, C.M., Cachão, M., Domènech, R., Martinell, J., 2008. Trace fossil assemblages on Miocene rocky shores of southern Iberia. In: Wisshak, M., Tapanila, L. (Eds.), *Current Developments in Bioerosion*, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 431–450.
- Santos, A., Mayoral, E., da Silva, C.M., Cachão, M., Kullberg, J.C., 2010. *Trypanites* ichnofacies: Palaeoenvironmental and tectonic implications. A case study from the Miocene disconformity at Foz da Fonte (Lower Tagus Basin, Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 35–43.
- Savrda, C.E., 1995. Ichnologic applications in palaeoceanographic, palaeoclimatic and sea level studies. *Palaios* 10, 565–577.
- Tapanila, L., Copper, P., 2002. Endolithic trace fossils in Ordovician-Silurian corals and stromatoporoids, Anticosti Island, eastern Canada. *Acta Geologica Hispanica* 37, 15–20.
- Tapanila, L., Hutchings, P., 2012. Reefs and mounds. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments, Developments in Sedimentology* 64, Elsevier, Amsterdam, pp. 751–775.
- Tapanila, L., Copper, P., Edinger, E., 2004. Environmental and Substrate Control on Paleozoic Bioerosion in Corals and Stromatoporoids, Anticosti Island, Eastern Canada. *Palaios* 19, 292–306.
- Taylor, P.D., Wilson, M.A., 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews* 62, 1–103.
- Taylor, P.D., Barnbrook, J.A., Sendino, C., 2013. Endolithic biota of belemnites from the Early Cretaceous Speeton Clay Formation of North Yorkshire, UK. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 59, 227–245.
- Vinn, O., Wilson, M.A., 2010. Early large borings in a hardground of Floian–Dapingian age (Early and Middle Ordovician) in northeastern Estonia (Baltica). *Carnets de Géologie CG2010\_L04*.
- Vinn, O., Toom, U., 2016a. Borings in phosphatized Cambrian siltstone pebbles, Estonia (Baltica). *Geological Magazine* 153, 635–642.
- Vinn, O., Toom, U., 2016b. Bioerosion of inorganic hard substrates in the Silurian of Estonia (Baltica). *GFF* 138, 306–310.
- Vinn, O., Wilson, M.A., Toom, U., 2015. Bioerosion of Inorganic Hard Substrates in the Ordovician of Estonia (Baltica). *PLoS ONE* 10, e0134279.
- Vinn, O., Wilson, M.A., Toom, U., 2019. Earliest *Petroxestes* borings from Sandbian (earliest Late Ordovician) bryozoans of northern Estonia. *Palaios* 34, 453–457.
- Vinn, O., Naimi, M.N., Cherif, A., 2021. The endobiontic serpulids in coral and other reef associated fauna from the Messinian of Algeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 300 (2), 235–244.
- Wescott, W.A., Krebs, W.N., Nummedal, D., 1999. Some Observations on the Nature of Depositional and Erosional Surfaces. *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas, 1–8.
- Wilson, M.A., Palmer, T.J., 1988. Nomenclature of a bivalve boring from the Upper Ordovician of the midwestern United States. *Journal of Paleontology* 62, 306–308.
- Wilson, M.A., Palmer, T.J., 2006. Patterns and Processes in the Ordovician Bioerosion Revolution. *Ichnos* 13, 109–112.
- Wisshak, M., Knaust, D., Bertling, M., 2019. Bioerosion ichnotaxa: review and annotated list. *Facies* 65, 24.

## CHAPITRE 4

### TRACES FOSSILES ET FACIES ASSOCIES DE L'ALBIEN SUPERIEUR – CENOMANIEN INFERIEUR DES MONTS DES OULED NAÏL

---

Ce chapitre consiste à un article, publié dans *Geologia Croatica*, volume : 74, issue : 3, pages : 209–223.

Mohammed Nadir Naimi, Amine Cherif

#### Résumé :

Des dépôts marins peu profonds caractérisent l'Albien supérieur – Cénomaniens inférieur de l'Algérie septentrionale. A Djebel Azzeddine (monts des Ouled Naïl), les sédiments correspondants ont été subdivisés en trois unités, nommées A à C. La découverte d'une faune d'ammonites pour la première fois dans la région de Bou Saada a permis d'attribuer une partie des dépôts mésocrétacés post-Continental Intercalaire à l'Albien supérieur. Le niveau à ammonites indique une surface d'inondation maximale et il pourra être corrélé avec d'autres niveaux de l'Algérie du nord. La succession étudiée est caractérisée par une faible ichnodiversité, représentée par huit ichnotaxons avec d'abondants *Thalassinoides*, des *Skolithos* communs, ainsi que par de rares *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites* et *Tisooa*. Cet ichnoassemblage est dominé par des traces d'habitat, de nutrition et de prédation, attribuées aux ichnofaciès à *Skolithos* et à *Glossifungites*. Ces traces sont produites essentiellement par des crustacés décapodes, des vers polychètes et des gastéropodes naticidés. Les données sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un environnement de shoreface à backshore avec une énergie mixte marées/tempêtes, et de longues émergences indiquées par les séquences loféritiques dans la partie basale de la coupe et des traces de pas de dinosaures dans sa partie supérieure.

**Mots-clefs :** Traces fossiles, Transgression, Albien – Cénomaniens, Monts des Ouled Naïl, Algérie.



## **Sedimentology and ichnology of the mid-Cretaceous succession of Ouled Nail Mounts (Eastern Saharan Atlas, Algeria)**

### **Abstract**

Shallow marine deposits characterize the upper Albian-lower Cenomanian deposits of Northern Algeria. In Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts). The corresponding sediments have been subdivided into three distinctive units, namely unit A to C. The first discovered ammonite fauna from Bou Saada area allowed attributing a part of the mid-Cretaceous post-Continental Intercalaire deposits to the upper Albian. The ammonite-bearing level indicates a maximum flooding surface and could be correlated with similar levels from Northern Algeria. The studied succession is characterized by a low ichnodiversity containing eight ichnotaxa with abundant *Thalassinoides*, common *Skolithos*, and rare *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites* and cf. *Tisooa*. This ichnoassemblage is dominated by domichnion, fodinichnion and praedichnion trace fossils, and attributed to the *Skolithos* and *Glossifungites* ichnofacies. These traces are produced mainly by decapod crustaceans, polychaetes and naticid gastropods. The sedimentological and ichnological data suggest shoreface to backshore environments with mixed tides/storms energy, and long subaerial exposures indicated by Lofer cyclothems in the lowermost part and dinosaur footprints in the upper part of the section.

**Keywords:** Trace fossils, Transgression, Albian-Cenomanian, Ouled Nail Mounts, Algeria.

### **1. Introduction**

The Cretaceous deposits are widely distributed in the Algerian Saharan Atlas. In the last few years, several sedimentological, bio-lithostratigraphical and palaeontological studies were addressed to the mid-Cretaceous strata of the western (Ksour Mounts) and central Saharan Atlas (Djebel Amour Mounts) (MEBARKI et al., 2016; BENYOUCEF et al., 2017; FERRÉ et al., 2017; MENNAD et al., 2020; SALHI et al., 2020; ÖZER & BENYOUCEF, 2021). In the Ouled Nail Mountains (eastern part of the Saharan Atlas), the corresponding deposits are represented by a succession made of marly-limestone/dolostone alternations which display rich macrofauna (bivalves, gastropods, ammonites), as well as trace fossils. The best exposures of this interval crop out in the Djebel Azzeddine, Djebel Amrane and Djebel Tsegna, and were first extensively explored by BROSSARD (1866), PÉRON (1883) and RITTER (1902). The studied interval has been mapped and investigated since the late mid 20th century (EMBERGER, 1960; GUIRAUD, 1973; HERKAT, 1999). Unfortunately, with the exception of the previously cited works, non comprehensive revision of the upper Albian-lower Cenomanian succession has been carried out in the recent years. The late Albian (Vraconnian) – lower Cenomanian interval is thereby considered as an important eustatic event, corresponding to the

global and greatest mid-Cretaceous transgression (HANCOCK & KAUFFMAN, 1979; AMÉDRO, 2008).

This paper aims to provide the first sedimentological and ichnological study of the upper-Albian transgressive marine deposits exposed in Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts). Our contribution gives the first ammonite-bearing level, ichnotaxa inventory, detailed facies analysis and new dinosaur footprints record that help in the identification of the depositional environment and the palaeobiogeography in the Saharan Atlas during the mid-Cretaceous.

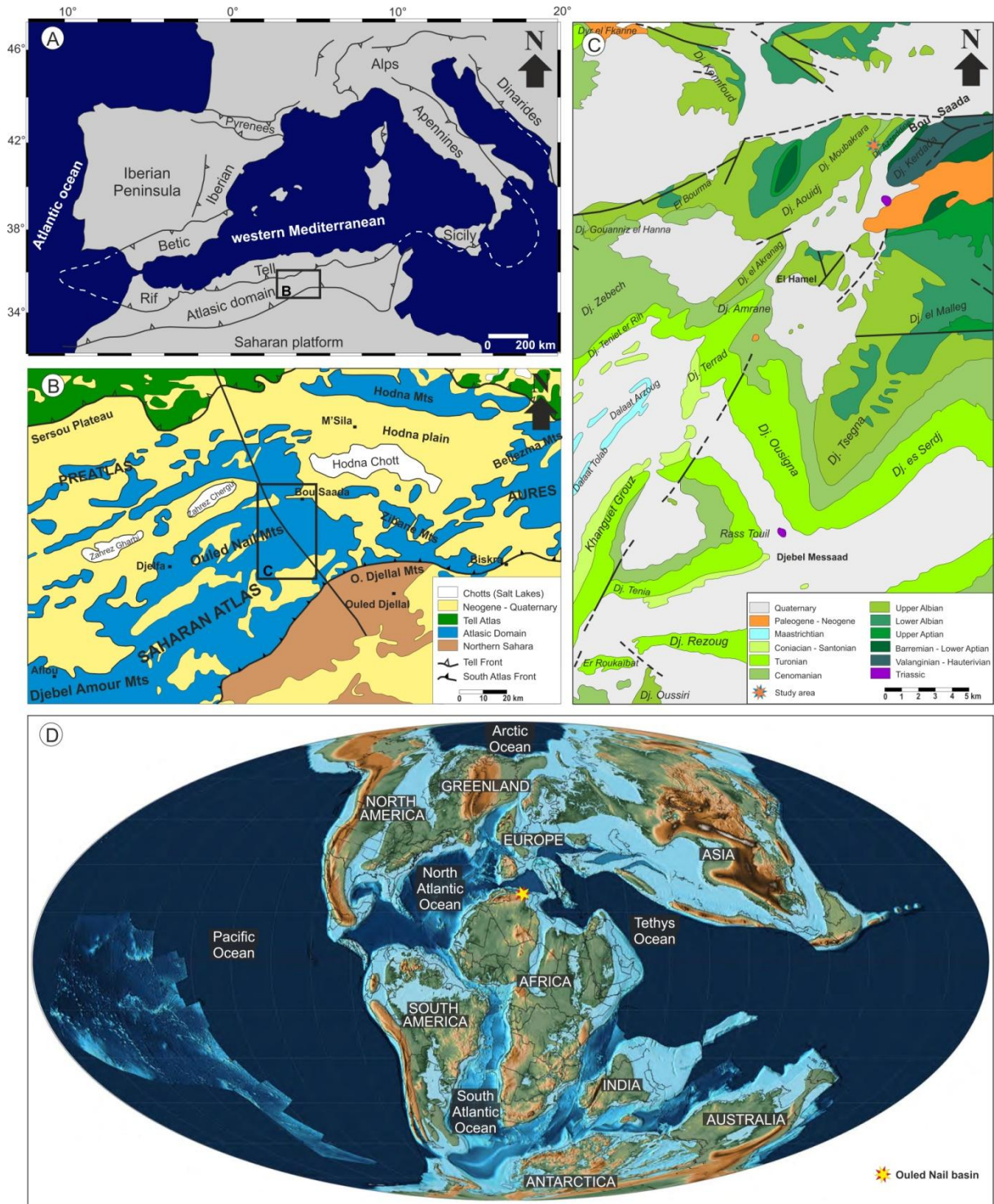
## 2. Geological setting

The Algerian Atlasic system consists of the Saharan Atlas to the west, and the Aures, Nementcha, Negrine and Tebessa Mountains to the east (e.g., DJEBBAR, 2000). Their equivalents are the High and the Middle Atlas in Morocco, and the Tunisian Atlas in Tunisia, forming with the Tell-Rif system to the North the Atlas Mountains belts *sensu lato* of northwestern Africa (HALAMSKI & CHERIF, 2017), considered as a part of the west Mediterranean alpine system (Fig. 4.1A).

Ouled Nail Mounts represent the eastern part of the Saharan Atlas (Fig. 4.1B), which corresponds to an intracratonic autochthon chain located in northern Algeria, belonging to the Atlasic system (DJEBBAR, 2000; NAIMI & CHERIF, 2021a). The Algerian Saharan Atlas is elongated SW-NE over about 650 km long and 90 to 140 km wide between the Moroccan High-Atlas and the Zibane Mountains (or Biskra promontory) (GUIRAUD, 1973). This chain was developed in a subsiding intra-plate unsymmetrical basin, set up since the Triassic, located between two stable domains, Oran Meseta (High Plateaus) in the North, and the Saharan Platform in the South, from which it is respectively isolated, by the North and the South Atlasic Fronts (KAZI-TANI, 1986).

The stratigraphic series (Fig. 4.1C) of the study area (northeastern part of Ouled Nail Mounts) begins with Triassic strata cropping out in diapirs (Kerdada and Ain Ograb), represented by purplish clays, gypsum, dolostones and doleritic ophiolites. The Triassic rocks are overlaid by a 6000 m-thick Cretaceous (Valanginian to Maastrichtian) succession. The Cenozoic (Paleogene to Quaternary) continental deposits unconformably overlie the Mesozoic sediments (EMBERGER, 1960).

The mid-Cretaceous sedimentary succession cropping out in the investigated area is characterized by lower Albian continental sandstones of the Continental Intercalaire, rich in vegetal remains (EMBERGER, 1960), overlaid by shallow marine carbonate platform deposits. The lower part (300-400 m) of this sequence is dated as upper Albian, consisting of marly-dolostone alternations rich in fragments of oyster shells. The palaeontological content of these facies suggests a very shallow marine environment under rough-water conditions.



**Figure 4.1 :** Location map of the study area. (A) Location of central Algeria in the western Mediterranean; (B) The main structural domains of central Algeria; (C) Simplified geological map of Bou Saada area (modified after the geological map of Bou Saada 1/200.000); (D) Late Albian global palaeogeography and location of the Ouled Nail basin (map after SCOTESE, 2013).

The lower part of the overlying 460-735 m-thick Cenomanian strata is characterized by shallow-water marlstone-limestones. They are similar to the underlying upper Albian deposits, rich in oysters and echinoderms, and overlain by lagoonal marlstone-dolostone alternations and thick gypsum beds subordinating limestone interlayers rich in foraminifera (EMBERGER, 1960). The uppermost part of the Cenomanian beds consists of massive mudstones, nodular and bioclastic limestones and black shales (GROSHENY et al., 2008).

### 3. Material and methods

Two field expeditions (December 2019 and March 2020) have been conducted. During these missions the mid-Cretaceous succession cropping out in Djebel Azzeddine near Bou Saada city was sampled and described bed-by-bed for lithological changes, colors, composition, geometry, sedimentary structures and palaeontological content. The fossils (bivalves, gastropods, ammonites and brachiopods) as well as trace fossils were photographed *in situ*, collected and stored in the Géologie du Sahara laboratory (Kasdi Merbah University) to be identified and investigated for their palaeoenvironmental interest.

New dinosaur tracksite has been discovered in the studied succession, but the poor state of preservation of these ichnites prevents us from a detailed ichnological study. Further studies on these footprints are required using close-range photogrammetry.

### 4. Lithostratigraphic framework and palaeoenvironment

The Upper Albian-Lower Cenomanian deposits of Djebel Azzeddine were framed as Vraconnian-Cenomanian, corresponding to a megasequence, divided into two fourth-order sequences (HERKAT, 1999). In the present work, the studied interval has been subdivided into three informal units (Fig. 4.2).

#### 4.1. Unit A: Marlstone-algal bioturbated limestones unit (upper Albian)

This 52 m-thick unit constitutes the base of the marine mid-Cretaceous deposits outcropping near Bou Saada city. Its lower limit has been hidden due to the recent urbanization. EMBERGER (1960) indicates that Djebel Azzeddine marine carbonates overlay Albian sandstones of the Continental Intercalaire. The dominant stacking pattern of this unit is represented by an obvious rhythmicity expressed by discrete bed packages (0.6 – 6 m) of limestones and dolomitic limestones intercalated with greenish to grayish soft, occasionally foliated, fossiliferous marlstones (0.6 – 3 m) (Fig. 4.2). The limestones are hard, highly burrowed with large *Thalassinoides* isp. (Fig. 4.7A), and organized in shallowing-upwards wackestone to packstone. They are massif, sub-nodular (Fig. 4.3A), rarely laminated, yellow light to dark brown in weathering color, white to light gray in cross-section and mostly of sharp erosive bases. The fossil components are dominated by oysters, gastropods and echinoids. These dolomitic

limestones show a red loferitic breccia, mud cracks, parallel laminations, micro-HCS, stromatolitic laminae, silex layer, paleosol, teepee structures and shrinkage pores (Fig. 4.3B, D and E). The upper contact of this unit corresponds to a hardground with oxidized dolo-mudstones characterized by condensed gastropod levels dominated by the species *Actnonella delgadoi*, as well as vertical borings (Fig. 4.3F).

#### 4.2. Unit B: Lower marlstone-shelly limestones unit (upper Albian)

This 22.5 m-thick unit comprises white and green marls (0.2 – 2.5 m) alternating with grayish to yellowish massive, shelly and sandy limestones. The limestone beds are 0.05 to 2.5 m, broadly pseudo-nodular to nodular, bioturbated, channelized, white to dark gray weathering colored, gray to yellowish in cross-section, showing a noteworthy densely packed thin bioclasts of benthic fauna, organized in packstone to grainstone textural (Fig. 4.4A). The middle part of this unit subordinates many shell beds (0.2 – 2.5 m), thin upward and amalgamated and wavy rippled, showing a rapid transition into an overlying marly lithofacies, namely: *Cucullaea*-rich limestones corresponding to bioturbated limestone, made of monotaxic bivalves (*Cucullaea* sp.) (Fig. 4.4B), and polytaxic gastropod-rich limestones with fragmented and randomly oriented shells (Fig. 4.4C). Scarce brachiopod fauna is also present.

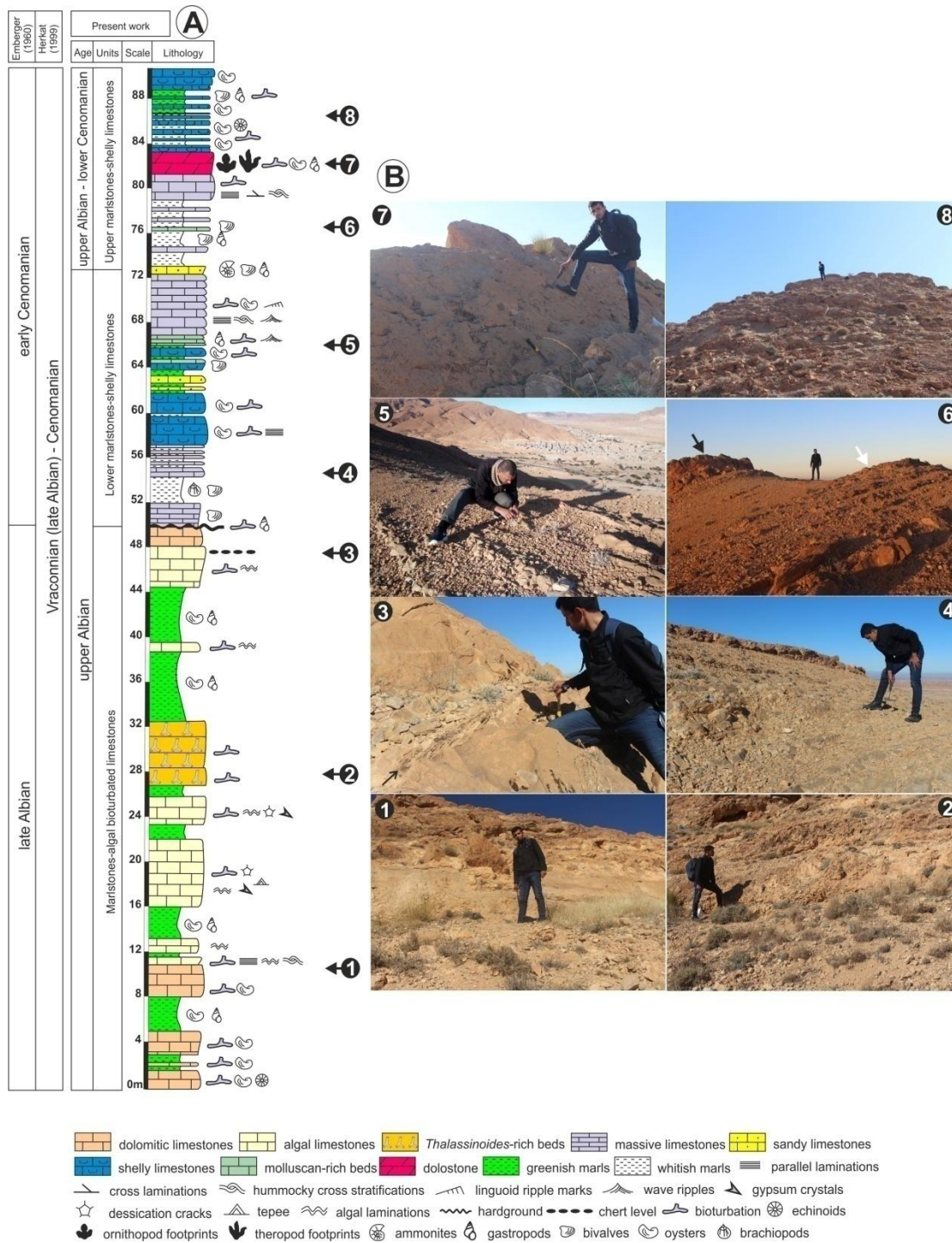
Internally, the limestone beds of this unit contain small scale hummocky-cross stratifications, lenticular, flaser to wavy bedding, internal mud drapes, tidal rhythmites, unidirectional, linguoid, wavy ripple marks and mega ripples (Fig. 4.4D-E). The ichnotaxa of this unit are represented by *Gyrolithes* isp. (Fig. 4.6A), *Oichnus* isp. (Fig. 4.6B) and cf. *Tisosa siphonalis* (Fig. 4.7E).

The uppermost part of this unit is represented by a concentration of large-sized ammonites *Mortoniceras* sp. and *Pervinquieria* sp., arranged in single post-mortem disposition (Fig. 4.4G-H), and small fragments of *Engonoceras* sp. which co-occur with bivalves and gastropods.

#### 4.3. Unit C: Upper marlstone-shelly limestones unit (upper Albian – lower Cenomanian)

The lower part of this 18 m-thick unit is composed of an alternation of white marls (2 – 3 m) and whitish massive limestones with sporadic thin shell beds formed of bivalves *Cucullaea* sp. These limestone beds are hard, and display yellow-red sandy inclined burrows as *Planolites* isp. (Fig. 4.6C), hummocky-cross stratifications (HCS), swaley-cross stratifications (SCS) and parallel and cross laminations (Fig. 4.5A-B).

The 2 – 3 m-thick dolomite of the middle part of this unit is characterized by dinosaur footprints (Figs. 8 and 9) associated with vertical burrows attributed to *Skolithos* (Fig. 4.6D), as well as rich worn and recrystallized molds of bivalves and gastropods. The uppermost part of the studied succession consists of regular alternations of light green to white soft marls (Fig. 4.5E-F) and molluscan-rich limestones, composed of abundant disarticulated and fragmented (Fig. 4.5C) or whole mollusk shells such as bivalves and gastropods (Fig. 4.5D).



**Figure 4.2:** The main lithostratigraphic characteristics of the upper Albian-lower Cenomanian of Djebel Azzeddine. (A) Lithostratigraphic column of Djebel Azzeddine section; (B) Field photography of the studied succession: 1, dolomitic limestones of the lowermost part of the section; 2, *Thalassinoides*-rich beds; 3, algal limestones of the uppermost part of the unit A (black arrow shows the chert level); 4, micritic limestones of the unit B; 5, gastropod-rich limestones; 6, the lowermost part of the unit C (white arrow indicate ammonites-bearing limestones; black arrow indicate dinosaur tracks-bearing dolostones); 7, dinosaur tracks-bearing surface; 8, marls-shelly limestones alternation from the uppermost part of the section.

#### 4.4. Facies analysis

On the basis of sedimentological and palaeontological characteristics such as lithology, sedimentary structures, fossils and/or trace fossils, bed thickness and taphonomy of shell beds, fifteen distinctive sedimentary facies type (FT1 to FT15) have been identified, described, interpreted and presented in the table 1 and the figures 3 – 5.

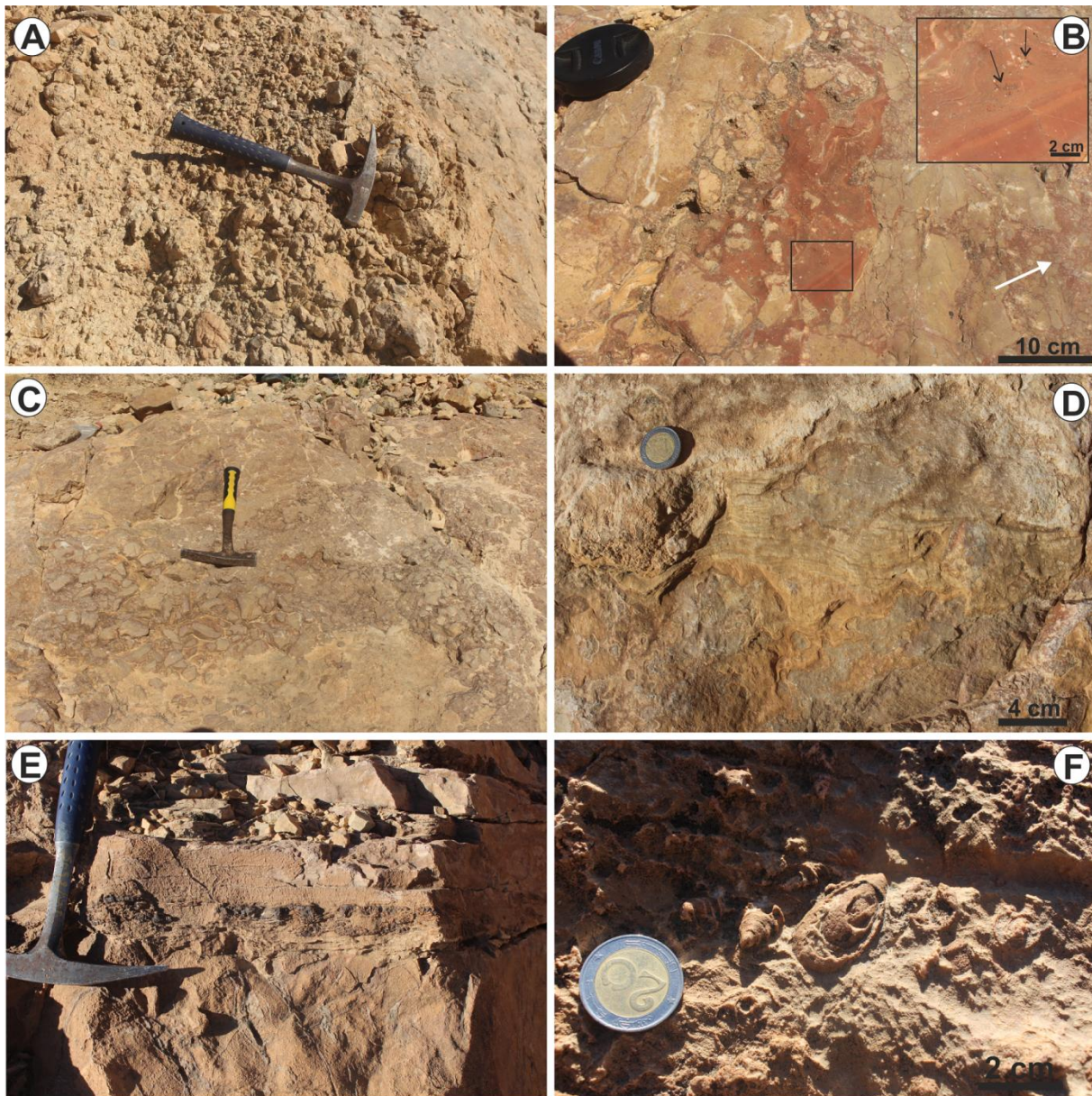
#### 4.5. Age of the succession

Despite the extension of the mid-Cretaceous succession of Ouled Nail mounts, no detailed bio- and lithostratigraphic works have been previously carried out on these deposits. **EMBERGER (1960)**, based only on lithological criteria, such as the occurrence of rich oyster shell fragment-limestones, assigned a latest Albian (Vraconnian) and early Cenomanian age to the mid-Cretaceous marine sediments of the Djebel Azzeddine section. Furthermore, **HERKAT (1999)** assigned the same deposits to a whole Vraconnian-Cenomanian mega-sequence encompassing three successive sequences.

Our new findings provide a late Albian-lower Cenomanian age for the mid-Cretaceous deposits of Ouled Nail mounts. No biostratigraphic fossils have been recorded in the lowermost part of the analyzed succession. The last bed of the first unit brings a condensation of gastropod shell-bearing level of *Acteonella delgadoi* (Fig. 4.3F). The studied specimens are considered to constitute the first record from Algeria. This Actaeonellid gastropod is a widespread middle to upper Albian taxon, recorded from Egypt, France, Morocco and Portugal (**SOHL & KOLLMANN, 1985**). *A. delgadoi* occurs in the *Dipoloceras (D.) cristatum* and *Mortoniceras (M.) inflatum* Interval Zones (**EL QOT, 2018**).

In the uppermost part of the second unit, an ammonite-bearing level has been discovered for the first time in this part of Ouled Nail Mounts, represented by *Mortoniceras* sp., *Pervinquieria* sp. and *Engonoceras* sp. (Fig. 4.G-H). However, *Mortoniceras* and *Pervinquieria* species indicate the upper Albian *sensu lato*, and co-occur in the *M. (Mortoniceras) pricei*, *M. (Mortoniceras) inflatum* and *M. (Mortoniceras) fallax* Zones (**MONOD et al., 2000; KENNEDY et al., 2008; GALE & KENNEDY, 2020**). On the basis of this association (*Acteonella delgadoi*, *Mortoniceras* sp. and *Pervinquieria* sp.), a part of the mid-Cretaceous post-Continental Intercalaire marine deposits should correspond to the late Albian.

