

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ DE BATNA 2
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE

THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de doctorat de
3^{ème} Cycle (LMD)

En : Géologie

Option : Géodynamique des Bassins Sédimentaires et ressources minérales.

SUJET

**Pétrofaciès, architectures biostratigraphiques et dynamiques sédimentaires
en contexte de transgression thanétienne dans l'Aurès occidental
(Paléocène supérieur).**

Par : NAHNAH RAOUIA

Devant le jury composé de :

Président	Brinis Nafaa	Professeur	Université de Batna 2
Directeur de thèse	Benmansour Sana	Professeur	Université de Batna 2
Examineurs :	Chellat Smaine	Professeur	Université de Constantine
	Youcef brahim Elhadj	Docteur	Université de Batna 2

ANNÉE UNIVERSITAIRE 2023 /2024

Remerciement

Louange à **ALLAH** qui nous a guidé à ceci, nous n'aurions pas été guidés, si **ALLAH** ne nous avait pas guidé. Tous mes remerciements s'adressent tous d'abord à tout puissant **ALLAH**, d'avoir guidé mes pas vers le chemin du savoir.

Cette thèse, aboutissement d'une longue formation universitaire, n'aurait pu voir le jour sans l'aide de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer ma reconnaissance. Aussi, est-ce pour moi un devoir que de rappeler en avant-propos les nombreuses dettes de reconnaissance que j'ai contractées.

Au terme de celui-ci, je tiens à adresser mes vifs remerciements tout d'abord à Madame **Benmansour Sana**, Professeur à l'Université de Batna 2, de m'avoir proposé ce sujet et qui a su me faire confiance. Je le remercie vivement pour toutes les connaissances et les enseignements qu'il a su m'apporter, bien au-delà du domaine de la géologie.

Je veux assurer de mon amitié à **tous mes collègues** au sein et en dehors de l'université de Batna et les remercier du soutien et des encouragements qu'ils m'ont apportés.

A **la responsable** du laboratoire de géologie et biologie (département de géologie, biologie, l'Université Batna 2) pour son aide. Merci à tout le personnel du département de Sciences agronomiques (l'Université de Batna 1). Je tiens également à remercier tout **le personnel du laboratoire** de géologie (Wilaya de Sétif, Biskra et wilaya d'Ouargla).

Je remercie également les enseignants qui ont accepté de prendre de leur temps pour lire et juger mon travail : Mr. Dr Youcef brahim Elhadj et Mr. Pr Chellat Smaine. Ce jury ainsi constitué sera présidé par Mr. Pr Brinis Nafaa que je remercie tout particulièrement.

Enfin s'ajoutent à la liste de tous ceux qui m'ont apporté leur aide, **les membres de ma famille** et surtout mes filles : **Fatma Zohra, Zineb** et **Rokya**. Je pense en particulier à mon mari **Nadjib**, qui m'a constamment encouragé à finaliser mon travail. Son soutien moral m'a été d'un grand apport dans la poursuite de ma thèse.

Résumé :

L'étude lithostratigraphique, paléontologique et sédimentologique menée sur deux coupes implantées dans l'Aurès occidental (la coupe d'El Kantara et de Khoum ed Edib).

L'étude lithostratigraphique, met en évidence la superposition de deux formations, dont les limites sont tracées sur la base des foraminifères, d'ostracodes et des charophytes : **1-** La Formation des Marnes Rouges d'El Kantara d'âge Thanétien a été définie pour la première fois dans ce travail en donnant son évolution latérale. L'âge de la nouvelle formation est montrée grâce à l'apparition de *Laffitteina erki*, *Frambocythere tumiensis* et *Microcodium elegans*. **2-** La Formation Marno-Calcaires de l'Oued El Haï.

Sur le plan paléoenvironnemental, en se basant sur l'analyse quantitative et qualitative de l'ensemble de la microfaune, cela montre l'association de deux paléoenvironnements essentiels : le Thanétien inférieur subaérien (mixte) et le Thanétien supérieur marin. Cet agencement démontre la transgression marine vers le Thanétien supérieur.

Sur le plan paléobiogéographique, les ostracodes limniques *Frambocythere tumiensis anjarensis*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Zonocypris spirula*, *Darwinula torpedo*, *Limnocythere deccanensis* et *Neocyprideis raoi* ont été enregistrés pour la première fois en Algérie. Ces espèces connues ont une répartition limitée et, jusqu'à présent, n'avaient été trouvées qu'en commun avec l'Inde. Cependant, cette découverte a réfuté la théorie selon laquelle ces espèces seraient endémiques au sous-continent indien, ce qui est confirmé par leur association avec des charophytes cosmopolites.

Sur le plan sédimentologique, les caractéristiques microfaciologiques de la série thanétienne de l'Aurès occidental ont conduit à la définition de différents microfaciès, dont le dépôt caractérise un milieu mixte à la base, surmonté par un milieu carbonaté peu profond. Le découpage séquentiel de cette série révèle une séquence de dépôt transgressive. Cette séquence est scindée en deux mésoséquences : régression-transgression.

Mots-clés :

Algérie, Aurès occidental, Lithostratigraphie, paléontologique, paléobiogéographique, transgression thanétienne.

Abstract:

A lithostratigraphic, palaeontological and sedimentological study was carried out on two sections in the western Aurès (the El Kantara and Khoum ed Edib sections).

The lithostratigraphic study highlights the superposition of two formations, whose boundaries are traced on the basis of foraminifera, ostracods and charophytes: **1-** The Red Marls Formation of El Kantara of Thanetian age was defined for the first time in this work by giving its lateral evolution. The age of the new formation is shown by the appearance of *Laffitteina erki*, *Frambocythere tumiensis* and *Microcodium elegans*. **2-** The Marno- Calcareous Formation of Oued El Haï.

Paleoenvironmentally, based on quantitative and qualitative analysis of the entire microfauna, shows the association of two essential paleoenvironments: the Lower Subaerial Thanethian (mixed) and the Upper Marine Thanethian. This arrangement shows the marine transgression towards the Upper Thanetian.

Paleobiogeographically, the limnic ostracods *Frambocythere tumiensis anjarensis*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Zonocypris spirula*, *Darwinula torpedo*, *Limnocythere deccanensis* and *Neocyprideis raoi* were recorded for the first time in Algeria. These known species have a limited distribution and, until now, have only been found in common with India. However, this has refuted the theory that these species are endemic to the Indian subcontinent, which is confirmed by their association with cosmopolitan charophytes.

From a sedimentological point of view, the microfacies of the Thanethian series in the western Aurès have led to the definition of microfacies whose deposition is characterized by a mixed environment at the base, topped by a shallow carbonate environment. The sequence of this series shows a transgressive depositional sequence. This sequence is divided into two mesosequences: regression-transgression.

Keywords:

Algeria, Western Aurès, Lithostratigraphy, palaeontology, palaeobiogeography, Thanethian transgression.

ملخص:

تم إجراء دراسة لئوستراتيغرافية وبالينوتولوجية ورسوبية على قطعتين موزعتين في الأوراس الغربي (قطعة القنطرة وخوم الذيب).

أظهرت الدراسة اللئوستراتيغرافية تراكمًا لطبقتين، حددت حدودهما استنادًا إلى الفورامينيفرات والأوستراكودات والنباتات البحرية: 1- تم تحديد تكوين الطين الأحمر في القنطرة من العصر الثانيين لأول مرة في هذا العمل بتحديد تطوره الجانبي. يتم عرض عمر التكوين الجديد من خلال ظهور لافيتينا ايركي، فرامبوسيثير تومينسيس، وميكروكوديوم إليجانز. 2- تكوين الطين الجيري لوادي الحي.

من الناحية الباليوبيئية، وبناءً على التحليل الكمي والنوعي للميكروفون، يظهر ذلك تجمعًا لبتانيسيا من البيئات الباليوبيئية الأساسية: الثانيين السفلي الجوي (مختلط) والثانيين العلوي البحري. تظهر هذه الوضعية انتقال البحر نحو الثانيين العلوي.

من الناحية الباليوبيوجيوغرافية، تم تسجيل الأوستراكودات البحرية فرامبوسيثير تومينسيس أنجاننسيس، باراسبيريتا جونسي، باراسبيريتا فيريكولوسا، زونوسبيريس سبيرولا، داروينولا توربيدو، ليمنوسيثير ديكاننسيس، ونيوسبيريديس راوي لأول مرة في الجزائر. هذه الأنواع المعروفة لها توزيع محدود وحتى الآن لم يتم العثور عليها إلا بالتزامن مع الهند. ومع ذلك، فقد نفت هذه الاكتشافات النظرية التي تفيد بأن هذه الأنواع تكون موطنية للهند، مما يؤكد توزيعها مع نباتات البحر العالمية.

من الناحية الرسوبية، أدت الخصائص الميكروفاسيولوجية لسلسلة الثانيين في الأوراس الغربي إلى تعريف ميكروفاسيات مختلفة، يميزها الرسوب في بيئة مختلطة في القاع، يليه الرسوب في بيئة كربوناتية ضحلة. يكشف تقسيم هذه السلسلة التسلسلية عن تسلسل رسوبي انتقالي. تتجزأ هذه التسلسلة إلى ميزوسيكوانسينين: انحسار وتجاوز

الكلمات الرئيسية :

الجزائر، الأوراس الغربي، لئوستراتيغرافية، بالينوتولوجية، الباليوبيوجيوغرافي، تجاوز ثانيين.

SOMMAIRE

Remerciement :	I
Résumé :	II
Abstract :	III
ملخص:	IV
Sommaire	
Introduction générale	

CHAPITRE I : CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

I. Introduction	1
II. Objectifs et intérêts scientifiques de la thèse	1
III. Méthodologie du travail et objectifs	2
IV. Cadre géologique	4
IV.2. Cadre régional	6
2.1. Les Maghrébides :	6
2.1.1. Le domaine interne :	7
2.1.2. Le domaine des flyschs :	7
2.1.3. Le domaine externe :	7
V. La stratigraphie des Aurès	9
1. Les formations du secondaire	9
1.1. Trias	9
1.2. Le Jurassique	10
1.3. Le Crétacé	10
V.2. Les formations du Tertiaire	14

2.1. Le Paléogène :	14
2.1.1. Le Paléogène marin.....	15
2.1.2. Le Paléogène continental	16
V.2.2. Le Néogène	16
V.3. Le contexte structural	16

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGAPHIE

I. Introduction.....	19
1.1. Localisation géographique	19
1.2. Description lithologique.....	22
a. La Formation El Abiod :	22
b. La Formation des Marne rouges d'El Kantara :	23
c. La Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï :	23
II. Corrélation.....	27
Conclusion	29

CHAPITRE III : ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE ET SYSTÉMATIQUE

I. Introduction	31
II. L'analyse micropaléontologique.....	31
1. Les charophytes	31
1.2. Classification.....	32
1.2.1. Classification d'après Feist et al, (2005) :	32
2. Les ostracodes limniques	39
2.1. Classification.....	39
3. Les foraminifères benthiques	45

3.1. Classification.....	46
4. Les Microcodium	47
III. Attributions biostratigraphiques et discussion	49
1. La coupe d'El Kantara	49
2. La coupe de Khoum ed Dib	49
Discussion	53
Conclusion	56

CHAPITRE IV : ANALYSE QUANTITATIVE ET QUALITATIVE

I. Introduction.....	58
a. les foraminifères	58
b. Les Ostracodes	59
II. Analyse quantitative et qualitative	61
1. La coupe d'El Kantara :	61
1.1 Implication paléoenvironnementale	62
2. La coupe de Khoum EL Dib :	63
2.1. Implication paléoenvironnementale	64
III. Paléobiogéographie et paléoécologie	68
1. Paléobiogéographie	68
2. paléoécologique	69
3. les espèces du groupe <i>Frambocythere tumiensis</i> :	71
4. l'histoire de la migration :	71
Conclusion	74

CHAPITRE V : PÉTROGRAPHIE ET ANALYSE SÉQUENTIELLE

I. Introduction.....	75
II. Méthode de l'analyse faciologique.....	75
1. Données faciologiques	75
1.2. Les éléments figurés.....	75
1.3. Les Eléments figurés biologiques	75
1-4. Grains non carbonatés.....	76
III. Description et analyse des associations de microfaciès et des environnements de Dépôts :	77
1. Milieu lagunaire	79
1.1. Calcaires à <i>Laffitteines</i> (Pl. 7 et 8)	79
1.2. Calcaires à <i>Laffitteines</i> (pl. 9)	79
2. Milieu continental	83
2.1. Marnes Rouges et calcaires à <i>Microcodium elegans</i> (pl. 10)	83
3. Milieu plateforme carbonatée	84
3.1. Marno- Calcaires à Milioles (pl. 11 et 12)	84
3.1. Marno- Calcaires à Milioles (pl. 13).....	86
3.3. Calcaires à lamellibranches (pl. 14)	88
VI. Découpage séquentiel	89
1. Successions sédimentaires et définition de séquences	89
1.1. Séquence 1	89
1.2. Séquence 2	90
1.3. Séquence 3	90
1.3. Discussion	93

1.3.1. Paléogéographie et évolution paléoenvironnementale.....	93
1.4. Modèle de dépôt.....	93
Conclusion	95

Liste des figures

Figure 1: Indice de pélagisme, de diversité des foraminifères et des paléoenvironnements.	3
Figure 2 : A. Principaux domaines structuraux du nord de l'Algérie et localisation de la zone étudiée dans la partie orientale (modifié de Michard et al., 2008). B. Paléoenvironnements du Domaine Atlasique Oriental (Herkat et Guiraud, 2006 et Benmansour, 2016)	5
Figure 3 : Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale (modifié d'après D.Frizon.....	6
Figure 4 : Rapport structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Modifiés d'après Durand – Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'Autochtone font également partie des nappes telliennes)	8
Figure 5 : Topographie et principaux domaines structuraux du NW africain : Le "Maghreb" géologiquement correspond essentiellement au Rif-Tell et le domaine orogénique atlasique (après Michard et al., 2008 in Dominique Frizon de Lamotte et al., (2009)).	17
Figure 6 : Localisation géographique de la coupe d'El Kantara (pour le positionnement voir image Google Earth)..	20
Figure 7 : Localisation géographique de la coupe de Khoum ed Dib (pour le positionnement voir image Google Earth).....	21
Figure 8 : Log stratigraphique de la série Thanétienne des Aurès occidentale (La coupe d'El Kantara & 2. la coupe de Khoum ed Dib).....	26
Figure 9 : Corrélation lithologiques et stratigraphiques entre la coupe d'El Kantara et la coupe de Khoum ed Dib (L'Aurès occidentale).....	29
Figure 10: Chara zeylancia f.elegans (A. Braun ex. T.F. Allen) H. & j.Groves, a. plante.x 1(Wood & Imahori. 1964 in : 1964-1965, pl.95). b-c: Chara sp. Noeud fertile d'une espèce dioïque, x40, b. anthéridie : c. oogone (Corillion, 1975) (daprès Feist et al., 2005,.....	32
Figure 11 : Les formes les plus répandues de Microcodium composées de calcite. Type1, forme cylindrique «corn-cob ». Type2 : colonie laminaire. Type3 : les cristaux de calcite ne sont pas prismatiques, mais isodiamétriques (Elharfi et al., 2007).	48
Figure 12 : Répartition stratigraphiques des charophytes, des foraminifères benthiques, ostracodes limniques sur la coupe d'El Kantara de la Formation Marne Rouge d'El Kantara.	51
Figure 13 : Répartition stratigraphiques des charophytes, des foraminifères benthiques, ostracodes limniques sur la coupe de Khoum el Dib de la Formation Marne Rouge d'El Kantara.	52

Figure 14 : Extension biostratigraphique des charophytes du Paléocènes–Eocène basal. (Charrière, 2009)	53
Figure 15 : La biostratigraphie est basée sur les zones benthiques peu profondes (SBZ) pour le Paléocène et l’Eocène par Serra-Kiel et al., 2020).....	55
Figure 16 : Relation entre profondeur du milieu et type de foraminifères présents (d’après Brasier, 1980).	59
Figure 17 : La tolérance de salinité des microfossiles dans un milieu marine Wealden (Ban Kilenyi and Allen,	61
Figure 18 : Evolution verticale des principaux paramètres paléoenvironnementales de la coupe d’El Kantara.	66
Figure 19 : Evolution verticale des principaux paramètres paléoenvironnementales de la coupe de Khoum EL Dib	68
Figure 20 : Cartes paléogéographiques pour le Paléocène, montrant l'emplacement des provinces d'ostracodes limniques.	70
Figure 21 : Carte paléobiogéographique, la distribution géographique le genre et des sous-espèces de Frambocythere tumiensis, dans le monde.	75
Figure 22 : L’évolution eustatique et le découpage séquentiel du paléocène supérieur dans le bassin des Aurès occidentale (La coupe d’El Kantara).....	91
Figure 23 : L’évolution eustatique et le découpage séquentiel du paléocène supérieur dans le bassin des Aurès occidentale (La coupe de Bouzina).	92
Figure 24 : modèle de dépôt pour la région d’étude durant le Maastrichien au Paléocène supérieur. 1) El Kantara et 2) Bouzina.....	95

Liste des planches

Planche 1 : A. l'ensemble marno-calcaire d'Oued EL Hai, B. calcaires massifs formant les célèbres gorges d'El Kantara. C. une surface durcie, D&E. Empreinte d'Inocérâme, F. un remplissage par précipitation de calcite, G. Marne rouge d'El Kantara , H. conglomérat.	22
Planche 2 : A.A&B&D. les bancs de calcaires sont riches en gastéropodes, C&E. les banes de calcaires sont riches en bivalves et gastéropodes, F. calcaire à tendance lumachellique.	24
Planche 3 : A. LA Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, B. alternance marno-calcaire, C. Marne riche en gastéropodes, D. Un banc décimétrique a gastéropode, E. calcaires massifs du thanétien, F. surface durcie.....	25
Planche 4 : Dughiella sp., b. Microchara leiocarpa, c. Stephanochara pinguis, d. Harrisichara sp., e. Sphaerochara sp., f. Microchara sp., g. Sphaerochara hybogona, h. Microchara cristat, i. Harrisichara tougnetensis. 200 µm.....	38
Planche 5 : Frambocythere tumiensis anjarensis. a-f: female carapaces, a-b &d. dorsal view. C&e left lateral view, f. ventral view, g-i. male carapaces , g.h&k. dorsal view, j. left lateral view, l. ventral view. 200µm.....	42
Planche 6 : Ostracodes de la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara.a. Neocyprideis raoi, carapace, vue latérale droite, b. Zonocypris spirula. carapace, vue dorsale; d'échelle = 100µm.	45
Planche 7 : Packstone- biomicrite à Laffitteina.....	80
Planche 8 : Packstone - biomicrite à Laffitteina ,.....	81
Planche 9 : Grainstone à Laffitteina	82
Planche 10 : Microcodium en sections dans les lits calcaires des Marnes Rouges de la Formation d'El Kantara.	83
Planche 11 : Packstone- biomicrite à Miliole.....	84
Planche 12 : Packstone- biomicrite à Miliole.....	86
Planche 13 : grainstone - biosparite à Miliole.....	87
Planche 14: floatstone.....	89

Abréviation :

P : Foraminifères planctoniques

B : Foraminifères benthiques

O : Ostracodes

F : Foraminifères

C : Foraminifères planctoniques carénées

G : Foraminifères planctoniques globuleux

F. Benthique aggl : Foraminifères benthiques agglutiné

F. Benthique calc : Foraminifères benthiques calcaires

P% : pourcentage de Foraminifères planctoniques

B% : pourcentage de Foraminifères benthiques

O% : pourcentage d'Ostracodes

SBZ 3 : Biozone (Serra-kiel, 1998 ; Schneibner et al.2005)

MF1 : Microfaciès 1 Milieu lagunaire

MF2 : Microfaciès 2 Milieu lagunaire

MF3 : Microfaciès 3 Milieu continental

MF4 : Microfaciès 4 Milieu plateforme carbonatée

MF5 : Microfaciès 5 Milieu plateforme carbonatée

MF6 : Microfaciès 6 Milieu plateforme carbonatée

T : Transgression

R : Régression

Replacé dans les esquisses paléogéographiques proposées par les auteurs, et plus particulièrement sur celles établies par Vila (1980 : p. 560, Fig. 197) et Tawadros (2001 : p. 373, Figs. 3 et 5), le gisement d'El Kantara apparaît situé au débouché du bras de mer trans-saharien, à peu de distance des terres émergées du Paléo Maghreb.

Dans la région étudiée, la fin du Crétacé est marquée par une sédimentation marine peu profonde, très variable, allant de l'infralittoral au médiolittoral puis au supralittoral. Les Miliolidés et les Algues Lithothamniées sont rares. Cependant, la dominance des *Laffitteina*, observée ici et dans d'autres gisements péri-théysiens (Bignot, 1987), suggère l'existence de biotopes lagunaires à faible salinité (jusqu'à 30 ‰), avec une réduction de l'apport terrigène.

Le retrait généralisé de la mer au Paléocène inférieur (Marzoqi et Pascal, 2000) affecte l'Aurès, qui émerge comme beaucoup d'autres régions péri-méditerranéennes et sahariennes.

La transgression marine recommence au Thanétien avec la formation de lacs où se déposent les Marnes Rouges. La présence constante des *Microcodium* dans ces marnes indique la proximité d'affleurements calcaires émergés en cours de karstification. L'abondance des gyrogonites de Charophytes dans les Marnes Rouges témoigne de l'extension des environnements lacustres. Les *Laffitteina* et les *Rosalina*, qui tolèrent les eaux hypohalines, indiquent des apports marins momentanés. Les rares occurrences de Miliolidés et d'Alvéolinidés signalent des épisodes sursalés brefs.

La transgression marine qui commence au Thanétien s'amplifie avec la diminution des apports terrigènes et l'installation progressive d'une plateforme carbonatée. Les Algues se développent et les Valvulinidés, les Miliolidés et les *Glomalveolina* se multiplient. Ces foraminifères sont caractéristiques des fonds marins néritiques recouverts d'une mince pellicule d'eau chaude, tendant vers une légère sursalure.