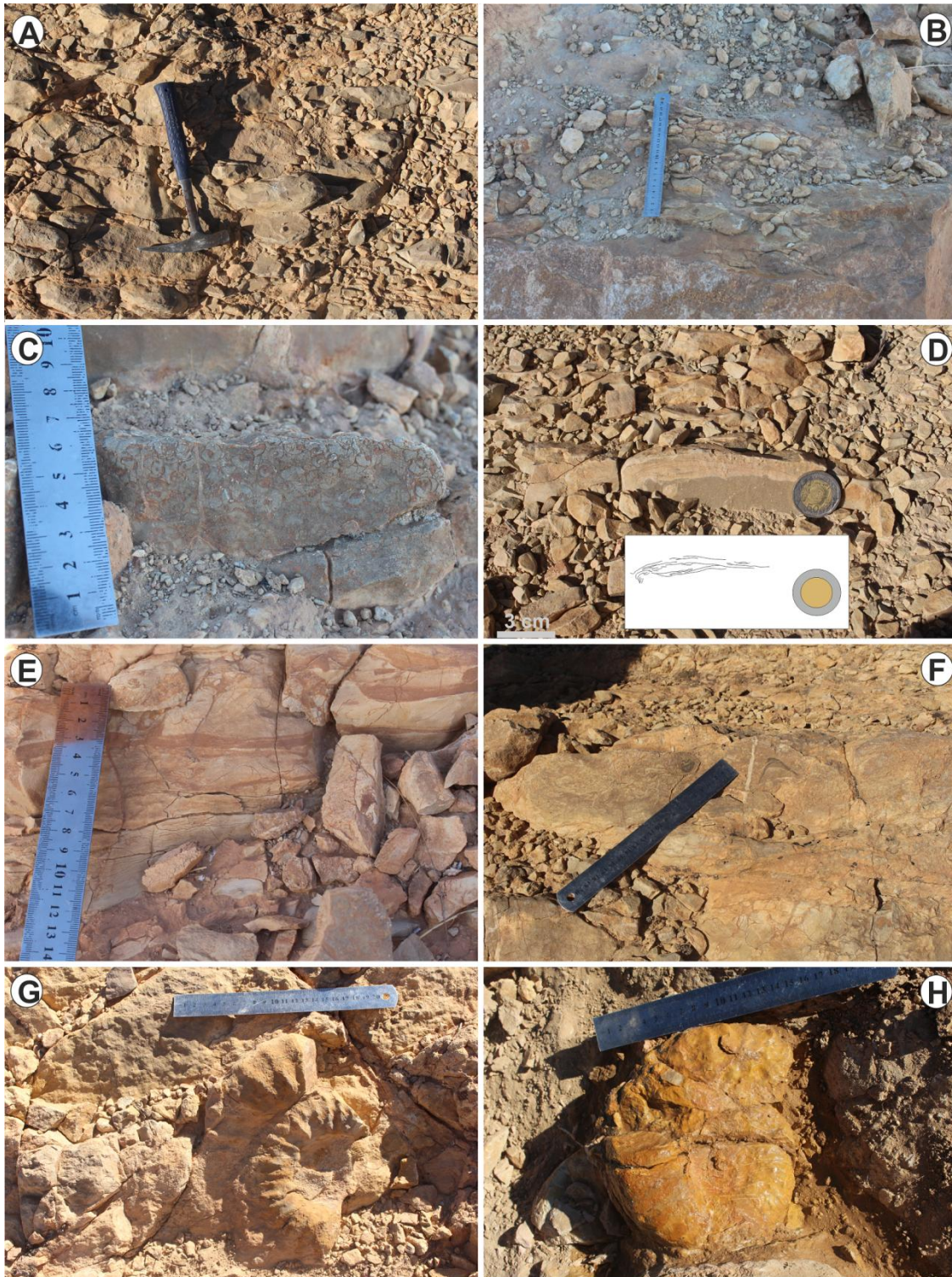
Similar ammonite-bearing bed has been documented in the late Albian of Frenda-Tiaret Mounts (**BOUALEM, 2018**), 300 km to the northwest of Djebel Azzeddine section. The ammonite fauna which yielded this level indicate a *M. (Mortoniceras) pricei* and *M. (Mortoniceras) fallax* condensation Zones, named *Mortoniceras* event. Same glauconitic ammonite-bearing level was recorded in the Hodna (situated to the east of our study area), including *Hysterocheras orbigny*, *Pervinquieria perinflata* var. *crassissima*, *Scaphites hugardianus*, *Stoliczkaia dovsedensis* st. *notha* and *Turrilites tuberculatum*, and indicating a late Albian age (*M. (Mortoniceras) inflatum* Zone) (**KIEKEN, 1974**).



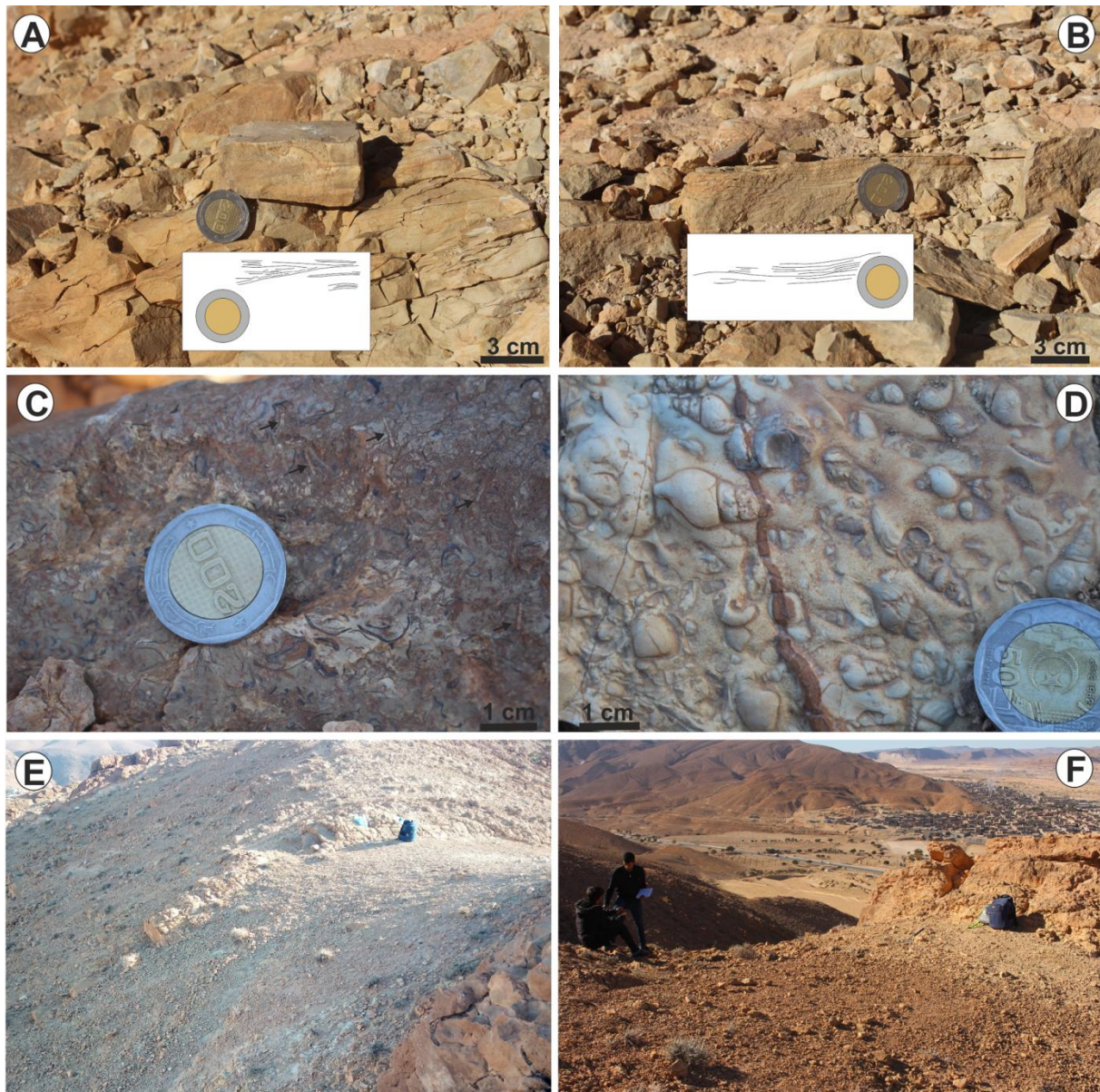
**Figure 4.3 :** Field photographs of the unit A. (A) Pseudo-nodular limestones; (B) Intertidal to supratidal limestones with algal laminae, paleosol, shrinkage pores (black arrows), and loferitic breccia (white arrow); (C) Subtidal limestones with *in-situ* slumped breccia; (D) Stromatolitic limestone; (E) Dolomitic limestone showing algal laminae including chert nodules; (F) Top surface of dolomitic limestone showing hardground with abundant *Acteonella delgadoi*.

Consequently, the maximum flooding surface related to the mid-Cretaceous transgression in northern Algeria (Frenda-Tiaret, Ouled Nail and Hodna basins) is characterized by condensed Mortoniceratinae-beds, which are diachronous, pointing to a late Albian age *sensu lato*.





**Figure 4.4 :** Field photographs of the unit B. (A) Micritic limestone bed; (B) *Cucullaea*-rich limestones; (C) Gastropod-rich limestones, with sharp erosive base and ripple-mark in top surface; (D) Small-scale hummocky-cross stratification in fine limestone bed at the top of the unit, with light micritic laminae and dark sandy-micritic laminae; (E) Tidal rhythmites from the top of the unit; (F) Limestone bed with robust bioclasts of oysters and wavy ripple at top surface; (G-H) Large size Mortoniceracidae of the ammonites-bearing bed.



**Figure 4.5 :** Field photographs of the unit C. (A) Limestone bed with low-angle cross lamination; (B) Limestone bed showing hummocky cross-stratification (HCS) and swaley cross-stratification (SCS); (C) Oyster-rich bioclastic limestone (black arrows indicate echinoid spines); (D) Limestone bed rich in gastropod and pectinid shells; (E) Greenish marls interlayered with limestone beds; (F) Uppermost part of the succession showing rhythmic whitish marls-dolomitic limestones alternations.

**Table 4.1 :** Description and sedimentological attributes of lithofacies identified in the upper Albian – lower Cenomanian deposits of Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria).

(page suivante)

Facies type (FT)	Description and range	Interpretation and environmental significance
<p>FT1. Sub-nodular dolomitic limestones</p>	<p><b>Marlstone-algal bioturbated limestones unit</b> They consist of yellowish to brownish, hard, massive or scarcely laminated, poorly fossiliferous, 0.6 to 3 m-thick, fine-grained dolomitic limestone beds. The main faunal components are gastropods, rare echinoids, and highly fragmented and disarticulated oysters, which are oriented horizontally to the bedding. The sedimentary structures are represented by horizontal laminations and micro hummocky-cross stratifications. The beds are intensively bioturbated. However, the locally sub-nodular to nodular aspect (Fig. 3A) is due to abundant large <i>Thalassinoides</i> (<i>T. isp.</i> and <i>T. suevicus</i>) (Fig. 7A and D).</p>	<p>The biological component and ichnological association of this facies supports middle shoreface environment (e.g., HOWARD &amp; FREY, 1984), with well-oxygenated water above the sea floor (NAIMI et al., 2020). The presence of hummocky-cross stratifications with oriented, fragmented and disarticulated benthic fauna such as oysters and echinoids points to high energy deposits related to periodic storm events.</p>
<p>FT2. Loferites</p>	<p><b>Marlstone-algal bioturbated limestones unit</b> The loferites are the most widespread facies in the analyzed succession. They consist of light yellow to dark brown, 0.8 to 6 m-thick dolomitized beds, made by complete Lofer cycles, represented by: (i) dolomitic limestones, similar to that of the FT1, with reworked and transported bioclasts and shell debris, showing <i>in-situ</i> slumped brecciation (Fig. 3C); (ii) horizontal, irregularly undulating and laterally continuous, stromatolitic cryptoalgal laminae (Fig. 3D); and (iii) red soil with red loferitic breccia, tepee structures, shrinkage pores containing internal sediment and millimeter- to centimeter-sized gypsum crystals and mud cracks (Fig. 3B). The gypsum crystals grew displacively as lenticular crystals within the algal mats. Furthermore, the last bed belonging to this facies shows discontinuous blackish chert band which displays a nodular and cauliflower-shaped pattern and co-occurs with stromatolitic laminae (Fig. 3E).</p>	<p>These cycles may be correlated with Lofer-type facies of the Triassic of the Austrian Alps (FISCHER, 1964). They indicate a regressive shallowing-upward trend, and may represent ideal elementary cyclothems (<i>sensu</i> D'ARGENIO, 1974 and STRASSER, 1991). However, they are meter-scale, corresponding to three successive members: (i) Member C: subtidal dolostone beds represented by dolomitic limestones which yielded benthic foraminifera (miliolids) and encrusted algae (EMBERGER, 1960); (ii) Member B: stromatolitic dolostones associated with tidal-flat features (tepees, shrinkage pores, gypsum crystals and mud cracks), and demonstrate a restricted intertidal zone (SHINN, 1983); and (iii) Member A: red paleosols and loferitic breccia (supratidal soil conglomerates), considered as diagnostic of a subaerial exposure related to pedogenesis process in nearby emerged areas, and they are compatibles with the Member A of the Lofer cyclothem. The <i>in-situ</i> brecciation and slump breccia are interpreted as local collapses of the carbonate platform related to active tectonics (IANNACE et al., 2014). Unfortunately, no syn-sedimentary faults or other palaeotectonic features were detected. However, HERKAT &amp; GUIRAUD (2006) evidenced a tectonic instability during the late Albian in other localities from Ouled Nail basin, to the south of our study area. The loferites (FT2) suggest a supratidal (backshore) to a subtidal (shoreface) depositional environment, with a prolonged exposure on the tidal flats.</p>
<p>FT3. <i>Thalassinoides</i>-rich beds</p>	<p><b>Marlstone-algal bioturbated limestones unit</b> This facies corresponds to yellowish sandy nodular sandy limestones, 0.25 to 1.2 m thick, rich in <i>Thalassinoides paradoxicus</i>. The nodular appearance of these beds is due to the high density of these trace fossils (Fig. 7C).</p>	<p><i>T. paradoxicus</i> suggests a low energy environment (MÁNGANO &amp; BUATOIS, 1991). Furthermore, a similar facies from the Lower Cretaceous of Argentina has been interpreted as a discontinuity surface, representing a change of local environmental conditions and a decrease of sedimentation rate (MÁNGANO &amp; BUATOIS, 1991).</p>

<p>FT4. <i>Acteonella</i>-rich bed</p>	<p><b>Marlstone-algal bioturbated limestones unit</b> This facies corresponds to reddish massive dolomitized limestones, 2 m-thick on average, including a monotaxitic condensation of <i>Acteonella delgadoi</i> Choffat, 1901 and vertical borings filled with yellowish sandy material. These gastropods are randomly oriented, moderately sorted, densely packed and are relatively fragmented (Fig. 3F). Also, they are neither bored nor encrusted.</p>	<p><i>Acteonella</i> occurs in shallow marine or full marine lagoons (KOWALKE &amp; BANDEL, 1996), with an infaunal way of life (SOHL &amp; KOLLMANN, 1985). Furthermore, the taphonomic characteristics of <i>A. delgadoi</i> shells indicate an <i>in situ</i> preservation succeeding short post-mortem period.</p>
<p>FT5. Micritic limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit</b> This facies consists of whitish to greenish fine-grained micritic massive, sub-nodular and tabular limestones (Fig. 4A), 3 - 4 m-thick, showing an intermittent horizontal lamination, containing bivalve fauna, highly bored by circular to subcircular borings assigned to <i>Oichnus</i> isp. (Fig. 6B). In thin sections, the micritic limestones facies shows benthic and planktonic foraminifera embedded in a mudstone-wackestone texture.</p>	<p>This facies was deposited in an open marine setting, under low energy conditions, below storm wave base (BENYOUCEF et al., 2017). <i>Oichnus</i> is considered as predatory gastropod borings, which occur on brachiopod, echinoid, and molluscan shells. In open marine setting, it has been recorded from offshore sediments (GRUN et al., 2017).</p>
<p>FT6. Bioclastic pseudo-nodular limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit</b> FT6 corresponds to pseudo-nodular to nodular, bioclastic, channelized, grayish to yellowish, 0.05 - 2.5 m thick limestones. The bioclastic content consists generally of fragments of monospecific oyster shells randomly oriented, moderately to highly fragmented, abraded and relatively poorly sorted, embedded in a packstone to grainstone cement. Echinoid spines are also present. Some rare trace fossils such as cf. <i>Tisosa siphonalis</i> has been observed in this lithofacies (Fig. 7E).</p>	<p>In very shallow marine setting, <i>Tisosa</i> supports high energy conditions (BOCKELIE, 1991; KNAUST, 2019), which can be suggested in the studied succession by the fragmented and disoriented oyster within a limestone matrix. The presence of benthic bioclasts is related to storm events, in a shoreface depositional environment.</p>
<p>FT7. <i>Cucullaea</i>-rich limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit and Upper marlstone-shelly limestones unit</b> The shell beds are made of a monotaxitic concentration of the bivalves <i>Cucullaea</i> sp. These limestone beds are whitish, laterally continuous, 0.2 - 0.4 m, matrix supported, showing internal erosion-sedimentation surfaces. FT7 is very rich in shells which are loosely fragmented and abraded or mostly complete and well-preserved, oriented parallel to bedding (Fig. 4B). Thereby, they are neither encrusted nor bioeroded.</p>	<p><i>Cucullaea</i> bivalves are well known in the mid- and upper Cretaceous deposits from several south Tethyan regions as well as Algeria, Egypt, Jordan, Morocco and Tunisia, occurring in shallow marine limestones (e.g. NAGM &amp; BOUALEM, 2019). The studied specimens are considered to constitute the first record from Algeria. The low degree of fragmentation, the lack of bioerosion and encrustation indicate very limited transport. <i>Cucullaea</i>-rich limestones has been considered as channel lags of laterally migrating subtidal channels, developing at estuarine to shallow marine off the mouth of a wave and tide influenced estuary (MARENSSI et al., 1998) during a slow transgressive event.</p>

<p>FT8. Gastropod-rich limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit</b> This facies corresponds to grayish amalgamated limestone beds, 0.2 – 0.5 m-thick, showing sharp erosive bases, composed mainly of abundant polytaxic gastropods. They are densely packed, randomly oriented, highly fragmented and flattened by compaction, and exhibit signs of abrasion (Fig. 4C). The top of the beds show wave ripples and scarce trace fossils.</p>	<p>The characteristics of this facies as well as the sharp erosive base, the high degree of fragmentation and dense packing of bioclasts indicate storm-induced currents transporting gastropod. The sedimentological and taphonomic data suggest wave to storm dominated platform, above the fair-weather wave base (shoreface).</p>
<p>FT9. Laminated limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit</b> The laminated limestones are whitish to yellowish beds, 0.1 – 0.6 m-thick, containing small scale HCS (hummocky-cross stratifications), lenticular, flaser to wavy bedding, internal mud drapes, and vertically stacked bundles of alternating sandstone/mudstone parallel laminations (tidal rhythmites) (Fig. 4D-E). The top surfaces of the beds are commonly characterized by unidirectional, linguoid and wavy ripple marks and mega ripples. This facies can also contain abundant disarticulated and fractured or whole mollusk shells (thick-shelled oysters) (Fig. 4F), and spiral burrows perpendicular to the bedding, assigned to the ichnogenus <i>Gyrolithes</i> sp. (Fig. 6A).</p>	<p>The recorded sedimentary features of this facies suggest a tidal flat environment, characterized by an alternation of low and high energy periodic tidal flat deposits (CHERIF et al., 2018). The presence of the trace fossil <i>Gyrolithes</i> indicates a shallow marine environment (intertidal zone), with stiff and/or firm substrates (NETTO et al., 2007). The intense fragmented bioclasts and hummocky-cross stratifications provide evidence of periodic storm events and deposition in a wave/tide-dominated zone (lower foreshore to upper shoreface environment).</p>
<p>FT10. Ammonites-bearing limestones</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit</b> FT10 consists of condensed ammonite bed, formed by fine-grained yellowish to grayish sandy and glauconitic limestones, 0.8 cm thick, rich in Mortoniceratidae and Engonoceratidae, arranged in single post-mortem disposition, associated with abundant bivalves <i>Cucullaea</i> sp., oysters, rare inoceramids and gastropods. It constitutes the only facies containing ammonite fauna along the section. These ammonites belong to <i>Mortoniceras</i> sp., <i>Pervinquieria</i> sp. and <i>Engonoceras</i> sp.</p> <p><i>Pervinquieria</i> sp. specimens are abundant on the top of the bed, and they are characterized by their large diameter often about 25 cm (Fig. 4G-H). However, <i>Engonoceras</i> sp. samples are fragmented and show well-preserved sutures.</p>	<p>Engonoceratidae occur in shallow marine environments, in particular in glauconitic sediments, some of them preferring tidal and lagoonal waters (PUTJOR, 2010). The co-occurrence of inoceramids with gastropods indicates shallow marine settings, with warm waters and well oxygenated environment during transgressive phases (BOUALEM, 2018). Mortoniceratidae suggest an open marine setting, and their presence in shallow marine deposits points to post-mortem drifting. The non fragmentation of mortoniceratid shells could be related to calm-water conditions and rapid burial by the decantation of the fine particles in suspension. Also, the presence of glauconite in such shallow environment is related to upwelling phenomena (BRANDANO et al., 2020). Consequently, the transport of mortoniceratids could be the result of these processes.</p>

<p>FT11. Structureless limestones</p>	<p><b>Upper marlstone-shelly limestones unit</b> This facies is composed of hard limestone beds, whitish weathering color-grayish in fresh, 0.2 – 0.3 m thick, displaying strong concretionary vertical burrows filled with yellow-red coarser-grained sandy material, associated with <i>Planolites</i> isp. (Fig. 6C). The internal face of the limestone beds includes HCS, SCS and parallel and low-angle cross laminations.</p>	<p>The trace fossil <i>Planolites</i> characterizes all aquatic environments (KNAUST, 2017). The hummocky cross stratifications indicate storm wave action dominated platform and the presence of low-angle cross bedding suggests wave swash zone (BENYOUCEF et al., 2017), reflecting an upper shoreface depositional environment.</p>
<p>FT12. Dinosaur tracks-bearing dolostones</p>	<p><b>Upper marlstone-shelly limestones unit</b> The FT12 corresponds to hard brownish to reddish dolostone beds, 2 m-thick, including small-sized tridactyl dinosaur footprints, which comprise traces of digits II, III and IV, preserved in concave epirelief. Some vugs are present on the track-bearing surface and they are mineralized with calcite. The track-bearing surface contains <i>Skolithos</i> isp. burrows (Fig. 6D) associated with scarce <i>Thalassinoides</i> isp. (Fig. 7B). These footprints are very poorly preserved due to weathering processes and they are associated with oyster and gastropod remains.</p>	<p>The trace fossils <i>Skolithos</i> and <i>Thalassinoides</i> co-occur in very shallow marine environments, influenced by tides and storms (BENYOUCEF et al., 2014). A subaerial exposure is evidenced by the presence of dissolution-vugs, red detrital material, and oxidized dolostone. The co-occurrence of marine bivalve and gastropod fauna with dinosaurs suggests marginal-littoral environment. The sedimentological analysis together with palaeontological and ichnological data indicate an intertidal environment with periodic storm-generated episodes.</p>
<p>FT13. Shelly limestones</p>	<p><b>Upper marlstone-shelly limestones unit</b> FT13 is represented by biodetrital and amalgam molluscan packstone-wackestone beds, 0.15 to 0.8 cm-thick, whitish, composed of complete or fragmentary bivalves (pectinids and oysters) and gastropods shells, randomly oriented parallel to bedding (Fig. 5C-D). The sedimentary structures are represented by rare hummocky- (HCS) and swaley-cross stratifications (SCS) (Fig. 5A-B).</p>	<p>The microfacies, the distribution of molluscan shells as well as the sedimentological features indicate tempestite deposits referred to a lower shoreface environment, between fair weather wave and storm wave basis.</p>
<p>FT14. Greenish marls</p>	<p><b>Marlstone-algal bioturbated limestones unit, Lower marlstone-shelly limestones unit and Upper marlstone-shelly limestones unit</b> This facies corresponds to glauconitic greenish to grayish, soft, and occasionally foliated, 0.6 – 7 m-thick marlstones (Fig. 5E), including rich foraminifera, abundant oyster and gastropod bioclasts.</p>	<p>In this marly facies, no sedimentary events have been recorded, but the presence of reworked bioclasts could be related to two processes: (i) the slight reworking of autochthonous elements such as oyster shells; or (ii) the sedimentation of transported bioclasts from proximal areas. Thus, FT14 reflects a shoreface environment, under storm influence.</p>
<p>FT15. Whitish marls</p>	<p><b>Lower marlstone-shelly limestones unit and Upper marlstone-shelly limestones unit</b> The FT15 consists of whitish to light gray, soft marls, 0.2 – 2.5 m-thick (Fig. 5F). The main components of this facies are bivalves, gastropods and rare small brachiopods.</p>	<p>Based on the lithological and fossil content, this facies is attributed to an open marine setting, with low energetic conditions (BENYOUCEF et al., 2017).</p>

## 5. Invertebrate trace fossils

The mid-Cretaceous succession of Djebel Azzeddine section records a low diversity of trace fossils. Six ichnogenera were recognized with abundant *Thalassinoides*, common *Skolithos*, and rare *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites* and *Tisooa*. Except of *Thalassinoides* and *Tisooa*, it was impossible to identify specimens in the ichnospecies level.

### 5.1. *Gyrolithes* isp. (Fig. 4.6A)

**Description:** Bioturbation structures described herein consist of vertical, sinistrally or dextrally spiraled burrows, corkscrew-shaped, preserved as epichnial. These burrows are smooth and filled by dark and fine sediment in comparison with the host sediment. They are perpendicular to the bedding. Coil diameter is 40 – 50 mm, and shaft diameter is 5 – 8 mm.

**Occurrence:** Lower marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** The ichnogenus *Gyrolithes* constitutes domichnion trace fossil produced by crustaceans in intertidal and shallow subtidal environments (GERNANT, 1972; DWORSCHAK & RODRIGUES, 1997; NETTO et al., 2007). It can be produced also by capitellid polychaetes (POWELL, 1977). *Gyrolithes* occurs from the Ediacaran-Cambrian boundary (LAING et al., 2018) to the Holocene (WETZEL et al., 2010), and indicates a marginal marine environment (GERNANT, 1972; POWELL, 1977; WETZEL et al., 2010). This trace fossil is attributed to the *Skolithos* and *Cruziana* ichnofacies (PEMBERTON et al., 2001). Morphological features of the studied burrows resemble that of the ichnospecies *G. lorcaensis* UCHMAN & HANKEN (2013) and *G. polonicus* FEDONKIN (1981).

### 5.2. *Oichnus* isp. (Fig. 4.6B)

**Description:** Circular, sub-circular, oval to weakly elliptical, millimeter-sized borings in tests of undetermined bivalves. They are perpendicular to the surface of the substrate, and shallower than wide. These borings over 2 mm in maximum diameter.

**Occurrence:** Lower marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** Bioerosion structures or borings occur in shallow marine biogenic substrates such as bivalve, brachiopod and echinoid shells (e.g., NAIMI et al., 2021). Many small round holes (or drill holes) in shells are assigned to the ichnogenus *Oichnus* which is produced essentially by predatory gastropods, particularly naticid gastropods (MÜLLER, 1969), known from the Cambrian (VINN et al., 2021) to the Holocene (NIELSEN & NIELSEN, 2001), and belonging to the ichnofamily Oichnidae (WISSHAK et

al., 2019). *Oichnus* is interpreted as a Praedichnium (predation traces) with or without signs of attachment (WISSHAK et al., 2015; VALLON et al., 2016).

### 5.3. *Planolites* isp. (Fig. 4.6C)

**Description:** Epichnial burrows preserved in positive epirelief and oriented more or less parallel to the bedding. They consist of simple, unlined, straight, unbranched, slightly inclined burrows, 6 mm wide and 35 mm long. *Planolites* isp. burrows are filled with yellow-red coarser-grained sandy material different from that of the host rock, which is finer and lighter, and co-occur with strong concretionary vertical undetermined burrows characterized by a similar fill.

**Occurrence:** Upper marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** The post-depositional trace fossil *Planolites* is interpreted as a feeding trace of vermiform deposit-feeders (UCHMAN, 1995), arthropods and bivalves (KNAUST, 2017). It is considered as a cosmopolitan trace fossil known from the Ediacaran, and occurring in different aquatic environments in softgrounds (e.g., UCHMAN, 1995; KNAUST, 2017; BELAID et al., 2020). In shallow marine setting, *Planolites* commonly occurs in the *Cruziana* ichnofacies (BUATOIS & MÁNGANO, 2011).

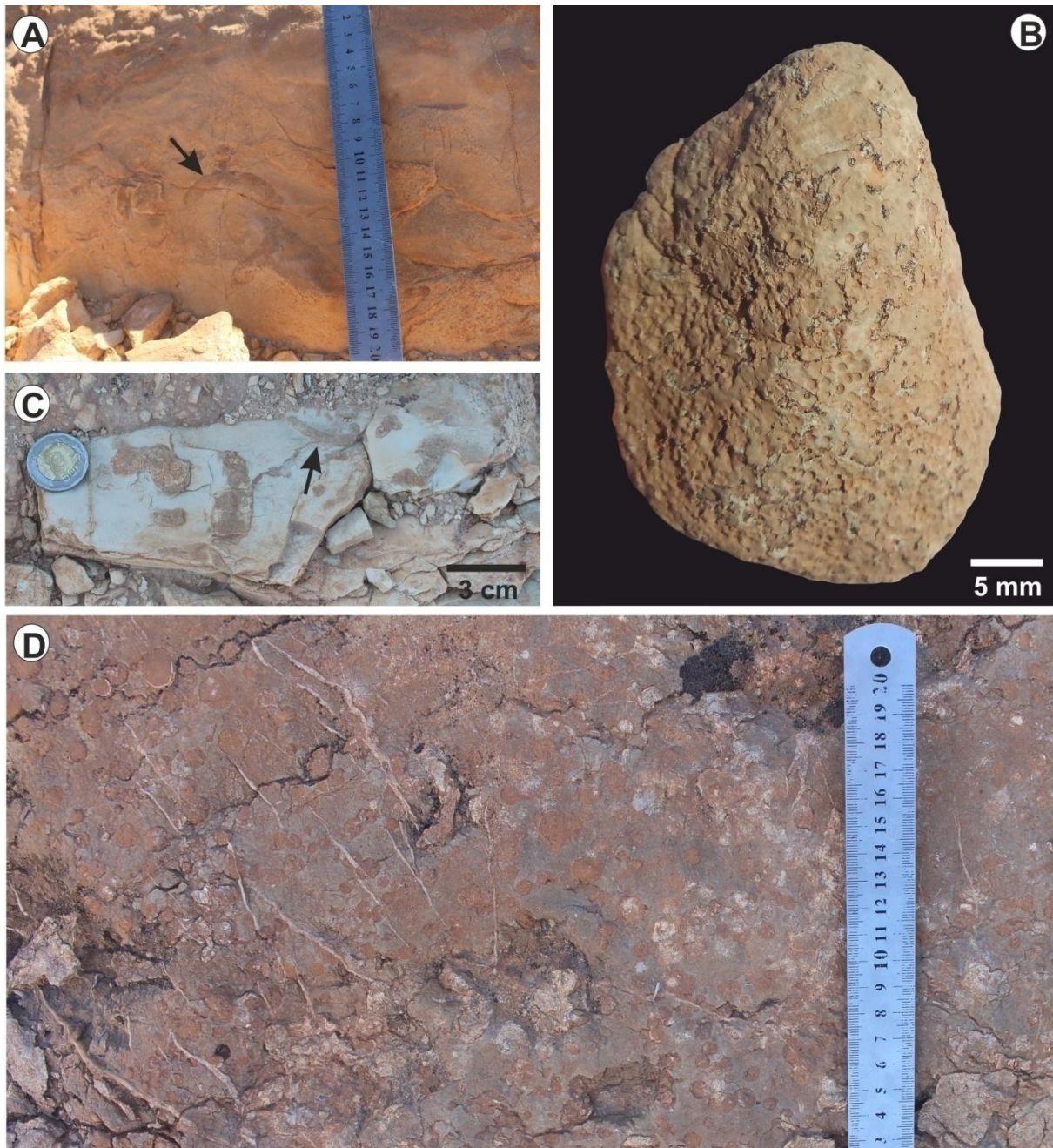
### 5.4. *Skolithos* isp. (Fig. 4.6D)

**Description:** Vertical to subvertical, unbranched, cylindrical and tabular burrows, preserved as endichnia. The burrow apertures at the bedding plane surface are circular to slightly oval. *Skolithos* isp. burrows usually completely penetrate the rock, and are filled with a brownish sandy material with small recrystallized bioclasts. They are 2–13 mm in diameter, with a maximum length of about 120 mm. *Skolithos* isp. co-occurs with *Thalassinoides* isp. and dinosaur footprints.

**Occurrence:** Upper marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** The ichnogenus *Skolithos* characterizes the littoral to shallow sublittoral *Skolithos* ichnofacies (SEILACHER, 1967). It is created by suspension-feeding organisms such as anthozoans, crustaceans, holothurians, phoronids, polychaetes and priapulids for dwelling (domichnia) (KNAUST, 2017; KNAUST et al., 2018). *Skolithos* burrows are generally associated with high hydrodynamic energy within shallow water environments (VINN & WILSON, 2013). This trace fossil is known from the Ediacaran (MCCALL, 2006) through the Holocene (DASHTGARD & GINGRAS, 2012).





**Figure 4.6 :** Invertebrate trace fossils from the upper Albian – lower Cenomanian of Ouled Nail Mounts. (A) *Gyrolithes* isp. (black arrow); (B) Bivalve shell showing with abundant *Oichnus* isp.; (C) *Planolites* isp. (black arrow) associated with undetermined concretionary burrows; (D) Abundant *Skolithos* isp.

#### 5.5. *Thalassinoides* isp. (Fig. 4.7A and B)

**Description:** Systems of burrows consisting of horizontal tunnels and vertical or inclined cylindrical shafts. Diameters of tunnels and shafts are ranging from 10 to 30 mm. *Thalassinoides* isp. burrows show Y- and T-shape, and they are filled with a brownish detrital material.

**Occurrence:** Marlstone-algal bioturbated limestones unit and Lower marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** *Thalassinoides* burrows occur in shallow marine setting and represent a common constituent of the *Cruziana* ichnofacies (BENYOUCEF et al., 2012, 2019; CHERIF et al., 2015, 2018; BELAID et al., 2020). They are known from the Ordovician (EKDALE & BROMLEY, 2003) to the Holocene (NICKELL & ATKINSON, 1995), and seem to be abundant within Mesozoic and Cenozoic strata (EL-SABBAGH et al., 2017). *Thalassinoides* is considered as a fodinichnion-domichnion trace fossil produced by decapod crustaceans (FREY et al., 1984). Furthermore, Paleozoic *Thalassinoides* may be produced by non-crustacean tracemakers (CARMONA et al., 2004).