Les sédiments infralittoraux ont pour équivalents latéraux des faciès circalittoraux plus profonds, comme *Ranikothalia sindensis* (Davies, 1927) = *R. bermudezi* (Palmer, 1934) et *Lockhartia* répandus dans le domaine thélysien, notamment dans le Nord-Est du Sahara algérien, dans le Tademaït et le Tinrhert (Amard et al., 1975 ; Amard et Blondeau, 1979), et en Libye, dans le membre Ammur (= *Operculina limestone*) de la formation Shurfah affleurant autour de Hun et de Tmassah (Haynes, 1962; Barsotti, 1963; Hottinger, 1977; Said, 1979; Korab, 1984 ; Shakoor et Shagroni, 1984; Woller, 1984). Ces gisements soulignent l'extension de la mer qui au Thanétien a recouvert le Nord-Est algérien, la majeure partie de la Libye et paraît s'être prolongée jusqu'au Golfe de Guinée par un bras de mer trans-saharien traversant le Mali et le Niger pour aboutir au Golfe de Guinée.

CHAPITRE I.
CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

I. Introduction

L'Aurès c'est des massifs montagneux qui sépare les hautes plaines constantinoises de la plateforme saharienne. Cette région est nettement individualisée constituant la partie orientale de l'Atlas Saharien en Algérie. L'essentiel des structures du dôme anticlinal est constitué du Crétacé inférieur et moyen. Sa partie orientale a une série moins épaisse que la partie occidentale. D'après l'inventaire stratigraphique dressé par plusieurs auteurs et en particulier par R. Laffitte 1939. Les terrains les plus anciens qui affleurent dans le secteur étudié sont attribués au Trias et le plus récents au Quaternaire, entre le Trias et le Quaternaire, presque tous les étages sont représentés.

II. Objectifs et intérêts scientifiques de la thèse

Les dépôts du Paléocène supérieur se caractérisent par leur étendue dans l'Aurès occidental. Il est caractérisé par sédimentation variables. Cette série n'a pas été révisée depuis les travaux de Laffitte en 1939, sur le plan lithostratigraphique, paléontologique, biostratigraphique et sédimentologique. Pour comprendre ce thème, il fallait s'attarder sur les points suivants :

- ✓ L'étude pétrographique des différents faciès et microfaciès rencontrés dans les différentes coupes ;
- ✓ L'étude paléontologique et biostratigraphique rencontrés dans les deux coupes ;
- ✓ L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques) et des ostracodes ;
- ✓ L'étude du microfaciès, permet de reconstituer l'évolution du paléo-environnement et les variations paléo-bathymétriques au cours de l'intervalle stratigraphique concerné.

L'objectif majeur de ce travail de thèse est d'établir une étude sédimentaire paléocène précise, au niveau de la zone de transition, le Thanéthien inférieur subaérien (continental) et le Thanétien supérieur (marin). Cette disposition montre la transgression marine vers le Thanétien supérieur. La réalisation de cet objectif nécessite une caractérisation précise de la sédimentation paléocène dans la zone d'étude et l'établissement de modèle de dépôt.

III. Méthodologie du travail et objectifs

Deux coupes localisées dans la partie ouest de l'Aurès. Leur étude a nécessiter plusieurs aspects différents, mais cependant complémentaires : pétrographique, micropaléontologique et sédimentologique. 140 échantillons sont alors prélevés dans les deux affleurements ; 72 dans la coupe d'El Kantara et 68 dans la coupe de Khoum Ed Dib.

1. L'analyse pétrographique et sédimentologie : des microfaciès porte sur 49 lames minces, toutes confectionnées a partir es niveaux indurés calcaires et calcaire marneux des deux formations marnes rouges d'El Kantara et des marno-calcaires d'oued el Haï.

2. L'analyse micropaléontologique : 91 échantillons, des deux coupes menées, sur des marnes furent lavés et tamisés à des fins microchrono-biostratigraphiques et paléoenvironnementales. Ainsi, les sédiments meubles sont lavés à l'eau du robinet sur des tamis à mailles différentes de (0.063 - 200 mm). Les résidus sont séchés et triés sous une loupe binoculaire dont le grossissement est de X 20 avec une aiguille très fine. Cette étape a pour but de prélever et de regrouper des assemblages homogènes, dans des cellules, de tests en fonction de leurs formes et de leurs natures.

3. Analyse stratigraphique et paléoenvironnementale : L'analyse qualitative et quantitative des résidus de lavage, de **91** échantillons de marnes, s'est focalisée essentiellement sur les foraminifères planctoniques et benthiques et les ostracodes. Les différentes composantes des associations microfaunistiques successives ont été étudiées à partir du dénombrement de 250 à 300 individus pour chaque fraction d'échantillon (>63 µm). Elles ont permis d'établir les courbes de variation des principaux paramètres quantitatifs.

L'indice de pélagisme a été précisé chaque fois que la microfaune était présente dans les échantillons. Son évolution accompagne les tableaux de répartition verticale des foraminifères. On sait que l'indice de pélagisme (Ip) se calcule pour chaque échantillon par la détermination du rapport entre le nombre de foraminifères planctoniques et benthiques selon la formule:

$$I_p = \frac{\text{nombre de foraminifères planctoniques}}{\text{nbre de foram. plancton.} + \text{nbre de foram. benth}} \times 100.$$

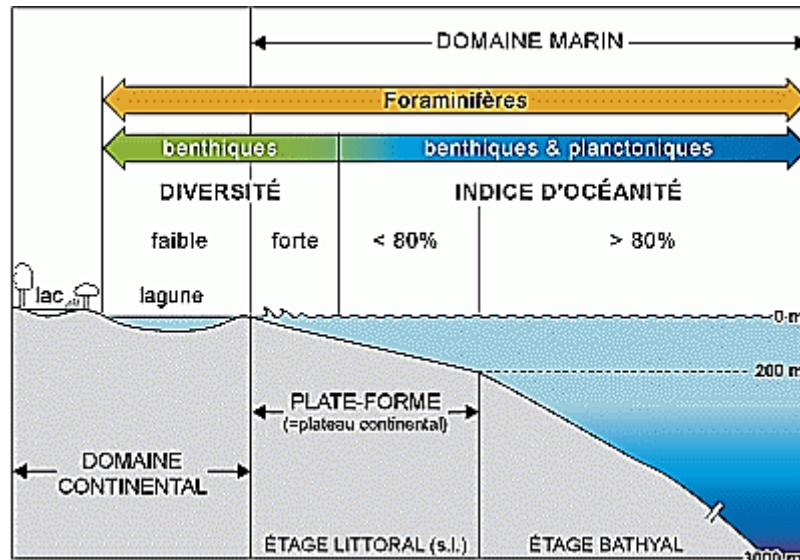


Fig. 1 : Indice de pélagisme, de diversité des foraminifères et des paléoenvironnements.

Le rapport calcaire/agglutiné (pour les foraminifères benthiques) est plus élevé à niveau de la plate-forme médiane à externe, alors que les formes agglutinées dominent dans les milieux profonds ou superficiels. **Le rapport Foraminifère/Ostracode** augmente de façon progressive depuis le milieu littoraux jusqu'au milieu bathyal. Les ostracodes, lisses essentiellement, sont particulièrement abondants en domaine margino-littoral. Les formes ornées dominent quant à elles en domaine infralittoral (Andreu, 1991).

Enfin, la **diversité spécifique** (aussi bien des foraminifères planctoniques que benthiques) a également été comptabilisée pour chaque échantillon. Ce dernier paramètre, assez délicat à évaluer précisément, donne notamment des indications sur la profondeur de dépôt ou l'état d'oxygénation du milieu de dépôt. **Le rapport caréné /globule** (pour les foraminifères planctoniques) croît lui aussi en fonction de l'approfondissement. Au Crétacé, les foraminifères planctoniques comportent deux types d'organismes (Caron & Homewood, 1982 ; Hart & Bailey, 1979 ; Hart, 1980). Les uns, à morphotypes globuleux, sont des formes simples, au cycle de reproduction court, qui vivent de préférence sur la plate-forme ou en bordure de celle-ci (profondeur maximale de l'ordre de 100 à 200 m). Ces formes dominent pendant les périodes de sélection de type 'r' (Mac Arthur & Wilson 1967). Les autres au contraire, les formes carénées, sont des formes exigeantes, au cycle de reproduction long (sélection de type 'K') : elles préfèrent donc les environnements plus profonds (talus...). En eaux profondes, les formes de grande taille, à test caréné et trochospiralé, seront donc plus abondantes.

IV. Cadre géologique

La région des monts des Aurès fait partie du domaine atlasique (Fig.2. B). Ces montagnes se composent de plis étendus, orientés principalement en direction ENE-OSO ou E-O. Bien que ce bassin soit situé de manière intracratonique, il présente une ouverture significative vers le domaine téthysien, se connectant au niveau de l'Atlas tunisien septentrional. La position intermédiaire entre la plate-forme saharienne au sud et le domaine mobile tellien au nord explique les variations latérales des faciès observées.

Les monts des Aurès sont associés à un bassin subsident d'âge mésozoïque, agissant comme une zone intermédiaire entre la plateforme saharienne au sud et la zone pré-atlasique au nord, comme décrit par Herkat (2004, 2005). L'influence de plusieurs accidents d'ampleur régionale, notés par Bellion et Guiraud (1973), a contribué à façonner la géologie de la région. Certains de ces accidents ont également joué un rôle dans la localisation de pointements triasiques en surface.

Les dépôts tertiaires, qui présentent une extension significative dans la région des Aurès, ont été sélectionnés pour l'étude dans deux sections spécifiques : la section d'El Kantara et la section de Khoum Ed Dib à Bouzina.

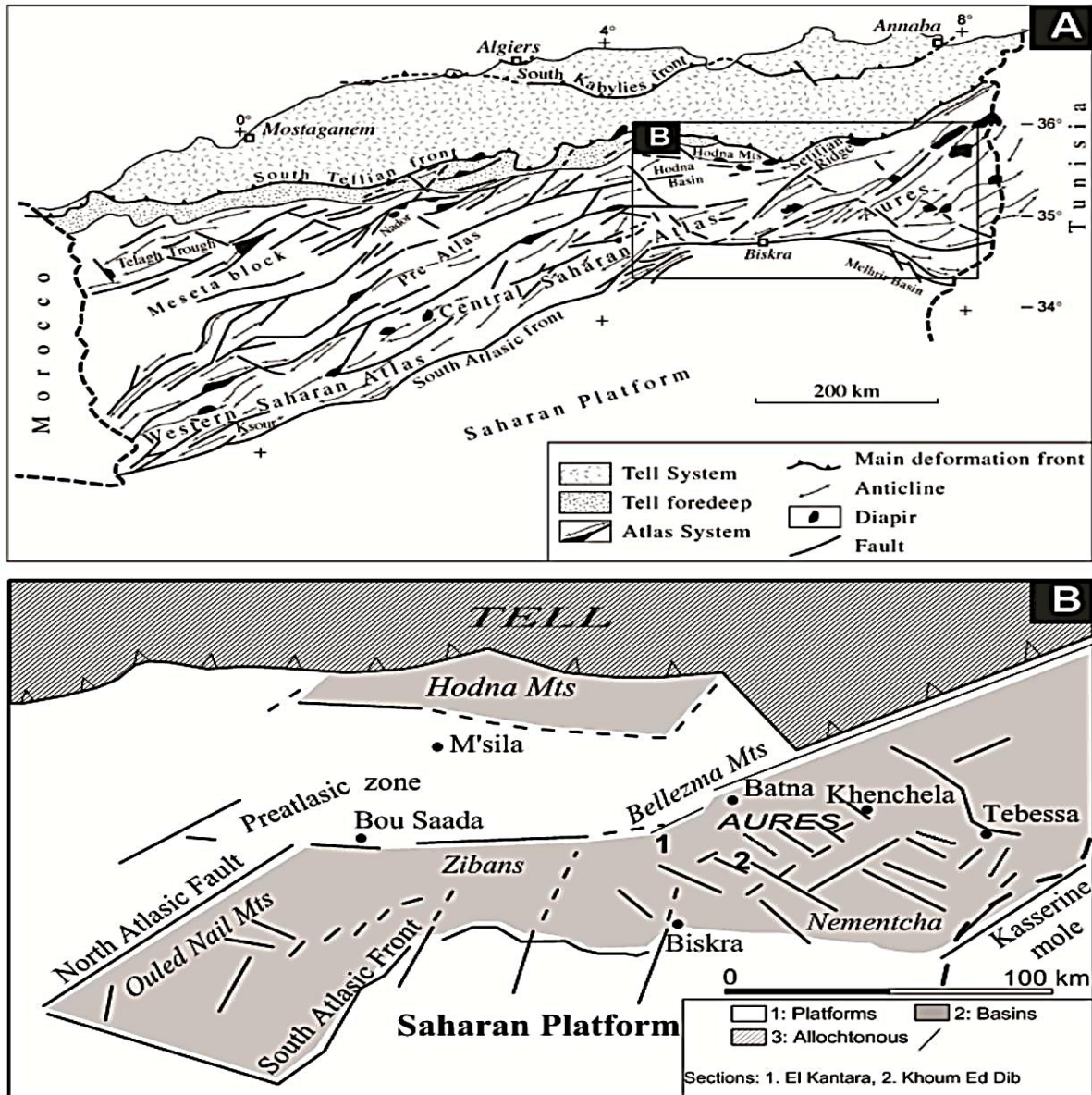


Fig. 2 : A. Principaux domaines structuraux du nord de l'Algérie et localisation de la zone étudiée dans la partie orientale (modifié de Michard et al., 2008). B. Paléoenvironnements du Domaine Atlasique Oriental (Herkat et Guiraud, 2006 et Benmansour, 2016) et localisation des sections, d'Ouest en Est : El Kantara, Khoum Ed Dib.

IV.2. Cadre régionale

2.1. Les Maghrébides : La chaîne alpine d'Afrique du Nord, également appelée chaîne des Maghrébides, fait partie de l'orogénèse alpin périméditerranéen d'âge Tertiaire (Durand-Delga, 1969). Elle s'étend de Gibraltar jusqu'à la Silice. Les zones internes de l'anneau, qui sont actuellement représentées par divers massifs dispersés le long de la côte méditerranéenne, et les zones externes situées à la périphérie de l'anneau (Fig. 3). Elle est due à la tectonisation alpine du bassin maghrébin, également appelé « Téthys maghrébine » (Boulin, 1992) et de ses limites.

C'est le domaine des nappes, également connu sous le nom de domaine allochtone. La chaîne des Maghrébides est divisée en trois domaines paléogéographiques en fonction des grands ensembles structuraux : le domaine interne, le domaine des flysch, le domaine externe.

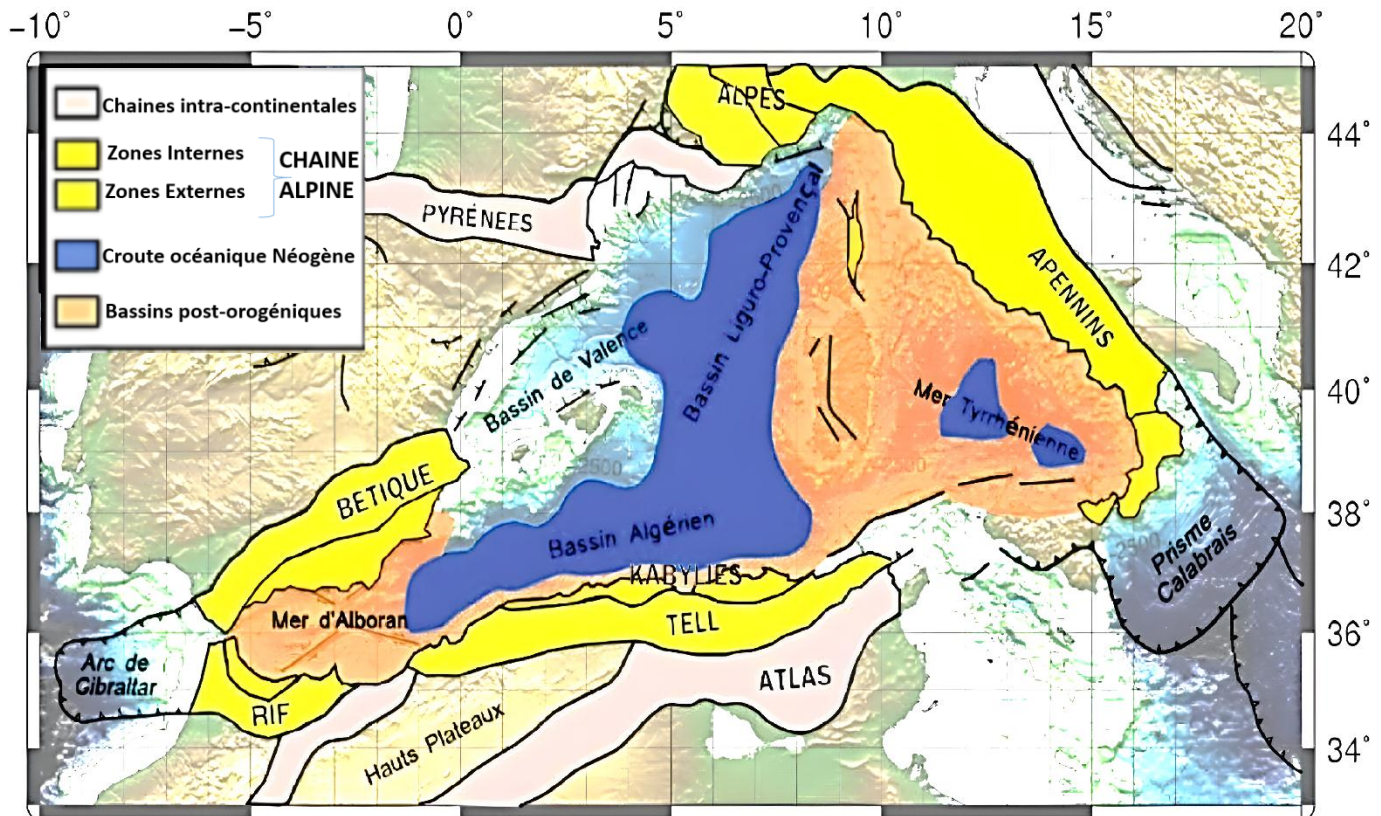


Fig. 3 : Principaux domaines structuraux de la Méditerranée occidentale (modifié d'après D.Frizon de Lamotte et al., 2000 et Billi et al., 2011 (in Lepretre 2012).

2.1.1. Le domaine interne : Ces zones internes sont constituées de massifs anciens d'origine continentale et sont limitées par la dorsale calcaire du côté externe, méridional. Le socle Kabyle est l'élément le plus interne des Maghrébides (Bouillin, 1992), en Algérie orientale, sur la transversale du constantinois. La Dorsale Kabyle, également connue sous le nom de « chaîne calcaire », se trouve plus au sud. Le socle (Bouillin, 1977 et Raoult, 1974) est considéré comme étant composé de trois ensembles distincts : un ensemble cristallophyllien inférieur, un ensemble cristallophyllien supérieur, la couverture sédimentaire paléozoïque du socle cristallin.

Les auteurs (Durand Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Vila, 1980) ont distingué des unités internes, médianes et externes pour la Dorsale Kabyle ou la Chaîne calcaire. Au départ, ces séries étaient la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire du socle kabyle. Cependant, les unités médianes et externes se sont désolidarisées de leur substratum. Le socle kabyle et la

dorsale interne les ont ensuite plissées et chevauchées.

2.1.2. Le domaine des flyschs : Le secteur marin profond et en mouvement du Jurassique moyen au Burdigalien est représenté par les nappes des flyschs. Il est relié à la bordure sud de la plaque d'Alboran jusqu'à l'Eocène supérieur. Les formations de plaines abyssales créées par les courants de turbidites le caractérisent (Boullin, 1986). On distingue : le flysch massylien d'après Raoult 1968 à Kef Sidi Driss, dans le Nord constantinois. Il comporte une série péli-to-quartzitique d'âge Crétacé inférieur surmontée par une série péli-to-micro-bréchique d'âge Crétacé supérieur (C'est le flysch à microbrèches de (Raoult, 1972)). Le flysch maurétanien : Il correspond à la réunion des flyschs de Guerrouch (Durand-Delga et Lambert, 1955) et de Penthivière (Neumann et Vila, 1967). Le Numidien défini par Fischeur 1980 pour désigner la trilogie suivante : des argiles varicolores à Tubotomaculum dites argiles sous-numidiennes, des bancs de grés épais à grains hétérogènes, des argiles, marnes et silexites dites supra-numidiennes.

2.1.3. Le domaine externe : Le domaine externe tello-riffain représente la marge téthysienne du continent africain (Wildi, 1983). On peut distinguer deux grands types de séries : les séries telliennes, le secteur marin profond et en mouvement du Jurassique moyen au Burdigalien est représenté par les nappes de flyschs. Il est relié à la bordure sud de la plaque d'Alboran jusqu'à l'Eocène supérieur. Les formations de plaines abyssales créées par les courants de turbidites le caractérisent (Boullin, 1986) (Fig. 4). On distingue : les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des maron-calcaires claires. Les unités telliennes sensu-stricto, avec un Crétacé inférieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les enchevêtrements de faciès néritiques restent modérés du Crétacé supérieur à l'Eocène. Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites, à faciès néritique prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Ces dernières séries présentent de fortes similitudes avec leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.

Les séries de l'avant pays, La chaîne des Maghrébides est bordée, au sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variable. On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines suivants : unités néritique constantinoise : ces séries forment des massifs isolés de taille variable caractérisée par des formations carbonatés Mésozoïque. Unités sud-sétifiennes : ce sont considérées par J. Savornin 1920 comme "batipré saharien" ont été décrites par Villa 1980 sous l'appellation "ensemble allochtone sud sétifien". Unités de sellaoua : ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-ouest au Nord-est elles affleurent au Sud-est

des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires Crétacé avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux par contre l'Yprésien est carbonaté riche en nummulites. L'Oligocène est signalé par (Villa, 1980).

Le para autochtone Nord-Aurésien : constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique, le para autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'Ain yagout et par les djebles (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Ain kercha et d'Oum El bouaghi. Cet ensemble est affecté par la tectonique Alpine, le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché. L'autochtone -Nord-Aurésien : le domaine atlasique caractérisé par un ensemble secondaire, plissé à la fin de l'Eocène selon des directions atlasiques et par un Trias diapirique d'âge Aptien, plus à l'Est, dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa, (Farah A.S., 1991 in Benabbes, 2006).