#### 5.6. *T. paradoxicus* WOODWARD, 1830 (Fig. 4.7C)

**Description:** *T. paradoxicus* is recorded for the first time from Algeria. It is preserved in positive epichnia and hypichnia, mostly as hypichnial at the sole of the beds. *T. paradoxicus* is densely, branched subcylindrical to cylindrical burrows, highly irregular in size and morphology. The burrow system is multidirectional and oriented at various angles with respect to bedding, 20 – 80 mm in diameter, occurring as contorted nodules. The tunnels are horizontal, straight to slightly curved, whereas the bifurcations consist mostly of T-shaped intersections than Y-shaped. The burrow filling is similar to that of the host material.

**Occurrence:** Marlstone-algal bioturbated limestones unit.

**Remarks:** *T. paradoxicus* differs from the recorded *T. suevicus* by its complex irregularly branching system, as well as the predominance of T-branches rather than Y-shaped bifurcations. The studied *T. paradoxicus* branched system resembles that described in the middle Miocene of Egypt (EL-SABBAGH et al., 2017). It occurs in shallow siliciclastic deposits (KNAUST, 2020), especially in middle shoreface (HOWARD & FREY, 1984) to foreshore (CHRZASTEK et al., 2018), and suggests a low energy environment (MÁNGANO & BUATOIS, 1991). *T. paradoxicus* burrows are domichnion, documented in firmgrounds characterizing the *Glossifungites* ichnofacies. They probably required firm, at least semi-consolidated substrates to prevent burrow collapse (MYROW, 1995).

#### 5.7. *T. suevicus* RIETH, 1932 (Fig. 4.7D)

**Description:** The studied *Thalassinoides suevicus* are preserved in epichnia and endichnia, characterized by their complex irregularly branching system. Tunnels and shaft diameters vary from 5 to 24 mm, and filled with a fine brown sandy material. Thereby, dichotomous bifurcations are more common than T-shaped branches.

**Occurrence:** Marlstone-algal bioturbated limestones unit.

**Remarks:** *Thalassinoides suevicus* burrows support a subtidal environment (middle shoreface) (e.g., HOWARD & FREY, 1984). They characterize the soft grounds (MYROW, 1995), within a shallow marine setting, with well-oxygenated water above the sea floor (NAIMI et al., 2020; NAIMI & CHERIF, 2021b).

5.8. cf. *Tisoa siphonalis* DE SERRES, 1840 (Fig. 4.7E)

**Description:** It consists of a cylindrical, vertical U-shaped burrow, showing laminations within the passive burrow fill, the tube is filled by micritic material. The remaining portion of the well-preserved tube is 30 mm long and 6 mm wide, constituting the long axis of a cylindrical calcareous concretion. The difference between *Arenicolites* and *Tisoa* was discussed by KNAUST (2019). Despite the closest affinity between these trace fossils, the studied burrow has been attributed to cf. *T. siphonalis* due to the high length-width ratio and the presence of the calcareous concretion.

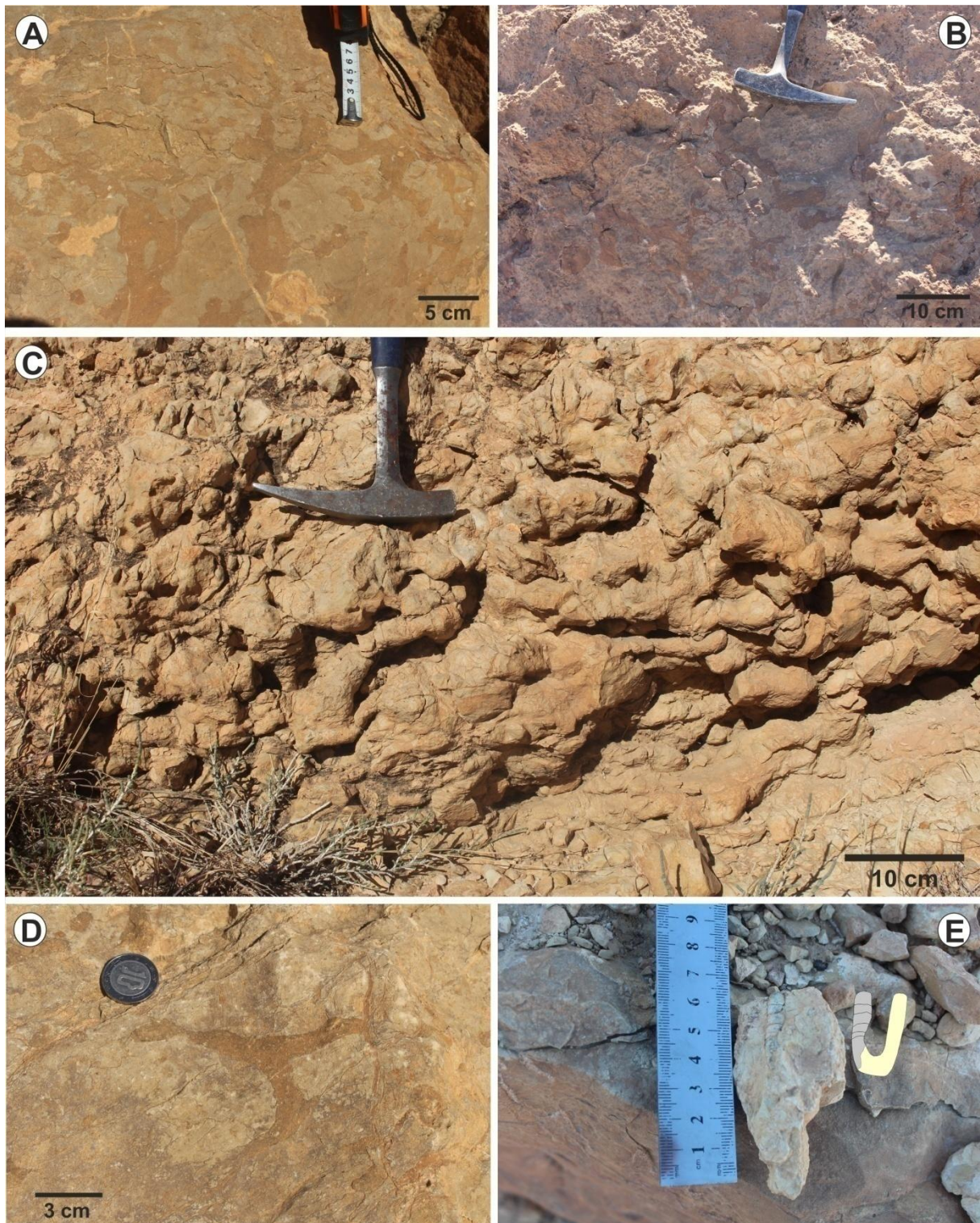
**Occurrence:** Lower marlstone-shelly limestones unit.

**Remarks:** The studied cf. *Tisoa siphonalis* resembles the trace fossil *Annerepichnites walakhavasensis* (sensu KULKARNI & GHARE, 1991), recorded from shallow marine Bathonian-Kimmeridgian sediments from India, and which has been recently attributed to *Tisoa siphonalis* (KNAUST, 2019). The key feature of this trace is the presence of a laminated fill, which has been observed in the studied burrow. *Tisoa siphonalis* occurs in shallow to deep marine environments (KNAUST, 2017, 2019; CHERIF et al., 2021a, b), from the lower Ordovician (PICKERILL & KEPPIE, 1981) to the Holocene (BADVE & GHARE, 1984). *Tisoa* is interpreted as the result of dwelling activity (domichnion) of polychaetes (KNAUST, 2017), related to widespread authigenic seep carbonate formation (VAN DE SCHOOTBRUGGE et al., 2010), and it is common in quasi-anoxic organic-rich and in cold seep deposits (KNAUST, 2019). In Algeria, this ichnospecies has been reported from the lower Miocene Tiaret Marl Formation (CHERIF et al., 2021a) and the early Cretaceous of the Ouarsenis Range (CHERIF et al., 2021b).

## 6. Discussion

### 6.1. Ichnological analysis

The ichnoassemblage of the studied succession is composed of horizontal, vertical and inclined trace fossils constituting an impoverish example of the *Skolithos* – *Glossifungites* ichnofacies. It is dominated by domichnion, fodinichnion and praedichnion trace fossils produced mainly by worms, decapods and naticid gastropods. Trace fossils of the lower part of the section correspond to a firmground suite of the *Glossifungites* ichnofacies and they represented essentially by *Thalassinoides paradoxicus*.



**Figure 4.7 :** Invertebrate trace fossils from the upper Albian – lower Cenomanian of Ouled Nail Mounts. (A) *Thalassinoides* isp. from the unit A; (B) *Thalassinoides* isp. associated with *Skolithos* isp. from the unit C; (C) *Thalassinoides paradoxicus* network; (D) *Thalassinoides suevicus*; (E) cf. *Tisooa siphonalis*.

The *T. paradoxicus* rich bed (unit A) is characterized by low ichnodiversity, high abundance, intense bioturbation which destroyed primary sedimentary structures and presence of branched burrow systems. These characteristics are typical of the substrate-controlled *Glossifungites* ichnofacies (BUATOIS & MÁNGANO, 2011). However, firmground burrowers may produce *Tisoa* (KNAUST, 2017) and *Gyrolithes* (NETTO et al., 2007). The typical examples of the *Glossifungites* ichnofacies (archetypal *Glossifungites* ichnofacies) are recorded in shallow- to marginal-marine environments; furthermore, surfaces containing this ichnofacies indicate transgressive events (BUATOIS & MÁNGANO, 2011). The *Glossifungites* ichnofacies occurs as result of intense erosion in the zone of maximum wave energy of wave-dominated tidal flats (YANG et al., 2009).

The *Skolithos* ichnofacies is well represented in the upper part of the section, mainly dominated by vertical, cylindrical, simple dwelling burrows of suspension-feeders, and characterized by the abundance of three-dimensional burrow systems dominated by vertical components, absence of horizontal trace fossils produced by a mobile fauna, low ichnodiversity and variable abundance. *Skolithos* constitutes the most common ichnogenus of the *Skolithos* ichnofacies, well-known in nearshore settings. The dominance of vertical dwelling structures of infaunal suspension-feeders such as *Skolithos* isp. indicates high abundance of organic particles that are kept in suspension in the-oxygenated water column by currents and waves (BUATOIS & MÁNGANO, 2011), and the predominance of vertical components over horizontal components indicates relatively high energy (HOWARD & FREY, 1984) related to stressful conditions. Such situation can be indicated by the low ichnodiversity and the monospecific occurrences *Skolithos* isp. (MÁNGANO & BUATOIS, 2004). In shallow marine water, the *Skolithos* ichnofacies is typical of foreshore to upper- and middle-shoreface environments, and it occurs in lower-intertidal flats depending of the tidal regime (BUATOIS & MÁNGANO, 2011).

Several dinosaur footprints have been recorded in similar setting. Marginal marine carbonate sediments of a large inner-shelf environment, characterized by a dolomitic sedimentation related to warm and dry climate yielded theropod and ornithopod footprints from the Barremian of Portugal (SANTOS et al., 2013). Furthermore, tridactyl footprints which co-occur with bivalves and gastropods have been documented in dolomitic facies from the early Jurassic of France (MOREAU et al., 2018). These tracks are associated with desiccation cracks and they indicate a deposition within an environment periodically emergent. The invertebrate trace fossils and mud volcanoes recorded from these deposits allowed attributing these track-bearing deposits to a subtidal to inter- supratidal flat marsh. In the northern Africa, a similar ichnoassemblage including *Skolithos* and dinosaur footprints (theropod, sauropod and ornithischian), reported to a tidal flat, has been described from the mid-Cretaceous of Morocco (IBRAHIM et al., 2014). Such vertebrate-invertebrate ichnoassemblage has been documented also in a shallow-marine carbonate setting in the middle Jurassic of Wyoming (KVALE et al., 2001). Invertebrate trace fossils are dominated by vertical and cylindrical burrows attributed to the ichnogenus *Skolithos*, indicating a soft-ground

typical of an intertidal onshore facies persistent during formation of the dinosaur trackway. In the lower Cretaceous of Texas dinosaur footprints are associated with shallow invertebrate ichnofauna, suggesting a supratidal to shallow subtidal environment (FARLOW et al., 2012).

## 6.2. The mid-Cretaceous transgression and palaeogeography

The Djebel Azzeddine mid-Cretaceous series could be correlated with the upper unit of the Rhelida Formation, which crops out in the Ksour and Djebel Amour Mounts, respectively in the western and the central parts of the Algerian Saharan Atlas. The Rhelida Formation transgressive deposits directly overlay the Continental Intercalaire, and have been attributed firstly to the Vraconnian (uppermost Albian) (BASSOULLET, 1973). On the basis of new biostratigraphic data, as well as vertebrate remains from the Rhelida Formation equivalents in Morocco (e.g., CAVIN et al., 2010), Egypt (e.g., LE LOEUFF et al., 2012), and the Guir basin (southwestern Algeria) (BENYOUCEF et al., 2014, 2015, 2016), this Formation has been dated as lower-middle Cenomanian (BENYOUCEF et al., 2017). Further north of the Saharan Atlas in Freneda-Tiaret Mounts (northern border of High Plateaus), similar deposits defined as the Mcharref Formation dated as upper Albian (BOUALEM & BENHAMOU, 2017) overlie the Sidi Ouadah Formation, considered as the equivalent of the Continental Intercalaire (PEYBERNÈS et al., 1986). The condensed ammonite bed [*Mortoniceras* event sensu BOUALEM (2018)] indicates a maximum flooding surface related to the late Albian transgression (NAGM & BOUALEM, 2019). Further west, in the Daïa Mounts, the equivalent of the Albian Continental Intercalaire consists of the Grès de Bossuet Formation (AUCLAIR & BIEHLER, 1967). These fluvio-deltaic sediments are overlain by the late Albian-Cenomanian Djebel Tenfeld carbonate Formation (AUCLAIR & BIEHLER, 1967; CISZAK, 1993), which yielded new ostracod species (DAMOTTE, 1984). The Albian-lower Cenomanian strata of the Tellian Atlas (northwestern Algeria) are represented by turbidite-deposits and deep marl-limestone alternations (e.g., CISZAK, 1993). It is concluded that the mid-Cretaceous transgression is diachronous across the northern Algeria. It is precocious (late Albian) in the eastern part of the Saharan Atlas (Ouled Nail basin) and the northern border of Oran High Plateaus (Daïa and Freneda-Tiaret basins), and more recent in the central and western parts of the Saharan Atlas (Djebel Amour and Ksour basins).

## 7. Conclusions

New insights on the lithostratigraphy and the palaeoenvironment have been provided from the upper Albian-lower Cenomanian marine succession overlying the Continental Intercalaire in the eastern part of Ouled Nail Mounts (eastern Algerian Saharan Atlas). The studied succession has been subdivided into three distinctive units: The Marlstone-

algal bioturbated limestones (unit A), lower marlstone-shelly limestones (Unit B) and upper marlstone-shelly limestones units (unit C). The units A and B have been attributed to the upper Albian on the basis of new recorded fossils. A typical Lofer cyclothem with *in-situ* slumped brecciation has been found from the lowermost part of the section reflecting local collapses of the carbonate platform. An ammonite-rich bed, found at the uppermost part of the unit B including mortoniceratids and engonoceratids belonging to *Mortoniceras* sp., *Pervinquieria* sp. and *Engonoceras* sp. has been recorded for the first time in Bou Saada area. These ammonites indicate a maximum flooding surface of the mid-Cretaceous transgression, and could be correlated with similar levels from other Algerian basins as Frenda-Tiaret and the Hodna basins. The unit C is barren of any biostratigraphic fauna, but it has been assigned to the upper Albian-lower Cenomanian based to its position in the succession.

The studied succession is characterized by a low ichnodiversity containing eight ichnotaxa such as: *Gyrolithes* isp., *Planolites* isp., *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp., *T. paradoxicus*, *T. suevicus*, cf. *Tisoa siphonalis*, and the boring *Oichnus* isp.. *T. paradoxicus* and *Oichnus* isp. are recorded from the first time from Algeria. *Thalassinoides* burrows are abundant, with common *Skolithos*, and rare *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites* and cf. *Tisoa*. This ichnoassemblage is dominated by domichnion, fodinichnion and praedichnion trace fossils, and attributed to the *Skolithos* and *Glossifungites* ichnofacies. These trace fossils are produced mainly by decapod crustaceans, polychaetes and naticid gastropods. The sedimentological, palaeontological and ichnological data suggest an environment ranging from backshore (supratidal) to shoreface with a mixed (tides/storms) energy. Also, new small-sized trydactyl dinosaur footprints have been found in the Unit C. Considering the scarcity of diagnostic characters available we refrain from assigning these ichnites to specific ichnotaxa, and more accurate studies are required to proceed in that direction.

## Acknowledgments

We thank the managing editor T. FLUKSI (Zagreb), the associate editor A. MEZGA (Zagreb), M. ANTONELLI (Rome) and an anonymous reviewer for their comments and suggestions which improved this paper. We are especially grateful to D. BERT (Rennes) and W.J. KENNEDY (Oxford) for the identification of the ammonite fauna.

## References

- AMÉDRO, F. (2008): Support for a Vraconnian Stage between the Albian *sensu stricto* and the Cenomanian (Cretaceous System). *Carnets de Géologie*, 2008/02, 1-83.
- AUCLAIR, D. & BIEHLER, J. (1967): Etude géologique des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 34, 3-45.

BADVE, R.M. & GHARE, M.A. (1984): Holocene trace fossils from beach rock of Velas Coast, Raigad District, Maharashtra. *Biovigyanam*, 10, 165-172.

BASSOULLET, J.P. (1973): Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, France, 497 p.

BELAID, M., CHERIF, A., VINN, O. & NAIMI, M.N. (2020): First record of trace fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologia Croatica*, 73, 85-94.

BENYOUCEF, M., MEISTER, C., BENSALAH, M. & MALTI, F.Z. (2012): La plateforme préafricaine (Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur) dans la région de Béchar (Algérie) : stratigraphie, paléoenvironnements et signification paléobiogéographiques. *Revue de Paléobiologie*, 31, 205-218.

BENYOUCEF, M., ADACI, M., MEISTER, C., LÄNG, E., MALTI, F.Z., MEBARKI, K., CHERIF, A., ZAOUI, D., BENYOUCEF, A. & BENSALAH, M. (2014): Le « Continental Intercalaire » dans la région du Guir (Algérie): nouvelles données paléontologiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie*, 33, 281-297.

BENYOUCEF, M., LÄNG, E., CAVIN, L., MEBARKI, K., ADACI, M. & BENSALAH, M. (2015): Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma. *Cretaceous Research*, 55, 44-55.

BENYOUCEF, M., MEISTER, C., MEBARKI, K., LÄNG, E., ADACI, M., CAVIN, L., MALTI, F.Z., ZAOUI, D., CHERIF, A. & BENSALAH, M. (2016): Evolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région du Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie*, 16, 271-296.

BENYOUCEF, M., MEBARKI, K., FERRÉ, B., ADACI, M., BULOT, L.G., DESMARES, D., VILLIER, L., BENSALAH, M., FRAU, C., IFRIM, C. & MALTI, F.Z. (2017): Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*, 78, 34-55.

BENYOUCEF, M., ZAOUI, D., ADACI, M., FERRÉ, B., MEISTER, C., PIUZ, A., EL QOT, G.M., MENNAD, A., TCHENAR, S. & BENSALAH, M. (2019): Stratigraphic and sedimentological framework of the Tinrhert Plateau (Cenomanian-Turonian, SE Algeria). *Cretaceous Research*, 98, 95-121.

BOCKELIE, J.F. (1991): Ichnofabric Mapping and Interpretation of Jurassic Reservoir Rocks of the Norwegian North Sea. *Palaios*, 6, 206-215.

BOUALEM, N. (2018): Géométrie de la sédimentation crétacée (Albien – Turonien) des Monts de Tiaret (Frenda, Chellala, Nador...), corrélations et implications paléogéographiques. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université d'Oran 2, Algeria, 253 p.

BOUALEM, N. & BENHAMOU, M. (2017): Mise en évidence d'un Albien marin à céphalopodes dans la région de Tiaret (Algérie nord-occidentale): nouvelles données paléontologiques, implications biostratigraphiques et paléogéographiques. *Revue de Paléobiologie*, 36, 433-445.

BRANDANO, M., RONCA, S. & DI BELLA, L. (2020): Erosion of Tortonian phosphatic intervals in upwelling zones: The role of internal waves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537, 109405.

BROSSARD, E. (1866): Essai sur la constitution physique et géologique des régions méridionales de la subdivision de Sétif (Algérie). *Mémoires du Service Géologique de la France*, 2, 177 – 289.

BUATOIS, L.A. & MÁNGANO, M.G. (2011): *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, 358 p.



- BUTJOR, L. (2010): Systematics, phylogeny and homeomorphy of the Engonoceratidae Hyatt, 1900 (Ammonoidea, Cretaceous) and revision of *Engonoceras duboisi* Latil, 1989. Carnets de Géologie, 2010/08, 1-31.
- CAVIN, L., TONG, H., BOUDAD, L., MEISTER, C., PIUZ, A., TABOUELLE, J., AARAB, M., AMIOT, R., BUFFETAUT, E., DYKE, G., HUA, S. & LE LOEUFF J. (2010): Vertebrate assemblages from the early Late Cretaceous of southeastern Morocco: An overview. Journal of African Earth Sciences, 57, 391-412.
- 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., 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., NAIMI, M.N. & BELAID, M. (2021a): Deep-sea trace fossils and depositional model from the lower Miocene Tiaret Marl Formation (northwestern Algeria). Journal of African Earth Sciences, 175, 104115.
- 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.
- CHRZĄSTEK, A., MUSZER, J., SOLECKI, A. & SROKA, A.M. (2018): *Rosarichnoides sudeticus* igen. et isp. nov. and associated fossils from the Coniacian of the North Sudetic Synclinorium (SW Poland). Geological Quarterly, 62, 181-196.
- CISZAK, R. (1993): Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Strata, 20, 1-513.
- DAMOTTE, R. (1984): Ostracodes barrémiens-cénomaniens en Algérie occidentale (coupe du Djebel Cheguiga, Monts de Daïa, Oranie). Géologie Méditerranéenne, 11, 159-172.
- DASHTGARD, S.E. & GINGRAS, M.K. (2012): Marine Invertebrate Neoichnology. In KNAUST, D. & BROMLEY, R.G. (eds.): Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Elsevier, 273-295.
- DE SERRES, M. (1840): Description de quelques mollusques fossiles nouveaux des terrains infra-jurassiques et de la craie compacte inférieure du midi de la France. Annales des Sciences Naturelles (Zoologie), 2, 5-25.
- DJEBBAR, T. (2000): Structural evolution of the Algerian Saharan Atlas. PhD thesis, Royal Holloway University of London, United Kingdom, 373 p.
- DWORSCHAK, P.C. & RODRIGUES, S.D.A. (1997): A modern analogue for the trace fossil *Gyrolithes*: burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis*. Lethaia, 30, 41-52.
- EKDALE, A.A. & BROMLEY, R.G. (2003): Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, Southern Sweden. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 192, 221-227.
- EL QOT, G.M. (2018): Aptian-early Cenomanian ammonites from north Sinai, Egypt: Systematic paleontology and biostratigraphy. Cretaceous Research, 85, 142-171.

- EL-SABBAGH, A., EL-HENEDY, M. & AL FARRAJ, S. (2017): *Thalassinoides* in the Middle Miocene succession at Siwa Oasis, northwestern Egypt. *Proceedings of the Geologists' Association*, 128, 222-233.
- EMBERGER, J. (1960): Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl. *Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, 27, 1-398.
- FARLOW, J.O., O'BRIEN, M., KUBAN, G.J., DATTILO, B.F. & BATES, K.T. (2012): Dinosaur Tracksites of the Paluxy River Valley (Glen Rose Formation, Lower Cretaceous), Dinosaur Valley State Park, Somervell Country, Texas. *Actas de V Jornadas Internacionales sobre Paleontología de Dinosaurios y su Entorno*, Salas de los Infantes, Burgos, 41-69.
- FEDONKIN, M.A. (1981): Belomorskaya biota Venda (dokembriyskaiabesskeletnaya fauna severaRusskoyplatformi). *Geologicheskiiyei Institute Akademiiyeyya Sciences. Nauka, Moskva*, 342, 1-100.
- FERRÉ, B., MEBARKI, K., BENYOUCEF, M., VILLIER, L., BULOT, L.G., DESMARES, D., BENACHOUR, H.B., MARIE, L., SAUVAGNAT, J., BENSALAH, M., ZAOUI, D. & ADACI, M. (2017): Roveacrinids (Crinoidea, Roveacrinida) from the Cenomanian-Turonian of southwest Algeria (Saharan Atlas and Guir Basin). *Annales de Paléontologie*, 103, 185-196.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In MERRIAM, D.F. (eds.): *Symposium on Cyclic Sedimentation*. Kansas Geological Survey, Bulletin, 169, 107-146.
- GALE, A.S. & KENNEDY, W.J. (2020): Upper Albian Ammonites from North-East Texas. *Revue de Paléobiologie*, 39, 1-139.
- GERNANT, R.E. (1972): The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (Lebensspur). *Journal of paleontology*, 46, 735-741.
- GROSHENY, D., CHIKHI-AOUIMEUR, F., FERRY, S., BENKHEROUF-KECHID, F., JATI, M., ATROPS, F. & REDJIMI-BOUROUIBA, W. (2008): The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 179, 593-603.
- GRUN, T.B., KROH, A. & NEBELSICK, J.H. (2017): Comparative drilling predation on time-averaged phosphatized and nonphosphatized assemblages of the minute clypeasteroid echinoid *Echinocyamus stellatus* from Miocene offshore sediments (Globigerina Limestone Formation, Malta). *Journal of Paleontology*, 91, 633-642.
- GUIRAUD, R. (1973): Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université de Nice, France, 270 p.
- 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.
- HANCOCK, J.M. & KAUFFMAN, E.G. (1979): The great transgressions of the Late Cretaceous. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 175-186.
- HERKAT, M. (1999): La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat, USTHB, Algiers, Algeria, 802 p.
- HERKAT, M. & GUIRAUD, R. (2006): The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 46, 346-370.

HOWARD, J.D. & FREY, R.W. (1984): Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 200-219.

IANNACE, A., FRIJIA, G., CALLUCCIO, L., PARENTE, M. (2014): Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): paleotectonic and paleoclimatic implications. *Facies*, 60, 169-194.

IBRAHIM, N., VARRICCHIO, D.J., SERENO, P.C., WILSON, J.A., DUTHEIL, D.B., MARTILL, D.M., BAIDDER, L. & ZOUHRI, S. (2014): Dinosaur Footprints and Other Ichnofauna from the Cretaceous Kem Kem Beds of Morocco. *PLoS ONE*, 9, e90751.

KAZI-TANI, N. (1986): Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France, 871 p.

KENNEDY, W.J., JAGT, J.W.M., AMÉDRO, F. & ROBASYNSKI, F. (2008): The late Albian (*Mortoniceras fallax* Zone) cephalopod fauna from the Bracquagnies Formation at Strépy-Thieu (Hainaut, Southern Belgium). *Geologica Belgica*, 11, 35-69.

KIEKEN, M. (1974): Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban (Dépt. D'Alger – Algérie). *Publications du Service géologique de l'Algérie*, 46, 1-217.

KNAUST, D. (2017): *Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation*. Springer, Dordrecht, 209 p.

KNAUST, D. (2019): The enigmatic trace fossil *Tisoa* de Serres, 1840. *Earth-Science Reviews*, 188, 123-147.

KNAUST, D. (2020): The paradoxical ichnotaxonomy of *Thalassinoides paradoxicus*: a name of different meanings. *PalZ*, <https://doi.org/10.1007/s12542-020-00520-z>.

KNAUST, D., THOMAS, R.D.K. & CURRAN, H.A. (2018): *Skolithos linearis* Haldeman, 1840 at its early Cambrian type locality, Chickies Rock, Pennsylvania: Analysis and designation of a neotype. *Earth-Science Reviews*, 185, 15-31.

KOWALKE, T. & BANDEL, K. (1996): Systematik und Paläoökologie der Küstenschnecken der nordalpinen Brandenberg-Gosau (Oberconiac/Untersanton) mit einem Vergleich zur Gastropodenfauna des Maastrichts des Trempbeckens (Südpirenen, Spanien). *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie*, 36, 15-71.

KULKARNI, K.G. & GHARE, M.A. (1991): Locomotory traces (*repichnia*) from the Jurassic sequence of Kutch, Gujarat. *Journal of the Geological Society of India*, 37, 374-387.

KVALE, E.P., JOHNSON, G.D., MICKELSON, D.L., KELLER, K., FURER, L.C. & ARCHER, A.W. (2001): Middle Jurassic (Bajocian and Bathonian) Dinosaur Megatracksites, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Palaios*, 16, 233-254.

LAING, B.A., BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G., NARBONNE, G.M. & GOUGEON, R.C. (2018): *Gyrolithes* from the Ediacaran-Cambrian boundary section in Fortune Head, Newfoundland, Canada: Exploring the onset of complex burrowing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 495, 171-185.

LE LOEUFF J., LÄNG, E., CAVIN, L. & BUFFETAUT, E. (2012): Between Tendaguru and Bahariya: on the age of the early cretaceous Dinosaur sites from the continental intercalaire and other African formations. *Journal of Stratigraphy*, 36, 1-18.

- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. (1991): Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): Trace fossils and environmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 215-229.
- MÁNGANO, M.G. & BUATOIS, L.A. (2004): Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. In MCILROY, D. (eds.): *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society Special Publication, 228, 157-178.
- MARENSSI, S.A., SANTILLANA, S.N. & RINALDI, C.A. (1998): Stratigraphy of the La Meseta Formation (Eocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 5, 137-146.
- MCCALL, G.J.H. (2006): The Vendian (Ediacaran) in the geological record: Enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion. *Earth-Science Reviews*, 77, 1-229.
- MEBARKI, K., SAUVAGNAT, J., BENYOUCEF, M., ZAOUÏ, D., BENACHOUR, H.B., ADACI, M., MAHBOUBI, M. & BENSALAH, M. (2016): Ostracodes céno-mano-turonien dans l'Atlas saharien occidental et le Bassin du Guir (sud-ouest de l'Algérie): systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Revue de Paléobiologie*, 35, 249-277.
- MENNAD, A., TABUCE, R., GUINOT, G., SARR, R., BENYOUCEF, M., BENSALAH, M., CAPPETTA, H., CHARRIÈRE, A. & ADACI, M. (2020): Découverte d'une nouvelle faune d'âge céno-maniens dans la région de Forthassa (Atlas saharien occidental, Algérie): Implications biostratigraphiques et paléoenvironnementales. *Annales de Paléontologie*, 106, 102355.
- MONOD, O., BUSNARDO, R. & GUERRERO-SUASTEGUI, M. (2000): LateAlbian ammonites from the carbonate cover of the Teloloapan arc volcanicrocks (Guerrero state, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 377-388.
- MOREAU, J.D., TRINCAL, V., ANDRÉ, D., BARET, L., JACQUET, A. & WIENIN, M. (2018): Underground dinosaur tracksite inside a karst of southern France: Early Jurassic tridactyl traces from the Dolomitic Formation of the Malaval Cave (Lozère). *International Journal of Speleology*, 47, 29-42.
- MÜLLER, A.H. (1969): Zur Ökologie und Biostratonomie eines Echinocorys (Echinoidea) miteigentümlichem Naticiden-Befall aus der Oberkreide. *Monatsberichte der deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 11, 672-684.
- MYROW, P.M. (1995): *Thalassinoides* and the Enigma of Early Paleozoic Open-Framework Burrow Systems. *Palaios*, 10, 58-74.
- NAGM, E. & BOUALEM, B. (2019): First documentation of the late Albian transgression in northwest Algeria: Bivalve stratigraphy and palaeobiogeography. *Cretaceous Research*, 93, 197-210.
- NAIMI, M.N. & CHERIF, A. (2021a): Inventory and assessment of significant scientific Algerian geoheritage: Case of remarkable geosites from Orania (Western Algeria). *International Journal of Geoheritage and parks*, 9, 13-29.
- NAIMI, M.N. & CHERIF, A. (2021b): Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria): paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. *Journal of African Earth Sciences*, 180, 104239.
- NAIMI, M.N., MANSOUR, B., CHERIF, A., CHEKKALI, M.C., BENKHEDDA, A. & BELAÏD, M. (2020): Lithostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts messiniens de la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Ali (bassin du Bas Chéelif, Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie*, 39, 467-483.