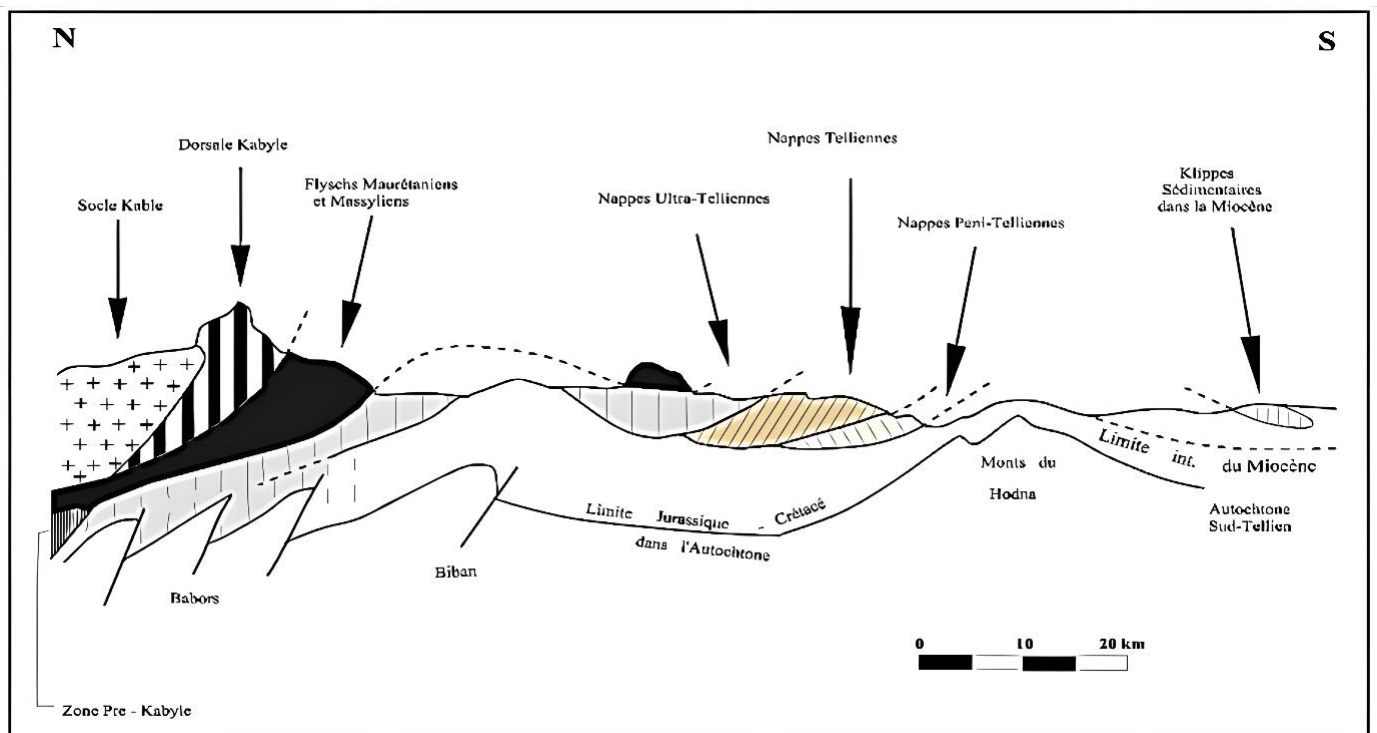


Fig. 4: Rapport structuraux entre les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (Modifiés d'après Durand – Delga, 1969, les Bibans et les Babors qui étaient considérés comme étant de l'Autochtone font également partie des nappes telliennes)

V. La stratigraphie des Aurès

1. Les formations du secondaire

1.1. Trias

Le Trias fait référence aux terres les plus anciennes situées à l'extérieur de la chaîne Alpine. Il se présente sous forme de structure diapirique et de lames injectées le long de ces accidents. Il est essentiellement évaporitique. En plusieurs dizaines de points dans les Aurès ou sur ses bordures, il y a des affleurements d'une taille et d'une constitution différente, qui perdent anormalement leur couverture mésozoïque et cénozoïque. (Djaiz F. 2011). Ce faciès est constitué d'argile gypsifère et salifère ne contenant aucun fossile, ce qui laisse un léger doute sur cette attribution stratigraphique. Cette conception fut établie pour la première fois par (Peron 1883) lorsqu'il décrit les rochers de sel Anti- Jurassique du Sud Algérien. Puis, dans l'Aurès, Bertrand affirme l'âge triasique de la montagne de sel d'El Outaya qui fut confirmé par les travaux de (Blayac 1912) qui a trouvé un Oursin infratriasique. (Vila 1980) un Trias à aspect bréchi que qui affleure en mauvaise condition au SW de Ain Yagout et est recouvert par un Miocène supérieur continental.

D'après les analyses des données de forages réalisés par la Sonatrach dans les hauts plateaux ont conduit (Guiraud 1973) a proposé pour le bassin hodnien une coupe qui débute par une formation gréseuse, un niveau de roches volcaniques et une formation évaporitique associée à des intercalations calcaro- dolomitiques, surmontés par une puissante série évaporitique. L'âge attribué aux dépôts triasiques varie selon les auteurs, et ce du Keuper dans les Aurès (Laffitte, 1939) au Worfenien dans les Monts de Mellègue (Dubordieu, 1956) en passant par le Muschelkalk à Tebessa (Pervinquier, 1902). Les formations triasiques dans les Aurès sont constituées par une association de faciès : A Menâa s'observent des argiles violettes et rouges, des gypses fibreux, l'ensemble associé à des dolomies sans fossiles (R. Laffitte, 1939). A Maafa le Trias est formé par des marnes bariolées rouges, riches en cristaux de quartz. A Medina, dans le Tarhit Taidit, s'observent des marnes bariolées associées à des gypses fibreux et à des blocs de cargneules.

1.2. Le Jurassique

Dans l'avant-pays atlasique les terrains du Jurassique affleurent dans la partie orientale des monts du Hodna (monts de Belezma-Batna), dans la région d'Aïn Yagout (Dj.Sarif, Toumbaït et Ras Tarbent) et dans le massif de l'Aurès (Dj.Azreg). Au Kimméridgien inférieur,

la mer occupe l'Aurès ; elle est accidentée de hauts fonds, où vivent des Huitres et des Polypiers et soumis à l'érosion sous-marine, d'où accumulation de brèches dans des parties un peu plus profondes où vivaient des Céphalopodes (Phylloceras, lissoceras, Simoceras, Streblites...) (R. Laffitte, 1939). Au Kimméridgien supérieur, des récifs s'installent en certains points ; ailleurs, se trouve des marno- calcaires à rare Céphalopodes.

Les séries les plus complètes du Jurassique ont été décrites aux Dj.El Azreg, Tuggurt, Bou Merzoug, Kasserou, Bou Ilef, Ravin Bleu, Toumbaït et Tarbent (appartenant respectivement aux monts de l'Aurès, Batna, Belezma et d'Aïn Yagout). (Marmi, 1995). Les massifs dolomitiques constituent l'essentiel des affleurements du Jurassique de l'Est algérien (Bureau, 1986).

1.3. Le Crétacé

Le Crétacé : très développé dans l'Aurès constitue une succession concordante allant du Berriasien au Maastrichtien. L'étude pétrographique a permis à Laffitte de distinguer deux ensembles distincts : le premier à grés dominant associé à des calcaires et des marnes, caractérisant le Crétacé inférieur allant jusqu'à l'Albien. Le second marno-calcaire d'âge Crétacé supérieur, ou il occupe une grande superficie a l'affleurement dans les monts de Bellezma-Batna (KtefAkhal, Djebel Tuggurt, Djebel Ain-Drihem) et dans l'Aurès (Djebel Metlili, dépression d'El Kantara, Djebel Chentouf, Ras Igguedlene et Djebel Akhal). Morphologiquement, il forme de vastes dépressions sénoniennes composées de marnes, d'argiles à intercalations calcaires et de reliefs marno-calcaires comprenant une épaisse barre à rudistes du Cénomaniens à Turonien. Localement, les reliefs peuvent être couronnés par des calcaires massifs à algues du Maastrichtien. Généralement le Crétacé inférieur est caractérisé par une monotonie des séries ou les formations détritiques sont dominantes (Guiraud, 1975).

Le Valanginien : est bien représenté dans l'Aurès, et dans l'anticlinale de Dj. Bou Arif, constitué essentiellement par des faciès détritiques (argilites et grés quartzeux) à la base et carbonatés au sommet riche en fossiles. L'épaisseur des sédiments varie entre 80 à 480 m. L'assise des dépôts valanginiens est considérée comme un bon repère stratigraphique. Les roches terrigènes, essentiellement argileuses du Valanginien ne sont pas résistantes au processus d'érosion. Elles se décomposent facilement et dessinent dans l'assise des vallées étroites.

L'Hauterivien : Dans l'Aurès, ce faciès est difficilement séparable du Valanginien et du Barrémien. Cet étage est souligné à la fois par un faciès calcaro-gréseux caractérisé par des calcaires pisolithiques à algues au Sud-Ouest, et un faciès gréseux et dolomitique peu

fossilifère au Nord-Est indiquant un milieu de sédimentation de très faible profondeur. (Laffitte, 1939). Dans les Monts de Belezma-Batna, un niveau grésolo-dolomitique, qui compte 1400 m de puissance, dans lesquels les argilites gréseuses ne forment que 45% de la série cumulée, laquelle est équivalente à l'Hauterivien et au Barrémien. (Bureau, 1975).

Le Barrémien : Les formations barrémiennes sont essentiellement dolomitiques et gréseuses. Elles se localisent suivant une zone orientée W-E, allant des monts de Belezma-Batna jusqu'au méridien d'Oum El Bouaghi, en passant par les monts d'Aïn Yagout. Mais à l'Ouest de cette région, aux monts du Hodna, le Barrémien est plutôt à dominante dolomitique (Marmi, 1995). Le Barrémien est représenté au Sud-Ouest de l'Aurès par un faciès continental très net : grès à dragées, marnes rouges, montant jusque dans l'Aptien. Au Nord-Ouest le Barrémien passe à des quartzites sans fossiles à la base qui restent toujours présentent surtout à la base au Nord et au Nord-Ouest avec des intercalations des calcaires marins à foraminifères ou à céphalopodes. L'épaisseur de l'étage varie de 400 m au Nord à 250 m au Sud. L'extrémité sud-ouest de l'anticlinal de Belezma (Ras Zvizef) montre un Barrémien sous forme de grès et de quartzites à grain fin sans fossile (300 à 400 m) (Laffitte, 1939).

L'Aptien : La série Aptienne, bien connue dans l'Aurès et dans l'Avant-pays atlasique en général, elle est représentée par l'association d'une assise marneuse basale surmontée par des formations de calcaires Néanmoins l'Aptien inférieur peut comprendre des niveaux gréseux. Il est caractérisé par une transgression soulignée par une sédimentation de mer peu profonde dans l'Aurès, comme en témoignent la présence d'Algues bleues.

L'Albien : s'observe dans tous les anticlinaux de l'Aurès (Arris), la sédimentation n'est pas différentes de celle du Crétacé inférieur dans les monts de Batna (Bureau, 1986), L'Albien de l'Aurès est caractérisé par une alternance marno-gréseuse associée à des calcaires à Ammonites. Le sommet passe à des calcaires riches en Céphalopodes, à Algues et à Orbitolines. Ces caractères impliquent des mouvements d'affaissement du fait du dépôt d'une sédimentation épaisse (300m) dans un fond ne dépassant pas 200m. Les fossiles attribués à l'Albien supérieur sont : *Heterastertissoti* coquant, *Mortonicerassp*, dans le nord-aurésien. L'anticlinal de Dj El Azreg montre un Albien développé dans les environs d'Arris. La base est grésolo-marneuse avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères, surmontées par des calcaires se substituant progressivement aux grés. Le sommet se compose de marno-calcaires. L'Albien de Dj Metlili (Oued Merdedou) forme le cœur de l'anticlinal (Péron 1898) par la présence de

MortonicerasRostratum. Le même affleurement a fourni des moules internes de Gastéropodes et des débris d'Ostracées.

Le Crétacé Supérieur : occupe une grande superficie à l'affleurement dans les monts de BelezmaBatna et dans l'Aurès. Morphologiquement, il forme de vastes dépressions sénoniennes faites de marnes, d'argiles à intercalations calcaires et de reliefs marno-calcaires comprenant une épaisse barre à rudistes du Cénomanién au Turonien. Localement, les reliefs peuvent être couronnés par des calcaires massifs à algues du Maastrichtien. (Yahiaoui, 1990). Dans les monts de Belezma-Batna, Bureau (1975), distingue la limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur par le faite que ce dernier ne comporte jamais de couches gréseuses même en plaques minces.

Cénomanién : Cet étage apparaît dans les anticlinaux du Dj. Bou Arif, de Dj. Ich Ali, de Dj. Metlili, de Dj. El Azreg, Ich Moul- Chellia et Khenchela. Il est caractérisé par une sédimentation marneuse à la base surmontée par des marno- calcaires riches en faune. L'épaisseur de cet étage est de l'ordre de 1000 mètres. La limite inférieure est généralement marquée par la présence de marne à Ammonites, des Gastéropodes et des Lamellibranches. La limite supérieure de cet étage est marquée par la disparition des Orbitolines, Aspidiscus cristatus et la présence des couches à Rudistes (Radiolites) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1935). (Coquand 1862) fut le premier à décrire les assises et les fossiles du massif de Bou Arif suivi de (Savornin 1931) et (Laffitte 1935). Ce dernier décrit des Echinides, Gastéropodes, Lamellibranches, mollusques et des Ammonites, attribuant un âge Cénomanién.

Les formations du Cénomanién n'affleurent que sporadiquement autour de l'anticlinal de Bou Arif, dans sa partie occidentale. Il comprend à la base deux barres marno- calcaire à niveau glauconieux séparées par des marnes grises (150 m). Le sommet est caractérisé par une alternance de calcaire et de marne gris beige (150 m) en bancs métriques. Laffitte explique l'absence des sédiments détritiques pendant le Cénomanién, contrairement aux étages inférieurs comme étant une modification de la nature de sédimentation due à des changements régionaux. Ce dernier très répondu dans l'atlas saharién est caractérisé par une transgression largement développée pendant toute sa durée. Il surmonte en concordance le Crétacé inférieur. Le Turonien : Dans l'Aurès,

Le Turonien est celui des étages crétacés qui occupe en affleurement les aires les plus considérables. Alors que les étages plus anciens sont souvent encore enfouis et que les étages plus récents ont été enlevés par l'érosion, le Turonien occupe de très grandes surfaces, notamment au Nord-Ouest de l'Aurès entre les anticlinaux d'Ich Ali et d'Igguèdlène et au Sud de l'anticlinal de Chélia. (Laffitte, 1939). Le Turonien de l'Ouest de l'Aurès et des monts de Belezma Batna est composé d'une série marno-carbonatée qui a été subdivisée en quatre formations datées par les ammonites, les foraminifères planctoniques et les ostracodes. De bas en haut se succèdent : les formations de la dolomie de l'Oued Skhoun et des calcaires de Chaâbet (Cénomaniens supérieurs à Turoniens inférieurs), la formation des calcaires inférieurs de Berriche (Turonien moyen), la formation des marno-calcaires de Chaâbet (Turonien supérieur) et la formation des calcaires supérieurs de Berriche (Turonien supérieur, Coniacien inférieur).

La limite céno-mano-turonienne doit se placer dans les Dolomies de l'Oued Skhoun, mais elle a pu être précise au sein de leur équivalent latéral : les calcaires de Chaâbet, développés dans la région de Châabet, grâce aux ammonites et aux foraminifères planctoniques. La limite Turonien-Coniacien se situe au toit des calcaires à rudistes et polypiers constituant la base des Calcaires supérieurs de Berriche et non au sommet de cette formation comme l'indiquait Laffitte. Elle est fondée, en l'absence d'ammonite, sur des associations de microfaunes à foraminifères benthiques et à ostracodes. Enfin le Turonien, très fossilifère dans le secteur septentrional (Chaâbet), a pu être divisé en trois parties étagées chacune par des ammonites et des foraminifères planctoniques (Yahiaoui, 1990).

Le Sénonien : dans l'Aurès est caractérisé essentiellement par les Céphalopodes. En général, il est très épais (2000m) particulièrement au Sud (El Kantara) par rapport au Nord (Bellezma). Cependant, la sédimentation est néritique et s'est déposée sous une faible tranche d'eau, avec un affaissement du fond marin. Ses principaux affleurements se trouvent au centre du synclinal de Mac Mahon, où il n'est pas recouvert du Nummilitique, et autour des anticlinaux du Metlili, d'Igguèdlène, des Béni Ferah, du dj. Melah, du J. El Azerag, du bouRhezel, de l'Ahmar Khadou, des Hammam, du J.Rheliss, du J. Chechar.

La limite inférieure du Sénonien est définie par l'apparition de *Barroisceras Haberfellneri* qui caractérise la première zone à ammonites de l'étage et si l'on ne trouve pas on se réfère aux échinides. La limite supérieure est plus difficile à préciser suite à l'absence des fossiles caractéristiques du Danien. Dans la partie sud de l'Anticlinal de Belezma, le Coniacien est à *Tissotia Fourneli* et échinides avec couches à bryozoaires, Santonien à «

échinides, Campanien marno-crayeux à *H.superbissimus*, le Maastrichtien différent de celui d'El-Kantara par des calcaires massifs à la base surmontés par des alternances de marnes et de calcaires durs, puis des calcaires aussi massifs (Laffitte, 1939).

V.2. Les formations du Tertiaire

2.1. Le Paléogène : Les affleurements du Tertiaire sont relativement moins étendus dans l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie orientale comparativement aux terrains du Secondaire. Les terrains plus récents remanient souvent des associations de microfaunes se rapportent aux formations érodées (Marmi, 1995). Dans les monts de Belezma-Batna les premiers dépôts à se faire après le Crétacé sont en discordance angulaire sur celui-ci. Comme dans l'Aurès, les terrains tertiaires sont essentiellement placés dans les zones basses de la surface post-Lutétienne et sans doute post-oligocène, qu'il s'agisse de fonds synclinaux ou de combes morphologiques. (Bureau, 1975). Le Paléogène synonyme du Nummulitique, est bien représenté dans l'Aurès où il se trouve dans les grands synclinaux et sur la flexure saharienne. Tous les terrains compris entre le Danien et le Miocène inférieur marin transgressif appartiennent au Nummulitique. Dans l'Aurès le Paléogène est subdivisé en deux ensembles : Un ensemble fossilifère marin à la base (Danien – Lutétien supérieur). Un ensemble azoïque continental au sommet (Eocène supérieur – Oligocène).

La limite entre ces deux ensembles se place à la limite supérieure du Lutétien (Eocène moyen) ou à un niveau indéterminé à la base du Bartonien (Eocène supérieur), sans qu'il soit possible de préciser (Laffitte, 1939).

2.1.1. Le Paléogène marin

C'est dans le Sud-Est de l'Aurès (synclinal d'Ouled Rechaïch, flexure Khanguet Sidi Nadji Séiar et Chaîne de Rhellis) que le paléogène marin, conservé surtout dans les dépressions synclinales, est le plus développé. Dans le synclinal d'Ouled Rechaïch, il est formé de marnes blanches à minces bancs de gypse ou de silex admettant à leur sommet quelques intercalations calcaires surmontées d'un complexe marno-calcaire phosphaté paléocène. Ce dernier est formé de marnes blanches à petits bancs de calcaires marneux ou de calcaires à lit de phosphate glauconieux et se termine par une alternance de calcaires, de marnes blanches avec un banc de phosphate à leur sommet et de calcaires marneux à silex (160 m). Ensuite vient un ensemble éocène formé de calcaires massifs à silex auxquels se superposent des calcaires, des marnes et des calcaires marneux à gypse et qui se termine par des calcaires et des marnes jaunes à lits centimétriques phosphatés.

Entre Séiar et Khanguet Sidi Nadji, le Paléocène est formé de calcaires localement brèchiques et de marnes à la base et par des calcaires, des calcaires marneux ou dolomitiques, de brèches calcaires et de marnes blanches à bancs phosphatés au sommet. Quant à l'Eocène, est représenté par des calcaires massifs, calcaires marneux ou à gypse et de marnes noires passant latéralement à des argiles rouges. Au niveau de la chaîne de Rheliss dont tout le flanc sud est formé de terrains paléogènes, le Paléocène est formé d'alternances de marnes blanches et de calcaires à gastéropodes, et bivalves, l'Eocène inférieur de marnes blanches et l'Eocène moyen (Lutétien) de calcaires marneux et marnes à silex, nummulites et operculines et de calcaires à silex avec des marnes à gypse au sommet.

Dans les régions axiales (synclinal de Rhassira et celui de Bouzina), le Paléocène est représenté par des calcaires contenant quelques bancs marneux, l'Eocène inférieur par des marnes blanches et des calcaires marneux à silex et nummulites et le Lutétien par des calcaires à silex, avec manifestation de quelques intercalations détritiques principalement, des conglomérats à la base et au sommet de la série dans le synclinal de Bouzina. Dans la partie occidentale de l'Aurès (El Kantara), le Paléocène est formé de calcaires et de calcaires marneux à gastéropodes, milioles et bivalves de marnes jaunes et de calcaires marneux ou dolomitiques à gypse, l'Eocène inférieur est formé de marnes rouges de grès et de conglomérats consolidés et l'Eocène moyen (Lutétien) de calcaires et de marnes à gastéropodes et bivalves admettant quelques passages gréseux ou contenant des lentilles conglomératiques à la base (Chebbah, 2007).

2.1.2. Le Paléogène continental

Le Paléogène continental (Eocène supérieur et Oligocène) est représenté par des dépôts rouges souvent grossiers et dont leur épaisseur ne dépasse pas 200 m. Il se rencontre soit dans des synclinaux en concordance sur le Lutétien et supportant par endroit en concordance apparente le Burdigalien, soit en discordance sur tous les termes des séries plus anciennes. Dans la partie occidentale de l'Aurès (Synclinal d'El Kantara), il est formé de marnes rouges et de conglomérats grossiers à gastéropodes que Laffitte rattache à l'Aquitaniens et non à l'Oligocène. Sur le versant sud du massif (Rhassira, Bouzina), il est formé de marnes rouges localement gréseuses, de conglomérats grossiers à éléments souvent diversifiés. Au Nord-Ouest, la série conglomératique repose directement en discordance sur le Lutétien. Plus au Sud (Khanguet Sidi Nadji et Séiar), la série est complètement détritique (grès, sables et conglomérats) (Chebbah, 2007).

V.2.2. Le Néogène

Le Néogène a été décrit pour la première fois par (Fournel 1849). Il regroupe les formations continentales d'âge mio- pliocène (Kilian, 1931) et l'ensemble des formations rouges tertiaires de l'Aurès. Ces formations sont souvent discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase atlasique de l'Eocène supérieur et surmontées en discordance par des dépôts quaternaires. Les principaux affleurements sont signalés dans le centre et en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire.

V.3. Le contexte structural

D'après (Laffitte 1939) et (Guiraud 1973), le massif montagneux de l'Aurès est essentiellement composé de plis vastes (plus de 50 km de long pour l'anticlinal de Dj. El Azereg, et plus de 70 km pour le synclinal de Rhassira), assez réguliers et souples dont l'orientation est voisine de N60E. Toute fois, Laffitte (1939) ont été interprétées la chronologie des événements tectono-orogéniques qui ont affecté, Selon l'organisation structurale des Aurès, on peut distinguer essentiellement deux Zones structurales (La zone aurésienne, et La zone NE du bassin qui englobe les Monts de Morsott et d'Aïn Beïda, ainsi que les Monts du Mellegue) (Fig. 5).

- a. Les plis de la zone aurésienne formé en deux grands ensembles :
 - Les plis de l'Aurès occidental, jusqu'au Dj. Azreg ;
 - Les plis de l'Aurès oriental (Monts des Hamimat, Monts de Tébessa, Chelia et Massif de Khenchala).
- b. Les cassures qui affecté le massif de l'Aurès D'après R. Guiraud (1973, 1990), formé en trois familles principales :
 - N-S et NE-SW : décrochements senestres.
 - NW-SE : décrochements dextres.
 - E-W : décrochements senestres et dextres.
- c. L'accident sud atlasique désignée le plus souvent par l'une des expressions Suivantes : "accident sud atlasique", "flexure saharienne", est une bande continue formée d'une série de failles et de flexures. Il est représenté par plusieurs accidents qui se répartissent en trois familles principales de cassures de directions proches d'E - W, du NE -SW et du NW – SE.

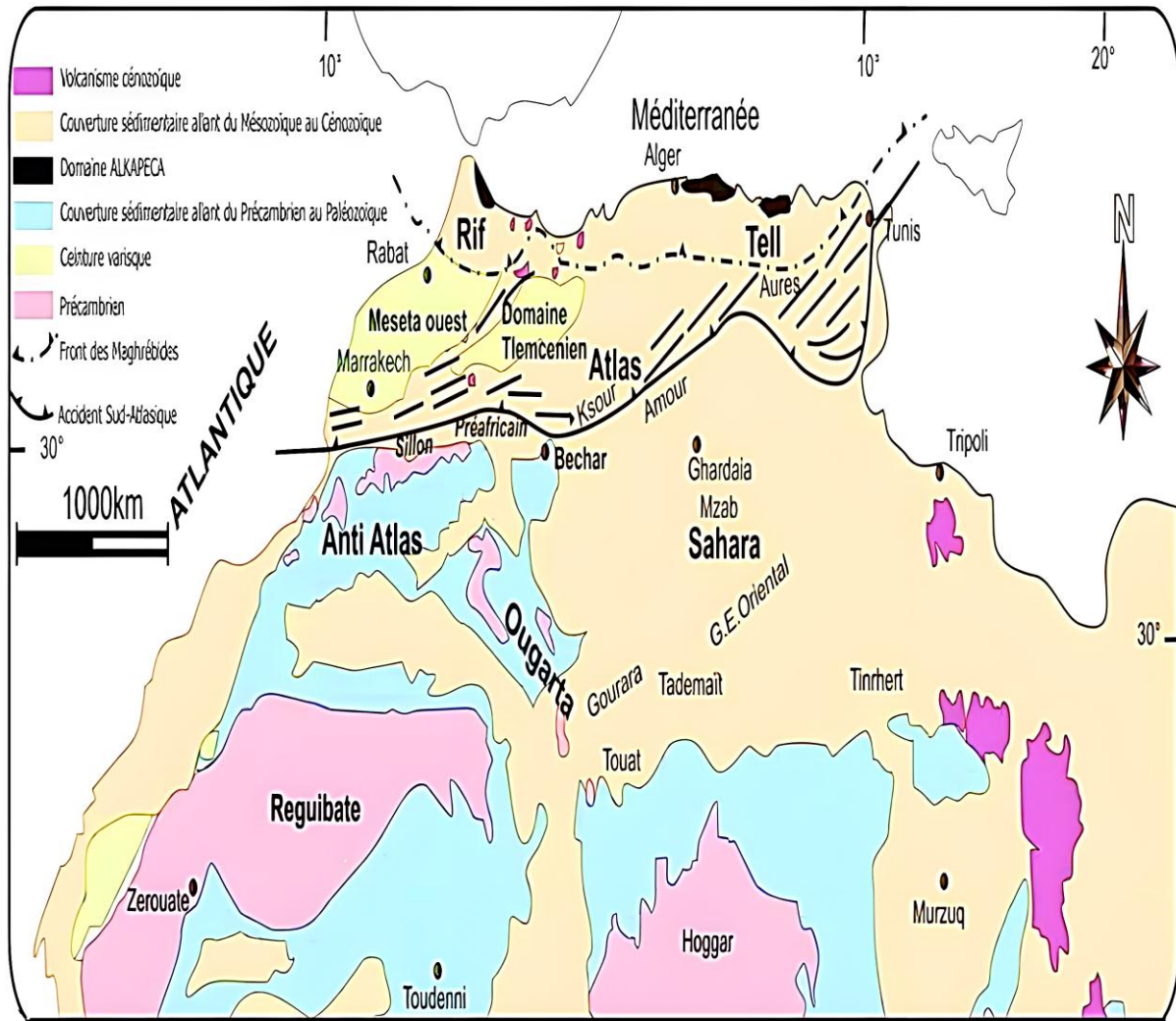


Fig. 5 : Topographie et principaux domaines structuraux du NW africain : Le "Maghreb" géologiquement correspond essentiellement au Rif-Tell et le domaine orogénique atlasique (après Michard et *al.*, 2008 in Dominique Frizon de Lamotte et *al.*, (2009)).

CHAPITRE II
LITHOSTRATIGRAPHIE

I. Introduction

Les descriptions lithostratigraphiques sont largement inspirées des travaux antérieurs, notamment de ceux consacrés à l'étude des monts des Aurès (Laffitte 1939, Guiraud 1990, Ballais 1972). L'analyse stratigraphique couvre les périodes de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomaniens, du Turonien, du Sénonien, du Paléocène - Éocène et du Miocène, en s'appuyant sur les notices des cartes géologiques au 1/50000e du Merouana et d'El-Kantara. Ainsi, d'un point de vue lithostratigraphique, le massif des Aurès se distingue par une série sédimentaire complète, du Trias au Quaternaire.

1.1 Localisation géographique

Deux coupes ont été choisies dans l'Aurès occidental :

La coupe d'El Kantara : elle a été réalisée sur la rive droite des gorges d'El Kantara. Elle est située dans les périmètres des cartes géologiques au 50 000 e d'El Kantara (n°259 et des Tamarins (n°288) l'oued El Haï creuse un trait de scie dans la barre calcaire maastrichtienne qui pend de 60 à 70° vers le sud-est pour former les gorges d'El Kantara. La série traversée constitue le flanc Sud de l'anticlinal du Djebel Metlili ou le flanc Nord du synclinal d'El Kantara. Les célèbres gorges d'El Kantara, situées le long de la RN3, entre Batna et Biskra et traversées par la ligne ferroviaire venant de Batna et allons vers Biskra (Fig. 6).



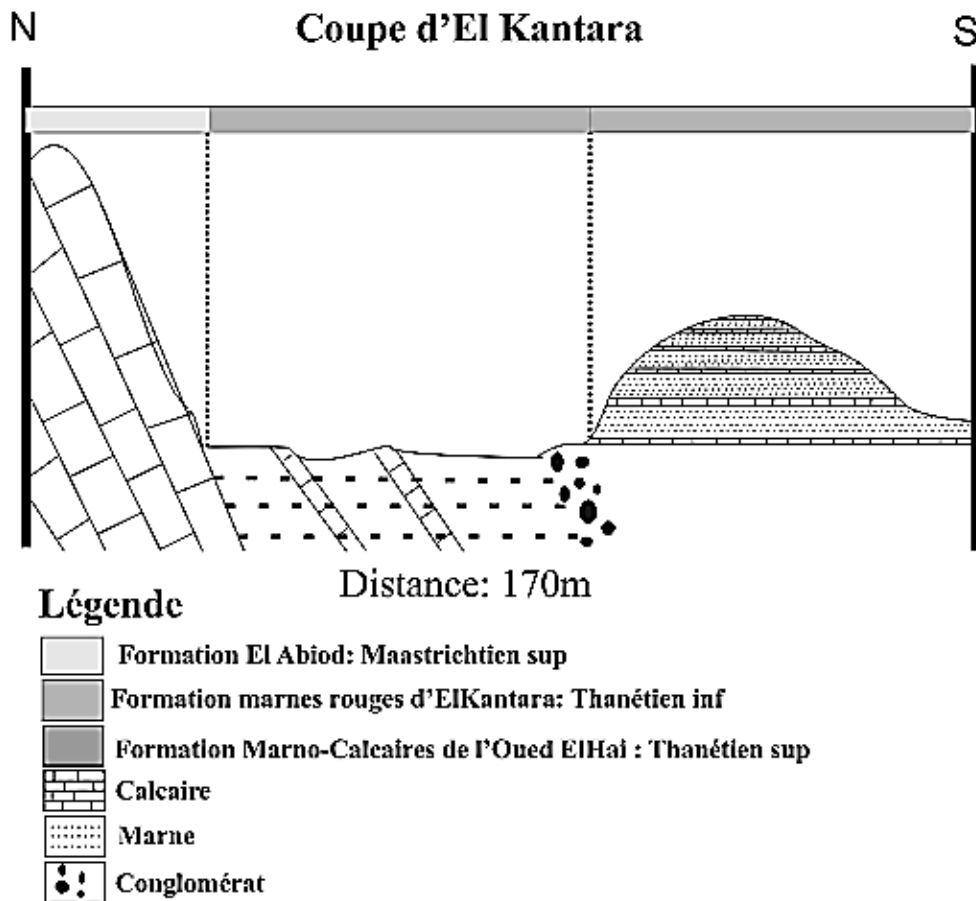


Fig.6- Localisation géographique de la coupe d'El Kantara (pour le positionnement voir image Google Earth).

La coupe de Khoum ed Dib : Cette coupe est localisée à l'ouest de Theniet Sidi Lahmadi, à environ 3 Km à l'est de la ville Bouzina. Elle se présente morphologiquement sous forme d'une vire tendre encadrée par deux ensembles durs : les calcaires maastrichtiens de Dj. Khoum ed Dib à la base et les calcaires de Dj. El Rherab au sommet. La coupe de Khoum ed Dib est située à proximité de la route RN 87, à environ 30km de la ville de Batna. Par sa position géographique et morphologique, cette coupe offre une bonne observation de la série tertiaire elle est située dans la wilaya de Batna (Fig. 7).

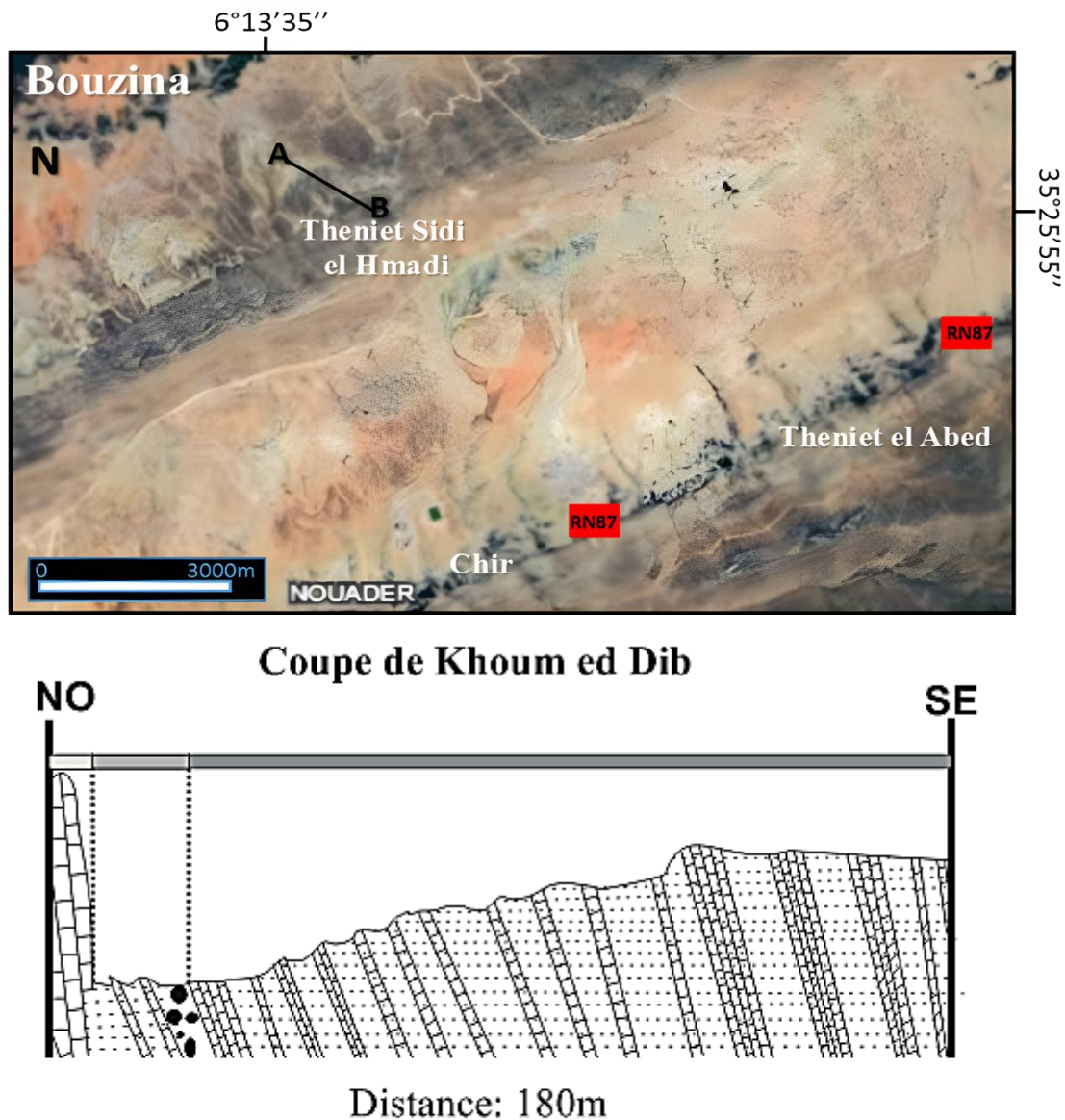


Fig.7- Localisation géographique de la coupe de Khoum ed Dib (pour le positionnement voir image Google Earth).

1.2. Description lithologique

Les coupes étudiées montrent la succession de trois formations lithologiques succèdent de bas en haut par (Fig.8) :

a. La Formation El Abiod : Cette formation englobe trois membres (Membre Haraoua, Membre Akhdar, Membre Ncham) du Crétacé terminal (Benmansour, 2016 ; 2023). Dans cette étude seulement la partie supérieure du Membre Ncham a été étudié.

Dans la coupe d'El Kantara, ce membre est composé d'une série de calcaires massifs à *Laffittina* et trace d'inocérames repose sur environ 10 m d'épaisseur (Pl. 1, Ph. C.D.E.F).

Dans La coupe de Khoum ed Dib, seulement 6 m de ce membre est échantillonné. Il est formé toujours par des calcaires massifs à *Laffitteina* (Pl. 3, Ph. F).



PLANCHE1

A. l'ensemble marno-calcaire d'Oued EL Hai, B. calcaires massifs formant les célèbres gorges d'El Kantara. C. une surface durcie, D&E. Empreinte d'Inocerâme, F. un remplissage par précipitation de calcite, G. Marne rouge d'El Kantara , H. conglomérat.

b. La Formation des Marne rouges d'El Kantara :

La Formation des Marnes Rouges a été mentionnée pour la première fois dans sa localité type (synclinal d'El Kantara), par Belkhodja et Bignot (2004), où ils l'ont définie comme suit : 50 m de Marnes Rouges d'El Kantara à *Laffitteina bibensis*, gyrogonites à charophytes et *Microcodium* (= Paronipora) admettant dans leur partie inférieure plusieurs passes

microbréchiques. Il est couronné par un lit conglomératique de 5 m d'épaisseur. Ils n'ont récupéré que six échantillons (trois à la base de la formation et trois à son sommet, voir Belkhodja et Bignot, 2004, p. 4), sans étudier l'extension géographique de la formation.

Définition. Au-dessus des calcaires massifs du Membre Ncham du Maastrichtien qui fait partie du Formation El Abiod (défini par Benmansour, 2016 ; Benmansour et al. 2017 ; Benmansour, 2023), vient un ensemble d'environ 50 m de marnes, qui constitue une formation sédimentaire facilement reconnaissable sur le terrain par sa couleur rouge et sa forme morphologique. Elle correspond à une légère dépression médiane entre le Membre Ncham à la base et la Formation Marno-calcaire d'Oued El Hai au sommet. Elle se présente par 1 m de marnes tendres et jaunâtres surmontées de 50 m de marnes rouges friables (**Pl. 1, Ph. B.G**). Ces marnes sont intercalées par deux fines couches indurées de marnes rouge foncé à *Microcodium*. Cette entité lithostratigraphique se termine par 5 m de conglomérat monogénique, de teinte ocre ou rougeâtre, constitué de galets arrondis centimétriques maintenus par un ciment oxydé. Elle est limitée au sommet par une surface bioturbée, associant plusieurs types d'excavation. Aucun macrofossile n'a été signalé dans cette formation.

Epaisseur : El Kantara = 50 m, Khoum Ed Dib = 20 m.

Extension géographique : cette formation est mieux exposée dans El Kantara que dans le synclinal de Bouzina. Vers le centre du bassin des Aurès, cette formation n'affleure plus.

c. La Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï :

Dans la coupe d'El Kantara est constituée par 110 m alternance marno-calcaires (**Pl. 1, Ph. A**). Les bancs de calcaires sont d'ordre centimétrique, à patine jaunâtre et à cassure fraîche beige et à grains grossiers. Ils sont riches en gastéropodes et bivalves (**Pl. 1, Ph. A...F**). Les intervalles marneux sont d'ordre métrique (atteindre jusqu'à 20 m). Elles sont friables, de couleur blanchâtre, et très riche en bivalves et gastropodes, souvent bien préservées. Les niveaux supérieurs ne livrent que quelques empreintes de gastropodes.

A Khoum ed Dib D'une épaisseur d'environ 150 m (**Pl. 3, Ph. B.C.D.E**). Elle repose sur les dépôts précédents par l'intermédiaire d'une surface ferrugineuse. Elle s'agit à la base par une imposante barre de calcaires massifs, durs et à cassure conchoïdale. Ces calcaires passent progressivement à des bancs d'ordre métrique (1 à 2 m), alternant parfois avec des niveaux marneux jaunâtres à grisâtres. On a enregistré la présence d'une association importante de bivalves et de gastéropodes, où elle montre une véritable prolifération vers le sommet de la formation. Cette entité lithologique s'achève par des calcaires beiges d'aspect massif. Leur limite supérieure est matérialisée par des empreintes de gastéropodes et de bivalves.