- NAIMI, M.N., MAHBOUBI, C.Y. & CHERIF, A. (2021a): Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. *Journal of African Earth Sciences*, 183, 104304.
- NAIMI, M.N., VINN, O., CHERIF, A. & BENYOUCEF, M. (2021b): *Trypanites* and associated bivalve borings in an Upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria). *Proceedings of the Geologists' Association*.
- NAIMI, M.N., VINN, O. & CHERIF, A. (2021c): Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria). *Carnets de Géologie*, 21, 127-135.
- NETTO, R.G., BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G. & BALISTIERI, P. (2007): *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: an ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10, 157-168.
- NICKELL, L.A. & ATKINSON, R.J.A. (1995): Functional morphology of burrows and trophic modes of three thalassinidean shrimp species, and a new approach to the classification of thalassinidean burrow morphology. *Marine Ecology Progress Series*, 128, 181-197.
- NIELSEN, K.S.S. & NIELSEN, J.K. (2001): Bioerosion in Pliocene to Late Holocene Tests of Benthic and Planktonic Foraminiferans, with a Revision of the Ichnogenera *Oichnus* and *Tremichnus*. *Ichnos*, 8, 99-116.
- ÖZER, S. & BENYOUCEF, M. (2021): Late Cenomanian rudists from southern Algeria: descriptions, biostratigraphy, palaeoecology and palaeobiogeography. *Cretaceous Research*, 118, 104639.
- PEMBERTON, S.G., SPILA, M., PULHAM, A.J., SAUNDERS, T., MACEACHERN, J.A., ROBBINS, D. & SINCLAIR, I.A. (2001): Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 15, 1-343.
- PÉRON, A. (1883): *Essai d'une description géologique de l'Algérie*. Editions Masson, Paris, 202 p.
- PEYBERNÈS, B., CISZAK, R. & CUGNY, P. (1986): La transgression mésocrétacée sur le Haut-Fond de Saïda (avant-pays tellien, Algérie Occidentale). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 122, 51-63.
- PICKERILL, R.K. & KEPPIE, J.D. (1981): Observations on the ichnology of the Meguma Group (? Cambro-Ordovician) of Nova Scotia. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, 17, 130-138.
- POWELL, E.N. (1977): The relationship of the trace fossil *Gyrolithes* (= *Xenohelix*) to the family Capitellidae (Polychaeta). *Journal of Paleontology*, 51, 552-556.
- RIETH, A. (1932): Neue Funde Spongeliomorpher Fucoidea aus dem Jura Schwabens. *Geologische und Paläontologische Abhandlungen*, 19, 257-294.
- RITTER, E. (1902): Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 2, 1-97.
- SALHI, A., ATROPS, F. & BENHAMOU, M. (2020): Le passage cénomaniens-turonien dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental, Algérie) : biostratigraphie, géochimie et milieux de depot. *Estudios Geológicos*, 76, e135.
- SANTOS, V.F., CALLAPEZ, P.M. & RODRIGUES, N.P.C. (2013): Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of the Algarve Basin (Portugal): New data on the ornithopod palaeoecology and palaeobiogeography of the Iberian Peninsula. *Cretaceous Research*, 40, 158-169.

- SCOTESE, C.R. (2013): Map Folio 23, Early Cretaceous (late Albian, 101.8 Ma). PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS, volume 2, Cretaceous Paleogeographic, Paleoclimatic and Plate Tectonic Reconstructions. PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413-428.
- SHINN, E.A. (1983): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 619-628.
- SOHL, N.F. & KOLLMANN, H.A. (1985): Cretaceous Actaeonellid Gastropods from the Western Hemisphere. Geological Survey Professional Paper, 1304, 1-104.
- STRASSER, A. (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In EINSELE, G., RICKEN, W., SEILACHER, A. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 709-721.
- UCHMAN, A. (1995): Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15, 3-115.
- UCHMAN, A. & HANKEN, N.M. (2013): The New Trace Fossil *Gyrolithes lorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a Critical Review of the *Gyrolithes* Ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 21, 312-322.
- VALLON, L.H., RINDSBERG, A.K. & BROMLEY, R.G. (2016): An updated classification of animal behaviour preserved in substrates. *Geodynamica Acta*, 28, 5-20.
- VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., HARAZIM, D., SORICHTER, K., OSCHMANN, W., FIEBIG, J., PÜTTMANN, W., PEINL, M., ZANELLA, F., TEICHERT, B.M.A., HOFFMANN, J., STADNITSKAIA, A., ROSENTHAL, Y. (2010): The enigmatic ichnofossil *Tisosa siphonalis* and widespread authigenic seep carbonate formation during the late Pliensbachian in southern France. *Biogeosciences*, 7, 3123-3138.
- VINN, O. & WILSON, M.A. (2013): An event bed with abundant *Skolithos* burrows from the late Pridoli (Silurian) of Saaremaa (Estonia). *Carnets de Géologie*, CG2013\_L02, 83-87.
- VINN, O., NAIMI, M.N. & CHERIF A. (2021a): The endobiotic serpulids in corals and other reef associated fauna from the Messinian of Algeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 300, 235-244.
- VINN, O., HOLMER, L.E., WILSON, M.A., ISAKAR, M. & TOOM, U. (2021b): Possible drill holes and pseudoborings in obolid shells from the Cambrian/Ordovician boundary beds of Estonia and the uppermost Cambrian of NW Russia. *Historical Biology*, in press. <https://doi.org/10.1080/08912963.2021.1878355>.
- WETZEL, A., TJALLINJII, R. & STATTEGGER, K. (2010): *Gyrolithes* in Holocene estuarine incised-valley fill deposits, offshore southern Vietnam. *Palaios*, 25, 239-246.
- WISSHAK, M., KROH, A., BERTLING, M., KNAUST, D., NIELSEN, J.K., JAGT, J.W.M., NEUMANN, C. & NIELSEN, K.S.S. (2015): In defence of an iconic ichnogenus – *Oichnus* Bromley, 1981. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85, 445-451.
- WISSHAK, M., KNAUST, D. & BERTLING, M. (2019): Bioerosion ichnotaxa: review and annotated list. *Facies*, 65, 24.
- WOODWARD, S. (1830): A synoptic table of British organic remains, i-xiii. Longman & John Stacy, London, 1-50.

YANG, B., DALRYMPLE, R.W., GINGRAS, M.K. & PERMBERTON, S.G. (2009): Autogenic occurrence of *Glossifungites* ichnofacies: examples from wave-dominated macrotidal flats, southwestern coast of Korea. *Marine Geology*, 260, 1-5.

## CHAPITRE 5

### DECOUVERTE DE NOUVELLES TRACES DE PAS DE DINOSAURIENS DANS LE 'CRETACE MOYEN' DES MONTS DES OULED NAÏL

---

Ce chapitre consiste à un article qui a été soumis.

Mohammed Nadir Naimi, Amine Cherif, Madani Benyoucef, Chikh Younes Mahboubi

#### Résumé :

Des traces de pas de dinosaures découvertes récemment dans les monts des Ouled Naïl sont attribuées à des théropodes et des ornithopodes de petite taille. Ces ichnites sont situées dans une succession attribuée, sur la base de nouvelles récoltes d'ammonites, à l'Albien supérieur – Cénomaniens inférieur. Le site est composé de dolomies contenant des pistes préservées en épirelief négatif, où plus de vingt empreintes mal à modérément conservées sont observées. Ces empreintes sont associées à des terriers appartenant à *Skolithos* isp. et *Thalassinoides* isp., ainsi qu'à des coquilles de gastéropodes et de bivalves qui indiquent un environnement intertidal avec des épisodes périodiques de tempêtes. La présence de bioturbation sur la dalle à ichnites et leur rebord surélevé soutiennent leur interprétation en tant que vraies empreintes. Deux morphotypes sont identifiées (MT1 et MT2). Les traces de type MT1 sont attribuées à de petits théropodes, tandis que celles du MT2 sont interprétées comme celles de petits ornithopodes. Avec celles d'Amoura et de Daiet El Arbi, ainsi qu'aux restes de Djoua, Béchar, Oued Boudjihane et Gara Samani, ces ichnites constituent les derniers vestiges de la présence des dinosaures en Algérie. Les empreintes d'ornithopodes enregistrées ici représentent les premiers restes d'ornithischiens découverts en Algérie.

**Mots-clefs :** Ichnologie, Empreintes de dinosaures, Ornithischiens, Paléobiogéographie, Crétacé, Monts des Ouled Naïl.



## **New dinosaur footprints from the 'mid'-Cretaceous series of Ouled Nail Mounts (Algeria)**

### **Abstract**

New discoveries of dinosaur footprints in the Ouled Nail Mounts are referred to small-sized theropods and ornithopods. The tracks were found in a succession attributed, on the basis of new ammonite findings, to the upper Albian – lower Cenomanian. The site consists of dolostones with foot tracks (negative epichnia), where at least twenty of them display a very poor to moderately good degree of preservation. These tracks are associated with *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp. and gastropod and bivalve shells that indicate an intertidal environment with periodic storm-generated episodes. The presence of bioturbation on the track-bearing surface and raised rims supports the interpretation of these footprints as genuine tracks. Two morphotypes were identified (MT1 and MT2). MT1 tracks are assigned to small theropods, whereas MT2 ones are attributed to small ornithopods. Along with the tracks of Amoura and Daïet El Arbi as well as the remains of Djoua, Béchar, Oued Boudjihane and Gara Samani, these new footprints are evidence of the latest occurrences of dinosaurs in Algeria. These ornithopod footprints represent the first ornithischian record in Algeria.

**Keywords:** Ichnology, Dinosaur footprints, Ornithischians, Palaeobiogeography, Cretaceous, Ouled Nail Mounts.

### **1. Introduction**

Dinosaur footprints have been documented in Algeria since the end of the 19th century (Le Mesle and Péron, 1880). They represent one of the oldest discoveries of dinosaur tracks worldwide, and constitute the first dinosaur record ever reported in Africa. These tracks were found in the Cenomanian strata of Ksar Amoura located at the southern edge of the Ouled Nail Mounts, and attributed to theropod dinosaurs subsequently coined as *Columbosauripus amouraensis* (Gaudry, 1890; Bellair and De Lapparent, 1948; Haubold, 1971). Later, ten footprints assigned to *Grallator variabilis* were described in the Infra-Liassic beds from the Tiout locality in the Ksour Mountains (Western Saharan Atlas) (Bassoullet, 1971). Thereby, dinosauromorph basal archosaurs footprints have been described in the upper Anisian (Middle Triassic) of the Djurdjura Mountains (Tell Atlas) and attributed to *Rotodactylus* cf. *bessieri* (Kotański et al., 2004). Recently, abundant dinosaur footprints have been discovered in the Djebel Amour (Central Saharan Atlas) in the upper Oxfordian – lower Kimmeridgian (Mahboubi et al., 2021) to Cenomanian (Mammeri et al., 2011) deposits, and attributed to saurischians (theropods and sauropods) (e.g., Mahboubi et al., 2007; Regagba et al., 2007; Bessedik et al., 2008; Mammeri et al., 2011).

Ornithischian footprints were reported previously from Africa (e.g., Contessi, 2013; Ibrahim et al., 2014), America (e.g., Kukihara and Lockley, 2012; McCrea et al., 2015),

Asia (e.g., Xing et al., 2015; Tsukiji et al., 2018), Australia (Romilio and Salisbury, 2011; Romilio et al., 2013), and Europe (e.g., Santos et al., 2013; Herrero et al., 2016). Despite their report from the other Maghrebian regions, namely Morocco (e.g., Boutakiout et al., 2009; Belvedere and Mietto, 2010; Ibrahim et al., 2014; Boudchiche et al., 2017) and Tunisia (Contessi, 2013), they have never been documented so far from Algeria as central and the major parts of Maghreb (Northwest Africa).

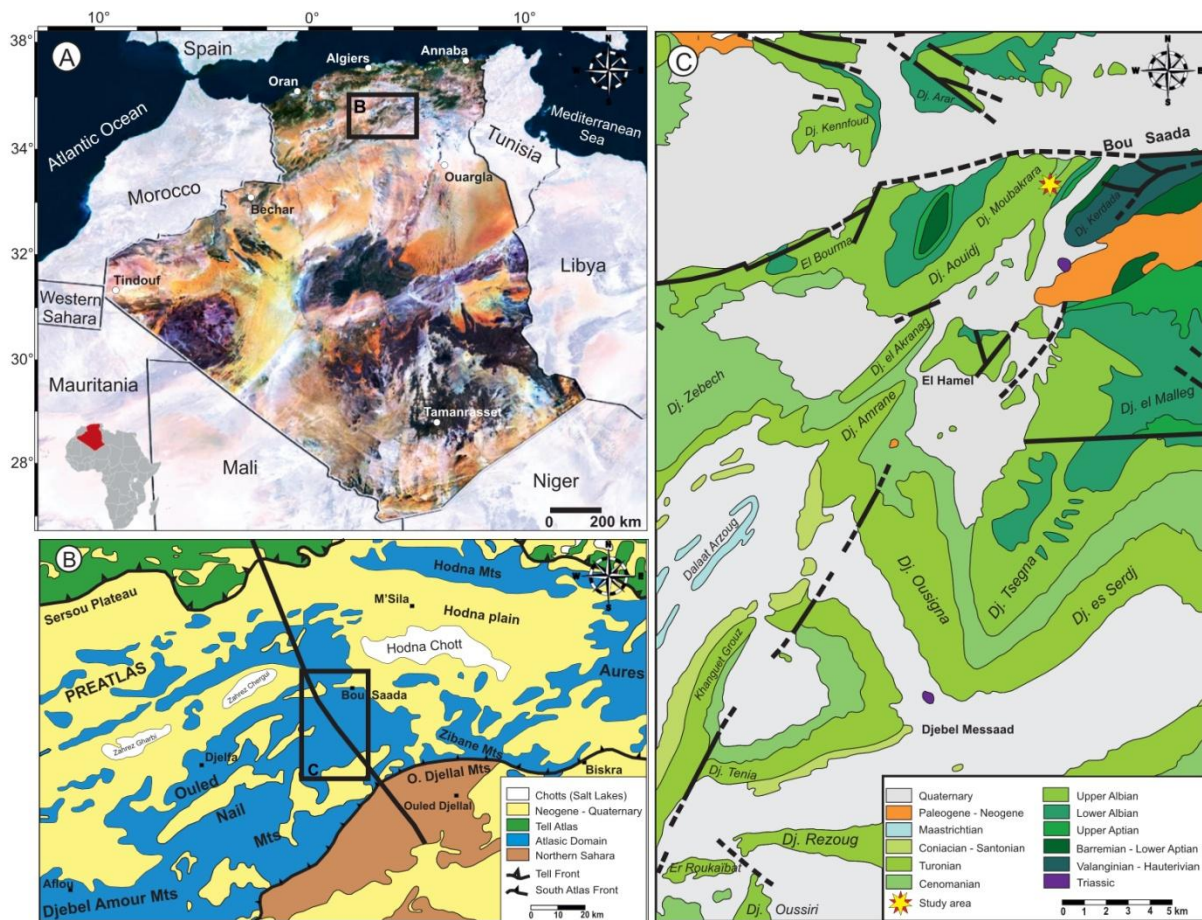
The present paper aims to describe this new material consisting of theropod and ornithopod footprints, and to discuss the morphological variations among respective morphotypes, the ichnotaxonomic affinities of these tracks and the palaeoenvironmental and palaeogeographical implications of such ichnites. It also provides the first formal report of ornithischian footprints (and remains) from Algeria.

## **2. Geological overview and fossil locality**

The Saharan Atlas is an intracratonic mountain belt, probably without any significant crustal root, located in northern Algeria between the Moroccan High Atlas to the west and the Zibane Mountains or Biskra promontory to the east, constituting a part of the Maghrebian Atlasic system (e.g., Naimi et al., 2021a) (Fig. 5.1A). It is bordered by the Oran High Plateaus to the north and the Saharan Platform to the south. Its eastern part consists of the Ouled Nail Mounts (Fig. 5.1B). This latter range is 210 km long and 100 km wide. Its highest point is the Djebel Fernane culminating at a maximum of 1,675 m. The “unknown” Palaeozoic deposits constitute the substratum to the Mesozoic and Cenozoic units (Emberger, 1960). The Ouled Nail Mounts are characterised by the predominance of Cretaceous deposits (Fig. 5.1C). The oldest strata are dated as Triassic and exposed within diapirs (Emberger, 1960). The upper Jurassic deposits have a higher proportion of carbonate beds in comparison with the Ksour and the Djebel Amour which are dominated by detrital formations (Mahboubi et al., 2021). The lower Cretaceous deposits are represented by Valanginian – Hauterivian marine deposits, Barremian and Bedoulian (lower Aptian) lagoonal and continental plant-bearing sandstones with rare dolomitic intercalations, Gargasian (upper Aptian) marine carbonate deposits yielding abundant and diversified fauna and flora, lower Albian deltaic and continental detrital deposits, and finally by upper Albian marine shallow marine oyster-rich carbonate deposits (e.g., Emberger, 1960; Naimi and Cherif, 2021a; Naimi et al., 2021b). The facies and fauna of the lower Cenomanian are similar to those of the upper Albian. These latter are overlain by middle Cenomanian marl-limestone alternations and thick gypsum levels indicating a lagoonal environment, intercalated by some limestone beds rich in foraminifers (Emberger, 1960). The upper part of the Cenomanian series is characterised by micritic, nodular and shelly limestones and black shales of the OAE-2 (Grosheny et al., 2008).

Turonian deposits show a slight deepening with the deposition of sub-lithographic limestones containing ammonites, inoceramids and planktonic foraminifers. In the late

Turonian, the environment is very shallow, characterised by echinoid- and oyster-rich marls and ooidal limestones with debris of rudists and corals (Emberger, 1960). The post-Turonian Cretaceous displays the same features as the underlying Turonian deposits. Coniacian – Santonian strata are represented by marls and gypsum at their base and foraminifer-bearing limestones at their top. The overlying Campanian is entirely marly and highly fossiliferous. Finally the Maastrichtian is characterised by chalky, dolomitic and ooidal sub-reefal limestones (Emberger, 1960).



**Figure 5.1 :** Location map of the study area. **A.** Satellite image showing the main geological characteristics of Algeria. **B.** Main structural domains of central Algeria. **C.** Simplified geological map of the Bou Saada area (modified after the geological map of Bou Saada 1/200,000).

The studied material comes from the Djebel Azzeddine section which constitutes the eastern termination of Djebel Moubakrera (UTMS coordinates: X – 35°12'23"N, Y – 4°09'36"E; 1:200,000 topographical and geological maps, sheet Bou Saada; Fig. 5.1C). This latter is composed of three main units (Naimi and Cherif, 2021a) (Fig. 5.2; Fig 5.3A).

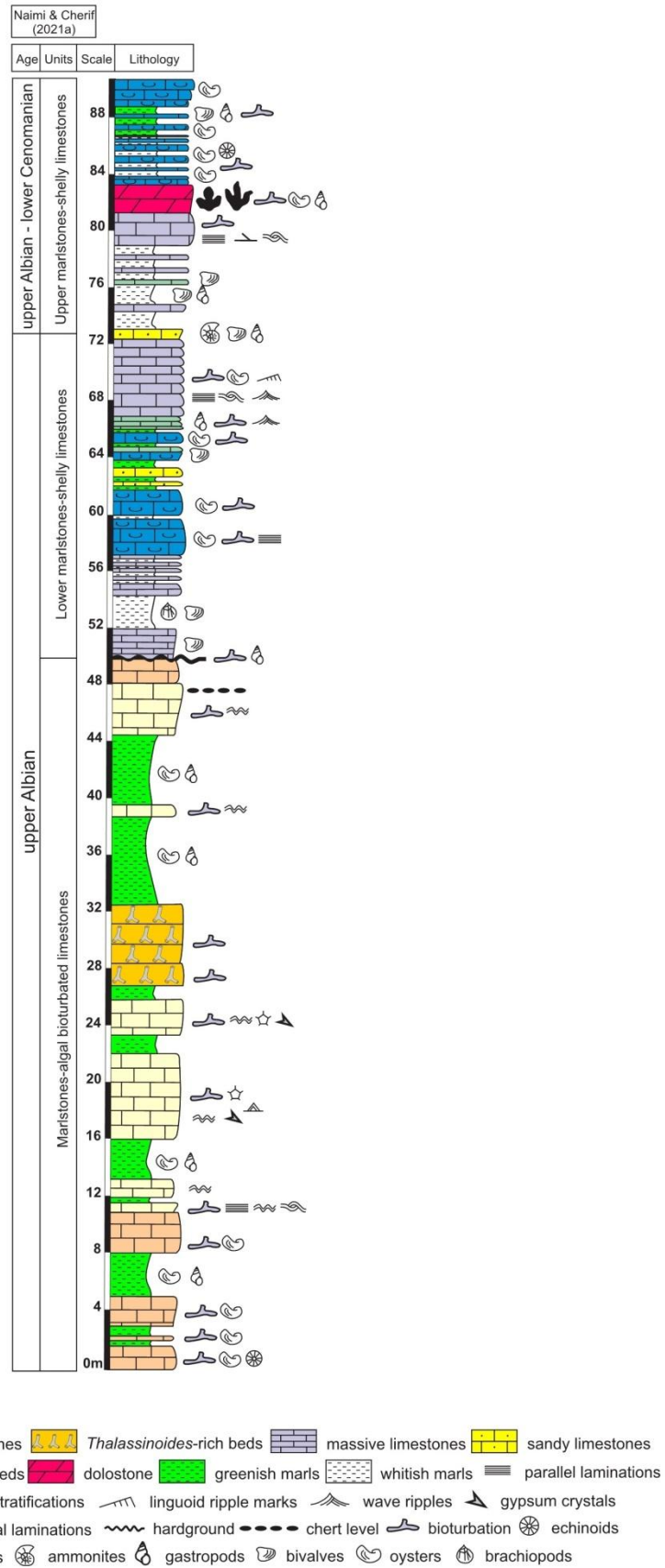
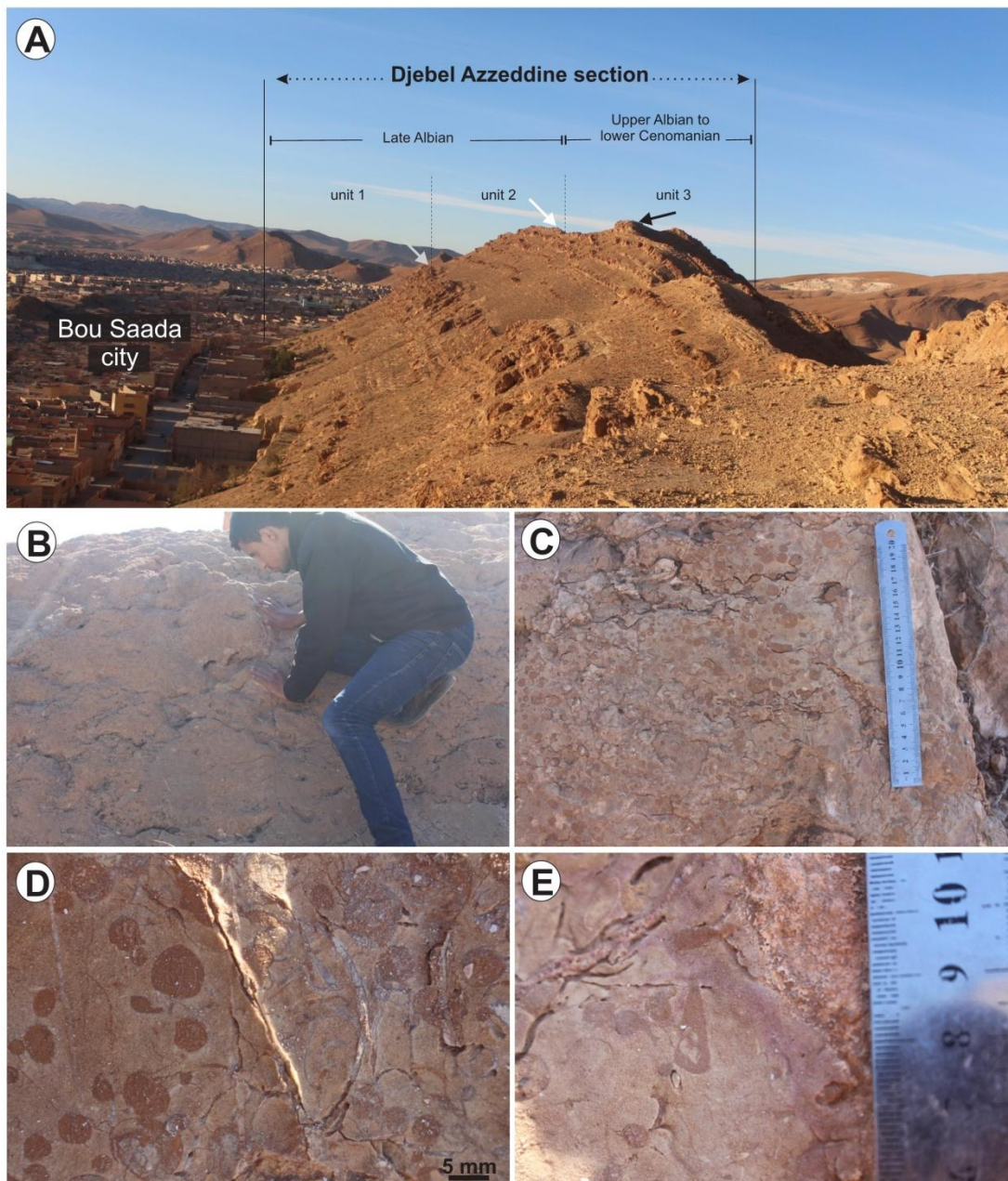


Figure 5.2 : Lithostratigraphic column of the Djebel Azzeddine section.

The track-bearing bed was found in the third unit (*Upper marlstone-shelly limestone unit*). It consists of a 2-3 m-thick, hard, brownish to reddish dolostone (Fig. 5.3B). Dinosaur footprints are represented by small-sized tridactylous ichnites, composed of traces of digits II, III and IV, all preserved in concave epirelief. They are associated with *Skolithos* isp. and *Thalassinoides* isp., as well as abundant, worn and recrystallised moulds of bivalves and gastropods (Fig. 5.3C–E). Some vugs are present on the track-bearing surface as they are mineralised with calcite.



**Figure 5.3 :** A. Panoramic view of the Djebel Azzeddine section (grey arrow indicates *Acteonella*-rich bed; white arrow indicates *Mortonicerias*-rich bed; black arrow indicates track-bearing surface). B. Dinosaur track-bearing surface. C. Abundant *Skolithos* isp. on the track-bearing surface. D. *Skolithos* isp. associated with bivalve shells. E. Small gastropod shells.

### 3. Material and methods

The Covid-19 pandemic had hampered any appropriate organisation of a proper ichnological campaign in the field in order to acquire more data and photographs (photogrammetry) about these newly discovered dinosaur footprints. During field work in December 2019, more than 20 tracks were discovered in the Djebel Azzeddine section, Ouled Nail Mounts, Algeria. They are preserved on the upper bedding plane of a hard dolostone bed. Photographs were taken in the field under sunlight conditions using a Canon camera. All these photographs correspond to field specimens that were not collected but photographed *in situ*. Standard track parameters mentioned here include footprint length (FL), footprint width (FW), interdigital angles between digit impressions II-III and III-IV, and total divarication between digit impressions II-IV (according to [Leonardi, 1987](#)). Most of the measurements were taken in the laboratory for a preliminary insight on the new tracksite; therefore further *in situ* analysis are required. Drawings were carried out and digitalised using Corel Draw X7 software. Further more thorough studies on these footprints are required using close-range photogrammetry.

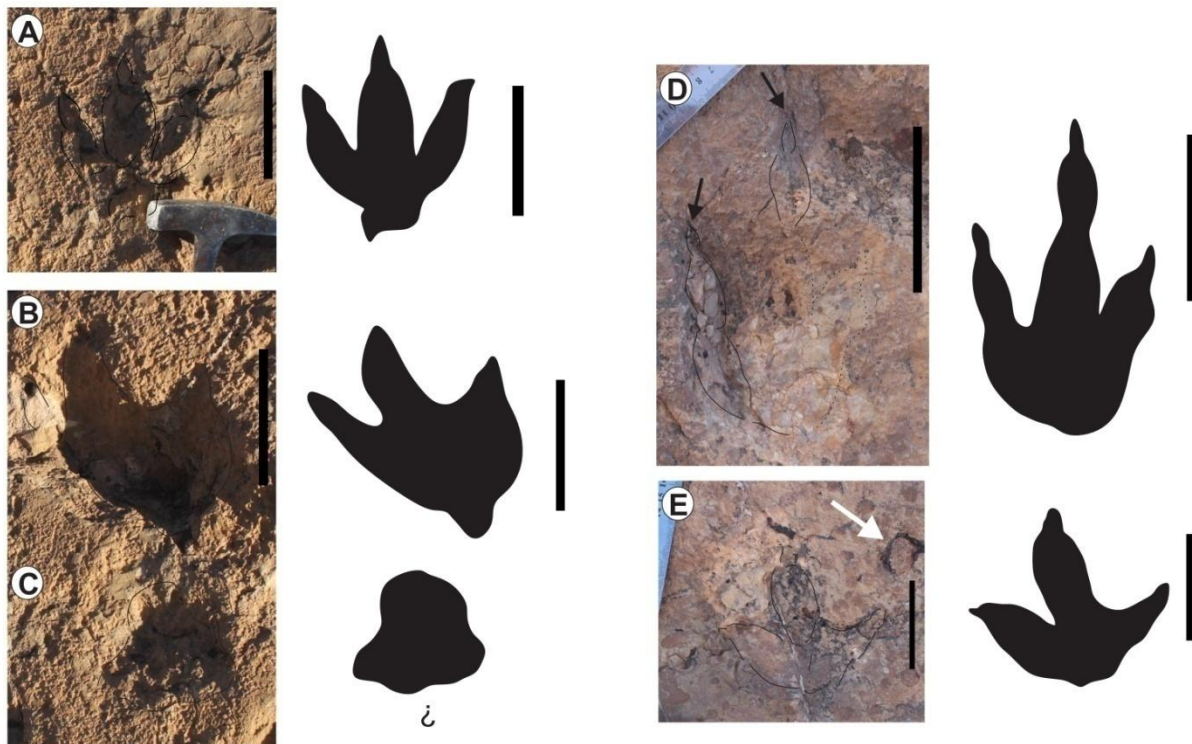
### 4. Results

The Djebel Azzeddine site is the first track site ever reported in the Bou Saada area. The track-bearing layer occurs in the middle part of the Upper Marlstone-Shelly Limestone Unit, assigned to the upper Albian – lower Cenomanian. The track site consists of dolostone foot marks (negative epichnia), among which more than twenty footprints (from very poor to moderately good state of preservation) were observed. We describe herein only the best-preserved specimens, subdivided in two morphotypes. Five tracks were referred to Morphotype 1 and four others to Morphotype 2. The remaining tracks have been erased and damaged naturally due to diagenesis and weathering processes, and still occurs as rounded depressions of various sizes. The presence of bioturbation on the track-bearing surface and raised rims supports the interpretation of these footprints as true tracks (*sensu* [Lockley, 1991](#)). All the tracks are still *in situ*. Acronyms AZD001 - AZD009 (AZD = Azzeddine) are used to identify these studied tracks.

#### 4.1. Morphotype 1: *Grallatoridae* indet. (Fig. 5.4A-E)

Specimens AZD001 to AZD005 are tridactylous, with impressions of digits II, III and IV. They consist of small to medium-sized tracks. This morphotype is characterised by elongated and nearly laterally symmetric footprints ([Fig. 5.4A and D](#)). They are from 18 cm to 22 cm long. Their width ranges between 12 cm and 13 cm, resulting in a FL-FW ratio of about 1.6. These footprints are shallow with a maximum depth of 5 cm. Digit imprints II and IV are sub-equal in length, whereas digit imprint III is considerably much

longer. However, occasionally claw traces are preserved (Fig. 5.4D), but pad impressions are not always recognisable. Interdigital angle of digit impressions II-III varies between 23° to 27°, and is about 21° to 25° for digits III-IV. Thereby, the total divarication II<sup>IV</sup> ranges between 44° and 52°. These tracks are mostly directed towards SE/ESE.