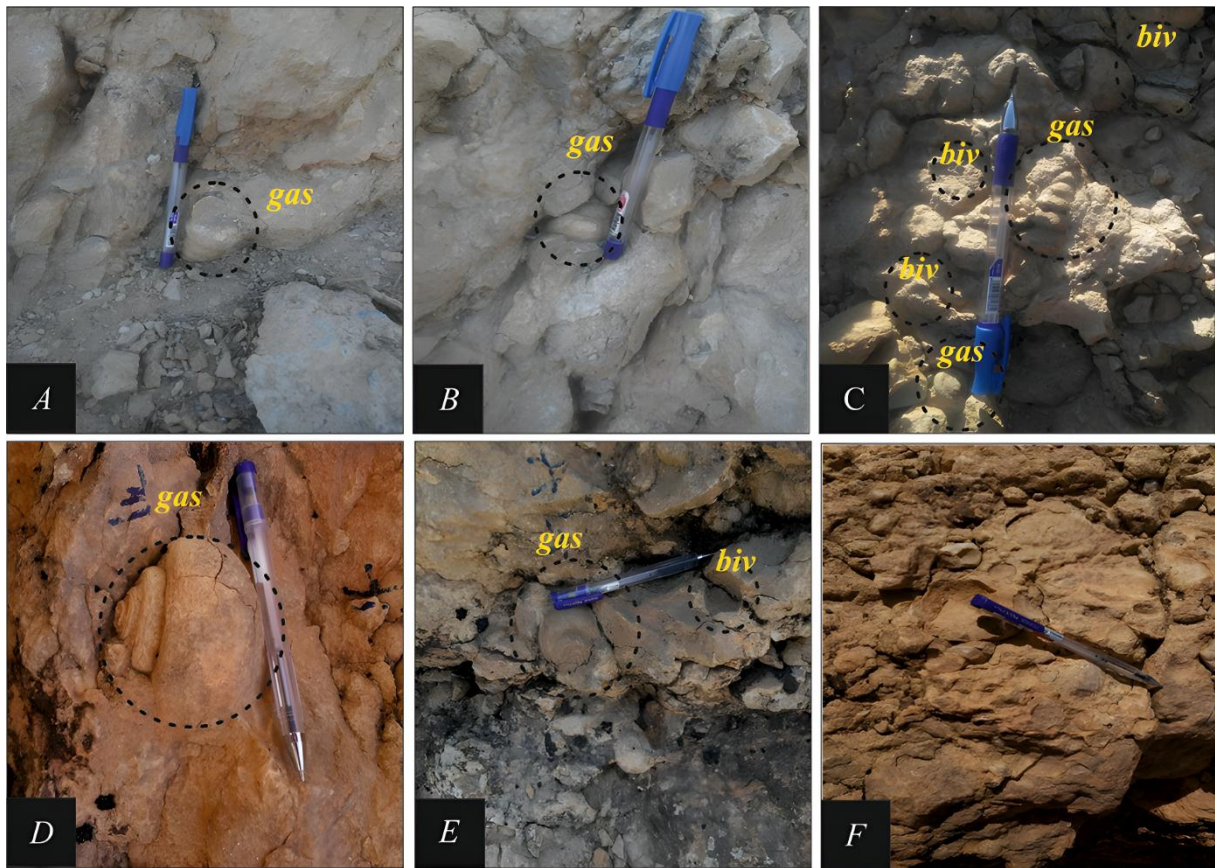
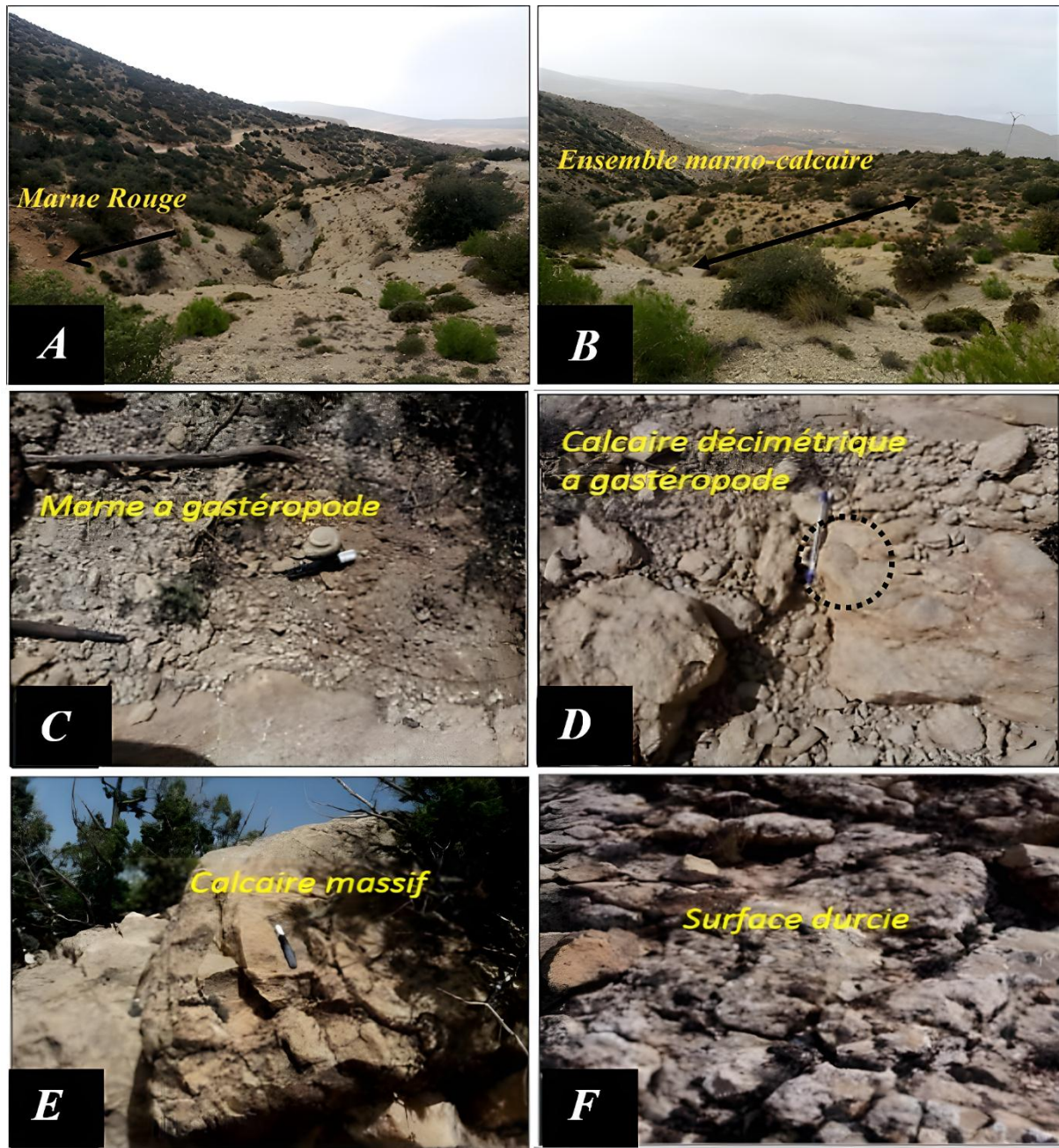


PLANCHE 2

A. *A&B&D.* les bancs de calcaires sont riches en gastéropodes, *C&E.* les banes de calcaires sont riches en bivalves et gastéropodes, *F.* calcaire à tendance lumachellique.

**PLANCHE 3**

A. LA Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, **B.** alternance marno-calcaire, **C.** Marne riche en gastéropodes, **D.** Un banc décimétrique à gastéropode, **E.** calcaires massifs du thanétien, **F.** surface durcie.

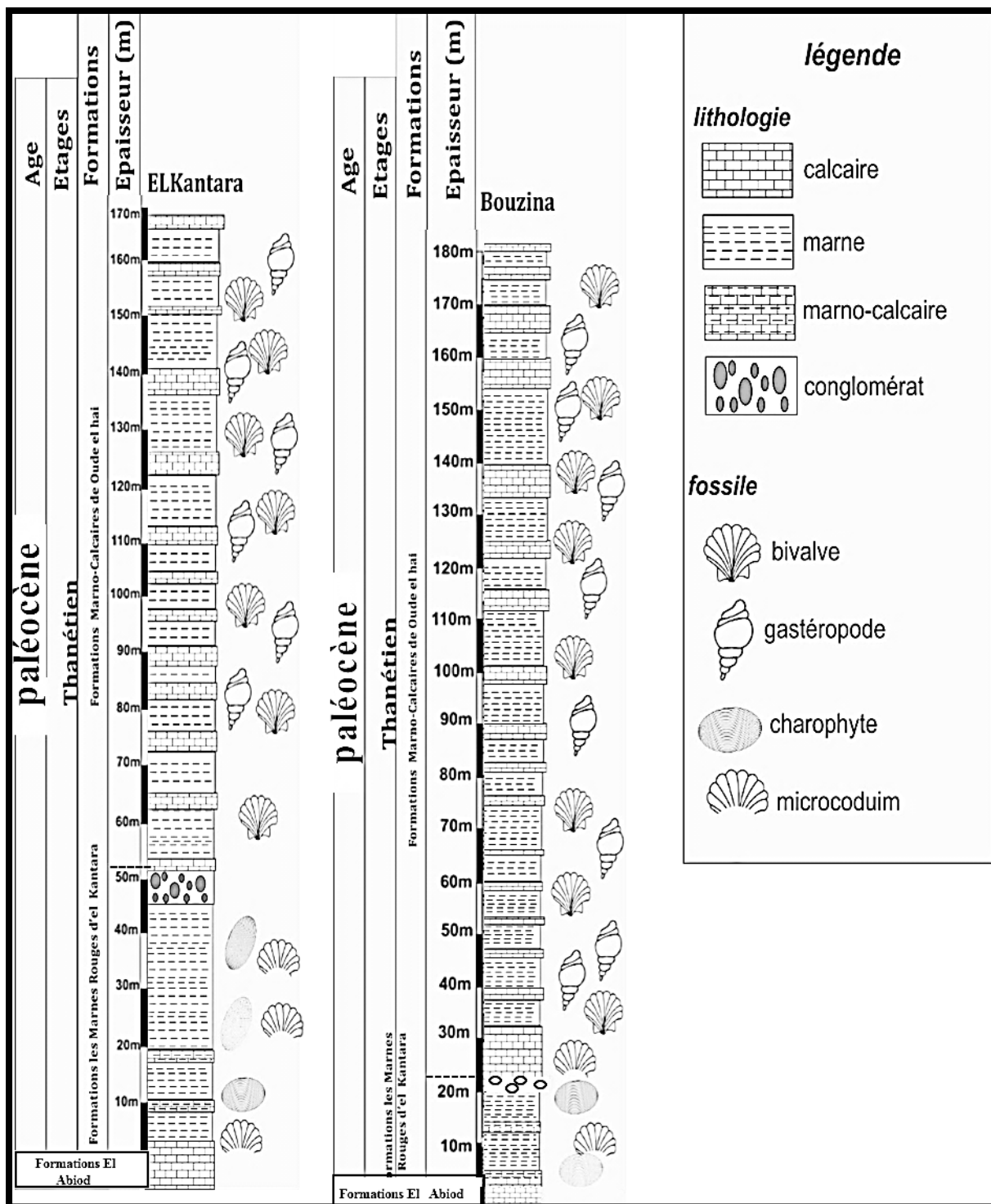


Fig. 8 : Log stratigraphique de la série Thanétienne des Aurès occidentale (La coupe d'El Kantara & la coupe de Khoum ed Dib).

II. Corrélation

Un profil de corrélation d'ouest en est au Massif d'Aurès peut être établi. Deux coupes clés ont été examinées en se basant sur des données lithologiques et stratigraphiques : la coupe d'El Kantara et la coupe de Khoum Ed Dib. Les corrélations menées pour ces deux coupes sont résumées dans la Figure 09.

L'analyse approfondie des deux coupes a révélé la présence de nombreux repères lithologiques communs. La première formation, observable dans les deux coupes, se caractérise par des marnes rouges friables. Ces marnes sont interrompues par deux fines couches de marnes rouges sombres indurées à *Microcodium*, une formation appauvrie en macrofossiles. L'examen microscopique révèle une association de charophytes, d'ostracodes limniques, de foraminifères benthiques, et quelques rares foraminifères planctoniques. Dans les deux coupes, on note la présence d'un conglomérat monogénique d'environ 5 mètres, de teinte ocre ou rougeâtre, remaniant des éléments centimétriques et arrondis. Une différence notable entre les deux coupes concerne les variations d'épaisseurs, avec la coupe d'El Kantara mesurant 50 mètres et la coupe de Khoum ed Dib 20 mètres. La deuxième formation se compose d'une alternance de petits bancs de calcaires beiges abritant une faune de gastéropodes et de bivalves, ainsi que des intervalles de marnes blanchâtres, friables et très riches en bivalves et gastropodes souvent bien préservés. Les niveaux supérieurs ne fournissent que quelques empreintes de gastéropodes et révèlent la présence de foraminifères benthiques et de quelques rares foraminifères planctoniques, tandis qu'ils sont particulièrement riches en ostracodes marins. Le paléocène supérieur dans cette région est concordant sur les dépôts du Crétacé.

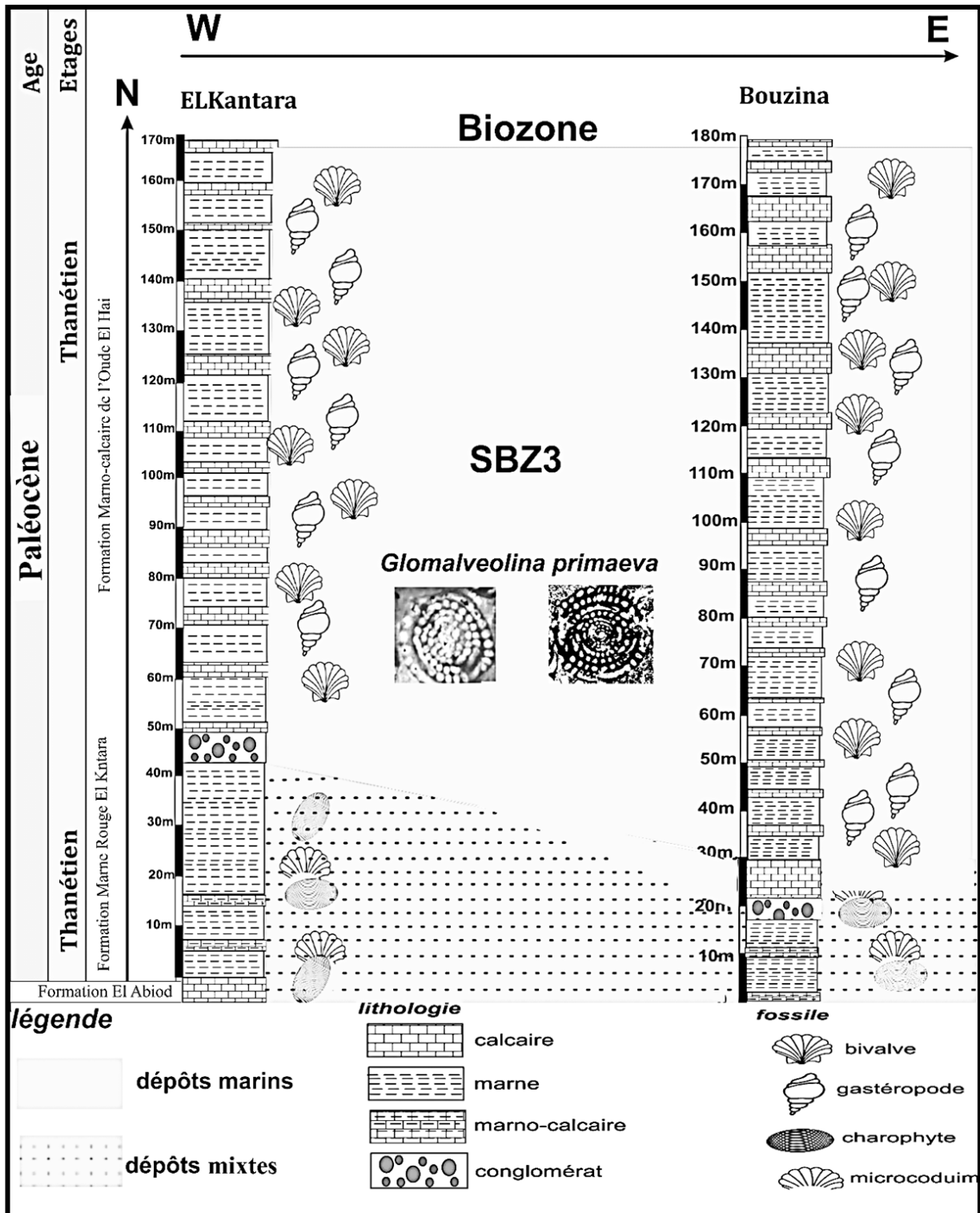


Fig.9. Corrélation lithologiques et stratigraphiques entre la coupe d'El Kantara et la coupe de Khoum ed Dib (L'Aurès occidentale).

Conclusion

Les résultats obtenus sur le plan lithostatigraphique sont :

- 1- donner l'âge Thanétien au terrain d'étude grâce à l'apparition de *Laffiteina erki*, *Frambocythere tumiensis* et *Microcodium*, et montré l'absence des dépôts Daniens et Selandiens suite à une émersion générale.
- 2- Donner la définition de la nouvelle formation lithostratigraphique : la Formation des Marne Rouge d'El Kantara.

CHAPITRE III.

**ÉTUDE PALÉONTOLOGIQUE
ET SYSTÉMATIQUE**

I. Introduction

La paléontologie est en effet la science qui se consacre à l'étude des formes de vie passées à travers l'analyse des fossiles. Les fossiles sont des restes ou des traces d'organismes vivants qui ont été préservés dans des couches de roches au cours des temps géologiques. La microfaune étudiée est clairement dominée par les charophytes, les ostracodes limniques, les foraminifères benthiques et les *Microcodium*.

Ce chapitre aborde la systématique des individus les plus fréquents et les plus intéressants et permet au lecteur de mieux comprendre les bases de l'analyse micropaléontologique.

II. l'analyse micropaléontologique

1. les charophytes

Les Charophytes dont le nom provient de la racine grecque *Χαρά* (= plaisir de l'eau) sont des algues vertes qui vivent actuellement dans les eaux douces et saumâtres. Certaines d'entre elles ont la capacité de charger en quelques semaines leurs parois cellulaires d'une incrustation calcaire, caractère leur permettant de se fossiliser (Mebrouk, 2007). La plante de charophytes se présente comme suit : (Fig. 10).

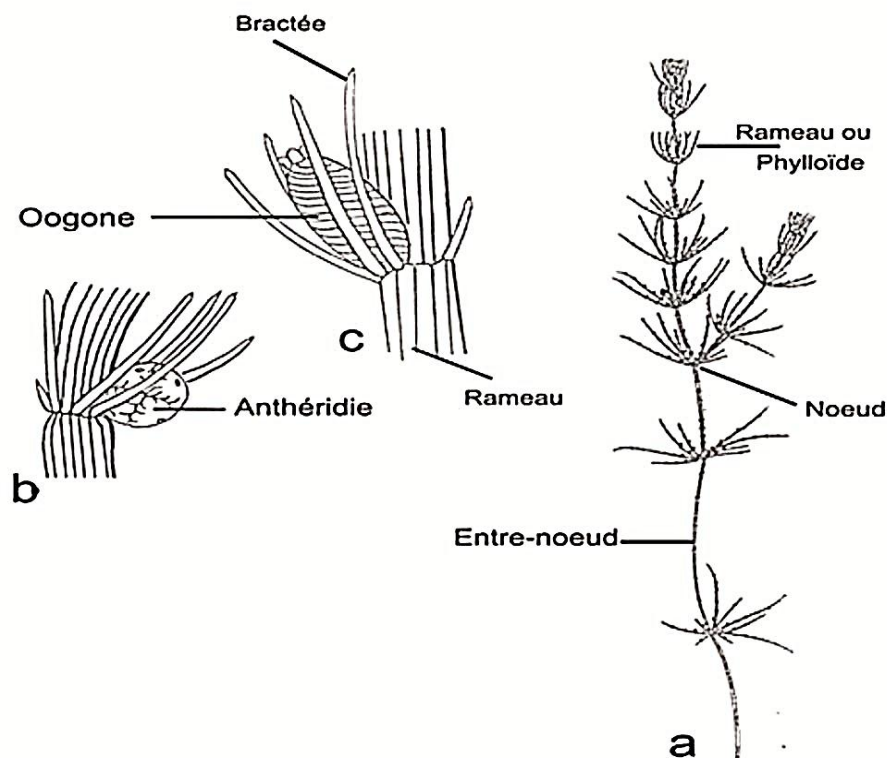


Fig .10- *Chara zeylancia* f. *elegans* (A. Braun ex. T.F. Allen) H. & j. Groves, a. plante. x 1 (Wood & Imahori. 1964 in : 1964-1965, pl.95). b-c: *Chara* sp. Noeud fertile d'une espèce dioïque, x40, b. anthéridie : c. oogone (Corillion, 1975) (daprès Feist et al., 2005, fig.2).

1.2. Classification

La première classification des Charophytes fossiles fut établie par Pia en 1927 ; elle englobe une classe et trois familles. Depuis cette date, plusieurs classifications ont vu le jour : nous citerons celle de Mädler (1952), de Grambast (1962b), de Wang (1978a), de Wang et Lu (1980) et enfin celle de Lu, Soulié-Märsche et Wang (1996). Pour notre part, nous adopterons la classification de Feist *et al.* (2005), c'est à dire la classification de Feist et Grambast Fessard (1991) légèrement modifiée par ces mêmes auteurs. L'ensemble des charophytes correspond à un Phylum qui englobe une classe, trois ordres, et douze familles. Tous les taxons identifiés sont attribués à l'ordre des Charales.

1.2.1. Classification d'après Feist et al, (2005) :

Phylum Charophyta MIGULA, 1897
 Classe Charophyceae SMITH, 1938
 Ordre Charales LINDLEY, 1836
 Famille Raskyellaceae L. & N. GRAMBAST, 1955
 Famille Porocharaceae GRAMBAST, 1962b
 Famille Characeae AGARDH, 1824
 Sous Famille Charoideae BRAUN *in*: MIGULA, 1897

Genre *Dughiella* Feist–Castel 1975a

Pl. 4, Ph. a

Diagnose : (d'après Feist–Castel 1975a) «Gyrogonite dont la zone périapicale présente une réduction, toutefois peu marquée, de l'épaisseur des cellules spiralées sans diminution sensible de leur largeur. Plaque basale dont la hauteur mesure au moins le tiers de la largeur, visible de l'extérieur ; entonnoir basal peu développé ou absent. Forme générale subglobuleuse à ovoïde. Fréquemment, ornementation en bâtonnets se poursuivant au niveau de l'apex »

Matériel : coupe El kantara et coupe Khoum el Dib.

Répartition du genre : Crétacé supérieur-Paléocène (Feist –Castel, 1975a)

***Microchara Leiocarpa* Grambast, 1971**

Pl. 4, Ph. b

1971 *Microchara leiocarpa* Grambast, pp. 33-35, figs 20-21, pl. 26 figs 1-6 , pl. 27 figs 1-8 .

1985 *Hornichara anguagensis* Wang et al., pp. 51-52, pl. 20 figs 6-7 .

Description : Gyrogonites de taille moyenne, 453-605 μ de haut (moyenne : 529 μ) et 392-546 μ de large (moyenne : 469 μ). L'indice d'isopolarité varie de 101 à 135, de forme ovoïde ; convolutions sont visibles en vue latérale. Les cellules spiralées sont concaves, larges de 80-100 μ , généralement dépourvues d'ornementation. Les sutures sont proéminentes, bicarinées dans la plupart des échantillons. L'apex est plat à arrondi, sans modification périapicale ou apicale. La base est arrondie à effilée, présentant un entonnoir pentagonal. Le pore basal a une taille de 40-60 μ . La plaque basale a la forme d'une pyramide pentagonale.

Matériel : section El kantara et section Khoum el Dib.

Distribution : *Microchara leiocarpa* a été signalé pour la première fois dans le Campanien (étage local du Rognacien inférieur) de Rognac (Provence, France) par Grambast (1971).

Genre *Lychnothamnus* (Ruprecht, 1845) Leonhardi, 1863

emend .Braun in Braun and Nordstedt, 1882

***Lychnothamnus pinguis* (Grambast, 1958) Soulie-arsche, 1989**

Pl. 4, Ph. c

1958 *stephanochara pinguis* Grambast , pp. 158-159, fig. 68 .

1965 *Rhabdochara major* Grambast and Paul, pp. 241-242, pl. 2, figs 1-4 .

1989 *Lychnothamnus pinguis* (Grambast, 1958) SoulieMearsche nov.comb., p. 159.