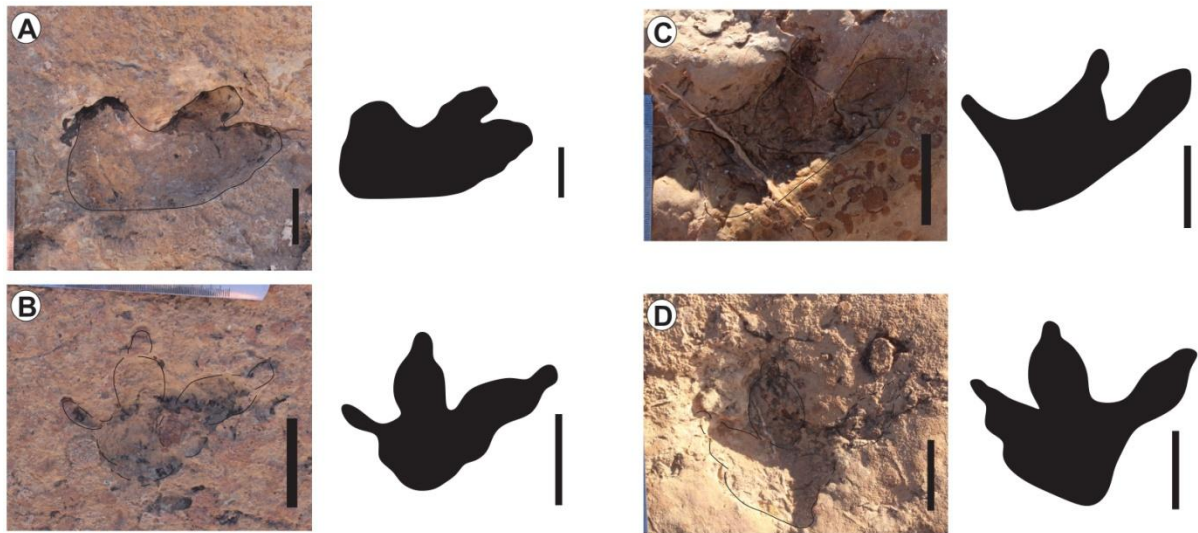
**Figure 5.4 :** Morphotype 1 (MT1) dinosaur footprints from Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria). A. AZD001. B. AZD002. C. AZD003. D. AZD004. E. AZD005 (black arrows indicate well-preserved claw marks; white arrow indicates *Skolithos* burrow; scale bar= 10 cm.

#### 4.2. Morphotype 2: ornithischian tracks (Fig. 5.5A-D)

Tracks AZD006 to AZD009 consist of tridactylous pes, wider than long, which display three broad digits, large heel and blunt tips. AZD006 is the largest footprint being 12.66 cm-long and 17.44 cm-large with a FL/FW ratio of 0.72. Its digits are broad but poorly-preserved in comparison with the other tracks. The interdigital angles measure 22° (II-III) and 65° (III-IV) respectively, with a total divarication of 87° (II-IV). Length of the smallest track (AZD007) is about 9 cm with a width of 12 cm (FL/FW ratio= 0.75). The total divarication between digits II and IV is relatively wide (93°), with interdigital angles II<sup>III</sup> and III<sup>IV</sup> measuring 50° and 43° wide respectively. In addition, ichnite AZD009 (FL= 12 cm; FW= 14 cm) has a relatively high length-width ratio (0.85).

On average the tracks of Morphotype 2 are 11.04 cm-long and 14.23 cm-wide. The average FL/FW ratio is about 0.77. The digits have an average length of 11.33 cm (II), 11.16 cm (III) and 8.66 cm (IV) respectively. They have also a divarication angle of about 83.25° with mean interdigital angle III<sup>IV</sup> higher (51.5°) than II<sup>III</sup> (31.25°).

In contrast with Morphotype 1 these tracks are characterised by a wider interdigital angle III<sup>IV</sup>, lower FL/FW ratio, higher divarication angle, and a not so well marked difference in digit length. There is no evidence of claw marks; digital pads are not well preserved. Furthermore, all the specimens referred to Morphotype 2 are oriented towards south and southwest.



**Figure 5.5 :** Morphotype 2 (MT2) dinosaur footprints from Djebel Azzeddine (Ouled Nail Mounts, Algeria). **A.** AZD006. **B.** AZD007. **C.** AZD008. **D.** AZD009 (scale bar= 5 cm).

## 5. Discussion

### 5.1. Ichnotaxonomical affinities

Identification of dinosaur ichnites down to low ichnotaxonomic levels remains problematic. The tracks of Morphotype 1 (MT1) show some claw marks at the tip of the toes which look quite slender; the print is longer than wide. On the other hand, toes of the Morphotype 2 (MT2) are more blunt and rounded in appearance, and tend to be quite wide. Furthermore, MT1 traces are longer than wide and they are V-shaped, whereas MT2 ones are wider and U-shaped. MT2 tracks are characterised by a greater divarication of digits III<sup>IV</sup> compared with digits II<sup>III</sup>, whereas these two interdigital angles are roughly equal in the MT1 tracks. Total divarication is greater in MT2 than in MT1.

MT1 footprints are tridactylous, longer than wide and small- to medium-sized (FL < 25 cm). They are compatible with the ichnofamilies Anchisauripodidae and Grallatoridae which include the cosmopolitan and most typical ichnogenus of small- to medium-sized footprints *Anchisauripus* and *Grallator* (e.g., Tsukiji et al., 2019). *Anchisauripus* is 15-20 cm in FL and *Grallator* does not exceed 15 cm (Olsen et al., 1998). Lockley (2009) considered *Anchisauripus* as a synonym of *Grallator* due to morphological similarity. Recently, Tsukiji et al. (2019) followed Lockley (2009) and



considered *Anchisauripus* as a synonym of the ichnogenus *Grallator*, and the ichnofamily Anchisauripodidae was then interpreted as equivalent to the ichnofamily Grallatoridae. Consequently, we consider MT1 footprints as *Grallator*-like tracks, belonging to the ichnofamily Grallatoridae.

MT2 tracks are tridactylous, with short digits, blunt tips, and heel area which has a rounded and wide form. Morphology of rounded and short digits, overall rounded outline of footprints and measurements, all tend to indicate ornithopod characteristics (Figueiredo et al., 2017). Broad digits can also be interpreted as a diagnostic feature of ornithischian tracks (Hübner, 2016).

Cretaceous theropod tracks are known worldwide and a number of different ichnotaxa have been named in relation to the regional skeletal record (Matsukawa et al., 2006). Unfortunately no significant fossil record is known in Algeria; thus, they cannot be compared with these tracks at hand. Algerian tracks resemble those of *Columbosauripus amourensis*, *Eutynichnium (Boutakioutichnium) atlasicus*, *Hispanosaurus hauboldi*, *Megalosauripus*, *Megalosauropus uzbekistanicus* (*Megalosauripus* sensu Lockley et al., 1998), and *Therangospodus pandemicus* (Mammeri, 2018).

On the other hand, ornithopod tracks are among the oldest tracks known since the 19<sup>th</sup> century. Recent discoveries in the last decade led to a number of specific names but, according to Díaz-Martínez et al. (2015), only eight ichnospecies belonging to three ichnogenera should be accepted: *Caririchnium* (*C. kortmeyeri*, *C. magnificum*, *C. lotus*, *C. billsarjeanti*), *Iguanodontipus* (*I. burreyi*), and *Hadrosauropodus* (*H. Leonardii*, *H. Kyoungsookimi*, *H. langsoni*). *Caririchnium* from the Lower Cretaceous of Canada and Brazil is characterised by rare or absent impression of manus, elongate digits in pes impression and high divarication angles between outer digits (e.g., Leonardi, 1984). *Iguanodontipus* is named from large ornithischian tracks from the Lower Cretaceous of England (Sarjeant et al., 1998). Furthermore *Hadrosauropodus* has a bilobate heel impression, symmetrical tracks and subtriangular manus impression, about one-third of the pes width (Lockley et al., 2003).

Considering the scarcity of diagnostic characters available, we refrain from assigning these tracks to specific genera; more accurate studies and additional fieldworks are required to address such an issue. Considering size and morphology, assignation of tracks described herein is limited to a generic theropod for MT1 and ornithopod for MT2 respectively. Moreover, based on the morphometric and allometric equations proposed by Thulborn and Wade (1984) and Thulborn (1990), MT1 tracks belong to small theropods (FL < 25 cm), while MT2 ones are assigned to small ornithopods (FL < 25 cm). Morphologically, both of the morphotypes of the present study differ from those previously found in the Cretaceous of Algeria and attributed to the ichnogenera and/or ichnospecies *Columbosauripus amourensis*, *Eutynichnium (Boutakioutichnium) atlasicus*,

*Hispanosaurus hauboldi*, *Megalosauripus*, *Megalosauropus uzbekistanicus*, and *Therangospodus pandemicus* (Mahboubi et al., 2007; Bessedik et al., 2008).

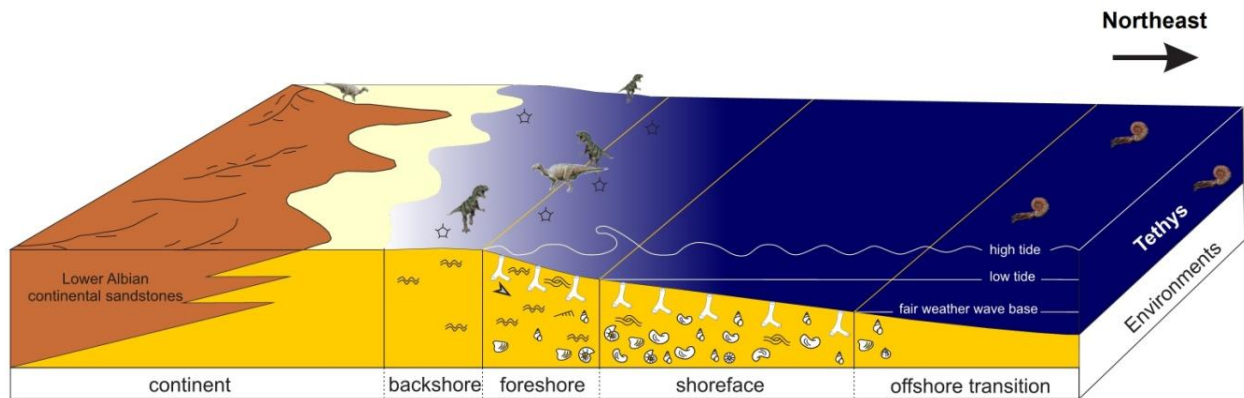
## 5.2. Palaeoenvironmental hints

Shallow marine deposits characterise the upper Albian – lower Cenomanian deposits of Djebel Azzeddine section. The upper unit of this latter consists of six lithofacies (Naimi and Cherif, 2021a), namely: *Cucullaea*-rich limestones, structureless limestones, dinosaur track-bearing dolostones, shelly limestones, greenish marls, and whitish marls. The sedimentological, ichnologic, palaeontologic and taphonomic features of this unit suggest a palaeoenvironment ranging from the lower shoreface to the upper foreshore zones, in a storm-dominated platform, which is also characterised by channel lags of laterally migrating subtidal channels (Fig. 5.6).

Dinosaur footprints are considered as valuable bio-sedimentary structures that help for palaeoenvironmental interpretation (Carvalho and Leonardi, 2021). The studied track-bearing surface is interpreted here as originating from a high-energy, intertidal environment with periodic storm-generated episodes. The presence of bivalve and gastropod remains, as well as *Skolithos* and *Thalassinoides* burrows, represents features that were made in subaqueous conditions. Co-occurrence of *Skolithos* and *Thalassinoides* merely reflects a shallow marine setting (Naimi and Cherif, 2021b). After sedimentation stopped, several processes were developed in the final tracksite formation such as erosion, induration (into a firmground?) and track development. It is worth mentioning that burrows are missing from the track-bearing zones. This indicates that the dinosaur footprints were developed after the substrate bioturbation by decapod crustaceans and its exposure on the tidal flat. The early footprint formation occurred when sediments were soft but firm enough to preserve the mastracks. Presence of soft sediment is actually indicated by raised rims in these footprints, formed where mud was displaced as the dinosaur stomped the sediment. The presence of such displacement rims allows inferring the high cohesiveness of the substrate which was then humid and characterised by low water content (Carvalho and Leonardi, 2021). However, the latter are reported within grainstone and packstone textures with early diagenetic dolomitisation as in the probable case of the studied dolostones. Pazos et al. (2012) indicated that dolomitisation together with microbial mats gave stability to the trampling surface, thus enhancing track preservation. Preservation of tiny details (in our case, claw marks) of footprints is related to the presence of microbial mats (Carmona et al., 2011). However, good preservation in microbial mats depends on some environmental conditions such as mat overgrowth and water content that affect the rheological proprieties of the substrate (Marchetti et al., 2019).

The majority of fossil tracks are preserved in three distinct environmental contexts, which are: tidal flats, aeolian and fluvial-lacustrine environments (Carvalho and Leonardi, 2021). Tidal flats are important environments for footprint preservation. They

are well known in the Gondwanian Cretaceous, in both carbonate and siliciclastic settings, especially in Argentina, Australia, Brazil, India, and Morocco (e.g., [Ibrahim et al., 2014](#); [Carvalho and Leonardi, 2021](#)). Tidal flats, salt marshes and lagoons generally present fine-grained sediments such as carbonate mud and clay that favoured the formation of tracks, especially in intertidal and supratidal settings ([Dalla Vecchia et al., 2001](#)).



**Figure 5.6 :** Palaeoenvironmental model of the upper Albian – lower Cenomanian platform deposits of the Ouled Nail Mounts.

### 5.3. Palaeobiogeographical implications

During the 'mid'-Cretaceous times, the Algerian Saharan Atlas, located to the north of the Saharan craton, occupied the extreme northwestern edge of the African continent. The occurrence of dinosaur tracks with very shallow marine fauna and ichnofauna in the northeastern part of the Ouled Nail basin, indicates an intertidal onshore carbonate setting, and supports the proximity of an emerged land ([Fig. 5.6](#)). However, the 'mid'-Cretaceous marginal-littoral deposits of the Saharan Atlas and its nearby regions had already yielded a diverse vertebrate remains such as dinosaur footprints. In the Ouled Nail Mounts, three dinosaur track sites were previously discovered in the vicinity of the Amoura village, located in the south of our study area ([Le Mesle and Péron, 1880](#); [Bellair and De Lapparent, 1948](#); [Mammeri et al., 2011](#)). These are large theropod footprints compared to the ichnotaxa *Columbosauripus amourensis*, *Megalosauripus*, *Megalosauropus*, and *Therangospodus* ([Haubold, 1971](#); [Mammeri, 2018](#); and references therein), and attributed to a late Albian – early Cenomanian age. In the central part of the Saharan Atlas, seven dinosaur track sites are known in the 'mid'-Cretaceous of the Djebel Amour. These sauropod footprints were identified as *Brontopodus* and *Parabrontopodus*, whereas tridactylous and tetradactylous tracks belonging to theropods were compared to the same ichnogenus reported in Amoura ([Mammeri, 2018](#)). In addition to footprints, a phalange attributed to the predatory dinosaur *Carcharodontosaurus* was discovered in El Kohol area ([Mahboubi, 1983](#)). In the Ksour

Mounts, [Bassoullet and Iliou \(1967\)](#) mentioned the presence of abundant dinosaur skeletal remains, represented by *Carcharodontosaurus*, other coelurosaurian and sauropod teeth, theropod vertebra and sauropod fragmentary bones which are associated with crocodilian and fish remains in the 'mid'-Cretaceous 'Continental Intercalaire' deposits. Recently, isolated teeth of *Spinosaurus aegyptiacus* and *Spinosaurus* sp. were reported by [Benyoucef et al. \(2017\)](#). Further southwest, in the Guir basin, a diversified vertebrate assemblage from the 'Continental Intercalaire' yielded very abundant theropod teeth ([Benyoucef et al., 2015](#)), 94% of them belonging to *Spinosaurus aegyptiacus*.

The above-mentioned remains belong to saurischians and indicate an important palaeobiogeographic distribution of dinosaurs, being considerably broader in the western Saharan Atlas, Guir basin and the Kem Kem Plateau where large theropods (spinosaurids and carcharodontosaurids) shared habitats with sauropods. The striking absence of dinosaur skeletal remains in the central and eastern Saharan Atlas, despite the abundance of their footprints, could suggest that these areas consisted in ancient migration routes, with a general direction SW-NE. The nature of facies including the dinosaur tracks indicates a marginal-littoral environment; thereby, the migrating dinosaurs supported nearshore carbonate/saline environments ([Gierliński et al., 2004](#)). So, this all suggests that the normal habitat of dinosaurs (trackmakers of these ichnites) consists of terrestrial fluvial environments in the southwestern areas and not in tidal flats. Moreover, except Djebel Azzedine, Amoura (Ouled Nail Mounts) and Daiet El Arbi track sites (Djebel Amour) where the dinosaur tracks are documented in upper Albian – lower Cenomanian very shallow marine sediments, the other track-bearing sites belong to the 'Continental Intercalaire', dated as Barremian to Albian. Also, [Le Loeuff et al. \(2012\)](#) suggested a Cenomanian age for the vertebrate-bearing deposits of the western Saharan Atlas assigned previously to the Albian (equivalent of the Saharan 'Continental Intercalaire') by [Bassoullet & Iliou \(1967\)](#).

All these dinosaur-bearing deposits lie below the late Cenomanian marine transgression (*Neolobites* bioevent), as well as in the coeval units from other North African regions. The presence of ornithopods in the eastern part of the Algerian Saharan Atlas should be related to their occurrence in Tunisia, where skeleton remains (e.g., [Benton et al., 2000](#); [Fanti et al., 2012, 2016](#)) and footprints ([Contessi, 2013](#)) of this dinosaur group were previously reported from 'mid'-Cretaceous strata.

## **Acknowledgments**

The authors wish to express their gratitude to Dr. Michela Contessi (Museo Civico di Scienze Naturali Malmerendi, Faenza, Italy) for her helpful suggestions, descriptions of the morphology and the attribution of the studied ichnites.

## References

- Bassoullet, J.P., 1971. Découverte d'empreintes de pas de Reptiles dans l'Infralias de la région d'Aïn-Sefra (Atlas saharien-Algérie). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société géologique de France* 7, 358–359.
- Bassoullet, J.P., Iliou, J., 1967. Découverte de Dinosauriens associés à des Crocodiliens et des Poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien (Algérie). *Comptes Rendus sommaires de la Société géologique de France* 7, 294–295.
- Bellair, P., De Lapparent, A.F., 1948. Le Crétacé et les empreintes de pas de Dinosauriens d'Amoura (Algérie). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 32, 168–175.
- Belvedere, M., Mietto, P., 2010. First evidence of stegosaurian *Deltapodus* footprints in North Africa (Iouaridène Formation, Upper Jurassic, Morocco). *Palaeontology* 53, 233–240.
- Benton, M.J., Bouaziz, S., Buffetaut, E., Martill, D., Ouaja, M., Soussi, M., Trueman, C., 2000. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157, 227–246.
- Benyoucef, M., Lång, E., Cavin, L., Mebarki, K., Adaci, M., Bensalah, M., 2015. Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma. *Cretaceous Research* 55, 44–55.
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L.G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C., Malti, F.Z., 2017. Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research* 78, 34–55.
- Bessedik, M., Mammeri, C., Belkebir, L., Mahboubi, M., Adaci, M., Hebib, H., Bensalah, M., Mansour, B., Mansouri, M.E.H., 2008. Nouvelles données sur les ichnites de dinosaures de la région d'El Bayadh (Crétacé inférieur, Algérie). *Palaeovertebrata* 36, 7–35.
- Boudchiche, L., Masrour, M., Boutakiout, M., Hamzaoui, L., Gascón, J.H., Pérez-Lorente, F., 2017. Jarrate Lbel: New Upper Cretaceous continental site in Morocco. A probable ornithischian non-ornithomimid trackway and three amble gait titanosauriform trackways. *Geogaceta* 61, 19–22.
- Boutakiout, M., Ladel, L., Díaz-Martínez, I., Pérez-Lorente, F., 2009. Prospecciones paleoicnológicas en el sinclinal de Iouaridène (Alto Atlas, Marruecos). 2: Parte oriental. *Geogaceta* 47, 33–36.
- Carmona, N., Bournod, C., Ponce, J.J., Cuadrado, D., 2011. The Role of Microbial Mats in the Preservation of Bird Footprints: A Case Study from the Mesotidal Bahia Blanca Estuary (Argentina). In: Noffke, N., Chafetz, H. (Eds.), *Microbial Mats in Siliciclastic Depositional Systems Through Time*. SEPM, Tulsa, OK, 101, pp. 37–46.
- Carvalho, I.S., Leonardi, G., 2021. Fossil footprints as biosedimentary structures for paleoenvironmental interpretation: Examples from Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 106, 102936.
- Contessi, M., 2013. A new dinosaur ichnofauna from Tunisia: Implications for the palaeobiogeography of peri-Adriatic carbonate platforms in the mid-Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 392, 302–311.
- Dalla Vecchia, F.M., Tunis, G., Venturini, S., Tarlao, A., 2001. Dinosaur track sites in upper Cenomanian (Late Cretaceous) of Istrian Peninsula (Croatia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 40, 25–54.

Díaz-Martínez, I., Pereda-Suberbiola, X., Pérez-Lorente, F., Canudo, J.C., 2015. Ichnotaxonomic Review of Large Ornithopod Dinosaur Tracks: Temporal and Geographic Implications. PLoS ONE 10(2), e0115477.

Emberger, J., 1960. Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl. Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie 27, 1–398.

Fanti, F., Contessi, M., Franchi, F., 2012. The “*Continental Intercalaire*” of southern Tunisia: Stratigraphy, paleontology, and paleoecology. Journal of African Earth Sciences 73–74, 1–23.

Fanti, F., Cau, A., Panzarin, L., Cantelli, L., 2016. Evidence of iguanodontian dinosaurs from the Lower Cretaceous of Tunisia. Cretaceous Research 60, 267–274.

Figueiredo, S., Dinis, P., Belo, J., Rosina, P., Bachtsevanidou Strantzali, I., 2017. A new record of a possible ornithopod footprint from the Lower Cretaceous of Cabo Espichel (Sesimbra, Portugal). Bolletino della Società Paleontologica Italiana 56, 217–231.

Gaudry, A., 1890. Les Enchainements du Monde Animal dans les temps géologiques. Fossiles Secondaires. Editions Masson, Paris, 523 p.

Gierliński, G., Pieńkowski, G., Niedzwiedzki, G., 2004. Tetrapod Track Assemblage in the Hettangian of Sołtyków, Poland, and its Paleoenvironmental Background. Ichnos 11, 195–213.

Grosheny, D., Chikhi-Aouimeur, F., Ferry, S., Benkherouf-Kechid, F., Jati, M., Atrops, F., Redjimi-Bourouiba, W., 2008. The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). Bulletin de la Société géologique de France 179, 593–603.

Haubold, H. (1971): Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum Fossilium. In: Kuhn, O. (Ed.), Handbuch der Paläoherpetologie – Encyclopedia of Paleoherpetology. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, pp. 1–124.

Herrero, C., Herrero, E., Martín-Chivelet, J., Pérez-Lorente, F., 2016. Contribution to knowledge of the last dinosaur footprints in Europe. Persistence of ornithopods in the upper Maastrichtian of SE Spain. Cretaceous Research 57, 490–507.

Hübner, T., 2016. Elusive Ornithischian Tracks in the Famous Berriasian (Lower Cretaceous) “Chicken Yard” Tracksite of Northern Germany: Quantitative Differentiation between Small Tridactyl Trackmakers. In: Falkingham, P.L., Marty, D., Richter, A. (Eds.), Dinosaur Tracks. The Next Steps. Indiana University Press, Bloomington, pp. 310–333.

Ibrahim, N., Varricchio, D.J., Sereno, P.C., Wilson, J.A., Dutheil, D.B., Martill, D.M., Baidder, L., Zouhri, S., 2014. Dinosaur Footprints and Other Ichnofauna from the Cretaceous Kem Kem Beds of Morocco. PLoS ONE 9, e90751.

Kotański, Z., Gierliński, G., Ptaszyński, T., 2004. Reptile tracks (*Rotodactylus*) from the Middle Triassic of the Djurdjura Mountains in Algeria. Geological Quarterly 48, 89–96.

Kukihara, R., Lockley, M.G., 2012. Fossil footprints from the Dakota Group (Cretaceous) John Marin Reservoir, Bent County, Colorado: New insights into the paleoecology of the Dinosaur Freeway. Cretaceous Research 33, 165–182.

Le Loeuff, J., Läng, E., Cavin, L., Buffetaut, E., 2012. Between Tendaguru and Bahariya: on the age of the Early Cretaceous dinosaur sites from the Continental Intercalaire and other African formations. Journal of Stratigraphy 36, 1–18.

Le Mesle, G., Peron, P.A., 1880. Sur les empreintes de pas d'oiseaux observées par M. le Mesle dans le Sud de l'Algérie. Association Française pour l'Avancement des Sciences, Congrès de Reims, 1–6.

- Leonardi, G., 1984. La impronte fossili di dinosaur. In: Bonaparte, J.F., Colbert, E.H., Currie, P.J., De Ricqlés, A, Kielan-Jaworowska, Z., Leonardi, G., Morello, N., Taquet, P. (Eds.), *Sulle orme del Dinosauri*. Erizzo Editrice, Venice, pp. 161–186.
- Leonardi, G., 1987. *Glossary and Manual of Tetrapod Palaeoichnology*. Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasilia, Brazil, 75 p.
- Lockley, M.G., 1991. *Tracking Dinosaurs: a New Look at an Ancient World*. Cambridge University Press, Cambridge, 238 p.
- Lockley, M.G., 2009. New perspectives on morphological variation in tridactyl footprints: clues to widespread convergence in developmental dynamics. *Geological Quarterly* 53, 415–432.
- Lockley, M.G., Meyer, C.A., Santos, V.F.D., 1998. *Megalosauripus* and the problematic concept of *Megalaosaur* footprints. *Gaia* 15, 313–337.
- Lockley, M.G., Nadon, G., Currie, P.J., 2003. A diverse dinosaur-bird footprint assemblage from the Lance Formation, Upper Cretaceous, eastern Wyoming: implications for ichnotaxonomy. *Ichnos* 11, 229–249.
- Mahboubi, C.Y., Radulović, B.V., Ouali Mehadji, A., Ayoub-Hannaa, W., Munnecke, A., 2021. Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology. *Historical Biology*. <https://dx.doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609>.
- Mahboubi, M., 1983. *Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas Saharien central, Algérie)*. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université d'Oran, Algeria, 114 p.
- Mahboubi, M., Bessedik, M., Belkebir, L., Adaci, M., Hebib, H., Bensalah, M., Mammeri, C., Mansour, B., Mansouri, M.E.H., 2007. Première découverte d'empreintes de pas de dinosaures dans le Crétacé inférieur de la région d'El Bayadh (Algérie). *Bulletin du Service géologique National* 18, 127–139.
- Mammeri, C., 2018. *Les empreintes de pas de dinosauriens de l'Atlas saharien (Rhétien à Cénomaniens) : ichnosystématique et paléobiogéographie*. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université d'Oran 2, Algeria, 136 p.
- Mammeri, C., Belkebir, L., Bessedik, M., Mahboubi, M., 2011. Nouvelles traces de pas de dinosaures dans le Crétacé supérieur d'Amoura (Atlas saharien oriental, Algérie). *Mémoires du Service géologique National* 17, 85–99.
- Marchetti, L., Belvedere, M., Voigt, S., Klein, H., Castanera, D., Díaz-Martínez, I., Marty, D., Xing, L., Feola, S., Melchor, R.N., Farlow J.O., 2019. Defining the morphological quality of fossil footprints. Problems and principles of preservation in tetrapod ichnology with examples from the Palaeozoic to the present. *Earth-Science Reviews* 193, 109–145.
- Matsukawa, M., Lockley, M.G., Li, J., 2006. Cretaceous terrestrial biotas of East Asia, with special reference to dinosaur-dominated ichnofaunas: towards a synthesis. *Cretaceous Research* 27, 3–21.
- McCrea, R.T., Buckley, L.G., Plint, A.G., Lockley, M.G., Matthews, N.A., Noble, T.A., Xing, L., Krawetz, J.R., 2015. Vertebrate ichnites from the Boulder Creek Formation (Lower Cretaceous: middle to ?upper Albian) of northeastern British Columbia, with a description of a new avian ichnotaxon, *Paxavipes babcockensis* ichnogen. et isp. nov. *Cretaceous Research* 55, 1–18.
- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021a. Sedimentology and ichnology of the mid-Cretaceous succession of Ouled Nail Mounts (Eastern Saharan Atlas, Algeria). *Geologia Croatica* 74(3).

- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021b. Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria): Paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. *Journal of African Earth Sciences* 180, 104239.
- Naimi, M.N., Mahboubi, C.Y., Cherif, A., 2021a. Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. *Journal of African Earth Sciences* 183, 104304.
- Naimi, M.N., Vinn, O., Cherif, A., Benyoucef, M., 2021b. *Trypanites* and associated bivalve borings in upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria). *Proceedings of the Geologists' Association*.
- Olsen, P.E., Smith, J.B., McDonald, N.G., 1998. Type material of the type species of the classic theropod footprint genera *Eubrontes*, *Anchisauripus*, and *Grallator* (Early Jurassic, Hartford and Deerfield Basins, Connecticut and Massachusetts, U.S.A.). *Journal of Vertebrate Paleontology* 18, 586–601.
- Pazos, P.J., Lazo, D.G., Tunik, M.A., Marsicano, C.A., Fernàndes, D.E., Aguirre-Urreta, M. B., 2012. Paleoenvironmental framework of dinosaur tracksites and other ichnofossils in Early Cretaceous mixed siliciclastic-carbonate deposits in the Neuquén Basin, northern Patagonia (Argentina). *Gondwana Research* 22, 1125–1140.
- Regagba, A., Mekahli, L., Benhamou, M., Hammadi, N., Zekri, A., 2007. Découverte d'empreintes de pas de dinosauriens (Théropodes et Sauropodes) dans les « grés des Ksour » du Crétacé inférieur de la région d'El Bayadh (Atlas saharien central, Algérie). *Bulletin du Service géologique National* 18, 141–159.
- Romilio, A., Salisbury, S.W., 2011. A reassessment of large theropod dinosaur tracks from the mid-Cretaceous (late Albian-Cenomanian) Winton Formation of Lark Quarry, central-western Queensland, Australia: a case for mistaken identity. *Cretaceous Research* 32, 135–142.
- Romilio, A., Tucker, R.T., Salisbury, S.W., 2013. Reevaluation of the Lark Quarry dinosaur Tracksite (late Albian-Cenomanian Winton Formation, central-western Queensland, Australia): no longer a stampede? *Journal of Vertebrate Paleontology* 33, 102–120.
- Santos, V.F., Callapez, P.M., Rodrigues, N.P.C., 2013. Dinosaur footprints from the Lower Cretaceous of the Algarve Basin (Portugal): New data on the ornithopod palaeoecology and palaeobiogeography of the Iberian Peninsula. *Cretaceous Research* 40, 158–169.
- Sternberg, C.M., 1932. Dinosaur tracks from Peace River, British Columbia. *Annual Report National Museum Canada (for 1930)*, 59–85.
- Thulborn, T., 1990. *Dinosaur Tracks*. Chapman & Hall, London, 410 p.
- Thulborn, R.A., Wade, M.J., 1984. Dinosaur trackways in the Winton formation (Mid-Cretaceous) of Queensland. *Memoirs of the Queensland Museum* 21, 413–517.
- Tsukiji, Y., Azuma, Y., Shiraishi, F., Shibata, M., Noda, Y., 2018. New ornithopod footprints from the Lower Cretaceous Kitadani Formation, Fukui, Japan: Ichnotaxonomical implications. *Cretaceous Research* 84, 501–514.
- Tsukiji, Y., Azuma, Y., Shiraishi, F., Shibata, M., 2019. A diverse theropod footprint assemblage from the Lower Cretaceous Kitadani Formation, Tetori Group, central Japan. *Cretaceous Research* 97, 16–33.
- Xing, L., Lockley, M.G., Zhang, J., Klein, H., Marty, D., Peng, G., Ye, Y., McCrea, R.T., Persons IV, W.S., Xu, T., 2015. The longest theropod trackway from East Asia, and a diverse sauropod-, theropod-, and ornithopod-track assemblage from the Lower Cretaceous Jiaguan Formation, southwest China. *Cretaceous Research* 56, 345–362.



## CHAPITRE 6

### ICHTNOLOGIE DE L'ÉVÈNEMENT ANOXIQUE Océanique 2 (OAE-2) DANS LES MONTS DES OULED NAÏL

---

Ce chapitre consiste à un article qui a été soumis.

Mohammed Nadir Naimi, Amine Cherif, Chikh Younes Mahboubi, Madani Benyoucef

#### Résumé :

L'évènement du passage Cénomaniens-Turonien (OAE-2) a été étudié ichnologiquement pour la première fois dans la marge sud téthysienne. Les ichnotaxons *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *Ptychoplasma* isp., *?Thalassinoides* isp., et *?Trichichnus* isp. ont été enregistrés dans la succession cénomano-turonienne de la coupe de Khanguet Grouz, monts des Ouled Naïl, Atlas saharien algérien. Cette dernière a été subdivisée en cinq unités lithostratigraphiques. Les dépôts pré-évènement sont caractérisés par d'abondants terriers attribués à *Planolites* et *Ptychoplasma*, associés avec des coquilles de bivalves et de gastéropodes, qui indiquent que la niche écologique était occupée par des organismes différents ayant des comportements variables. Le début de l'évènement est marqué par un changement important dans les caractéristiques ichnologiques comme il a été indiqué par la diminution des traces fossiles, qui sont soit rares, soit totalement absentes. Les ichnofossiles des dépôts liés à l'OAE-2 sont *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *?Thalassinoides* isp., et *?Trichichnus* isp. Ces traces indiquent des conditions stressantes. Ceci est supporté par la présence des formes naines de bivalves. Les black shales de l'évènement anoxique sont laminés et non bioturbés. Par conséquent, cela indique des épisodes de conditions environnementales au cours desquelles des producteurs opportunistes de *Chondrites*, *Pilichnus* et *?Trichichnus* pourraient coloniser le substrat dans des conditions dysoxiques à anoxiques, défavorables à la vie benthique. Cependant, de courtes conditions oxiques alternantes peuvent être indiquées par la présence de niveaux à faune benthique (e.g., inocérames). La phase post-évènement (ou récupération) est caractérisée par des niveaux à forte bioturbation, avec d'abondants *Planolites* et d'autres terriers indéterminés. Comme il a été mis en évidence dans la marge nord de la Téthys, la diminution importante de l'ichnoabondance et de l'ichnodiversité est due à une diminution significative de l'oxygénation de l'eau interstitielle. De plus, l'ichnoassemblage de l'OAE-2 de la coupe de Khanguet Grouz est similaire à celui de la coupe de Rio Fardes (Cordillères Bétiques, Espagne), en comparaison avec les autres coupes téthysiennes.

**Mots-clefs :** Traces fossiles, L'évènement du passage Cénomaniens-Turonien, Dysoxie, Black shales, Paléoenvironnements, Monts des Ouled Naïl, Téthys méridionale.

## Ichnology of the Cenomanian–Turonian boundary event in the southern Tethyan margin (Khanguet Grouz section, Ouled Nail Range, Algeria)

### Abstract

The Cenomanian–Turonian boundary event (C/TBE) is studied in the southern Tethyan margin from an ichnological point of view for the first time. The ichnotaxa *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *Ptychoplasma* isp., *?Thalassinoides* isp., and *?Trichichnus* isp., are reported from the Cenomanian–Turonian succession of the Khanguet Grouz section, Ouled Nail Range, Algerian Saharan Atlas. This latter is subdivided into five informal units. The pre-event deposits are characterised by abundant burrows attributed to *Planolites* and *Ptychoplasma*, associated with bivalve and gastropod shells, which indicate that the ecological niche was occupied by different organisms with variable ethology. The beginning of the C/TBE is marked by an important change in ichnologic features as revealed by the decrease of trace fossils, represented by their generalised scarcity or total absence. The ichnofossils recorded from the C/TBE deposits are *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides*, and *?Trichichnus*. These traces indicate stressful conditions. This is also supported by the joint presence of dwarfed forms of bivalves. The C/TBE black shales are laminated and un-bioturbated. Consequently, this indicates episodes of improved palaeoenvironmental conditions during which opportunistic *Chondrites*, *Pilichnus* and *?Trichichnus* producers could colonise the substrate in unfavourable, dysoxic to anoxic benthic conditions. However, short alternating oxic conditions may be indicated by the presence of levels yielding benthonic fauna (e.g., inoceramid bivalves). The post-event (or recovery) phase is characterised by high bioturbated levels, with abundant *Planolites* and other undetermined burrows. As evidenced in the northern Tethyan margin, the important decrease in ichnoabundance and ichnodiversity is due to a significant decrease in the oxygenation of pore water. Moreover, the 'Oceanic Anoxic Event' ('OAE-2')-ichnoassemblage of the Khanguet Grouz section is similar to that of the Rio Fardes section (Betic Cordillera, Spain), in comparison with the other Tethyan sections.

**Keywords:** Trace fossils; Cenomanian–Turonian boundary event; Dysoxia; Black shales; Palaeoenvironments; Ouled Nail Range; South Tethyan realm.

### 1. Introduction

The Cenomanian–Turonian Boundary (C/TB = 93.9 Ma; [Gradstein et al., 2012](#)) interval containing the black shales of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE-2) records major oceanographic change in the marine environment (e.g., [Arthur et al., 1988](#)), as well as the highest Mesozoic–Cenozoic sea level stand ([Haq et al., 1987](#)). It is characterised by the Cenomanian–Turonian Boundary Event (C/TBE) which is considered as one of the major Mesozoic events (2–3‰ positive  $\delta^{13}\text{C}$  excursion) ([Scholle and Arthur, 1980](#)). This event is related to widespread oceanic anoxia described as OAE-2 ([Schlanger and Jenkyns, 1976](#)), enhanced rates of organic carbon burial, major faunal change, and

demise of tropical carbonate platforms. This period was also a turning point in marine radiation and extinction of many macro- and microfossil groups (e.g., Hallam and Wignall, 1997). The productivity event of the OAE-2 had a major effect on the calcareous nannoplankton and radiolarians (Leckie et al., 2002). Additionally, the OAE-2 affected deeper-dwelling planktonic foraminifera as evidenced by the extinction of the genus *Rotalipora* (e.g., Hart, 1980; Wonders, 1980).

The OAE-2 displays a marked drop in  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic values attributed to submarine volcanism (e.g., Jones and Jenkyns, 2001). The C/TBE can also be related to massive subaerial volcanic eruptions potentially associated with LIP formation (Caribbean and Madagascar flood basalts) (Kuroda et al., 2007). This event occurred during a global 'greenhouse' climate (Bice and Norris, 2002). The C/TBE is recorded in the sedimentary record as a package of black shales, called the 'Bonarelli Level' (e.g., Monaco et al., 2012). Increased surface water productivity has been commonly invoked to explain the global deposition (i.e., Tethys, Atlantic and equatorial Pacific) of dark-coloured, carbon-rich organic sediments (i.e., black shales) during this oceanic anoxic event (e.g., Schlanger and Jenkyns, 1976). These black shales and coeval organic-rich facies are dominated by marine-derived organic matter from microbial sources (algae and bacteria) (e.g., Farrimond et al., 1990). The accumulation and preservation of this organic matter was enhanced by the latest Cenomanian–early Turonian transgression, as well as by the warm and oxygen-poor intermediate and deep waters (Leckie et al., 2002).

This event is well documented in the Mediterranean area and surrounding margins. In Algeria, it has been evidenced geochemically, using total organic carbon (TOC) and stable isotope ( $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ ) studies, and micropalaeontologically, on the basis of foraminifera and ostracods, in the Ouled Nail, Tebessa Ranges and Aures Mountains (Grosheny et al., 2008; Ruault-Djerrab and Kechid-Benkherouf, 2011; Ruault-Djerrab et al., 2012, 2014; Salmi-Laouar et al., 2018). In the Ksour Range, the organic-rich facies (i.e., black shales) are absent, but the presence of a positive excursion zone of the  $\delta^{13}\text{C}$  around the C/TB allowed evidencing the C/TBE (Salhi et al., 2020). This event coincides with the successive proliferation of different opportunistic organisms such as small gastropods and echinoids (Benadla et al., 2018). Further to the north, in the Ouarsenis Range, Benhamou and Brahim (2020) discovered a rich ichthyofauna in the Upper Cenomanian, organic-rich and siliceous deposits indicating the C/TBE. Furthermore, in the Tinrhert intracratonic basin (eastern Algerian Sahara), the study of the stratigraphic evolution of the ostracofauna evidenced several bioevents related to the OAE-2 (Tchenar et al., 2020).

In the last few decades, many Phanerozoic mass-extinction events (i.e., oceanic anoxic events) were studied from an ichnological point of view, such as the Frasnian–Famennian boundary interval (Kellwasser Event) (Stachacz et al., 2017), the end-Permian mass extinction (EPME) (Rodríguez-Tovar et al. 2021), the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) (e.g., Miguez-Salas et al., 2017), the latest Hauterivian Faraoni

event (Rodríguez-Tovar and Uchman, 2017), the Cretaceous–Paleogene (K/Pg; previously K/T) boundary (Łaska et al., 2017), and the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) (Rodríguez-Tovar et al., 2011). Several works have addressed the ichnology of the C/TBE in the northern margin of the Tethys in order to obtain information on the response of the macrobenthonic tracemaker communities, especially in Poland (e.g., Uchman et al., 2008, 2013a, b), Spain (Rodríguez-Tovar et al., 2009a, b, 2020), Italy (Monaco et al., 2012, 2016), and France (Olivero and Gaillard, 1996). However, the C/TBE of the southern margin of the Tethyan realm has never been studied so far from an ichnologic standpoint.

A revolution in the study of invertebrate trace fossils was made in Algeria in the last two years, especially on Jurassic (Belaid et al., 2020; Cherif and Naimi, 2021), Cretaceous (Cherif et al., 2021a; Naimi and Cherif, 2021a; Naimi et al., 2021a) and Neogene marine deposits (Benkhedda et al., 2021; Cherif et al., 2021b; Naimi and Cherif, 2021b; Naimi et al., 2021b, c, d; Vinn et al., 2021). This paper aims to: (i) report trace fossils from the C/TBE of the southern Tethyan margin for the first time; (ii) describe the succession in order to interpret the evolution of palaeoenvironment; and (iii) discuss the palaeoecology and the response of the endobenthonic organisms to the anoxic event.

## 2. Geological setting

The studied section is located in the northwestern part of the Khanguet Grouz sub-circular structure, which corresponds to an anticline pertaining to the Ouled Nail Range, in the eastern part of the Saharan Atlas, northern Algeria (Fig. 6.1A). Kazi-Tani (1986) integrated this anticline in the Slim synclinorium.

The Saharan Atlas is an intra-continental fold belt, oriented NE-SW, which forms the southwestern part of the Algerian Atlasic domain, composed also of the Aures Range, Zibane Mountains, Nementcha-Tebessa Range, and Negrine Mountains, as well as the Oran Meseta and the Tlemcen domain. The latter constitute, together with the Tell Atlas, the Algerian part of the Alpine Mediterranean chain. This fold belt is composed of Mesozoic–Cenozoic shallow marine and continental deposits, uplifted during the Atlasic tectogenic phase or the Atlas event, attributed to the Bartonian–Priabonian (latter Eocene) and characterised by NE-SW to ENE-WSW trending folds (Guiraud, 1973). The Saharan Atlas is subdivided into three segments: (i) the Ksour range in the southwest, (ii) the Amour Range in the central part, and (iii) the Ouled Nail Range in the north-east (Ritter, 1902; Naimi et al., 2021e).

In the Ouled Nail Range, the oldest strata are Triassic and outcrop in complex faulted and diapiric zones (e.g., Aïn Ograb and Mgabret Zerigat) (Fig. 6.1B). They consist of purplish clays, gypsum, dolostones, and doleritic ophites (Emberger, 1960). Due to their evaporitic nature which is easily weathered and eroded, these diapirs have a low relief (Djebbar, 2000). The Lower Cretaceous strata are represented by: (i) Valanginian–Hauterivian marine deposits, (ii) Barremian and Lower Aptian continental (Bedoulian)

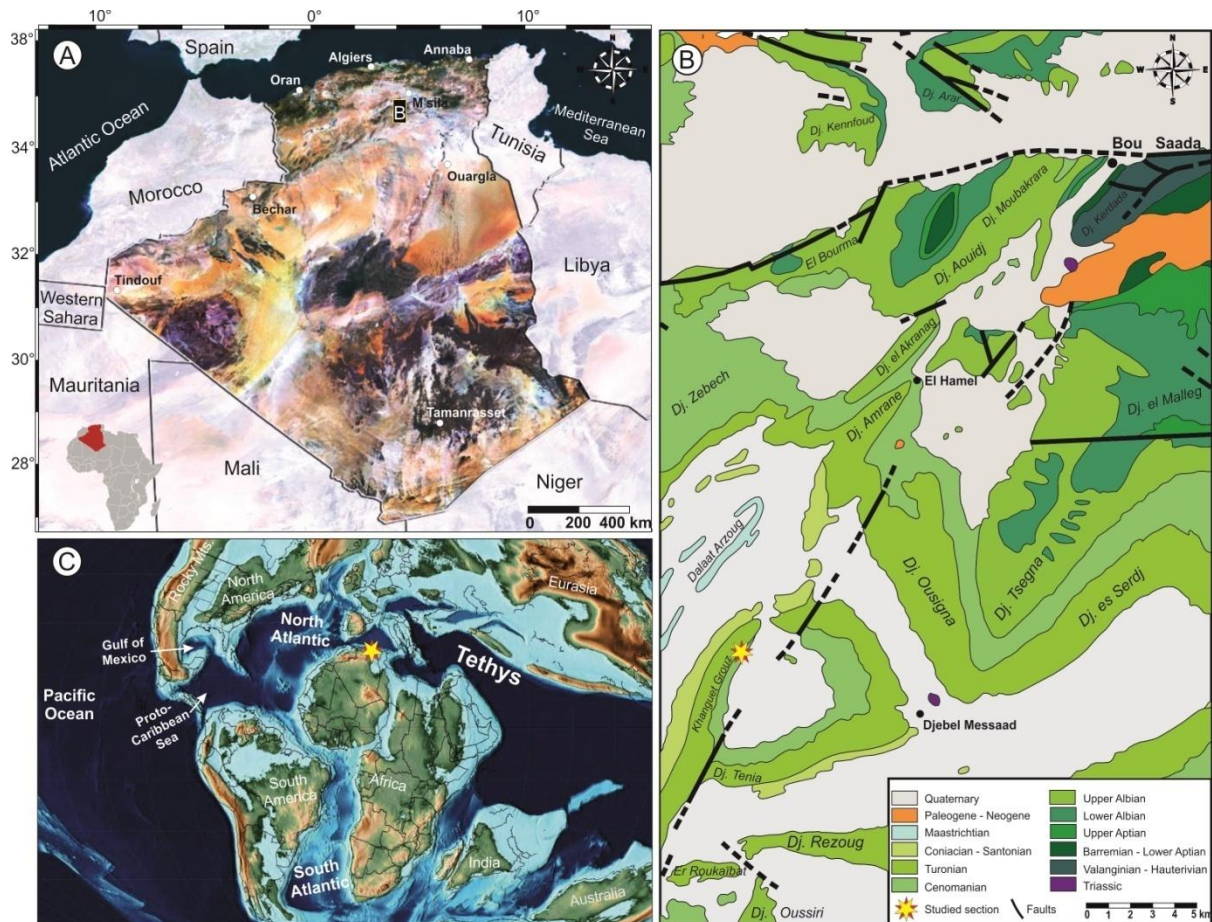
and lagoonal plant-bearing sandstones showing rare dolomitic intercalations, (iii) Upper Aptian (Gargasian) carbonate deposits with abundant and diversified fauna and flora, (iv) Lower Albian deltaic and continental detrital deposits, and (v) Upper Albian shallow marine oyster-rich carbonate deposits (e.g., [Emberger, 1960](#); [Naimi and Cherif, 2021a](#); [Naimi et al., 2021a](#)). The litho- and biofacies of the lower Cenomanian are similar to those of the Upper Albian. They are overlain by Middle Cenomanian marl-limestone alternations and thick gypsum levels indicating a lagoonal environment, intercalated by some limestone beds rich in foraminifera ([Emberger, 1960](#)). The upper part of the Cenomanian series is characterised by micritic, nodular and shelly limestones and black shales of the OAE-2 ([Grosheny et al., 2008](#)). At this time, the studied area constituted a part of the southern Tethyan margin ([Fig. 6.1C](#)).

Turonian deposits are represented by sub-lithographic limestones containing ammonites, inoceramids and planktonic foraminifera. In the Late Turonian, the environment becomes very shallow, characterised by echinoid- and oyster-rich marls and ooidal limestones with debris of rudists and corals ([Emberger, 1960](#)). The post-Turonian Cretaceous displays the same features as the underlying Turonian deposits. Coniacian–Santonian strata are represented by marls and gypsum at their base and foraminifer-bearing limestones at their top. The overlying Campanian is highly fossiliferous and entirely marly. Furthermore, the Maastrichtian is characterised by chalky, dolomitic and ooidal, sub-reefal limestones ([Emberger, 1960](#)). The Cenozoic strata lie unconformably on the Cretaceous deposits and are represented mainly by continental detrital deposits, such as conglomerates and sandy clays ([Emberger, 1960](#)).

In the Khanguet Grouz, [Herkat \(1999\)](#) subdivided the Cenomanian–Turonian interval into two megasequences which characterise all the eastern part of the Algerian Atlasic domain: (i) Vraconnian–Cenomanian, and (ii) Turonian. Only the upper part of the first one can be observed in the Khanguet Grouz section. However, the second one is well represented, which constitutes their type-section for the Ouled Nail basin axis. It is composed of three 4th-order sequences and six 3rd-order sequences. Three periods were distinguished prior to and after the C/TBE in the same part of the Algerian Atlasic domain ([Grosheny et al., 2008](#)). These authors evidenced the presence of black shales and studied geochemically the C/TBE deposits. They also, republished these results in another work (i.e., [Chikhi-Aouimeur et al., 2011](#)).

The sub-circular structure of Khanguet Grouz is 7.5 km in diameter. It is composed by Cenomanian, Turonian and Coniacian–Santonian carbonate deposits. The younger strata (Turonian and Coniacian–Santonian) form prominent ridges around this structure such as Djebel Tenia in the southern part of the structure ([Fig. 6.1B](#)). To the east of the structure, a Triassic diapir evidenced by salt deposits crops out near the Aïn Ograb village (Djebel Messaad; [Fig. 6.1B](#)). [Herkat \(1999\)](#) interpreted this structure as resulting from a rotational deformation phase, due to the dextral shear of the North Atlas Fault. However, [Djebbar \(2000\)](#) mapped three main radial faults across the Khanguet Grouz structure, and assumed that this structure is likely to be the result of

the salt diapir. The El Medaouar sub-circular structure, which is 3.2 km in diameter, located about 10 km to the west of the Khanguet Grouz structure and closely resembling the latter, has been interpreted as related to a compressional event (rotational motion), corresponding to that of the Atlasic phase, which occurred during the Bartonian–Priabonian transition (~ 35 Ma) (Hassani et al., 2016). On the other hand, Kazi-Tani (1986) indicated that the circular folds of the Algerian Atlasic domain must be related to two different tectonic phases.



**Figure 6.1 :** Geological setting. **A.** Satellite image showing the main geological characteristics of Algeria. **B.** Simplified geological map of the Bou Saada area (modified after the geological map of Bou Saada 1/200,000). **C.** Late Cenomanian global palaeogeography and location of the Ouled Nail basin (map after Scotese 2014).

### 3. Methodology

The Khanguet Grouz section (ca. 35°01'24" N 3°58'55" E) is located in the wilaya of M'sila (northern Algeria), near the road linking the RN46 to the RN89 (RN = national road), about 20 km southwest of Bou Saada (Fig. 6.1B). The fieldwork had been carried out in April 2021 by the two first authors. The section was sampled, described bed-by-bed and subdivided into five informal units based on their lithological change, geometry, colour, trace fossils, sedimentary structures, and faunal content. The facies, trace fossils

and invertebrate fossils (bivalves, gastropods and ammonites) were photographed *in situ* using a digital camera Sony DSC-W800. The trace fossils were systematically studied bed-by-bed, paying special attention to their distribution along the section, their abundance, as well as their relationship within the different facies. The ichnologic study is based on macroscopic features such as shape of burrow, orientation, diameter, length, and width.

#### 4. Lithostratigraphic description

At the Khanguet Grouz sub-circular structure, the Cenomanian–Turonian succession is subdivided into five informal units on the basis of detailed lithologic, sedimentologic, palaeontologic, and ichnologic characteristics.

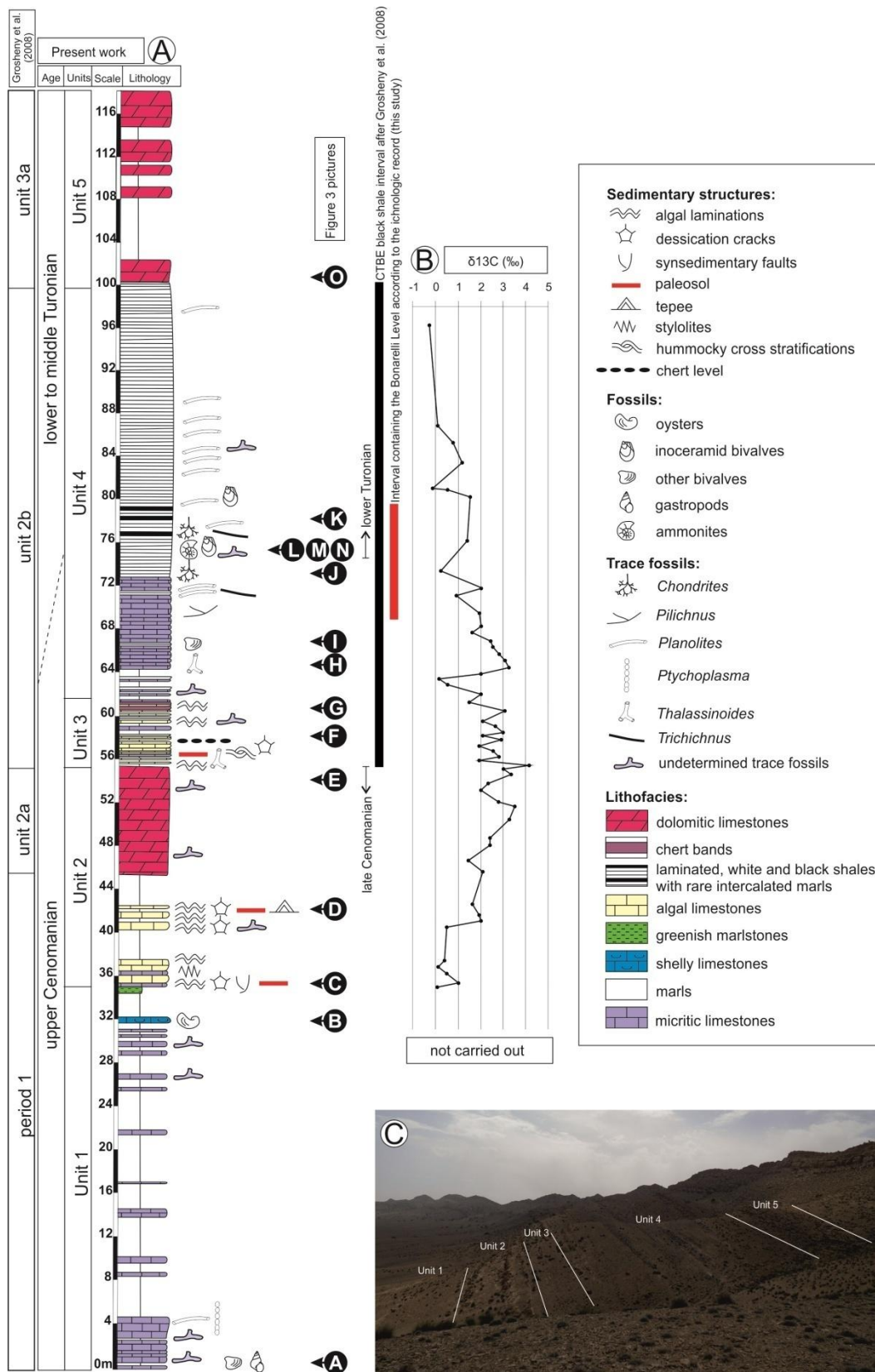
##### 4.1. Unit 1

This unit, 35 m-thick, starts with micritic limestones (0.2–0.5 m) containing many shells of bivalves and gastropods, intercalated by some marly levels (0.1–0.4 m). These latter are capped by a laminated limestone bed (0.4 m) (Fig. 6.3A), a marly level (0.3 m), and a bed of yellowish micritic limestones (1.6 m), grey in cross-section and highly bioturbated at the base with abundant *Planolites* and *Ptychoplasma*. The middle part of this unit (~ 25 m) is hidden along the circular structure by recent eluvial deposits, but some limestone beds crop out. The upper part is represented by bioturbated micritic limestone (0.2–0.4 m) and whitish marl (0.2–0.5 m) alternations. They are overlain by an oyster-rich limestone storm bed (0.3 m) and a whitish marl level (0.25 m). The oyster shells are fragmented and randomly oriented (Fig. 6.3B). This unit terminated by greenish laminated marlstones (0.6 m) is intercalated by some limestone levels.

##### 4.2. Unit 2

The lowermost base of this 21 m-thick unit comprises a Lofer cyclothem constituted at its base by whitish limestones (0.3 m), overlain by yellowish stromatolitic limestones (0.6 m), containing loferitic breccias and affected by syn-sedimentary faults (growth faults) (Fig. 6.3C). These stromatolitic limestones are sometimes marmorised. They are capped by a continuous micritic limestone bed (0.4 m), showing abundant bed-parallel horizontal to sub-horizontal stylolites, and resembling the member C of the typical Lofer cyclothem, thin limestones with algal laminations (0.8 m), and by whitish marls (2.5 m). These latter are overlain by stromatolitic yellowish limestones (0.5 m), with sharp erosive bases, tepee structures (Fig. 6.3D) and red paleosols, a loferitic breccia (0.2 m), micritic grayish limestones (0.3 m), and by another whitish marl interval (0.4 m).

The upper part of this unit begins by laminated limestones showing a paleosol and desiccation cracks, whitish marls (0.3 m), and a limestone bed (0.3 m) bounded by another paleosol. On this latter, whitish marls (0.1–3 m) which alternate with some micritic limestones (1–1.5 m) crop out. All these deposits consist in the period 1 of Grosheny et al. (2008). These authors considered these deposits as complex and



**Figure 6.2 :** Lithostratigraphic succession of the Khanguet Grouz section. **A.** Stratigraphic column of the Khanguet Grouz section. **B.** Carbon isotope data (Grosheny et al. 2008). **C.** Panoramic view of the studied succession.



organised into successive shallow-water marl-limestone parasequences, maybe bounded by emersion surfaces. They also indicated that similar deposits characterise equivalent strata along the northern edge of the Saharan craton, through the south of Tunisia. In the Djebel Chbeibita section located further to the northwest, the lower part of this bar yielded Radiolitid fragments (Grosheny et al., 2008).

The unit 2 terminates by a thick bar (~ 10 m) of bioturbated dolomitic limestones (Fig. 6.3E) which corresponds to unit 2a of Grosheny et al. (2008). It is attributed to the late Cenomanian thanks to the presence of the ammonites *Euomphaloceras costatum*, *Metengonoceras gr. dibbleyi* and *Neocardioceras* sp. at the top of this thick bed (Herikat, 1999).

#### 4.3. Unit 3

This 7.5 m-thick unit begins by alternations of fine micritic limestones showing rare algal laminations and whitish laminated biodetrital limestones with clayey and marly intervals (0.05–0.3 m). The limestone beds are 0.1 to 0.3 m-thick. A Lofier cyclothem was found in the lowermost part of this unit. It is formed at the base by micritic limestones (0.2 m) with rare bivalve bioclasts and *?Thalassinoides* burrows, overlain by a paleosol with micro-HCS (0.05 m), and finally by a Loferitic breccia.

The upper part of this unit starts with whitish shales (0.1 m) (Fig. 6.3F), overlain by alternations of micritic limestones (0.35 m), algal limestones showing some chert levels (0.25 m), and whitish shales (0.35 m), with marl levels (0.2–0.4 m).

This unit ends up with alternations of marls (0.1–0.15 m) and pseudo-nodular limestones (0.2–0.25 m), followed by two chert beds (0.4–0.5 m) interbedded by yellowish limestones with algal laminations. The cherts are blackish or whitish, very hard, well-stratified to nodular (Fig. 6.3G). They are passing laterally into greyish micritic limestones with algal laminations and thin black chert levels.

This unit 3 corresponds to the lowermost part of unit 2b of Grosheny et al. (2008), considered as a black shale interval, and attributed to the C/TB interval.

#### 4.4. Unit 4

This 38 m-thick unit starts with four sequences composed of three lithofacies: whitish marls (0.15–1.2 m), bioturbated micritic limestones (0.2–0.9 m) and white shales (0.3 m). These latter are capped by 8 metres of greyish micritic limestones (Fig. 6.3H) with *?Thalassinoides* at the base and *Pilichnus*, *Planolites*, and *?Trichichnus* at the top, intercalated by some whitish, thin shale beds showing dwarf bivalves (Fig. 6.3I). A deepening facies characterises the upper part of this unit. It is very thick (~ 28 m), composed of whitish shales (0.05–0.25 m) (Fig. 6.3J), with some marl and/or clay intercalations. Many black shale levels are also present (Fig. 6.3K). Both whitish and black shales are laminated. The recorded fauna from the upper part of this unit 4 is

represented by abundant inoceramid bivalves assigned to *Mytiloides goppelnensis* (Badillet and Sornay, 1980) (Fig. 6.3L), with several juvenile forms. Their ornamentation consists of commarginal and rounded rugae; it is well-preserved and very characteristic besides the juvenile specimens. This species indicates early Turonian age since it appears in the Turonian GSSP (Greenhorn Limestone, Bridge Creek Member) at Pueblo (Colorado, USA) shortly above the base of the stage (beds 90 to 114; Kennedy et al., 2005); it does not reach the top of the substage. *M. goppelnensis* previously recorded from North America (Colorado), Europe (England, France, Germany, Poland, Russia, and Spain), Japan, and Iran (Kennedy et al., 2000; Wilmsen et al., 2020). Subsequently, the studied specimens are considered to constitute the first record from Africa. At the Khanguet Grouz section, this inoceramid bivalve is associated with crushed ammonites (Fig. 6.3M). Grosheny et al. (2008) reported the ammonite *Mammites* sp. from these deposits, thus confirming the age attributed thanks to inoceramids. Salmi-Laouar et al. (2018) reported *Mytiloides* inoceramids from the Lower Turonian (15 m above the first occurrence of *Whiteinella praehelvetica*) of the Morsott-Hameimat-Tebessa basin, a part of the Atlas domain, located to the north-east of the eastern Saharan Atlas (Ouled Nail Range).

The white shales are highly bioturbated with abundant *Planolites*, common *Chondrites* and rare *Trichichnus*, which are filled with purplish material (Fig. 6.3N). Dwarf bivalve shells are present in this facies. Furthermore, several beds contain oyster fragments which are randomly oriented (Fig. 6.3N). The black shales are laminated, unbioturbated and devoid of any faunal content. This unit 4 corresponds to the upper part of unit 2b of Grosheny et al. (2008). These authors described this unit as black, laminated shales alternating with black mudstones.

#### 4.5. Unit 5

It consists of unit 3a of Grosheny et al. (2008). It is represented at the base by spaced alternations which become narrower at the top, of whitish marls (0.1–6.2 m) and dolomitic limestones (0.4–2.4 m) (Fig. 6.3O). The overlying deposits are characterised by Astartidae-rich beds interpreted as tempestites (Grosheny et al., 2008). Their upper part presents tepee structures as well as evaporite dissolution breccias (Grosheny et al., 2008). Equivalent strata from the Djebel Chbeibita section yielded the ammonite *Romaniceras* sp. just above the Astartidae-rich limestones, therefore leading to assign this unit to the Upper Turonian.

## 5. Previous Carbon isotope study

In the Khanguet Grouz section, the  $\delta^{13}\text{C}$  data have been published Grosheny et al. (2008). The isotopic curve of 56 samples from carbonates bulk has shown major positive  $\delta^{13}\text{C}$  excursion range from - 0.3 to + 4.2 ‰ (Fig. 6.2B). In this paper, we try to re-read the results in light of new data and new interpretations in geochemistry. Three trends have been observed:



**Figure 6.3** : Field photographs of the measured stratigraphic section. **A.** Laminated limestones of unit 1. **B.** Oyster-rich limestone storm bed. **C.** Syn-sedimentary fault. **D.** Algal limestone bed showing tepee structures. **E.** Bioturbated dolomitised limestone bar (unit 2a *sensu Grosheny et al. 2008*). **F.** Whitish shales of unit 3. **G.** Chert bed. **H.** Greyish micritic limestones. **I.** Dwarfed bivalves from whitish shales intercalated in the grayish micritic limestones. **J.** Whitish shales of the deepening facies. **K.** Laminated black shales intercalated in the whitish shales. **L.** Inoceramid bivalve *Mytiloides goppelnensis*. **M.** Crushed ammonite associated with inoceramid bivalves. **N.** Highly bioturbated whitish shales with *Planolites* and *?Trichichnus* burrows as well as bioclasts of oysters. **O.** Marl-dolomitised limestone alternations of the upper part of the section.

The first trend of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  show positive values from + 0.1 to + 4.2 ‰ with positive anomaly up to + 4.00 ‰, this trend occurs in shallow limestone-marls alternation and bioturbated dolomitic limestones during the Upper Cenomanian (unit 2). The second trend of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  shows a fall to from + 4.2 to + 0.2 ‰ and change rapidly to positive anomaly up to + 3.3 ‰ occurs in the beginning of micritic limestones during the Upper Cenomanian–Lower Turonian transition (unit 3 lowermost part of unit 4). The third trend is characterised by fluctuations of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ranging between -0.3 to + 3.1 ‰ occurs in micritic limestones as well as the whitish shales during the ?Lower–Middle Turonian (most of unit 4).