Description : Grand gyrogonite de taille très variable, variant entre 756 et 1108 μ de hauteur, et 604 et 966 μ de largeur. Les gyrogonites présentent des formes ellipsoïdales ou ovoïdes avec un indice d'isopolarité de 105-145. Les cellules spiralées ont une largeur de 93-183 μ et peuvent être concaves, plates ou convexes selon le degré de calcification. Sept à dix (fréquemment huit) convolutions sont visibles latéralement. Les gyrogonites à cellules spiralées concaves (faible degré de calcification) présentent généralement des sutures bicarinées. Les cellules spiralées ne montrent pas de constriction dans la périphérie apicale mais présentent un amincissement marqué dans la zone apicale, résultant en une dépression apicale à périapicale. L'ornementation apicale varie énormément en fonction du degré de calcification. Les gyrogonites moins bien calcifiés n'ont pas d'ornementation apicale ou celle-ci est très réduite, alors que la plupart des spécimens bien calcifiés présentent des nodules apicaux isolés ou conjoints. La base est généralement arrondie avec une morphologie de pores basaux extrêmement variable qui dépend également du degré de calcification. Les gyrogonites bien calcifiés présentent un grand pore basal pentagonal dans un entonnoir. D'autre part, les

pores basaux des gyrogonites moins bien calcifiés ont un entonnoir basal caractéristique en forme d'étoile.

Matériel : section El kantara..

Distribution : La synonymie des taxons *Lychnothamnus pinguis* et *L. major* fournit une explication à leur apparente disjonction paléobiogéographique. *Lychnothamnus pinguis* forma *pinguis* se trouve principalement dans les bassins d'Europe du Nord tels que le Hampshire, Paris et le graben du Rhin (Grambast 1958 ; Riveline 1986 ; Schwarz 1997). En revanche, cette espèce est extrêmement rare dans les bassins du sud de l'Europe, où elle n'est présente que dans une population mixte de *L. pinguis* / *L. major* à Sierra Pelarda, Chaîne ibérique, Espagne (Adrover et al. 1982), et est absente du sud de la France et de tous les autres bassins ibériques (Sanjuan et Martin-Closas 2014). En revanche, *Lychnothamnus pinguis* forma *major* a principalement été signalé dans le sud de l'Europe, c'est-à-dire dans les bassins du languedoc, de la Provence, de l'Aquitaine et de l'Ebre (Grambast et paul 1965).

Genre *Harrisichara* Grambast 1957

***Harrisichara* sp. Pl. 4, Ph. d**

Diagnose : (d'après Grambast, 1957) «Gyrogonite de forme générale souvent ovoïde ou ellipsoïde. Apex aplati ou obtus au niveau duquel la largeur des éléments spiralés est peu ou pas modifiée. Nodules apicaux variables, souvent peu développés, quelquefois presque nuls ou au contraire saillants. Base arrondie ou effilée prolongée par une petite colonne cylindrique étroite. Éléments spiralés portant très souvent une ornementation constituée de tubercules ou de crêtes longitudinales ; quelquefois gyrogonite lisse. Ornementation souvent interrompue sur le pourtour de la zone apicale. Plaque basale pentagonale arrondie, très mince (souvent plus de dix fois plus large que haute) ; face supérieure plane ou concave ; face inférieure quelquefois bombée.» .

Matériel : section El kantara et section Khoum el Dib.

Répartition du genre : Crétacé supérieur - Oligocène inférieur (Grambast 1957)

Genre *Sphaerochara* Mädler 1952

emend. Soulié-Märsche 1989

Pl. 4, Ph. e

Diagnose : (d'après Soulié-Märsche 1989) «Extrémités des rayons et de leurs ramifications latérales ordinairement plus ou moins coniques et aiguës. Cellules de l'oogone non renflées à leur sommet. Coronule le plus souvent persistante. Oospores mûres calcifiées. Gyrogonites dont les cellules spiralées montrent un rétrécissement plus ou moins marqué et dans quelques cas un amincissement sur le pourtour de la zone apicale. Nodules apicaux quelquefois proéminents. Forme subglobuleuse ou ellipsoïde. Taille généralement petite à moyenne. Plaque basale unique, le plus souvent visible de l'extérieur» .

Matériel : section Khoum el Dib.

Répartition du genre : Paléocène - Actuel (Soulié-Märsche, 1989)

Genre *Microchara* Grambast 1959

Pl. 4, Ph. f

Diagnose : (d'après Grambast 1959) «Gyrogonite de forme générale souvent ellipsoïde ou ovoïde. Cellules spiralées peu modifiées au niveau de l'apex, généralement ornées de tubercules très saillants, en particuliers au niveau de leurs terminaisons apicales. Taille souvent restreinte. Plaque basale mince.».

Matériel : section El kantara et section Khoum el Dib.

Répartition du genre : Crétacé supérieur - Eocène inférieur (à moyen) d'après Grambast (*in*: Feist & Grambast-Fessard 1982)

Genre *Sphaerorchara* M Adler 1952

Rangtzen & Grambast 1962

***Sphaerorchara hybogona* (Charrière et al., 2000)**

Pl. 4, Ph. g

Description : L'épaisseur et la position de la plaque basale, visible de l'extérieur, ainsi que la Rome générale des gyrogonites, subglobuleuse à ovoïde, sont des caractères de *Sphaerorchara*. Le sommet, ici dépourvu de nodules pourrait correspondre à celui des *Sphaerorchara* à cellules concaves, chez lesquels la rosette apicale n'est le plus souvent pas calcifiée. Toutefois, l'ornementation très par Ficulaire, la morphologie de la région basale nettement amincie, rendent hypothétique le rattachement au genre *Sphaerorchara*.

Matériel : section Khoum el Dib.

Genre *Microchara* Grambast, 1959

***Microchara cristata* Grambast, 1971**

Pl. 4, Ph. h

1971 *Microchara cristata* Grambast, pp.35-36, figs 22-23, pl.28 figs 1-8, pl. 29 figs 1-10.

1972 *Gobichara deserta* Karczewska & Ziembinska-Tworzy-dlo, pp.73-75, figs 10-11, pl. 15 figs 1-5, pl. 16 figs 1-6, pl. 19

1972 *Gobichara nigra* Karczewska & Ziembinska-Tworzy-dlo, pp. 75-77, fig. pl. 8 figs 3-4 , pl. 12 fig 2-5, pl.

1972 *Gobichara rubra* Karczewska & Ziembinska-Tworzy-dlo, pp. 77-78, pl. 14 fig. 1 , pl. 18 figs 3-5 .

1972 *Gobichara tenera* Karczewska & Ziembinska-Tworzy-dlo, pp. 78-79, fig. 14, pl. 17 figs 1-6 .

1972 *Gobichara alba* Karczewska & Ziembinska-Tworzy-dlo, pl. 18 figs 1-2 .

Description : Les gyrogonites sont de taille petite à moyenne, de 358 à 467 μ de haut (moyenne : 413 μ) et de 245 à 369 μ de large (moyenne : 307 μ). L'indice d'isopolarité varie de 107 à 161, la forme est sphéroïdale allongée et subprolatée ; convolutions sont visibles en vue latérale. Les cellules spiralées sont larges de 40-50 μ , concaves, ornées de crêtes mi-cellulaires continues, parfois ondulées, de même largeur que les sutures et parallèles à celles-ci. La crête mi-cellulaire disparaît à la périphérie de l'apex, pour former des nodules en forme de virgule généralement proéminents au centre apical. En revanche, la crête micellulaire est continue jusqu'à la base, atteignant le pore basal. L'apex est arrondi. La base est pointue, parfois allongée en une courte colonne, se terminant par un pore basal pentagonal, de 20-30 μ de diamètre. La plaque basale est indivisée, mince et pentagonale, non visible de l'extérieur.

Matériel : section El kantara et section Khoum el Dib.

Distribution : *Microchara cristata* était distribué dans toute l'Eurasie. Il a été signalé pour la première fois dans le Campanien (étage local du Rognacien inférieur) à Rognac (Provence, France) par Grambast (1971). Il a ensuite été trouvé dans plusieurs localités du Campanien et du Maastrichtien en France, Espagne, et la Roumanie, et dans le Maastrichtien de Mongolie (Karczewska & Ziembinska-Tworzydło 1972).

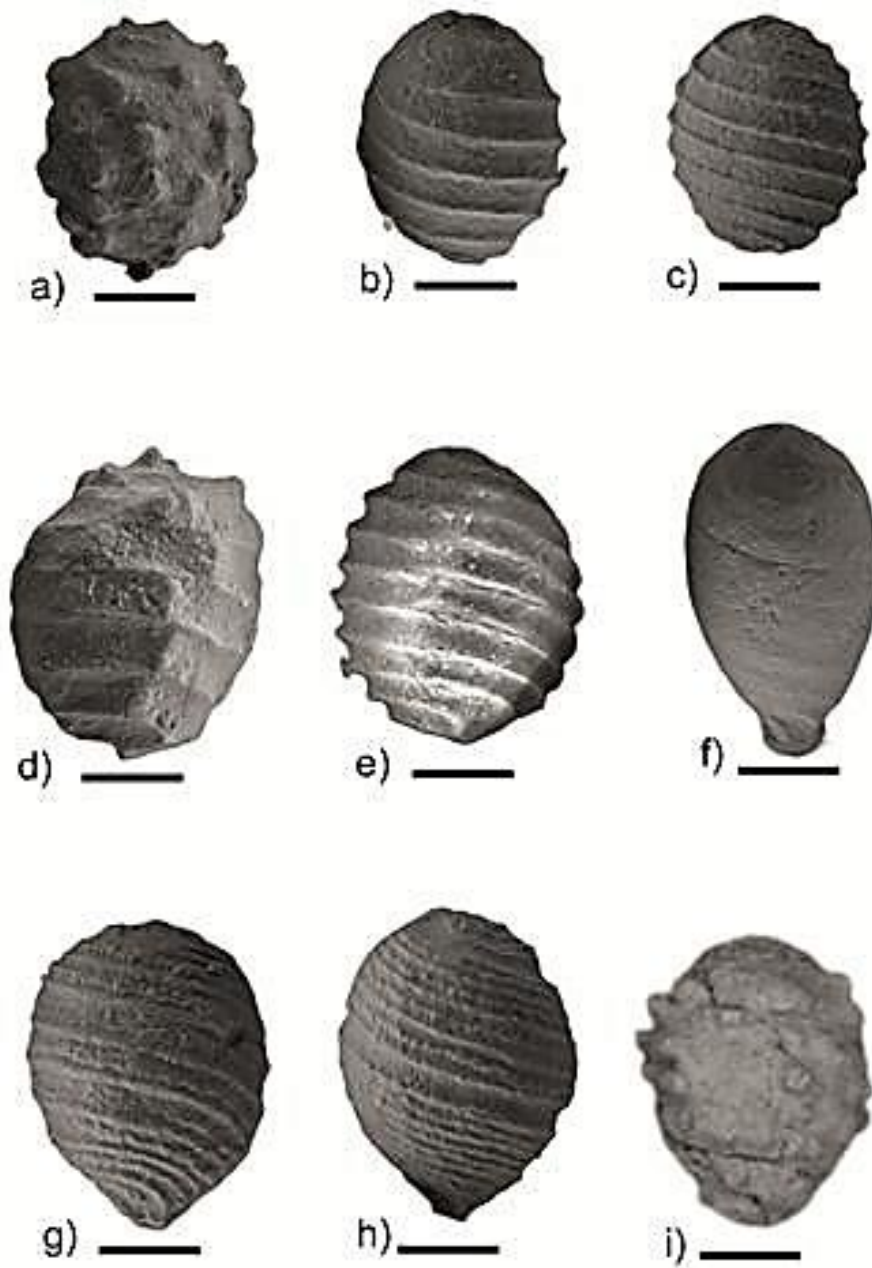
Genre *Harrisichara* Grambast 1957***Harrisichara tougnetensis* (Massieux, 1977)****Pl. 4, Ph. i**

1977 *Harrisichara tougnetensis*, Massieux p. 25-61, 1 1 fig., 4 pl.

Description : Gyrogonites ovoïdes, de 675 à 900 μ , le plus souvent 725 à 850 μ de longueur, sur 550 à 800 μ , le plus souvent 625 à 750 μ de largeur. Sommet arrondi à légèrement aplati, base prolongée par une colonne saillante. Rapport L/1 variant de 1 à 1,40, le plus souvent de 1,05 à 1,20 Cellules spiralées plus ou moins concaves, présentant deux types d'ornementation. Celle-ci se compose de fins granules qui fusionnent parfois pour former de fins bâtonnets perpendiculaires aux sutures. Elle comporte, en outre, de gros tubercules très espacés, occupant toute la largeur des tours, souvent disposés en lignes obliques sur plusieurs tours et disparaissant au niveau de la zone périapicale. Sutures fines, en creux, formant parfois une fine crête quand la concavité des tours est accentuée

Matériel : section El kantara et section Khoum el Dib.

Distribution : *Harrisichara tougnetensis* signalée dans les Marnes de Marquéglise dont l'âge est discuté : Thanétien supérieur pour **Massieux**, (1977), Sparnacien pour J. Riveline (1976), ainsi que dans la sablière de Berru, thanétienne et peut-être sparnacienne (Massieux, 1977) .

**PLANCHE 4**

a. *Dughiella* sp., **b.** *Microchara leiocarpa*, **c.** *Stephanochara pinguis*, **d.** *Harrisichara* sp., **e.** *Sphaerochara* sp., **f.** *Microchara* sp., **g.** *Sphaerochara hybogona*, **h.** *Microchara cristat*, **i.** *Harrisichara tougnetensis*, d'échelle = 200 µm.

2. Les ostracodes limniques

Les ostracodes limniques ont été étudiés par de Sowerby, (1837), Carter (1852), Jones (1860), Bhatia et al. (1990), Bhatia et al. (1996), Bhandari et Colin (1999), Whatley et Bajpai (2000), Whatley (2012), Sharma et Khosla (2009), Khosla (2015). En Algérie, (Hammouda 2018), a rapporté la première découverte d'ostracodes non marins dans les dépôts paléogènes hamadiens de la région de la Méridja, à l'ouest de Bechar (sud-ouest de l'Algérie). La présente étude rapporte les premières données sur la composition taxonomique et la distribution des assemblages d'ostracodes limniques dans deux sections du bassin occidental de l'Aurès. Les ostracodes limniques sont bien conservés, diversifiés et nombreux, ce qui exclut la possibilité de leur redéposition. Les ostracodes non-marins sont utilisés pour indiquer le contexte paléogéographique global de l'intervalle du Paléocène supérieur (Thanétien). L'objectif principal est de discuter de la paléoécologie et des affinités paléobiogéographiques des ostracodes limniques identifiés dans les coupes tertiaires du massif occidental de l'Aurès.

2.1. Classification

La classification adoptée est celle de Maddocks (1982) recommandée par Meisch (2000). La répartition stratigraphique et paléobiogéographique des genres et synthétisée sur les planches.

Order PODOCOPIDA Muller, 1894

Suborder PODOCOPINA Sars, 1866

Superfamily CYTHEROIDEA Baird, 1850

Family LIMNOCYTHERIDAE Klie, 1938

Subfamily TIMIRIASEVIINAE Mandelshtam, 1960

Genus *Frambocythere* Colin, 1980

Type species. *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin, 1999

Pl. 5

1999 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin, pp. 12-13, pl. 1, Figs. 1-10.

2002a *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Whatley et al., pp. 166-168, pl. 1, Figs. 8-9

2003a *Frambocythere* sp. cf. *F. tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Whatley et al., Pl. 1, Figs. 10-11

2005 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla et al., p. 137, Pl. 1, Figs. 3-4.

2005 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla & Nagori, p. 574, Pl. 1, Fig. 4.

2007a *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla & Nagori, p.215, Pl. 1, Figs. 10-12.

2007b *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari and Colin. Khosla and Nagori, p. 6, Pl.1, Figs. 4-7.

2009a *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla et al., p. 725, Pl. 2, Fig.8.

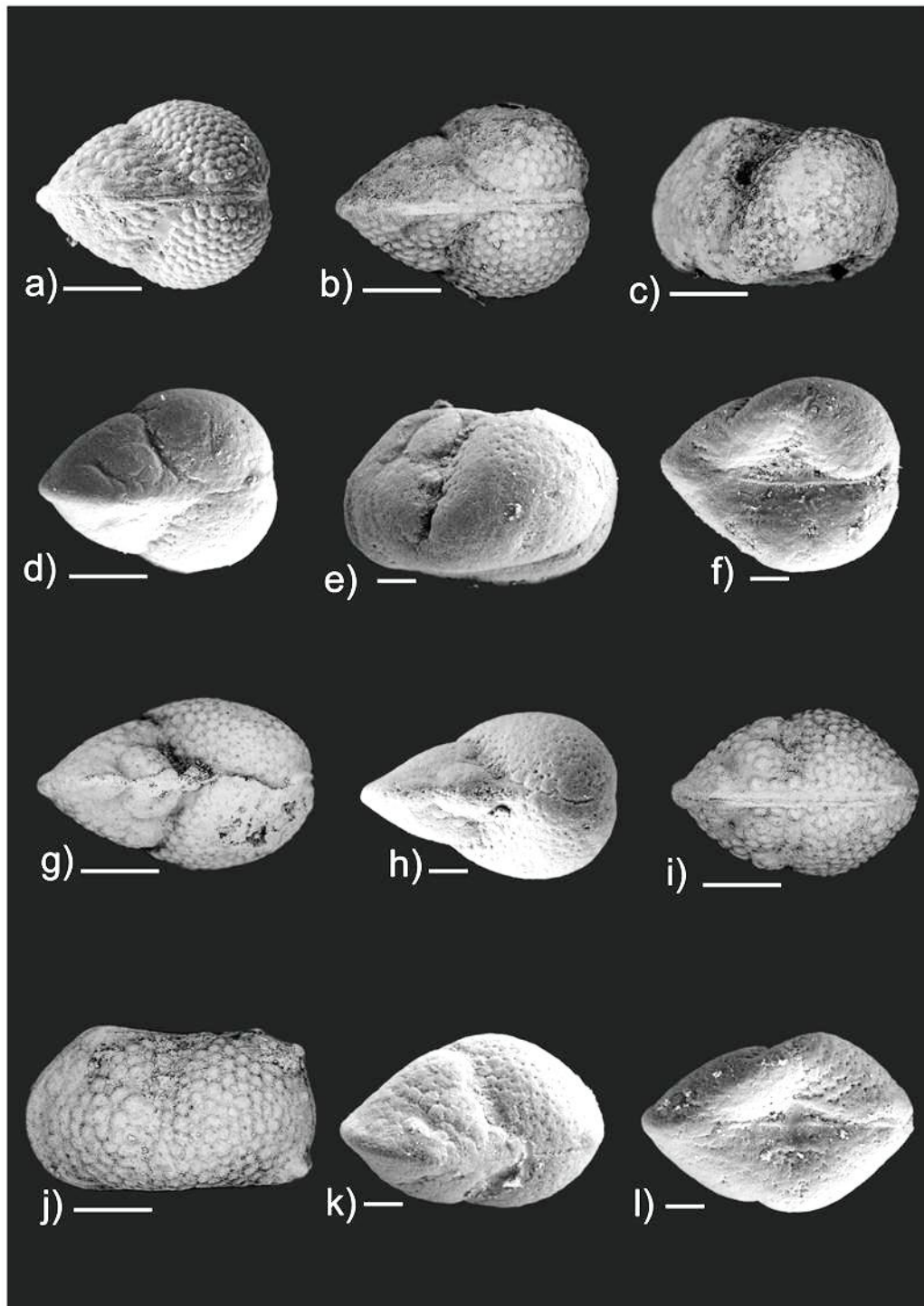
2009 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Sharma & Khosla, A., p.202,Pl . 1, Figs D-E.

2010 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla et al., p. 118.

2011 *Frambocythere tumiensis anjarensis* Bhandari & Colin. Khosla et al., p. 232, Pl. 1, Figs. 12-14.

Description : a été enregistré pour la première fois dans la zone d'étude et dans toute l'Algérie. Elle est très abondante dans les deux sections et se caractérise par une carapace de taille moyenne et de forme sub-rectangulaire en vue latérale, une partie dorsale fortement gonflée et une hauteur maximale et une largeur maximale presque égales. La valve gauche est plus la valve droite et se chevauche nettement le long des marges antérodorsale et postérodorsale ; la marge dorsale est droite, la marge ventrale est légèrement concave, la marge antérieure est régulièrement arrondie. Les femelles sont fortement gonflées postérieurement alors que les mâles sont nettement plus étroits. De fortes épines postéroventrales et postéro-dorsales sont présentes sur la marge postérieure, et ces épines sont particulièrement bien développées chez les individus mâles (Fig. 5j). Seule l'épine postéroventrale peut être présente chez les femelles (Fig. 5c) ; la surface est fréquemment ornée de tubercules papillaires, bien que certaines espèces soient lisses ou présentent de fines cicatrices de tubercules. Sillon médian évident et tubercules sur la partie dorsale de la zone antéromarginale.

Material: 17specimens from El KantaraSection and 10 specimens from Khoum El Dib Section.

**PLANCHE 5**

Frambocythere tumiensis anjarensis. a-f : carapaces féminines, a-b & d. vue dorsale. C&e vue latérale gauche, f. vue ventral, g-i. carapaces mâles, g,h&k. vue dorsale, j. vue latérale gauche, l. vue ventrale ; d'échelle = 200 μ m.

Family CYTHERIDEIDAE Sars 1925**Subfamily CYTHERIDEINAE Sars 1925****Genus *Neocyprideis* Apostolescu 1956****Type species.***Neocyprideis raoi* (Jain 1978)**Pl. 6, a**1978 *Ovocytheridea raoi* JAIN, p. 53, pl. 1, figs. 7-10.1995 *Ovocytheridea raoi* BHANDARI, p. 95-96, pl. 2, figs. 1-2.2002 *Neocyprideis raoi* (Jain). KHOSLA and NAGORI, p. 201-203, figs. 2.12-2.132011 *Neocyprideis raoi* (Jain). Khosla et al., Pl. 1, Figs. 1-6.

Description : Abondante dans la zone présente, elle est caractérisée par une carapace subrectangulaire à subovale, une valve gauche plus grande que la valve droite, les marges dorsale et ventrale convexes ; la marge postérieure étroitement arrondie, l'extrémité antérieure largement arrondie ; la plus grande hauteur est légèrement antérieure au milieu ; la marge dorsale est arquée. Surface de la valve piquée et marquée par une dépression peu profonde dans la région antéro dorsale ; la lamelle interne est modérément large.

Material: 12 specimens from El Kantara Section and 6 specimens from Khoum El Dib Section.