## 6. Synopsis of trace fossils

We recognized six ichnotaxa on the surfaces of the vertical and horizontal sections of stratigraphic beds: *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *Ptychoplasma* isp., ?*Thalassinoides* isp., and ?*Trichichnus* isp. (Table 6.1). Their determination was problematic because of their very poor preservation due to diagenetic obliteration.

**Table 6.1** : Classification of the recorded ichnotaxa from the Cenomanian–Turonian succession of the Khanguet Grouz section.

Ichnotaxa	Ethological category	Pre-/Post- depositional	Toponymy	Abundance	Possible tracemakers	References
<i>Chondrites</i> isp.	Fodinichnia, agrichnia, chemichnia	Post	Endichnia	Common	Worm-like organisms, bivalves	Bromley and Ekdale (1984); Baucon et al. (2020)
<i>Pilichnus</i> isp.	Chemichnia, Fodinichnia	Post	Epichnia	Rare	Vermiform animals	Mikuláš (1997); Mángano and Buatois (2016)
<i>Planolites</i> isp.	Fodinichnia, Pascichnia	Post	Epichnia, Hypichnia, Endichnia	Abundant	Polychaetes, Bivalves, Arthropods	Uchman (1995); Knaust (2017); Rodríguez-Tovar et al. (2020)
<i>Ptychoplasma</i> isp.	Repichnia	Post	Hypichnia	Common	Bivalves	Rindsberg (1994) Uchman et al. (2011)
? <i>Thalassinoides</i> isp.	Domichnia, Fodinichnia, Agrichnia	Post	Epichnia	Common	Decapod Crustaceans	Frey et al. (1984); Ekdale (1992); Myrow (1995); Bromley (1996)
? <i>Trichichnus</i> isp.	Domichnia	Post	Epichnia	Rare	Crustaceans, worm-like organisms	Frey (1970); Uchman (1995, 1999)

### 6.1. *Chondrites* isp. (Fig. 6.4A)

This trace fossil is observed in cross-section as endichnial. It appears as patches of circular to elliptical spots or short strait to slightly curved branches, some 0.5–2.5 mm-wide. These are cross sections of a branched-down tunnel system filled with purplish material different from the whitish host rock. *Chondrites* isp. occurs deeper than 10 mm below bed tops. It is associated with *Planolites* isp. and ?*Trichichnus* isp. *Chondrites* comprises several named ichnospecies, e.g., *C. affinis*, *C. caespitosus*, *C. intricatus*, *C. patulus*, *C. recurvus*, *C. stellaris*, and *C. targionii* (Fu, 1991; Uchman, 1999; Uchman et al., 2012). The smaller forms of the C/TB *Chondrites* (0.5 – 1.5 mm) may be assigned to *C. intricatus* and *C. stellaris* whereas the largest ones (2 – 3 mm) are generally attributed to *C. targionii* (e.g., Uchman et al., 2008; Rodríguez-Tovar et al., 2009a, 2020). The ichnogenus *Chondrites* constitutes the most representative trace

fossil of the OAE-2 (see Table 6.2). It has been reported from other organic-rich deposits such as the latest Hauterivian Faraoni event in Spain (Rodríguez-Tovar and Uchman, 2017) and the Valanginian organic-rich strata of the Ouarsenis Range in northwestern Algeria (Cherif et al., 2021a). This trace fossil occurs from near-shore storm beds to deep-sea muddy deposits and turbidites (Uchman et al., 2003; Cherif et al., 2015, 2021a). The *Chondrites* burrow is built in order to obtain food, and is considered as a fodinichnion of worm-like organisms, an agrichnion of asymbiotic bivalves, or a chemichnion of chemosymbiotic bivalves (Baucon et al., 2020). Furthermore, it could suggest very low oxygen conditions and represents a good indicator of dysoxic settings (Bromley and Ekdale, 1984; Knaust, 2017). The tracemakers of *Chondrites* may be able to live chemosymbiotically at the oxic/anoxic interface (Seilacher, 1990; Fu, 1991). This trace fossil can be present also in oxygenated seawater conditions (e.g., Belaid et al., 2020; Cherif and Naimi, 2021; Cherif et al., 2021b).

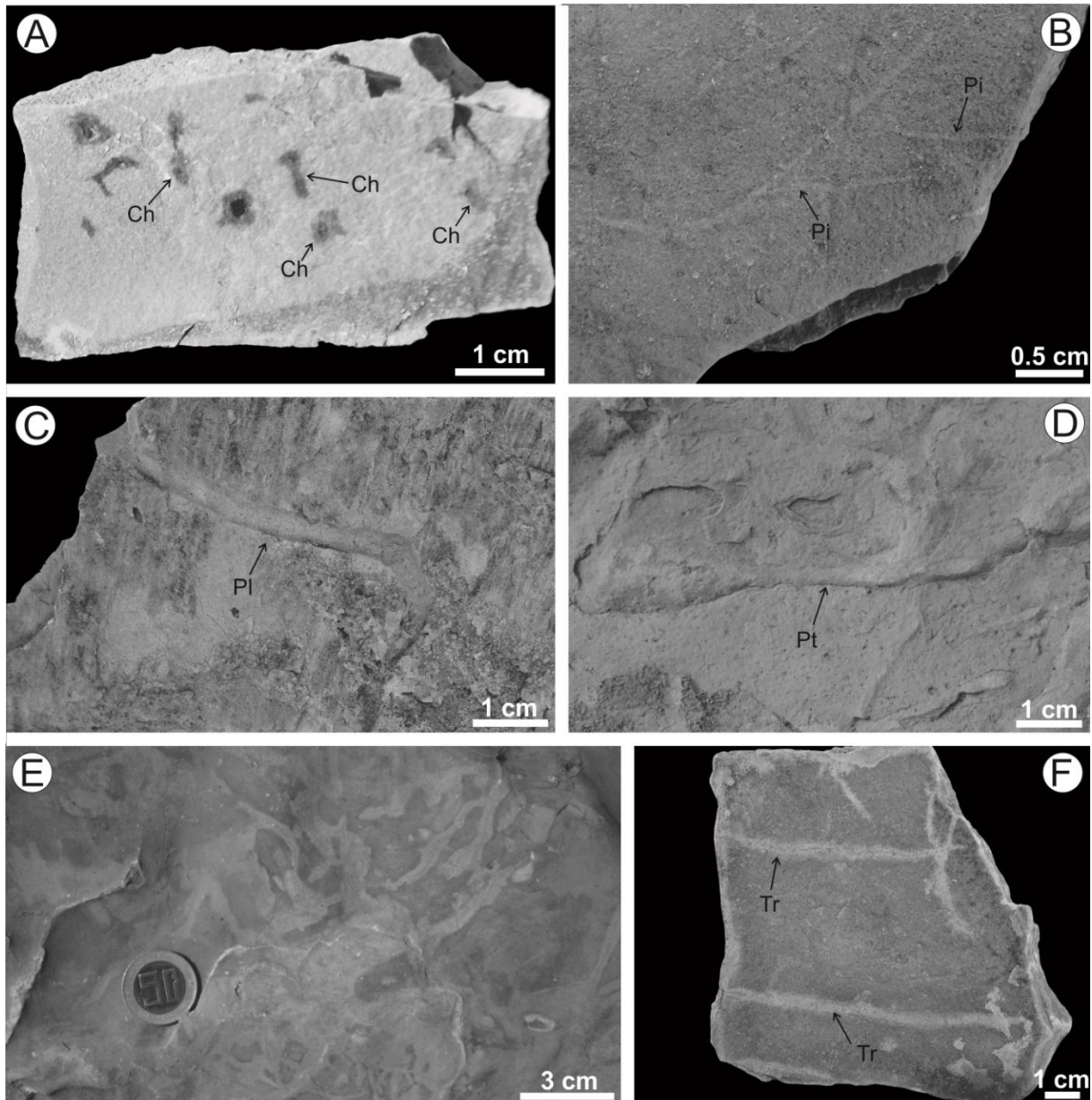
### 6.2. *Pilichnus* isp. (Fig. 6.4B)

It consists of an epichnial, small, narrow, horizontal, tabular, and slightly winding grooves, showing Y-shaped dichotomous branches. Angles of branches reach 45°. *Pilichnus* isp. is less than 0.5 mm-wide, and 0.8–27 mm-long. It is filled by a lighter-colored material than that of the host rock. The ichnogenus *Pilichnus* is common in Paleozoic–Mesozoic fine-grained marine deposits, and is considered by some authors as a poorly preserved *Chondrites*. Moreover, its tracemaker preferred conditions that are also stressful for the rest of the infauna (Mikuláš et al., 2012). The latter is similar to the *Chondrites* producer. This trace fossil is considered as a chemichnion, developed to absorb methane and hydrogen sulphide from the sediment (Mikuláš, 1997; Mikuláš et al., 2012). It is regarded also as feeding structures of deposit feeders (Mángano and Buatois, 2016), produced in very shallow-tier by infaunal vermiform animals (Buatois and Mángano, 2016). The studied specimens are the first recorded *Pilichnus* burrows from Algeria.

### 6.3. *Planolites* isp. (Fig. 6.4C)

The studied *Planolites* specimen consist of simple, horizontal, un-walled, unbranched straight or slightly curved burrows, preserved as epichnia, hypichnia and endichnia, and oriented more or less parallel to the bedding plane. They display a cylindrical to sub-cylindrical shape, and are filled sometimes by a purplish material. *Planolites* isp. specimens are 4 mm-wide and up to 70 mm-long. This trace fossil is found solitary or in association with *Chondrites* isp., *Ptychoplasma* isp. and *?Trichichnus* isp. The ichnogenus *Planolites* is a feeding (fodinichnion) trace fossil, produced by polychaetes and other worm-like deposit-feeders, bivalves, as well as arthropods, and it is known from the Ediacaran to the Holocene (e.g., Uchman, 1995; Knaust, 2017; Belaid et al., 2020; Naimi and Cherif, 2021b). These facies-crossing, actively filled burrows are

also considered as a pascichnion (e.g., [Rodríguez-Tovar et al., 2020](#)). It occurs in softgrounds from different aquatic environments (e.g., [Uchman, 1995](#)). In shallow marine setting, the ichnogenus *Planolites* characterises the *Cruziana* ichnofacies ([Buatois and Mángano, 2011](#)).



**Figure 6.4 :** Trace fossils of the Khanguet Grouz section. **A.** *Chondrites* isp. **B.** *Pilichnus* isp. **C.** *Planolites* isp. **D.** *Ptychoplasma* isp. **E.** *?Thalassinoides* isp. **F.** *?Trichichnus* isp.

#### 6.4. *Ptychoplasma* isp. (Fig. 6.4D)

Hypichnial, horizontal, slightly meandering, continuous ridges, 2–9 mm-wide and 90 mm-long, composed of uniserial, elongate, amygdaloidal to carinate mounds. This

trace fossil co-occurs with *Planolites* isp. The ichnogenus *Ptychoplasma* is considered as a repichnion mainly produced by bivalves; however, the amygdaloid mounds reflect resting periods in the life of a bivalve on the move (Rindsberg, 1994; Uchman et al., 2011). This trace fossil is interpreted as the result of bivalve locomotion in the mud using a non-cleft wedge foot or a cleft foot (Uchman et al., 2011; Bhosle et al., 2019). The ichnogenus *Ptychoplasma* is known in marginal marine, shallow marine to deep-sea settings (Rindsberg, 1994; Uchman et al., 2011; Cherif and Naimi, 2021), as well as in continental alluvial (crevasse splay) deposits (Pieńkowski and Uchman, 2009). In the latter case, it reflects a repetitive rhythmic movement of the producing bivalves in accordance with the direction of flow (Pieńkowski and Uchman, 2009).

#### 6.5. ?*Thalassinoides* isp. (Fig. 6.4E)

This ichnogenus addresses systems of burrows consisting of epichnial, horizontal, irregularly branched burrows, showing Y-shape and filled with a lighter and finer material than that of the host rock. ?*Thalassinoides* isp. burrows are 5–10 mm-wide and up to 90 mm-long. *Thalassinoides* is a facies-crossing trace fossil, occurring in a wide range of environments (Myrow, 1995; Kim et al., 2002), known from the Ordovician to the Holocene (e.g., Ekdale and Bromley, 2003; Knaust, 2017), with a single record in the Cambrian (Mikuláš, 2000). It is considered as a passively filled, domichnial trace fossil (Myrow, 1995; Buatois et al., 2002), a fodinichnion (Ekdale, 1992; Bromley, 1996), as well as an agrichnion (Bromley, 1996; Ekdale and Bromley, 2003). This trace fossil is produced by decapod crustaceans (Frey et al., 1984). The ichnogenus *Thalassinoides* occurs in fine-grained, soft but cohesive sediments, characterising the shelf *Cruziana* ichnofacies and well-oxygenated conditions (e.g., Rodríguez-Tovar et al., 2020; Naimi and Cherif, 2021b). *Thalassinoides* ichnospecies can be found also in firmgrounds, but rarely in hardgrounds (Knaust, 2017). Within shallow marine settings, they indicate well-oxygenated water above the sea floor (e.g., Naimi et al., 2020).

#### 6.6. ?*Trichichnus* isp. (Fig. 6.4F)

They consist of poorly preserved, horizontal, thin, sometimes pyritised cylinders, which are 0.2 mm-wide and 65–80 mm-long. A rusty yellowish halo is present around the cylinders. These pyritised specimens of ?*Trichichnus* isp. are whitish, occurring within a reddish oxidised facies, whereas the other specimens are purplish within whitish fine limestones. The latter are associated with *Chondrites* isp. and *Planolites* isp. The studied specimens are considered to constitute the first record from Algeria. The ichnogenus *Trichichnus* is a eurybathic trace fossil, characteristic of fine-grained shallow to deep marine deposits (Frey, 1970; Wetzel, 1983; Fillion and Pickerill, 1990). Its filling displays a strong tendency toward pyritisation (Werner and Wetzel, 1982; McBride and Picard, 1991). It is regarded as dwelling structures of marine meiofaunal deposit feeders, such as crustaceans and worm-like organisms (Frey, 1970). Later, Uchman

(1995, 1999) linked this trace fossil to chemosymbiotic feeding, as in the case of the *Chondrites* tracemakers (Seilacher, 1990; Fu, 1991). However, the ichnogenus *Trichichnus* occurs more deeply in sediments that are considered as very poorly oxygenated; so, it indicates a more opportunistic character than *Chondrites* (McBride and Picard, 1991). Moreover, this trace fossil was considered as fossilised filaments of sulphur bacteria living in the transition zone between anoxic and dysoxic sediments (Kędzierski et al., 2014).

## 7. Discussion

### 7.1. Palaeoenvironmental hints

The Upper Cenomanian–Lower Turonian interval of the Algerian Saharan Atlas, from the Ksour Range to the Ouled Nail Range, is characterised by carbonate platform deposits (Bassoullet, 1973; Grosheny et al., 2008; Benyoucef et al., 2017; Benadla et al., 2018). These deposits are highly fossiliferous and carbonate-dominated due to the environmental change related to the major sea-level transgression (Benyoucef et al., 2017). The unit 1 of the studied section is characterised by alternations of micritic limestones and whitish marls, with a shelly limestone bed at the top. Faunal and ichnologic contents both suggest a shallow marine setting as a depositional environment for this unit.

The lower part of the unit 2 was deposited within a marginal-marine environment. It shows many Lofer cyclothems. The latter are composed of three members: (i) Member C is composed of micritic limestones marked by a zone of intense stylolite development. These bed-parallel stylolites (diagenetic stylolites) appear to be developed in the fine-grained parts (micrite-rich horizons). They are due to layer-normal compression during burial and compaction, and play a key role in the dolomitisation and the subsequent hydrothermal corrosion affecting the carbonate platform deposits (Martín-Martín et al., 2018). Also, stylolites of shallow water carbonates may be formed during post-rift progressive subsidence of tectonic origin (Bertotti et al., 2017). Similar limestones from the Upper Albian of the Djebel Azzeddine section, located further to the north-east, were deposited in middle shoreface environment with well-oxygenated water above the sea floor (Naimi and Cherif, 2021a). (ii) Member B is composed of stromatolitic limestones with tidal flat features such as tepee structures. They are characterised by small-scale growth faults (syn-depositional extensional faults), which are related to the subsidence in the coastal and continental shelf areas (Doglioni et al., 1998), and demonstrate a restricted intertidal zone. (iii) Member A is represented by red paleosols and Loferitic breccia (supratidal soil conglomerates), considered as diagnostic of a subaerial exposure related to pedogenetic process in nearby emerged areas, under dry and semi-arid conditions.

The upper part of unit 2 is represented by uppermost Cenomanian bioturbated dolomitic limestones (unit 2a = white mudstone bed *sensu* Grosheny et al., 2008), which



yield the beginning of the  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly, and can be correlated with the Pre-Bahloul unit. They constitute the lower part of the Cenomanian–Turonian Bahloul Formation, evidenced in Tunisia (e.g., Amédro et al., 2005). These dolomitic limestones have also been correlated with the bed 63 of the C-T stratotype and section point at Pueblo, Colorado (Grosheny et al., 2008). This bed marks the beginning of the huge C/TB transgression (Grosheny et al., 2008). This transgression and its related deposits were evidenced in other regions from Algeria, such as the Tinrhert basin (Grosheny et al., 2013). In the Ksour Range, which occupy the western part of the Saharan Atlas basin, the base of the Rhoundjaïa Formation was interpreted as a transgressive surface (Benyoucef et al., 2017). The latter is marked by a lithological change, with peritidal stromatolite limestones passing into mid-ramp pseudo-nodular limestones. According to Grosheny et al. (2008), the  $\delta^{13}\text{C}$  shift of the C/TBE coincides with the beginning of a transgressive trend accompanied by some gentle tectonic deformations of the northern Saharan margin. This tectonic activity is indicated in the Khanguet Grouz section by the presence of syn-sedimentary faults and stylolites, recorded in the shallow marine limestones of the unit 2 attributed to the Upper Cenomanian.

The overlying deposits of the unit 3 are characterised by lagoonal and marginal to shallow marine deposits displaying abundant stromatolites, Lofer cyclothems and chert beds (and thin levels). Some storm events were evidenced thanks to the presence of hummocky-cross stratifications. A lithological change, with peritidal algal limestones and Lofer cyclothems passing into micritic limestones and fine laminated shales indicating a deepening, marks the transition between units 3 and 4. The latter was deposited in an open marine platform. Their upper part is assigned to the Turonian based on inoceramid bivalves and ammonites. Four species of ostracods indicating an outer carbonate platform (*Ovocytheridea producta*, *Brachycythere ekpo*, *Protobuntonia numidica*, and *Bradleya* sp.) were recognised in this part of the section (Herakat, 1999). Thereby, the Turonian ostracofauna of the Khanguet Grouz section suggests a shallower environment than that of the Aures basin, where black shales of the C/TBE were also deposited (Grosheny et al., 2008). The Lower Turonian offshore storm beds of Khanguet Grouz (Fig. 6.3N) pass laterally into rudist-bearing limestones in the Djebel Mimouna section located further to the south-east (Grosheny et al., 2008, 2013). The underlying Upper Cenomanian strata can also be correlated with the rudist biostromes we discovered recently in the Djebel Ousigna section. The latter are dominated by small clusters of *Caprinula* sp. and *Caprinula boissyi* d'Orbigny, 1840. Another rudist-bearing level discovered by Emberger (1960) in this section, is composed by isolated individuals of *Praeradiolites biskraensis* (Coquand, 1880) in life position. The latter are intercalated within a lagoonal gypsum series, which constitutes the inner part of the carbonate platform.

In the Upper Cenomanian deposits of the Khanguet Grouz, the illite and illite-montmorillonite contents are 35% at the base of the succession; however, the illite content tends to be higher in the uppermost Cenomanian (Herakat, 1999). The Turonian strata which correspond to a transgressive interval are characterised by the

predominance of kaolinite (40%) and illite (40%) in their lower part. The clays of the middle part are dominated by montmorillonite (85%), illite (20%) and kaolinite (15%). Finally, their upper part shows essentially montmorillonite (60%), which is associated with illite and kaolinite with the same content (20% and 15%, respectively) (Herakat, 1999). Hence, illite-smectite (usually montmorillonite) may be used as a geothermometer for mudrocks (Chamley, 1989). This suggests that the Upper Cenomanian as well as the lowermost Turonian are characterised by a cold climate (Herakat, 1999). Similar conditions were recognised at the C/TB of the Aquitaine basin in France, indicating climatic event attributed to cooling, accompanied with a replacement of Tethyan fauna by Boreal fauna (Moreau, 1991; Herkat, 1999). On the other hand, the clay content of the overlying Turonian strata indicates that the latter were deposited in a warm climate.

The black shales of the Khanguet Grouz section, as well as of other sections from Tunisia and eastern Algeria, were deposited continuously in corridors through the upper most Cenomanian and the Lower Turonian (*Mammites nodosoides* ammonite zone) (Grosheny et al., 2013). According to these authors, the carbonate platforms were flooded during the second part of the  $\delta^{13}\text{C}$  shift.

## 7.2. Carbon isotope interpretation and regional correlation

In general, the stable carbon isotope in carbonate rocks is very helpful in Cretaceous successions for the (i) changes in the mass balance of the global carbon cycle (Bachan et al., 2017); (ii) for regional and global correlation (Tsikos et al., 2005); and (iii) as a chemostratigraphic tool (Wendler, 2013). The Cenomanian–Turonian boundary event (C/TBE) is well-known worldwide as the oceanic anoxic event 2 with high concentrations of organic matter. Many stratigraphic studies of carbonate carbon isotopes have been carried in western part of Algeria (Ksour Mountains), in its eastern part (Tebessa region), and finally in the Algerian-Tunisian border (Tunisian Atlas) (e.g., Amédro et al 2005; Salmi-Laouar et al., 2018; Salhi et al., 2020). The investigation of stable carbon isotope in our study area allows showing three different events and comparing with other regional area. The first event is recorded in the unit 3 at 56 m ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = 4.2 \text{ ‰}$ ) and represents by micritic limestones with rare fauna. This event was formerly documented during Upper Cenomanian in Ksour Mountains at *Metoicoceras geslinianum* Zone (Salhi et al., 2020), in Tebessa at *Rotalipora cushmani* Zone (Salmi-Laouar et al., 2018), and in western Tunisia at *Metoicoceras geslinianum* Zone (Amédro et al 2005). This first positive value coincides with the Upper Cenomanian transgression.

The second event is recorded in the lower part of unit 4 at 64 m ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = 3.3 \text{ ‰}$ ) and represents the apparition of filaments. This event was formerly documented in the upper Cenomanian–Lower Turonian transition in Ksour Mountains (Salhi et al., 2020) at the transition from *Gamai* to *Cauvini* Zones, in Tebessa at the top of *Watinoceras* Zone and the first occurrence of *W. praehelvetica* (Salmi-Laouar et al.,

2018), and in western Tunisia at the lower base of *Watinoceras* Zone (Amédro et al 2005). This second positive value indicates the upper Cenomanian–Lower Turonian boundary.

The third event is recorded in most of unit 4 and marked by a perturbation of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ranging between - 0.3 to +3.1 ‰, and it is represented by laminated white and black shales. This event was formerly documented in the Lower to Middle Turonian in Ksour Mountains and marked by a fluctuation of negative values (Salhi et al., 2020), in Tebessa by a fluctuation of positive values at the *Pseudospidoceras flexuosum* Zone (Salmi-Laouar et al., 2018), in western Tunisia also by a fluctuation of positive values at the *P. flexuosum* event (Amédro et al 2005). We suggest that this perturbation of  $\delta^{13}\text{C}$  values is linked to the degradation of organic matter under dysoxic environment or by changes in paleo-environmental conditions, salinity, and/or temperature (Salmi-Laouar et al., 2018).

### 7.3. Vertical evolution of trace fossils

The pre-event interval (units 1 and 2) is characterised by ichnoassemblages dominated by horizontal burrows attributed to *Planolites* and *Ptychoplasma*. Other undetermined ichnofossils are present. In this interval, there is a high degree of bioturbation (BI= 4 to 5). These trace fossils indicate that the ecological niche was occupied by different organisms and represent variable ethology. The ichnogenus *Planolites* is a feeding trace of worms, whereas the ichnogenus *Ptychoplasma* is suggested to result from bivalve locomotion. These favourable conditions of macrobenthonic conditions are corroborated by the presence of bivalve and gastropod shells. Both trace fossils and body fossils suggest a shallow tier. The lithofacies indicate a marginal marine to shallow marine environment with rare storm events, characterised by a high development of stromatolites. There is a significant change in the abundance of traces, which become more or less rare at the top of the interval.

The first part of the black shale (or OAE-2) interval (*sensu* Grosheny et al., 2008) corresponds to unit 3. It is characterised by an important change in ichnological features as revealed by the decrease of trace fossils (BI= 3). The most important part of the recorded traces have not been identified, while some burrows were attributed to *?Thalassinoides*. The ichnogenus *Planolites*, which constitutes the most common ichnotaxa from the studied section is absent in this unit. The overlying grayish micritic limestones constituting the base of the unit 4 are marked by a generalised scarcity (BI= 1) or even a total absence (BI= 0) of trace fossils. Thus, only three ichnotaxa were recorded: *Planolites* isp., *Pilichnus* isp. and *?Trichichnus* isp. *Pilichnus* burrows indicate stressful conditions such as a lack of oxygen near the bottom and in the sediment, and relatively deeply buried or already partly lithified substrates (Mikuláš et al., 2012). On the other hand, *Trichichnus* tracemakers have a higher tolerance for dysoxia than those of *Chondrites* (McBride and Picard, 1991). The stressful conditions in this part of the

section can be confirmed by the presence of dwarf forms of bivalves which were found in the whitish shales intercalated between the greyish, micritic limestones beds (Fig. 6.31). The latter are overlain by thick shales (BI= 0 to 3). In their lower part, *Planolites* and *?Trichichnus* are associated with *Chondrites*. *Chondrites* tracemakers may prefer real extreme ecological situations (Wetzel and Uchman, 2001). They have been interpreted as deposit feeders (Simpson, 1957), users of chemosymbionts (Seilacher, 1990; Fu, 1991), and grazers of surface sediments (Kotake, 1991). Also, the producers of this trace fossil occur in layers barren in organic matter (Kotake, 1991). They may be present in oxygen-deficient deposits during de-oxygenation and re-oxygenation (e.g., Seilacher, 1978; Bromley and Ekdale, 1984; Savrda and Bottjer, 1986; Wetzel and Uchman, 2001). Furthermore, *Chondrites* tracemakers reworked a more confined volume than the producers of other trace fossils such as *Nereites* and *Phycosiphon* (Wetzel and Uchman, 2001). These authors indicated that, in a shallow marine position, the strategy of the *Chondrites* producer may represent colonisation. The black shales of the middle part of unit 4 are un-bioturbated. Thereby, the more characteristic trace fossil of stressful conditions, i.e. the ichnogenus *Chondrites*, occurs sparsely in dark muds (Martin and Pollard, 1996). The alternation of whitish shales containing *Chondrites*, *Planolites* and *?Trichichnus*, with black shales characterised by primary horizontal laminations in the middle part of unit 4 indicates episodes of improved palaeoenvironmental conditions during which opportunistic *Chondrites*, *Pilichnus* and *?Trichichnus* producers could colonise the substrate in unfavourable and dysoxic to anoxic benthonic conditions. Short alternating oxic conditions may be indicated by the presence of levels which yielded benthic fauna such as inoceramid bivalves. The remaining part of unit 4 is characterised by abundant *Planolites* and other undetermined burrows, with the presence of high bioturbated levels (BI= 4 to 5). This part can be interpreted as a recovery phase (post-event phase), although Grosheny et al. (2008) considered them as part of the black shales.

The ichnologic record of the C/TBE from the Betic Cordillera in Spain (Rodríguez-Tovar et al., 2009a, b, 2020), the Apennines in Italy (Monaco et al., 2012, 2016) and the Outer Carpathians in Poland (Uchman et al., 2008, 2013a, b), is characterised by an important decrease in ichnoabundance and ichnodiversity, due to a significant decrease in the oxygenation of pore water. However, some fluctuations in this ichnologic record reveal the presence of short-time improvement to dysoxic or oxic conditions. The same conditions are evidenced in the Khanguet Grouz section, especially in the middle part of unit 4, where black shales occur. From an ichnologic point of view, dysoxic conditions interrupted by short intervals of anoxia were recorded in unit 4, between the upper part of the greyish micritic limestones and the lower part of the whitish shales (69–79 m). Accordingly, this part of the section should contain the Bonarelli Level.

#### 7.4. Ichnology of the C/TB in the Tethyan realm

In the northern part of the Tethyan realm, trace fossils and ichnofabrics were used to determine the eco-sedimentary environment and the oxygenation change during the C/TBE. In this study, the trace fossils at hand are compared with those of 11 other sections from the northern Tethyan margin (Table 6.2): the Bottaccione and the Contessa sections from the Italian Apennines (Monaco et al., 2012, 2016); the Vergons section from the French Alps (Olivero and Gaillard, 1996); the El Chorro, Hedionda and the Rio Fardes sections from the Spanish Betic Cordillera (Rodríguez-Tovar et al., 2009a, b, 2020); and the Barnasiówka, Rybie, Sztolnia, and Trawne Stream sections from the Polish Outer Carpathians (Bąk et al., 2000; Uchman et al., 2008, 2013a, b).

The trace fossil *Chondrites* appears in all the other 11 sections (100%), *Pilichnus* in 1 section (9.09%), *Planolites* in 10 sections (90.9%), *Ptychoplasma* has never been reported from pre-Bonarelli levels (0%), *Thalassinoides* is present in 9 sections (81.81%), and finally *Trichichnus* is reported in 7 sections (63.63%). Thereby, the five ichnotaxa *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*, *Trichichnus*, and *Zoophycos*, are the most characteristic traces of the C/TBE (see Table 6.2). The absence of *Zoophycos* in the Khanguet Grouz section is due to environmental conditions. On the other hand, the presence of the four other ichnogenera led us to consider the investigated ichnoassemblage as typical forms of the OAE-2 related deposits in the Tethyan realm.

If we exclude the pre-OAE-2 levels, the most similar ichnoassemblage shown in the Table 6.2 is that of the Rio Fardes section with 5 ichnogenera (100%) (Rodríguez-Tovar et al., 2020). Four ichnotaxa (*Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*, and *Trichichnus*) among the five (80%) recorded in the C/TBE deposits of the Khanguet Grouz section were reported from the C/TBE deposits of the Bottaccione, Contessa, El Chorro, Hedionda, Barnasiówka (A), and Sztolnia sections (Uchman et al., 2008; Rodríguez-Tovar et al., 2009a, b; Uchman et al., 2013a; Monaco et al., 2012, 2016). In the Rybie section, both *Pilichnus* and *Trichichnus* are absent (Uchman et al., 2013b). Another trace fossil reported from the C/TBE deposits is *Teichichnus*. The latter has been found only in two sections, in Vergons (Olivero and Gaillard, 1996), and Sztolnia (Uchman et al., 2013a). The latter is characterised by a lower thickness and number of anoxic layers, in comparison with the Spanish sections.

**Table 6.2 :** Comparison of the C/TBE trace fossils (preceding, during and following the OAE-2) from different sections of the Tethyan realm. **1.** Bottaccione section, Italy (Monaco et al., 2012, 2016); **2.** Contessa section, Italy (Monaco et al., 2012, 2016); **3.** Vergons section, France (Olivero and Gaillard, 1996); **4.** El Chorro section, Spain (Rodríguez-Tovar et al., 2009a); **5.** Hedionda section, Spain (Rodríguez-Tovar et al., 2009a, b); **6.** Rio Fardes, Spain (Rodríguez-Tovar et al., 2020); **7.** Barnasiówka, section A, Poland (Uchman et al., 2008); **8.** Barnasiówka, section B, Poland (Uchman et al., 2008); **9.** Sztolnia section, Poland (Uchman et al., 2013a); **10.** Rybie section, Poland (Uchman et al., 2013b); **11.** Trawne Stream section, Poland (Bąk et al., 2000); **12.** Khanguet Grouz section, Algeria (present study).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Alcyonidiopsis</i>												
<i>Chondrites</i>												
<i>Halimedides</i>												
<i>Helicoraphe</i>												
<i>Lorenzina</i>												
<i>Palaeophycus</i>												
<i>Pilichnus</i>												
<i>Planolites</i>												
<i>Protopaleodictyon</i>												
<i>Ptychoplasma</i>												
<i>Scolicia</i>												
<i>Taenidium</i>												
<i>Thalassinoides</i>												
<i>Teichichnus</i>												
<i>Trichichnus</i>												
<i>Urohelminthoidea</i>												
<i>Zoophycos</i>												

## 8. Conclusions

The Cenomanian–Turonian succession of the Khanguet Grouz section (Ouled Nail Range, Algerian Saharan Atlas) had been investigated, based on their ichnologic, sedimentological and faunal contents, in order to provide new insights on the palaeoenvironment and the response of the endobenthic tracemaker community to the C/TBE. These strata are subdivided into five informal units. The lower units (1 and 2) are attributed to the Upper Cenomanian. They were deposited in a shallow marine setting, and characterised by an important development of stromatolitic limestones, Lofer cyclothems and a subsidence identified on the basis of growth faults and stylolites. The upper part of unit 2 is represented by a thick bioturbated, dolomitic limestone bed, marking the beginning of the C/TB transgression. Unit 3 is characterised by stromatolites, Lofer cyclothems, chert levels, and storm beds, indicating a marginal-marine to lagoonal environment. A lithological change indicating a deepening marks the transition between the units 3 and 4 which are attributed to the Cenomanian–Turonian transition. Unit 4 displays micritic limestones, as well as whitish and black laminated shales. Their middle and upper parts, deposited within an outer carbonate platform, are attributed to the Lower Turonian thanks to the presence of the inoceramid bivalve *Mytiloides goppelnensis*. The last unit is characterised by a shallowing-up as revealed by the presence dolomitic limestones with rare tempestites.

From an ichnologic standpoint, six trace fossils are found: *Chondrites* isp., *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *Ptychoplasma* isp., *?Thalassinoides* isp., and *?Trichichnus* isp. The pre-event deposits are characterised ichnoassemblages dominated by the ichnofossils *Planolites* and *Ptychoplasma*, and by a high degree of bioturbation. This indicates that different organisms, of variable ethology, occupied the ecological niche before the OAE-2. The decrease or the total absence of trace fossils in the sediments related to the C/TBE indicates an important change in environmental conditions. The recorded traces from these deposits are: *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides*, and *?Trichichnus*. They indicate stressful conditions. The presence of dwarf forms of bivalves confirms these latter. Black shales are present in the middle part of unit 4. They are laminated and unbioturbated. This indicates episodes of improved

palaeoenvironmental conditions during which opportunistic *Chondrites*, *Pilichnus* and *?Trichichnus* producers had colonised the substrate in unfavourable and dysoxic to anoxic benthic conditions. On the other hand, short alternating oxic conditions may be indicated by the presence of levels which yielded inoceramid bivalves. The recovery phase is characterised by *Planolites*, with strongly bioturbated levels. The trace fossil assemblage of the Khanguet Grouz section is more or less similar to the ichnoassemblages recorded from the northern Tethyan margin in Spain, Poland, Italy and France.

Other studies on the foraminiferal biostratigraphy of the C/TB interval are required in the Khanguet Grouz section, in order to establish a high-resolution ichnologic analysis of the coeval 'Bonarelli level'.

## References

- Amédro, F., Accarie, H., Robaszynski, F., 2005. Position de la limite Cénomanién–Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale: apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 98, 151–167.
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Pratt, L.M., 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian–Turonian boundary. *Nature* 335, 714–717.
- Bąk, K., Uchman, A., Bąk, M., 2000. Agglutinated Foraminifera, Radiolaria and Trace Fossils from Upper Cretaceous Deep-Water Variegated Shales at Trawne Stream, Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 48, 1–32.
- Baucon, A., Bednarz, M., Dufour, S., Felletti, F., Malgesini, G., de Carvalho, C.N., Niklas, K.J., Wehrmann, A., Batstone, R., Bernardini, F., Briguglio, A., Cabella, R., Cavalazzi, B., Ferretti, A., Zanzerl, H., McIlroy, D., 2020. Ethology of the trace fossil *Chondrites*: Form, function and environment. *Earth-Science Reviews* 202, 102989.
- Belaid, M., Cherif, A., Vinn, O., Naimi, M.N., 2020. First record of trace fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologica Croatica* 73, 85–94.
- Benadla, M., Reolid, M., Marok, A., El Kamali, N., 2018. The Cenomanian–Turonian transition in the carbonate platform facies of the Western Saharan Atlas (Rhoundjaïa Formation, Algeria). *Journal of Iberian Geology* 44, 405–429.
- Benhamou, M., Brahim, M., 2020. Gisement d'ichtyofaunes et faciès associés au passage Cénomanién–Turonien dans la région de l'Ouarsenis (Algérie du Nord) : coupes de référence, corrélation régionale et approche paléobiogéographique. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie* 21, 103–126.
- Benkhedda, A., Defaflia, N., Cherif, A., Naimi, M.N., Mazouz, E., Palma-Ramírez, A., 2021. Shallow marine trace fossils from the middle Miocene of the Tebessa Basin (NE Algeria) and their palaeoenvironmental implications. *Revista Brasileira de Paleontologia* (in press).
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L.G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C., Malti, F.-Z., 2017. Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research* 78, 34–55.

- Bertotti, G., de Graaf, S., Bisdorn, K., Oskam, B., Vonhof, H.B., Bezerra, F.H.R., Reijmer, J.J.G., Cazarin, C.L., 2017. Fracturing and Fluid-flow during post-rift subsidence in carbonates of the Jandaíra Formation, Potiguar Basin, NE Brazil. *Basin Research* 29, 836–853.
- Bhosle, B., Johnson, C., Vaghela, S., Schultz, D.J., Dholakia, V., 2019. First Report: Trace Fossil Assemblage *Ptychoplasma* (*P. excelsum*, *P. vagans*), *Dendroidichnites* (*D. irregulare*), *Ctenopholeus* (*?C. kutcheri*) and *Bergaueria* (*B. hemispherica*) in the Cretaceous Rocks of Bagh Formation, Mainland Gujarat, India. *Ichnos* 26, 256–265.
- Bice, K.L., Norris, R.D., 2002. Possible atmospheric CO<sub>2</sub> extremes of the middle Cretaceous (Late Albian-Turonian). *Paleoceanography* 17, 1–17.
- Bromley, R.G., 1996. Trace fossils, Biology, Taphonomy and Applications, Second ed. Chapman and Hall, London, p. 361.
- Bromley, R.G., Ekdale, A.A., 1984. *Chondrites*: A Trace Fossil Indicator of Anoxia in Sediments. *Science* 224, 872–874.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2011. *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, p. 358.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2016. Recurrent Patterns and Processes: The Significance of Ichnology in Evolutionary Paleoeology. In: Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. Springer, 449–473.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Aceñolaza, F., 2002. Trazas Fósiles. Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Chubut, p. 382.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 623.
- Cherif, A., Naimi, M.N., 2021. A diverse ichnofauna and its palaeoenvironmental significance from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (Northwestern Algeria). *Historical Biology*. <http://dx.doi.org/10.1080/08912963.2021.1940995>
- 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., 2021a. Trace fossils from the Berriasian–Valanginian of the Ouarsenis Range (northwestern Algeria) and their paleoenvironmental implications. *Journal of African Earth Sciences* 180, 104219.
- Cherif, A., Naimi, M.N., Belaid, M., 2021b. Deep-sea trace fossils and depositional model from the lower Miocene Tialet Marl Formation (northwestern Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 175, 104115.
- Chikhi-Aouimeur, F., Grosheny, D., Ferry, S., Herkat, M., Jati, M., Atrops, F., Redjimi-Bourouiba, W., Benkherouf-Kechid, F., 2011. Lithofaciès, paléogéographie et correlations au passage Cénomanién-Turonien dans l'Atlas Saharien (Ouled Naïl, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoires du Service Géologique National* 17, 67–83.
- Djebbar, T., 2000. Structural evolution of the Algerian Saharan Atlas. PhD thesis, Royal Holloway University of London, United Kingdom, p. 373.
- Doglionni, C., D'Agostino, N., Mariotti, G., 1998. Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology* 15, 737–750.



- Ekdale, A.A., 1992. Muckraking and mudslinging: the joys of deposit-feeding. In: Maples, C.G., West, R.R. (Eds.), Trace Fossils: Paleontological Society, Short Courses in Paleontology 5, pp. 145–171.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 2003. Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192, 221–227.
- Emberger, J., 1960. Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Naïl (Atlas saharien, Algérie). Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie 27, 1–398.
- Farrimond, P., Eglinton, G., Brassell, S.C., Jenkyns, H.C., 1990. The Cenomanian/Turonian anoxic event in Europe: an organic geochemical study. *Marine and Petroleum Geology* 7, 75–89.
- Fillion, D., Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? To Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7, 1–119.
- Frey, R.W., 1970. Trace fossils of Fort Hays Limestone Member of Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), west-central Kansas. *University of Kansas Paleontological Contributions* 53, 1–41.
- Frey, R.W., Curran, A.H., Pemberton, G.S., 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Ppsilonichnus*. *Journal of Paleontology* 58, 511–528.
- Fu, S., 1991. Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoctenoider Lebensspuren. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 135, 1–79.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Amsterdam.
- Grosheny, D., Chikhi-Aouimeur, F., Ferry, S., Benkherouf-Kechid, F., Jati, M., Atrops, F., Redjimi-Bourouiba, W., 2008. The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France* 179, 593–603.
- Grosheny, D., Ferry, S., Jati, M., Ouaja, M., Bensalah, M., Atrops, F., Chikhi-Aouimeur, F., Benkherouf-Kechid, F., Negra, H., Aït Salem, H., 2013. The Cenomanian–Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research* 42, 66–84.
- Guiraud, R., 1973. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université de Nice, France, p. 270.
- Hallam, A., Wignall, P.B., 1997. *Mass Extinctions and their Aftermath*. Oxford University Press, Oxford.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- Hart, M.B., 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature* 286, 252–254.
- Hassani, M., Chabou, M.C., Haddoum, H., Hamoudi, M., 2016. Tectonic control on the morphology of the subcircular structure of El Medaouar (Saharan Atlas, Algeria): insights from geological and remote sensing data. *Arabian Journal of Geosciences* 9, 632.
- Herkat, M., 1999. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, USTHB, Algiers, Algeria, p. 802.

- Jones, C.E., Jenkyns, H.C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and sea-floor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science* 301, 112–149.
- Kazi-Tani, N., 1986. Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse de Doctorat Ès-Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adour, France, p. 871.
- Kędzierski, M., Uchman, A., Sawlowicz, Z., Brigugli, A., 2014. Fossilized bioelectric wire – the trace fossil *Trichichnus*. *Biogeosciences Discussions* 11, 17707–17728.
- Kennedy, W.J., Walaszczyk, I., Cobban, W.A., 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica* 50, 295–334.
- Kennedy, W.J., Walaszczyk, I., Cobban, W.A., 2005. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. *Episodes* 28, 93–104.
- Kim, J.Y., Kim, K.S., Pickerill, R.K., 2002. Cretaceous nonmarine trace fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae area, Kyongsangnamdo, southeast Korea. *Ichnos* 9, 41–60.
- Knaust, D., 2017. *Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation*. Springer, p. 209.
- Kotake, N., 1991. Packing process for the filling material in *Chondrites*. *Ichnos* 1, 277–285.
- Kuroda, J., Ogawa, N.O., Tanimizu, M., Coffin, M.F., Tokuyama, H., Kitazato, H., Ohkouchi, N., 2007. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 211–223.
- Łaska, W., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., 2017. Evaluating macrobenthic response to the Cretaceous–Paleogene event: a high-resolution ichnological approach at the Agost section (SE Spain). *Cretaceous Research* 70, 96–110.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17, 1–29.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2016. The Cambrian Explosion. In: Mángano, M.G., Buatois, L.A. (Eds.), *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events. Volume 1: Precambrian and Paleozoic*. Springer, 73–126.
- Martin, M., Pollard, J., 1996. The role of trace fossil (ichnofabric) analysis in the development of depositional models for the Upper Jurassic Fulmar Formation of the Kittiwake Field (Quadrant 21 UKCS). In: Hurst, A., et al. (Eds.), *Geology of the Humber Group: Central Graben and Moray Firth*. Geological Society Special Publications, UKCS, 114, 163–183.
- Martín-Martín, J.D., Gomez-Rivas, E., Gomez-Gras, D., Travé, A., Ameneiro, R., Koehn, D., Bons, D., 2018. Activation of stylolites as conduits for overpressured fluid flow in dolomitized platform carbonates. Geological Society, London, Special Publications 459, 157–176.
- McBride, E.F., Picard, D.M., 1991. Facies implications of *Trichichnus* and *Chondrites* in turbidites and hemipelagites, Marnoso-arenacea Formation (Miocene), Northern Apennines, Italy. *Palaios* 6, 281–290.

- Miguez-Salas, O., Rodríguez-Tovar, F.J., Duarte, L.V., 2017. Selective incidence of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) on macroinvertebrate marine communities: a case from the Lusitanian basin (Portugal). *Lethaia* 50, 548–560.
- Mikuláš, R., 1997. Ethological interpretation of the ichnogenus *Pragichnus* Chulpáč, 1987 (Ordovician, Czech Republic). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 1997, 93–108.
- Mikuláš, R., 2000. Trace fossils from the Cambrian of the Barrandian area. *Czech Geological Survey Special Paper* 12, 1–29.
- Mikuláš, R., Fatka, O., Szabad, M., 2012. Paleoecologic Implications of Ichnofossils Associated with Slightly Skeletonized Body Fossils, Middle Cambrian of the Barrandian Area, Czech Republic. *Ichnos* 19, 199–210.
- Monaco, P., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., 2012. Ichnological analysis of lateral environmental heterogeneity within the Bonarelli Level (uppermost Cenomanian) in the classical localities near Gubbio, Central Apennines, Italy. *Palaios* 27, 48–54.
- Monaco, P., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., 2016. Environmental fluctuations during the latest Cenomanian (Bonarelli Level) in the Gubbio area (central Italy) based on an ichnofabric approach. In: Menichetti, M., Coccioni, R., Montanari, A. (Eds.), *The Stratigraphic Record of Gubbio: Integrated Stratigraphy of the Late Cretaceous–Paleogene Umbria-Marche Pelagic Basin*, vol. 524. Geological Society of America Special Paper, pp. 97–103.
- Moreau, P., 1991. Morphologie du Jurassique et du Crétacé supérieurs en pays cognaçais (Charente). *Justification géologique. Norois* 38, 427–437.
- Myrow, P.M., 1995. *Thalassinoides* and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios* 10, 58–74.
- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021a. Sedimentology and ichnology of the mid-Cretaceous succession of Ouled Nail Mounts (Eastern Saharan Atlas, Algeria). *Geologia Croatica* 74 (3) (in press).
- Naimi, M.N., Cherif, A., 2021b. Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria): Paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. *Journal of African Earth Sciences* 180, 104239.
- Naimi, M.N., Mansour, B., Cherif, A., Chekkali, M.C., Benkhedda, A., Belaid, M., 2020. Lithostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts messiniens de la terminaison nord-orientale des monts des Ouled Ali (bassin du Bas Chéelif, Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie* 39, 467–483.
- Naimi, M.N., Vinn, O., Cherif, A., Benyoucef, M., 2021a. *Trypanites* and associated bivalve borings in an Upper Albian hardground from the Eastern Saharan Atlas (Algeria). *Proceedings of the Geologists' Association*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pgeola.2021.06.007>
- Naimi, M.N., Vinn, O., Cherif, A., 2021b. Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria). *Carnets de Géologie* 21, 127–135.
- Naimi, M.N., Cherif, A., Belaid, M., 2021c. The trace fossil *Cardioichnus planus* from the lower Miocene of Algeria: the first record from Africa and a probable endemic tracemaker. *Geologia Croatica* 74, 121–126.
- Naimi, M.N., Cherif, A., Vinn, O., Bendaho, D.E., 2021d. Polychaete macrobioerosion in the Messinian (Late Miocene) Rhodolith beds of the western Mediterranean. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 302, xx–xx.

Naimi, M.N., Mahboubi, C.Y., Cherif, A., 2021e. Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. *Journal of African Earth Sciences* 183, 104304.

Olivero, D., Gaillard, C., 1996. Ichnologie du passage Cénomanién-Turonien. Exemple de la coupe de Vergons (Alpes de Haute-Provence, SE France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 322, 1005–1012.

Pieńkowski, G., Uchman, A., 2009. *Ptychoplasma conica* isp. nov. – a new bivalve locomotion trace fossil from the Lower Jurassic (Hettangian) alluvial sediments of Sołtyków, Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Quarterly* 53, 397–406.

Rindsberg, A.K., 1994. Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations. *Geological Survey of Alabama Bulletin* 158, 1–107.

Ritter, E., 1902. Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie* 2, 1–97.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., 2017. The Faraoni event (latest Hauterivian) in ichnological record: The Rio Argos section of southern Spain. *Cretaceous Research* 79, 109–121.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Martín-Algarra, A., O'Dogherty, L., 2009a. Nutrient spatial variation during intrabasinal upwelling at the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event in the westernmost Tethys: an ichnological and facies approach. *Sedimentary Geology* 215, 83–93.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Martín-Algarra, A., 2009b. Oceanic anoxic event at the Cenomanian–Turonian boundary interval (OAE-2): ichnological approach from the Betic Cordillera, southern Spain. *Lethaia* 42, 407–417.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Alegret, L., Molina, E., 2011. Impact of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum on the macrobenthic community: Ichnological record from the Zumaia section, northern Spain. *Marine Geology* 282, 178–187.

Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Reolid, M., Sánchez-Quiñónez, C.A., 2020. Ichnological analysis of the Cenomanian–Turonian boundary interval in a collapsing slope setting: A case from the Rio Fardes section, southern Spain. *Cretaceous Research* 106, 104262.

Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Zuchuat, V., Planke, S., Hammer, Ø., 2021. Response of macrobenthic trace maker community to the end-Permian mass extinction in Central Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110637>

Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., 2011. Micropaleontological study (foraminifera, ostracods) and characterization of the paleoenvironment of middle Cretaceous deposits (Djebel Chemla area, north-eastern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 4, 1289–1299.

Ruault-Djerrab, M., Ferré, B., Kechid-Benkherouf, F., 2012. Etude micropaléontologique du Cénomano–Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : implications paléoenvironnementales et recherche de l'empreinte de l'OAE2. *Revue de Paléobiologie* 31, 127–144.

Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., Djerrab, A., 2014. Données paléoenvironnementales sur le Vraconnien/Cénomanién de la région de Tébessa (Atlas saharién, nord-est Algérie). *Caractérisation de l'OAE2. Annales de Paléontologie* 100, 343–359.

Salhi, A., Atrops, F., Benhamou, M., 2020. Le passage cénomanién-turonien dans les Monts des Ksour (Atlas Saharién Occidental, Algérie) : biostratigraphie, géochimie et milieux de depot. *Estudios Geológicos* 76, e135.

- Salmi-Laouar, S., Ferré, B., Chaabane, K., Laouar, R., Boyce, A.J., Fallick, A.E., 2018. The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio-events and stable isotope study. *Arabian Journal of Geosciences* 11, 182.
- Savrda, C.E., Bottjer, D.J., 1986. Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology* 14, 3–6.
- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179–184.
- Scholle, P.A., Arthur, M.A., 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin* 64, 67–87.
- Scotese, C.R., 2014. Atlas of Late Cretaceous Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 2, The Cretaceous, Maps 16 – 22, Mollweide projection, PALEOMAP project, Evanston, IL.
- Seilacher, A., 1978. Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. In: Basan, P.B. (Ed.), *Trace Fossil Concepts*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes, 5, Tulsa (Oklahoma), pp. 185–201.
- Seilacher, A., 1990. Aberration in bivalve evolution related to photo- and chemo-symbiosis. *Historical Biology* 3, 289–311.
- Simpson, S., 1957. On the trace fossil *Chondrites*. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 112, 475–500.
- Stachacz, M., Uchman, A., Rodríguez-Tovar, F.J., 2017. Ichnological record of the Frasnian–Famennian boundary interval: two examples from the Holy Cross Mts (Central Poland). *International Journal of Earth Sciences* 106, 157–170.
- Tchenar, S., Ferré, B., Adaci, M., Zaoui, D., Benyoucef, M., Bensalah, M., Kentri, T., 2020. Incidences de l'Évènement Anoxique Océanique II sur l'évolution des ostracodes des dépôts céno-mano-turonien du bassin de Tinrhert (SE Algérie). *Carnets de Géologie* 20, 145–164.
- Uchman, A., 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria* 15, 3–115.
- Uchman, A., 1999. Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous–Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria* 25, 65–171.
- Uchman, A., Mikuláš, R., Houša, V., 2003. The trace fossil *Chondrites* in uppermost Jurassic–lower Cretaceous deep cavity fills from the western Carpathians (Czech Republic). *Geologica Carpathica* 54, 181–187.
- Uchman, A., Bąk, K., Rodríguez-Tovar, F.J., 2008. Ichnological record of deep-sea palaeoenvironmental changes around the Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian–Turonian boundary): An example from the Barnasiówka section, Polish Outer Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 262, 61–71.
- Uchman, A., Mikuláš, R., Rindsberg, A.K., 2011. Mollusc trace fossils *Ptychoplasma* Fenton and Fenton, 1937 and *Oravaichnium* Plička and Uhrová, 1990: Their type material and ichnospecies. *Geobios* 44, 387–397.

- Uchman, A., Caruso, C., Sonnino, M., 2012. Taxonomic review of *Chondrites affinis* (Sternberg, 1833) from Cretaceous–Neogene offshore–deep-sea Tethyan sediments and recommendation for its further use. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 118, 313–324.
- Uchman, A., Rodríguez-Tovar, F.J., Oszczytko, N., 2013a. Exceptionally favourable life conditions for macrobenthos during the Late Cenomanian OAE-2 event: Ichnological record from the Bonarelli Level in the Grajcarek Unit, Polish Carpathians. *Cretaceous Research* 46, 1–10.
- Uchman, A., Rodríguez-Tovar, F.J., Machaniec, E., Kędzierski, M., 2013b. Ichnological characteristics of Late Cretaceous hemipelagic and pelagic sediments in a submarine high around the OAE-2 event: A case from the Rybie section, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 370, 222–231.
- Vinn, O., Naimi, M.N., Cherif, A., 2021. The endobiontic serpulids in coral and other reef associated fauna from the Messinian of Algeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 300, 235–244.
- Werner, F., Wetzel, W., 1982. Interpretation of biogenic structures in oceanic sediments. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 31, 275–288.
- Wetzel, A., 1983. Biogenic structures in modern slope to deep-sea sediments in the Sulu Sea Basin (Philippines). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 42, 285–304.
- Wetzel, A., Uchman, A., 2001. Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Beloveža Formation, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 171–186.
- Wilmsen, M., Berensmeier, M., Fürsich, F.T., Schlagintweit, F., Hairapetian, V., Pashazadeh, B., Majidifard, M.R., 2020. Mid-Cretaceous biostratigraphy (ammonites, inoceramid bivalves and foraminifers) at the eastern margin of the Anarak Metamorphic Complex (Central Iran). *Cretaceous Research* 110, 104411.
- Wonders, A.A.H., 1980. Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the western Mediterranean area. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 24, 1–157.

---

## CONCLUSION GENERALE

---

Cette thèse a porté sur l'application de l'ichnologie dans la caractérisation des environnements de dépôt de la série albo-cénomano-turonienne des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental, Algérie). Après une étude lithostratigraphique et sédimentologique détaillée de cinq coupes levées dans la région de Bou Saada, les trois grands volets de l'ichnologie (i.e., bioturbation, bioérosion et ichnologie des vertébrés) ont été appliqués. En plus de la reconstitution environnementale, cette analyse ichnologique a donné d'importants résultats paléoécologiques. La découverte de nouveaux éléments de datation (gastéropodes, ammonites, rudistes, inocérames) a confirmé l'Albien supérieur, le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur proposés par les anciens auteurs.

En gros, l'étude ichnologique s'est focalisée sur une vingtaine d'ichnoespèces, dont quinze traces de bioturbation (*Balanoglossites* isp., *Bergaueria* isp., *Chondrites* isp., *Gyrolithes* isp., *Macaronichnus* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Pilichnus* isp., *Planolites* isp., *Ptychoplasma* isp., *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp., *T. paradoxicus*, *T. suevicus*, *Tisoa siphonalis* et ?*Trichichnus*) et cinq traces de bioérosion (*Caulostrepsis* isp., *Gastrochaenolites* isp., *Oichnus* isp., *Petroxestes pera* et *Trypanites* isp.), en plus de deux morphotypes d'ichnites de dinosauriens.

La série mésocrétacée débute par des dépôts détritiques fluvio-deltaïques à influence de marées du Continental Intercalaire présentant des hardgrounds perforés par *Caulostrepsis*. La transgression mésocrétacée (transgression albienne) a causé un changement dans la dynamique sédimentaire avec le dépôt des marno-calcaires fossilifères à *Thalassinoides*, stromatolites et loférites. La première unité de cette succession marine datée de l'Albien supérieur s'achève par un hardground qui a été repéré le long de la partie septentrionale de la zone d'étude, suivant une direction est-ouest. Ce dernier est encroûté par des huîtres et perforé par des borings produits par une communauté endolithique représentée par des polychètes et des bivalves. Ces borings appartiennent à *Trypanites*, *Gastrochaenolites*, ainsi que *Petroxestes pera* qui a été découvert pour la première fois en Afrique. L'assemblage ichnologique étudié ici indique que le hardground a été développé dans un climat chaud.

Le maximum transgressif est marqué par le niveau à ammonites *Mortoniceras* découvert à Djebel Azzeddine. Ces dépôts transgressifs de l'Albien supérieur – Cénomaniens inférieur, présentent un ichnoassemblage attribué aux ichnofaciès à *Skolithos* et à *Glossifungites*, est dominé par des traces d'habitat, de nutrition et de prédation, produites essentiellement par des crustacés décapodes, des polychètes et des gastéropodes naticidés. Les données sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un milieu de plateforme allant du backshore jusqu'au shoreface-offshore transition, avec une énergie mixte marées/tempêtes.

Un nouveau site à empreintes de dinosaures a été découvert dans ces couches. Ces dernières constituent les premiers restes de dinosauriens découverts dans la région de Bou Saada, et sont attribuées à de petits théropodes et ornithopodes. Les traces d'ornithopodes enregistrées ici représentent les premiers restes d'ornithischiens découverts en Algérie. Paléobiogéographiquement, la présence des ichnites dans cette partie de l'Atlas saharien dans un environnement intertidal et sa comparaison avec les autres occurrences des dinosaures mésocrétacés du bassin atlasique indique que l'habitat normal des dinosaures producteurs de ces traces consiste aux terrains continentaux fluviaux des Ksour et du Sahara nord-occidental (Guir et Kem-Kem) et que les bassins du Djebel Amour et des Ouled Nail consistaient à des routes de migration dans lesquelles les saurischiens (théropodes et sauropodes) ainsi que les ornithischiens (ornithopodes) suivaient une direction générale SW-NE, dans des environnements margino-littoraux généralement carbonatés.

L'évènement anoxique océanique (OAE-2) a été étudié ichnologiquement pour la première fois dans la partie méridionale de la Téthys, dans la coupe de Khanguet Grouz. Six traces ont été rapportées : *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *Ptychoplasma*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*. Les dépôts pré-évènement sont caractérisés par une abondante faune et ichnofaune qui indique que la niche écologique a été occupée par des organismes de différentes éthologies. Avec le début de l'évènement, des changements importants dans les caractéristiques ichnologiques ont été enregistrés. Les traces du OAE-2 (*Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*) indiquent des conditions stressantes, ce qui a été confirmé aussi la présence de formes naines de bivalves. Cette dysoxie est intercalée par de courtes conditions oxiques dans lesquelles une faune représentée par des inocérames et des ammonites a été trouvée. La phase post-évènement est caractérisée par une abondante bioturbation. Cet ichnoassemblage ressemble celui de la coupe de Rio Fardes située dans les Cordillères Bétiques en Espagne.

Comme perspectives, des travaux de microfaciès doivent être réalisés sur ces carbonates pour prouver et compléter les résultats obtenus sur la base des traces fossiles. Egalement, la rareté des éléments de datation, surtout les ammonites, nous oblige de penser à faire une étude micropaléontologique détaillée afin de bien dater la succession, surtout le passage Albien – Cénomaniens, non défini jusqu'à ces jours là. Ichnologiquement, un travail sur les ichnofabriques de la série albo-cénomano-turonienne sera réalisé. Il fera l'objet d'une synthèse des différents articles publiés dans le cadre de la présente thèse, comme il sera consacré à l'étude de l'interaction organismes-substrat.



## Analyse ichnologique et reconstitution paléoenvironnementale de la série Albien-Turonien des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental, Algérie)

La présente thèse est consacrée à une étude ichnologique, lithostratigraphique, sédimentologique et environnementale des dépôts albo-cénomano-turonien des monts des Ouled Naïl, après une introduction portant sur les caractères géologiques et structuraux de la chaîne et sa place dans le cadre global du domaine atlasique.

Le travail est basé sur l'étude de cinq (5) coupes, levées banc par banc, dans la région de Bou Saada : (i) la coupe du Djebel Arar (Albien) ; (ii) la coupe du Djebel Azzeddine (Albien supérieur – Cénomaniens inférieur) ; (iii) la coupe du Djebel Maïtar (Cénomaniens inférieur – moyen) ; (iv) la coupe du Djebel Ousigna (Cénomaniens moyen – supérieur) ; et enfin (v) la coupe de Khanguet Grouz (Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur).

Sur le plan lithostratigraphique, chacune des coupes a été subdivisée en plusieurs unités. La découverte des niveaux à gastéropodes *Acteonella delgadoi* et à ammonites *Mortonicerias* a permis de mettre en évidence un Albien supérieur à Djebel Azzeddine. Le Cénomaniens supérieur du Djebel Ousigna est confirmé grâce à la découverte d'un niveau à rudistes *Caprinula boissyi*. Aussi, le Turonien inférieur de Khanguet Grouz a été daté grâce aux inocérames *Mytiloides goppelnensis*.

L'Albien inférieur (Continental Intercalaire) est formé par une épaisse série détritique dominée par des dépôts fluvio-deltaïques à influence de marées, sur lesquels reposent des marno-calcaires transgressifs datant de l'Albien supérieur, caractérisés par la présence de niveaux fossilifères et stromatolitiques, de séquences loféritiques, et de hardgrounds. Le premier hardground de cette série marine transgressive est encroûté par des huîtres appartenant à *Ostrea falco* et perforé par des borings attribués à *Trypanites*, *Gastrochaenolites* et *Petroxestes pera*. La dernière trace bioérosive a été enregistrée pour la première fois dans le continent africain. Ce hardground, ayant une importante extension latérale à l'échelle locale, a été développé dans un climat chaud où la niche écologique a été occupée par des polychètes et par des bivalves. Le maximum transgressif est marqué par le niveau à ammonites *Mortonicerias* découvert à Djebel Azzeddine. Ces dépôts transgressifs de l'Albien supérieur, voire le Cénomaniens inférieur, présentent des traces fossiles attribuées à *Gyrolithes*, *Oichnus*, *Planolites*, *Skolithos*, *Thalassinoides*, *T. paradoxicus*, *T. suevicus* et cf. *Tisoa siphonalis*. Cet ichnoassemblage, attribué aux ichnofaciès à *Skolithos* et à *Glossifungites*, est dominé par des traces d'habitat, de nutrition et de prédation, produites essentiellement par des crustacés décapodes, des polychètes et des gastéropodes naticidés. Les données sédimentologiques et ichnologiques suggèrent un milieu de plateforme allant du backshore jusqu'au shoreface-offshore transition, avec une énergie mixte marées/tempêtes, et de longues émerSION indiquées par les séquences loféritiques et par les empreintes de dinosaures.

Ces ichnites constituent les premiers restes de dinosauriens découverts dans la région de Bou Saada, et sont attribuées à des théropodes et des ornithopodes de petite taille. Les empreintes d'ornithopodes enregistrées ici représentent les premiers restes d'ornithischiens découverts en Algérie. Sur le plan paléobiogéographique, la présence des traces de pas de dinosaures dans cette partie de l'Atlas saharien dans un environnement intertidal et sa comparaison avec les autres occurrences de dinosaures dans le 'Crétacé moyen' du bassin atlasique indique que l'habitat normal des dinosaures (producteurs de ces ichnites) consiste aux terrains fluviaux des Ksour, de Guir et des Kem-Kem, et que Djebel Amour et Ouled Naïl consistaient à des routes de migration dans lesquelles les théropodes, les sauropodes et mêmes les ornithopodes suivaient une direction générale SW-NE, dans des environnements margino-littoraux.

Dans la coupe de Khanguet Grouz, l'évènement anoxique océanique (OAE-2) a été étudié ichnologiquement pour la première fois dans la partie méridionale de l'océan téthysien. Six traces ont été enregistrées : *Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *Ptychoplasma*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*. Les dépôts pré-évènement sont caractérisés par une abondante faune et ichnofaune qui indique que la niche écologique a été occupée par des organismes de différentes éthologies (comportements). Le début de l'évènement est marqué par des changements importants dans les caractéristiques ichnologiques. Les traces du OAE-2 (*Chondrites*, *Pilichnus*, *Planolites*, *?Thalassinoides* et *?Trichichnus*) indiquent des conditions stressantes. Ceci est supporté par la présence de formes naines de bivalves. Cette dysoxie est intercalée par de courtes conditions oxiques. La phase post-évènement est caractérisée par une abondante bioturbation. Aussi, l'ichnoassemblage de l'OAE-2 de Khanguet Grouz est plus proche de celui de la coupe de Rio Fardes (Cordillères Bétiques, Espagne).