Genus: *Paracyprretta* Sara 1924**Type species:** *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, 19841984 *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, pp.30-33, pl.2, figs. 1-31996 *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Udhoji & Mohbey, p.413, pl.2, figs.4-6.2001 *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Bajpai & Whatley et al., pp.95-96, pl.1, Figs.2,4.2002c *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Whatley et al., pp.166-168, pl.,1, Figs.8-9.2003c *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Whatley et al., pp.1293-1294, pl.2, Figs.14,17.2007a *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Khosla & Nagori, pp.215-217, pl.,1, Figs.13-16; pl.2, Figs.1-3.2007b *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Khosla & Nagori, p.8, pl.1, Figs.15-16.2009a *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Khosla et al., p.725, pl.2, Figs.13.2009b *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Sharma & Khosla, A, p.204, pl.2, Figs.I-N.2010 *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Khosla & Nagori, p.118, Figs.3 a-c.2011 *Paracyprretta jonesi* Bhatia & Rana, Khosla & Nagori, p. pl. 2, Figs.3-4.

Description : Peu abondante dans la collection actuelle, cette espèce est caractérisée par une grande carapace, subtriangulaire en vue latérale, fortement gonflée en vue dorsale, avec la valve gauche plus grande que la valve droite, la plus grande hauteur et la plus grande largeur étant presque égales. En outre, elle présente une marge dorsale convexe, une marge ventrale droite

et des marges antérieures et postérieures arrondies. Les valves sont ornées de stries longitudinales parallèles à la marge ventrale.

Material. 14 specimens from El Kantara Section and 2 specimens from Khoum Ed Dib Section.

Type species: *Paracyprretta verruculosa* Whatley, Bajpai &

Srinivasan, 2002a

2002a ?*Eucypris verruculosa* Whatley, Bajpai & Srinivasan, p. 177, Pl. 4, Figs. 8-9, 12-19.

2003b ?*Eucypris verruculosa* Whatley et al. Whatley et al., pp. 81-82, Figs. 2J-K.

2007b ?*Eucypris verruculosa* Whatley et al. Khosla & Nagori, p. 12, Pl. 3, Figs. 1-2 .

2009a ?*Eucypris verruculosa* Whatley et al. Khosla et al., p. 725, Pl.2, Fig. 7.

2009 *Paracyprretta* sp. Sharma & Khosla, A., p. 204, Pl. 2, Figs. O-R.

2011 *Paracyprretta verruculosa* Whatley et al., p.234, Pl. 2, Figs.5-10.

Description : N'est pas abondant dans la présente collection, il est caractérisé par une grande carapace, fusiforme en vue dorsale, allongée subtriangulaire en contour latéral, valve gauche plus grande que la valve droite, plus grande hauteur à l'angle cardinal antérieur, marge dorsale droite ; marge ventrale concave ; marge antérieure large et arrondie obliquement ; marge postérieure droite dans la partie supérieur et arrondie ventralement dans la partie inférieur. La surface de la carapace est ornée de papilles éparses.

Material: 5 specimens from El Kantara Section and 4 specimens from Khoum Ed Dib Section.

Genus *Limnocythere* Brady, 1868

Type Species: *Limnocythere deccanensis* Khosla,

Nagori & Mohabey, 2005

2004 *Limnocythere bhatiai* Bajpai et al., p. 150, Pl. 1, Figs. 1-r; Pl. 2, Figs. a-b (not *Limnocythere bhatiai* Mathur, 1972, pp. 394-395, figs. 2 a-c).

2005 *Limnocythere deccanensis* Khosla , Nagori & Mohabey, p. 136, Pl. 1, Figs. 1-2.

2007a *Limnocythere deccanensis* Khosla et al. Khosla & Nagori, p. 215, Pl. 1, Figs 6-9.

2007b *Limnocythere deccanensis* Khosla et al . Khosla & Nagori, p. 6.

2009a *Limnocythere deccanensis* Khosla et al. Khosla et al ., p. 725, Pl. 2, Fig. 12.

2009 *Limnocythere deccanensis* Khosla et al. Sharma & Khosla, A., p. 202, Pl. 1, Figs. G-J.

Description : La carapace de cette espèce, rare dans la collection étudiée, est caractérisée par une forme subquadrata sur le plan latéral, aplatie sur le plan dorsal avec des extrémités comprimées. La surface de la carapace est marquée par un sillon vertical médian et une dépression antérieure arquée.

Material: 11 specimens from El Kantara Section and 7 specimens from Khoum Ed Dib Section.

Genus *Zonocypris* Muller, 1898

Type species: *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai, 2000.

Pl. 6, b

- 2000a *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai, pp. 396-397, Pl.3, Figs. 1-7, 9.
 2002a *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Whatley et al., p. 173, Pl. 3, Figs. 6-7.
 2002c *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Whatley et al., p. 168, Pl. 1, Figs. 11-12.
 2005 *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla et al., p. 139, Pl. 1, Figs. 13-14.
 2005 *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla & Nagori, p. 576, Pl. 1, Fig. 19.
 2007a *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla & Nagori, p. 217, Pl. 2, Figs. 4-5.
 2007b *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla & Nagori, p. 9, Pl. 2, Figs. 5-6.
 2008 *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Sharma et al., p. 182, Pl.2, Figs. O-P.
 2009a *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla et al., p. 725, pl.2, fig. 16.
 2009 *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Sharma & Khosla, A. p. 204, Pl. 3, Figs. C-E.
 2011 *Zonocypris spirula* Whatley & Bajpai. Khosla et al., p. 235, Pl. 3, Figs. 2-3.

Description : Est rare dans notre matériel ; la collection étudiée (une carapace) est caractérisée par une petite carapace subovale, de forme subquadrata en vue dorsale. Sa surface est marquée par de nombreuses stries fines disposées concentriquement dans la région périphérique et irrégulièrement au milieu.

Material: 4 specimens from El Kantara Section and 2 specimens from Khoum Ed Dib Section.

Genus: *Darwinula* Brady and Robertson 1885

Type species: *Darwinula torpedo* Whatley,

Bajpai and Srinivasan 2002

- 2002a *Darwinula torpedo* WHATLEY, BAJPAI and SRINIVASAN, p. 165-166, pl. 1, figs. 1-7.
 2007a, *Darwinula torpedo* KHOSLA and NAGORI p. 211, pl. 1, fig. 1.

2007b *Darwinula torpedo* KHOSLA and NAGORI 2007b, p. 5-6, pl. 1 figs. 1-3.

Description : Elle est très abondante dans la collection actuelle. La carapace est de taille moyenne, allongée, à contour latéral subcylindrique ; marge antérieure étroitement arrondie, avec un apex inférieur à mi-hauteur ; marge postérieure plus largement arrondie à subtroncée, apex égal ou supérieur à mi-hauteur ; marge dorsale droite à très légèrement convexe ; marge ventrale légèrement concave ; surface des valves lisse.

Material: 9 specimens from Khoum Ed Dib Section.

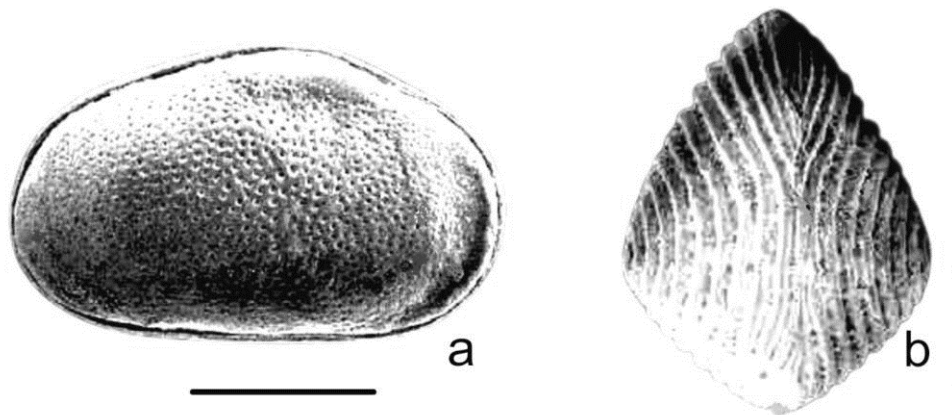


PLANCHE 6

Ostracodes de la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara. a. *Neocyprideis raoui*, carapace, vue latérale droite, b. *Zonocypris spirula*, carapace, vue dorsale; d'échelle = 100µm.

3. les foraminifères benthiques

Le premier schéma de zonation à l'aide des foraminifères benthiques a été proposé par Berggren et Miller (1989). Ils ont introduit la zone BB1 (Zone d'intervalle à *Angulogavelinella avnimelechi* – *Anomalinoides rubiginosus*) pour la totalité du Paléocène. Elle a été définie comme intervalle entre la disparition de *Bolivinoides draco* au sommet du Maastrichtien et par celle de *Angulogavelinella avnimelechi* et de *Neoflabellina jarvisi* au sommet du Paléocène.

Il semble que vous décriviez les assemblages de foraminifères du Paléocène supérieur dans notre étude. Vous avez observé plusieurs espèces de foraminifères dans deux coupes relevées.

Vous mentionnez que les formes benthiques sont dominantes, en particulier dans les deux formations étudiées, et que votre étude se concentre sur les grands foraminifères benthiques comme *Glomalveolina*.

Vous suivez la classification supra générique de Pawlowski et al. (2013) et utilisez la terminologie structurale de Hottinger (2006). Votre biostratigraphie de la LBF (Limite Foraminifère Benthique) est basée sur les zones benthiques peu profondes (SBZ), largement reconnues pour le Paléocène et l'Eocène. Vous mentionnez avoir mis à jour cette biostratigraphie pour le Paléocène selon Serra-Kiel et al. (2020), probablement en utilisant leurs travaux récents pour affiner votre compréhension des zones benthiques peu profondes dans cette période spécifique.

Cela semble être une étude détaillée des foraminifères du Paléocène supérieur, avec une attention particulière portée aux formes benthiques dominantes et à leur classification et biostratigraphie.

3.1. Classification

Phylum Foraminifera d'Orbigny , 1826

Class Tubothalamea Pawlowski et al ., 2013

Order Miliolida Delage and Herouard, 1896

Superfamily Alveolinoidea Ehrenberg, 1839

Family Alveolinidae Ehrenberg, 1839

Genus *Glomalveolina* Hottinger, 1960

2008 *Glomalveolina primaeva* (Reichel)- Sirel and Acar, pl. 5, pl. 1 .

2010 *Glomalveolina primaeva* (Reichel) -Di Carlo et al., p. 57, pl.5,

Description : Seule la génération mégalosphérique a été trouvée, caractérisée par un test ovale. La plupart des sections sont sous-axiales par conséquent, les données biométriques ne sont peut-être pas les plus représentatives. Le diamètre axial varie de 0,63 mm à 1,24 mm La taille du proloculus est de 0,067 mm (n = 1) et est suivi de quelques verticilles streptospirales du stade juvénile. Les verticilles adultes sont planispirales. La hauteur des chambranles augmente graduellement avec les verticilles progressifs.

Material: Spécimen adulte. Section axiale (chapitre 5. MF 4).

Répartition stratigraphique : *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1936) est un fossile index important de la SBZ3 (Serra-Kiel et al.1998). Hottinger (1960) a établi des biozones d'alvéolines en commençant par la zone *primaeva* comme le premier biozone à alvéolines du Paléocène moyen. Selon Drobne (1977), *Glomalveolina primaeva* a été découverte dans le sud-ouest de la Slovénie en même temps que *Fallotella alavensis*. Avec *Fallotella alavensis* Mangin, 1954, *Vania anatolica* Sirel et Gunduz, 1985 et *Discocyclina cf. seunesi* Douvillé, 1922 (marqueurs de SBZ3).

Glomalveolina primaeva a été trouvée en association avec *Dictyokathina simplex* Smout 1954, *Sakesaria dukhani* Smout, 1954, *Glomalveolina sireli* Acar, 1995, *Miscellanea yvettae* Leppig, 1988 et *Ranikothalia solimani* Butterlin et Monod, 1969, dans les blocs de calcaire du Thanétien provenant du mélange ophiolitique situé près de l'île d'Ostende. Ophiolitique près du village de Saray, au nord-est de Van, en Turquie (Sirel et Acar, 2008).

Glomalveolina primaeva est considérée comme le marqueur le plus utile de la zone SBZ 3 par P. P., qui en est l'auteur. De la SBZ 3 par Pignatti et al. (2008), ainsi que diverses espèces de *Miscellanea*, de *Fallotella* et d'autres espèces. *Miscellanea*, *Fallotella alavensis* Mangin, 1954, *Vania anatolica* Sirel et Gunduz, 1983 et *Ranikothalia sp.* En Italie centrale et méridionale et dans les îles Ioniennes, en Grèce. Les îles Ioniennes, en Grèce. *Glomalveolina primaeva* est connue dans toute la Méditerranée et a été enregistrée en Libye. Méditerranée et a été enregistrée en Libye (Di Carlo et al., 2010). L'espèce a également été signalée dans les Pyrénées par Serra-Kiel et al. (2020).

4. les Microcodium

Les structures de calcification des racines (rhizolithes, rhizocrétions, rhizomorphes ; voir la révision de la terminologie par Klappa 1980a) présentent divers degrés d'activité biologique responsable de leur formation. A l'exception de leur morphologie grossière, certaines formes peuvent ne présenter aucun tissu biologiquement influencé (par exemple, de simples moules de racines laissés après la décomposition des racines et ensuite filés avec un ciment), alors que d'autres sont caractérisées par une précipitation biologiquement contrainte de carbonate de calcium dans, sur ou autour des racines (Klappa1980a ; Jones et Ng; Alonso- Zarza1999).

En ce qui concerne la localisation, deux styles de processus de calcification peuvent être distingués :

La calcification de la rhizosphère (calcification extracellulaire de Wright et al. 1995), c'est-à-dire l'accumulation de carbonate de calcium dans la zone entourant immédiatement et

influencée par les racines des plantes. Et la deuxième, la calcification intracellulaire. Le premier processus est médité principalement par les micro-organismes associés aux racines dans le sol (Jones 1994), mais le second est contrôlé directement par les plantes par la précipitation du carbonate de calcium à l'intérieur de leurs cellules corticales des racines (Jaillard 1987a, 1992 ; voir cidessous).

Le terme calcification, tel qu'il est utilisé tout au long de cet article, désigne le dépôt de sels de calcium (carbonate) dans les systèmes biologiques. La calcification intracellulaire. Il existe trois types de *Microcodium* définis actuellement (Elharfi et al., 2007) :

Type 1 : les cristallisations de calcite sont disposés le long d'un axe, sous forme d'agrégats cylindriques "corn-cob", ou en formes de sphères (connectées ou non) (Freytet et Plaziat, 1982).

Type 2 : les prismes constituent des séries parallèles le long d'un plan composées de couches asymétriques d'agrégats (colonie laminaire).

Type 3 : forme plus rare constituée de cristaux de calcites en amas dit "isodiamétrique".

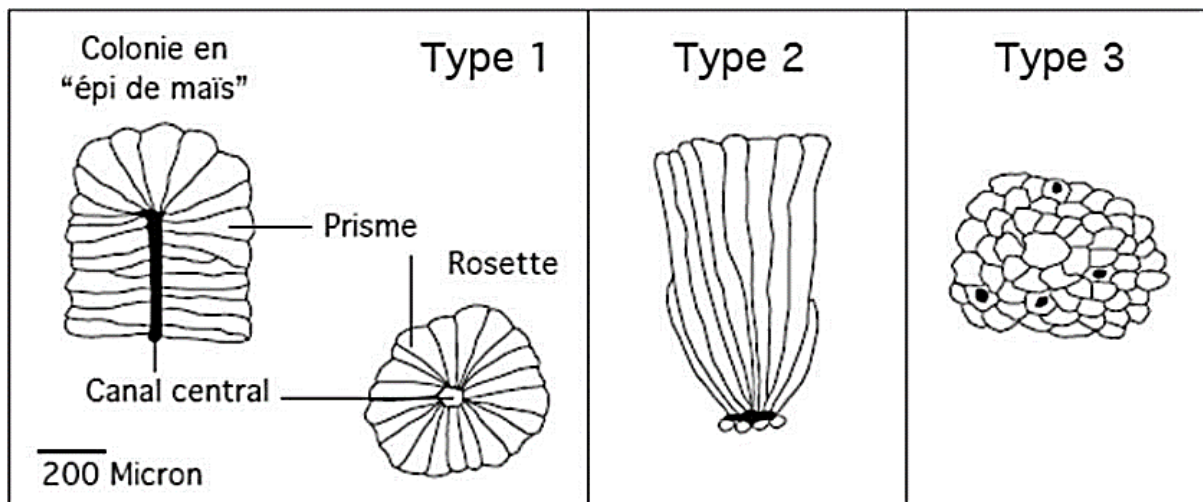


Fig. 11 : Les formes les plus répandues de *Microcodium* composées de calcite. Type1, forme cylindrique «corn-cob ». Type2 : colonie laminaire. Type3 : les cristaux de calcite ne sont pas prismatiques, mais isodiamétriques (Elharfi et al., 2007).

III. Attributions biostratigraphiques et discussion

1. La coupe d'El Kantara

a. La Formation Marne Rouge d'El Kantara (le domaine continental)

1.1. Les charophytes : Il en résulte que les 19 niveaux locus de la marne rouge renferment, d'une façon générale, la même flore de charophytes, identifiées pour la première fois. Le bilan complet des charophytes récoltées est constitué de trois (3) genres englobant quatre (4) espèces : *Dughiella* sp., *Microchara leiocarpa*, *Stephanochara pinguis*, *Harrisichara* sp., *Microchara* sp., *Microchara cristat*, *Harrisichara tougnetensis*. Des Marnes Rouges se distinguent par un nombre accru d'espèces de charophytes, notamment par la présence significative du taxon *Harrisichara tougnetensis*, attribué au Thanétien. L'espèce *Microchara leiocarpa*, présente dans la majorité de la coupe, le locus a livré des ostracodes limniques bien conservés et abondants, les taxons suivants sont représentés : *Frambocythere tumiensis*, *Neocyprideis raoi*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Limnocythere deccanensis*, *Zonocypris spirula*.

1.2. Les foraminifères benthiques : Nous avons identifié sept espèces de foraminifères benthiques dans la Formation Marne Rouge de la coupe d'El Kantara. Les espèces benthiques identifiées sont : *V.triangularis*, *V.limbata*, *Anomalinoidea globulosos*, *Bulimina* sp., *Laffitteina erki*, *Laffitteina bibensis*, *Quinqueloculina* sp..

1.3. Les microcodium : les *Microcodium elegans* se trouve uniquement dans les deux couches indurées de marnes rouges décrites dans la Formation des Marnes Rouges d' El Kantara.

2. La coupe de Khoum ed Dib

2.1. Les charophytes : Dans cette coupe, six niveaux à charophytes sont clairement identifiés avec quatre spécimens identifiée au niveau d'espèce et trois au niveau du genre : *Dughiella* sp., *Microchara leiocarpa*, *Harrisichara* sp., *Microchara cristat*, *Harrisichara tougnetensis*, *Sphaerochara* sp., *Sphaerochara hybogona*. La Formation Marne Rouge d'El Kantara a livré, en association avec les charophytes, des ostracodes non marins. Ils sont représentés par : *Frambocythere tumiensis*, *Neocyprideis raoi*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Limnocythere deccanensis*, *Zonocypris spirula*, *Darwinula torpedo*.

2.2. Les foraminifères benthiques : On engendre l'apparition de deux nouvelles espèces de genre *Valvulina* : *V. pupa* et *V. guillaumei* par apport à la coupe d'El Kantara. On observe toujours la présence de *Laffitteina erki* et *Laffitteina bibensis* et l'apparition d'une nouvelle association de foraminifères benthiques : *Miliolidés (Quinqueloculina)*, *Bulimina* sp.

2.3. Les microcodium : Il semble que vous ayez identifié la présence exclusive de *Microcodium elegans* dans les couches indurées de marnes rouges décrites dans la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara.

b. La Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï : (le domaine marin)

Dans la deuxième formation, le Thanétien est défini par la présence de nombreuses espèces de *Valvulina* telles que *Valvulina angulosa*, *V. guillaumi*, *V. limbata*, *V. pupa*, *V. triangularis* et *V. triedra*, ainsi que des Miliolés. De plus, la présence de grands foraminifères benthiques comme *Glomalveolina primaeva* (Reichel, 1936) caractérise cette période dans cette formation.

Dans cette même formation, une association d'ostracodes marins relativement diversifiée est décrite pour la première fois dans le Paléocène supérieur d'Aurès. Les espèces de ostracodes marins reconnues dans les niveaux étudiés à la sédimentation des Marno-calcaires de l'oued El Haï comprennent : *Cytherella* sp., *Bairdia curtus*, *Cythereis prestwichiana*, *Trachyleberidea* sp., *Phacorhabdotus* sp., et *Oertliella* sp.

Ces observations fournissent des informations précieuses sur la biodiversité et l'environnement de la période Thanétien dans cette région, en mettant en évidence la présence de plusieurs espèces de foraminifères benthiques et d'ostracodes marins.

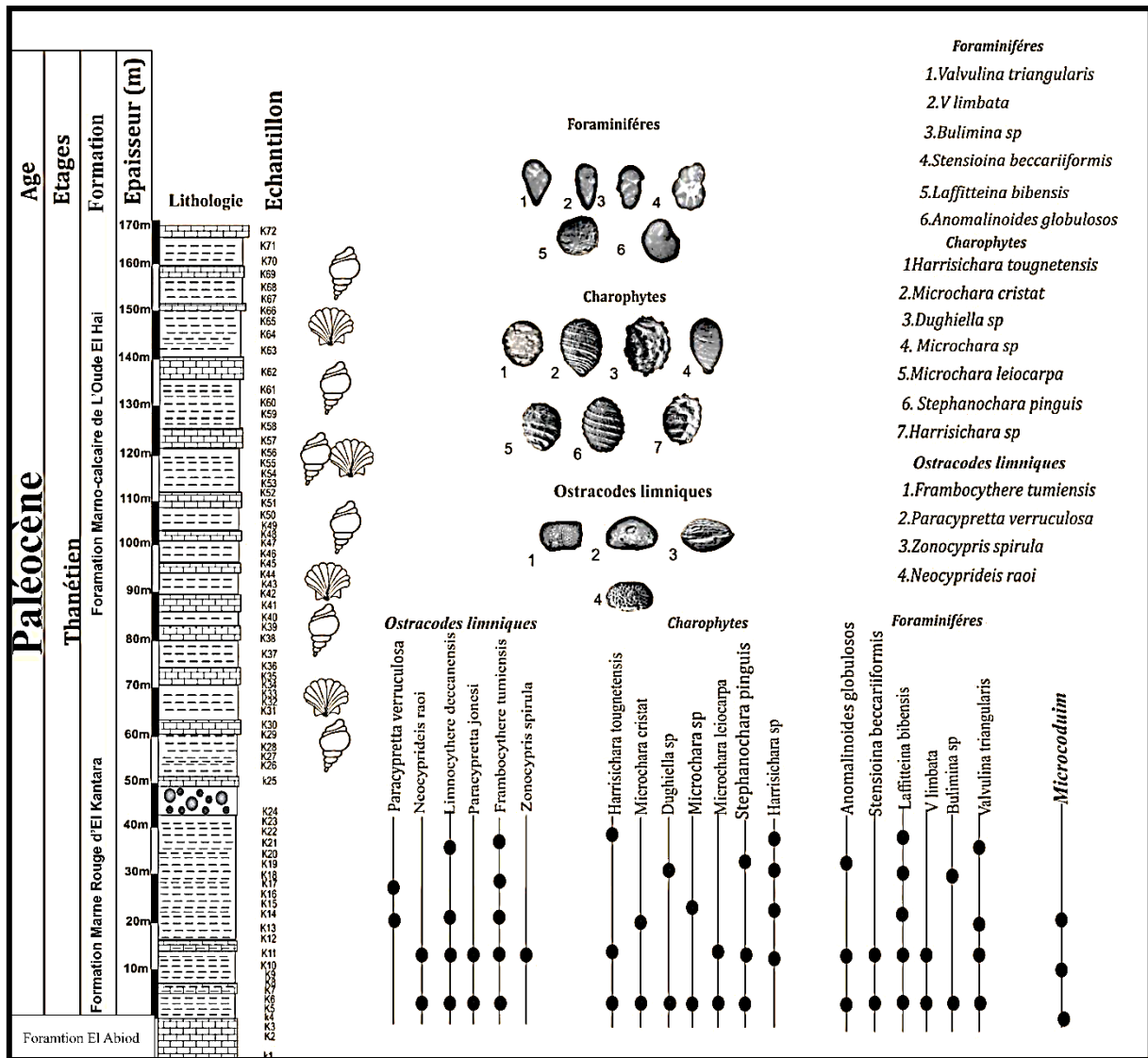


Fig. 12. Répartition stratigraphiques des charophytes, des foraminifères benthiques, ostracodes limniques sur la coupe d'El Kantara.

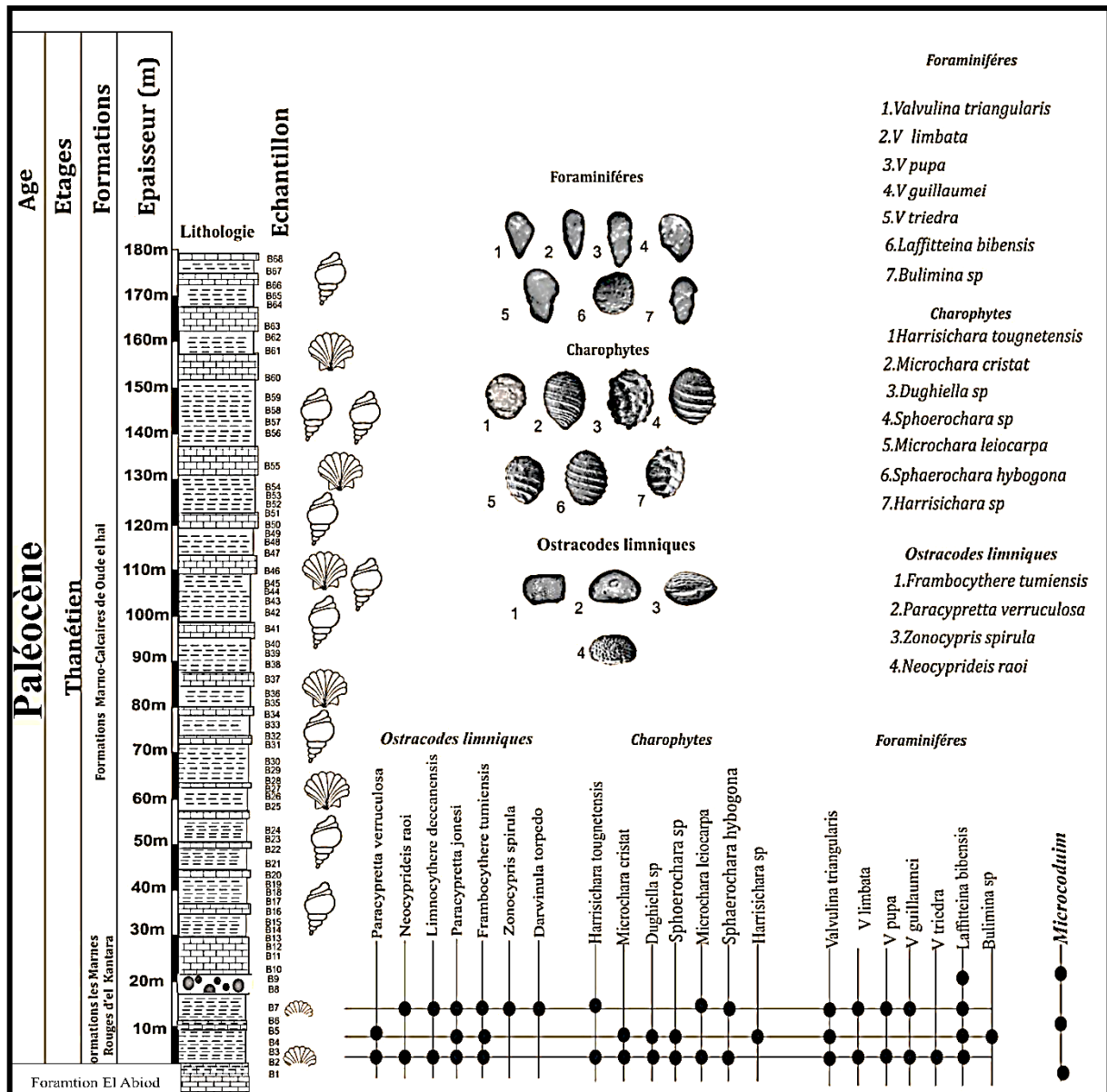


Fig.13. Répartition stratigraphiques des charophytes, des foraminifères benthiques, ostracodes limniques sur la coupe de Khoum el Dib.

Discussion

Il semble que la flore de charophytes de l'Aurès occidental soit très diversifiée, avec neuf espèces et sous-espèces différentes répertoriées, notamment *Dughiella sp.*, *Microchara sp.*, *Microchara leiocarpa*, *Stephanochara pinguis*, *Harrisichara sp.*, *Sphaerochara sp.*, *Sphaerochara hybogona*, *Microchara cristat*, et *Harrisichara tougnetensis*.

La présence de *Harrisichara tougnetensis*, identifiée par Massieux en 1977, dans la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, indique son âge Thanétien. Dans la coupe d'El Kantara, cette formation a révélé une flore abondante et diversifiée, avec seulement les extensions des espèces *Microchara leiocarpa*, *Stephanochara pinguis*, *Microchara cristat* et *Harrisichara tougnetensis*, pouvant être prises en considération.

À Khoum ed Dib, la présence du genre *Harrisichara* avec uniquement l'espèce *Harrisichara tougnetensis*, associée à des espèces de la famille des Characeae, suggère également une attribution stratigraphique au Paléocène supérieur, indiquant une extension stratigraphique de *Sphaerochara hybogona*. De plus, la possible extension de l'espèce *Harrisichara tougnetensis*, vers le Thanétien est envisagée, comme illustré dans la figure 13.

Ages	← Paléocène →			← Eocène --
	Danien	Sélandien	Thanétien	Yprésien inf.
<i>Sphaerochara edda</i>	■	■	■	■
<i>Nitellopsis (Campaniella) helicteres</i>	■	■	■	■
<i>Microchara vestita</i>			■	■
<i>Harrisichara tougnetensis</i>			■	■
<i>Pseudolatochara sp.</i>				■

Fig. 14. Extension biostratigraphique des charophytes du Paléocènes–Eocène basal. (Charrière, 2009) .

Les foraminifères jouent un rôle crucial dans la caractérisation biostratigraphique et paléoécologique de la région d'étude. Leur présence et leur distribution sont d'un intérêt pluridisciplinaire, fournissant des informations précieuses sur l'histoire géologique et environnementale de la zone.

Dans les deux coupes relevées, vous avez observé plusieurs espèces de foraminifères. Les formes benthiques sont particulièrement importantes et sont principalement représentées par les calcaires et les agglutinées. La présence de grands foraminifères benthiques tels que *Glomalveolina primaeva* dans le Glomalveolina-bioclastique packstone, situé dans la séquence de la formation de marno-calcaire d'Oued El Hai, est significative. Ces taxons sont largement reconnus comme des indices de la Zone stratigraphique SBZ 3, selon Serra-Kiel et al. (2020).

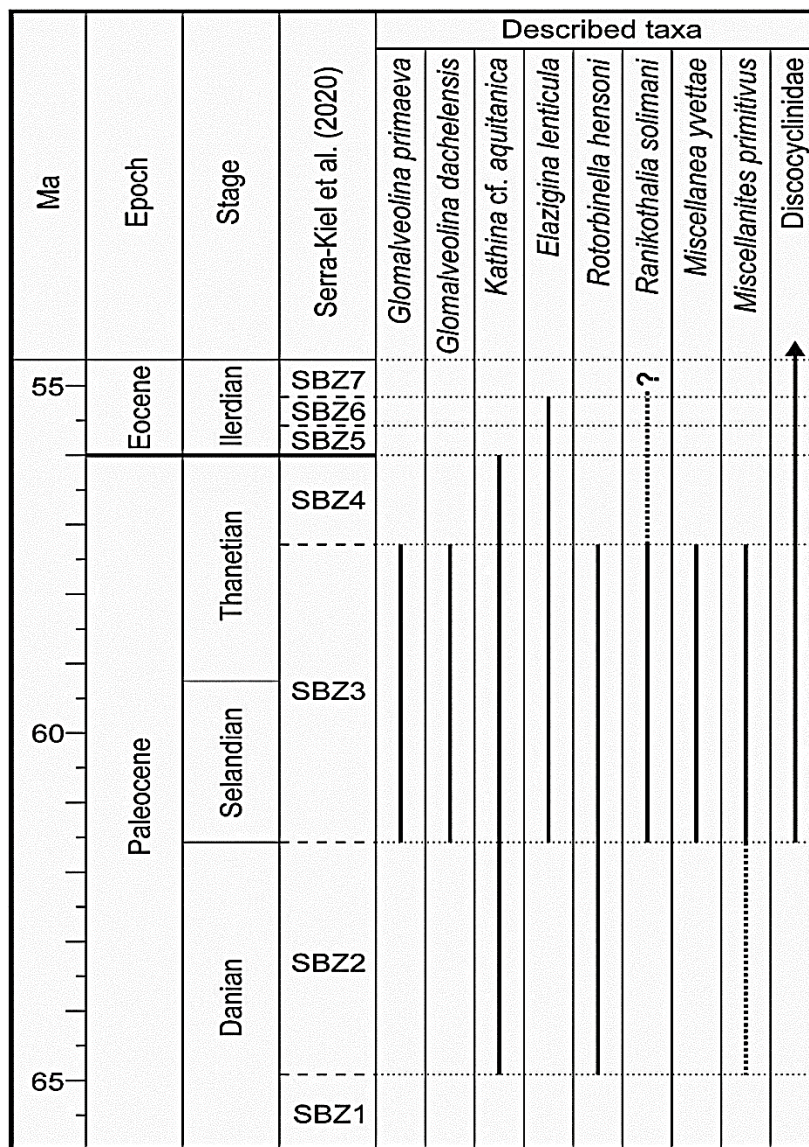


Fig. 15. La biostratigraphie est basée sur les zones benthiques peu profondes (SBZ) pour le Paléocène et l'Eocène par Serra-Kiel et al., 2020).

Il semble que les *Microcodium*, avec son espèce type *Microcodium elegans*, se trouvent exclusivement dans les couches indurées de marnes rouges décrites dans la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, dans les sections d'El Kantara et de Khoum Ed Dib où les coupes ont été réalisées sur quatre niveaux. Les *Microcodium* observés dans le bassin ouest-Aurès sont principalement concentrés dans ces formations spécifiques.

Ce genre est largement rapporté du Crétacé supérieur à l'Éocène dans les régions méditerranéennes européennes. Des études antérieures ont été menées par divers chercheurs, notamment Bodergat (1974), Esteban (1974), Klappa (1978), Smit (1979), Plaziat (1984), Morin (1993), Bingot (1994, 1995), Kosir (2004), Ramos et al. (2001), Marty et Meyer (2006), Baceta et al. (2007) et Tewari et al. En dehors de l'Europe, *Microcodium* est également connu du Maastrichtien inférieur du Mexique (Schafhauser et al., 2007).

Le *Microcodium* typique semble être particulièrement abondant dans les parties paléocènes des séquences non marines des régions sud-pyrénéennes, comme l'ont montré plusieurs études antérieures (Plaziat, 1984 ; Arris et al., 1996 ; Rossi, 1997 ; Lopez-Martinez et al., 2006 ; Kabanov et al., 2008). Ces observations soulignent l'importance de ce genre dans la compréhension de la géologie et de l'évolution environnementale de différentes régions et époques.

Ces cristallisations d'origine organique n'ont pas d'équivalent actuel, il est donc difficile de comprendre leur provenance. Plusieurs hypothèses ont été émises quant à leur origine. Ainsi, la minéralisation de *Microcodium* pourrait être biologiquement induit par des organismes saprophytes ou une association microbienne (Kabanov et al., 2008), ou bien, pourraient se former par calcification des structures racinaires avec ou sans influence de micro-organismes (Alonso-Zarza, 2003).

Conclusion

Les différents outils paléontologiques et micropaléontologiques utilisés pour l'étude biostratigraphique ont permis de caractériser l'âge Thanétien. L'inventaire micropaléontologique de ces Marnes Rouges révèle la présence simultanée de microfossiles d'origine subaérienne (*Microcodium*= *Paronipora*), lacustre (Charophytes) et marine (foraminifères). L'inventaire micropaléontologique de ces marno-calcaires Thanétiens de l'oued El Hai révèle la présence de nombreuses *Valvulina* et *Glomalveolina primaeva*.

La présence de *Harrisichara tougnetensis* (Massieux, 1977), dans la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, indique son âge Thanétien. La présence de grands foraminifères benthiques tels que *Glomalveolina primaeva* dans le Glomalveolina-bioclastique packstone, situé dans la séquence de la formation de marno-calcaire d'Oued El Hai, est significative. Ces taxons sont largement reconnus comme des indices de la Zone stratigraphique SBZ 3, selon Serra-Kiel et al. (2020).

CHAPITRE IV.

**ANALYSE
QUANTITATIVE ET QUALITATIVE**

I. Introduction

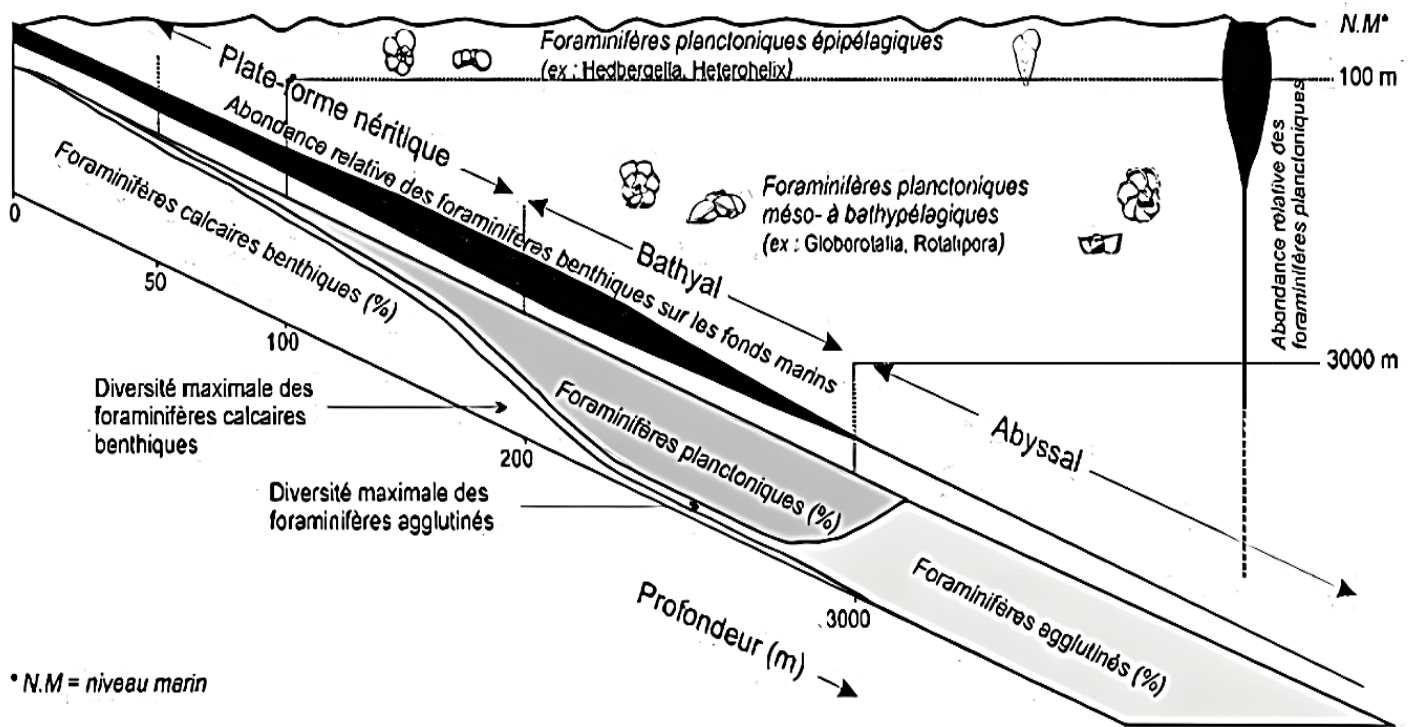
L'analyse de l'évolution paléoenvironnementale du paléocène, le long du transept choisi dans cette thèse est faite à l'aide des foraminifères et des ostracodes. Dans ce chapitre, nous donnerons dans un premier temps des généralités suivies d'une étude paléoenvironnementale qui sera abordée coupe par coupe, puis se terminera par un résumé présentant les caractéristiques paléogéographiques de la région aux périodes concernées. Pour chaque site, une figure synthétique proposera un résumé des principaux paramètres.

a. les foraminifères

Les foraminifères sont des micro-organismes marins unicellulaires présents dans tous les océans. Leur existence remonte au Cambrien et persistent jusqu'à nos jours. Les premières formes benthiques ont émergé, et les formes planctoniques sont apparues au Jurassique (Caron et Homéo, 1982 ; Boudagher-Fadel et al., 1997 ; Boersma, 1998). Les foraminifères benthiques sont généralement de taille plus importante que les foraminifères planctoniques, ce qui limite leur utilisation en tant qu'indicateurs stratigraphiques. Cependant, ils sont particulièrement sensibles aux variations des conditions environnementales, ce qui en fait d'excellents indicateurs du milieu. Contrairement aux foraminifères planctoniques, la répartition des associations de foraminifères benthiques dépend fortement des conditions environnementales, en particulier de la profondeur de l'eau (Sliter et Baker, 1972). Des facteurs cruciaux tels que la nature du substrat et son degré d'oxygénation jouent également un rôle significatif (Tronchetti, 1984 ; Koutsoukos et Hart, 1990 ; Kuhnt et al, 1996).

L'ensemble de ces caractéristiques permet de définir le type d'environnement où se trouvent les foraminifères benthiques : plateau continental, pente ou zone abyssale. Dans les profondeurs de la pente marine, la proportion des foraminifères benthiques agglutinants prédomine (Fig.16). À mesure que le milieu devient moins profond, la diversité des formes agglutinantes diminue (Tronchetti, 1981 ; Grosheny et Tronchetti, 1988 ; Koutsoukos et al, 1990 ; Grosheny et Malartre, 2002). En effet, sur le talus supérieur ou moyen, ainsi que sur la plateforme externe, la proportion de foraminifères du sous-ordre des *Lagena* augmente. Lorsque les dépôts se produisent dans les eaux peu profondes des plateformes, ce sont les foraminifères benthiques du sous-ordre des *Rotalina* qui dominent la population.

Les formes à coquille calcitique prédominent dans les dépôts vaseux des bassins et coexistent avec les formes agglutinantes sur les fonds sableux et vaseux (Tronchetti, 1984).



* N.M = niveau marin

Fig. 16 – Relation entre profondeur du milieu et type de foraminifères présents (d'après Brasier, 1980).

b. Les Ostracodes

Les ostracodes sont des Crustacés inférieur, connus du Cambrien à l'actuel, enfermés et protégés dans une coquille bivalve. Leur taille varie de 0.10 à 1.5 mm, certaines formes fossiles exceptionnelles peuvent atteindre 58 mm de longueur. Les ostracodes vivent dans tous les milieux aqueux, dans les eaux douces, les eaux saumâtres du domaine intermédiaire, dans les eaux de mer (de l'étage intertidal à l'étage abyssal et les terres humides des tropiques). Les ostracodes actuels sont soumis aux variations des facteurs environnementaux, notamment :

la salinité : les ostracodes supportent des grandes variations de salinité et colonisent des milieux oligo à mésosalins (0.5 à 19 ‰), certaines peuvent résister même à des salinité proche de 200 ‰ (Cabral & Colin, 1998, in Andreu & al., 1999) (Fig. 17). Les eaux saumâtres sont souvent peuplées par un nombre limité d'espèces dont les individus sont très nombreux. Les formes sténohalines, colonisent les milieux marins à salinité normale.

La température : les ostracodes sont généralement eurythermes, rares sont les formes sténothermes. Certaines sont des marqueurs paléoclimatiques; exemple: le genre

Cytherelloidea préfère généralement les eaux chaudes de l'étage infralittoral. En général, les eaux chaudes montrent une plus grande diversité spécifique que les eaux froides.

La bathymétrie : généralement, dans l'étage infralittoral, les peuplements d'ostracodes augmentent avec la profondeur, et corrélativement avec une diminution du niveau d'énergie, jusqu'à l'étage circalittoral ou plate-forme externe- haut de talus. A partir de ce dernier, la densité et la diversité diminuent avec la profondeur. Les domaines bathyal et abyssal ne sont colonisés que par des espèces peu nombreuses, ce sont les formes psychrosphériques.

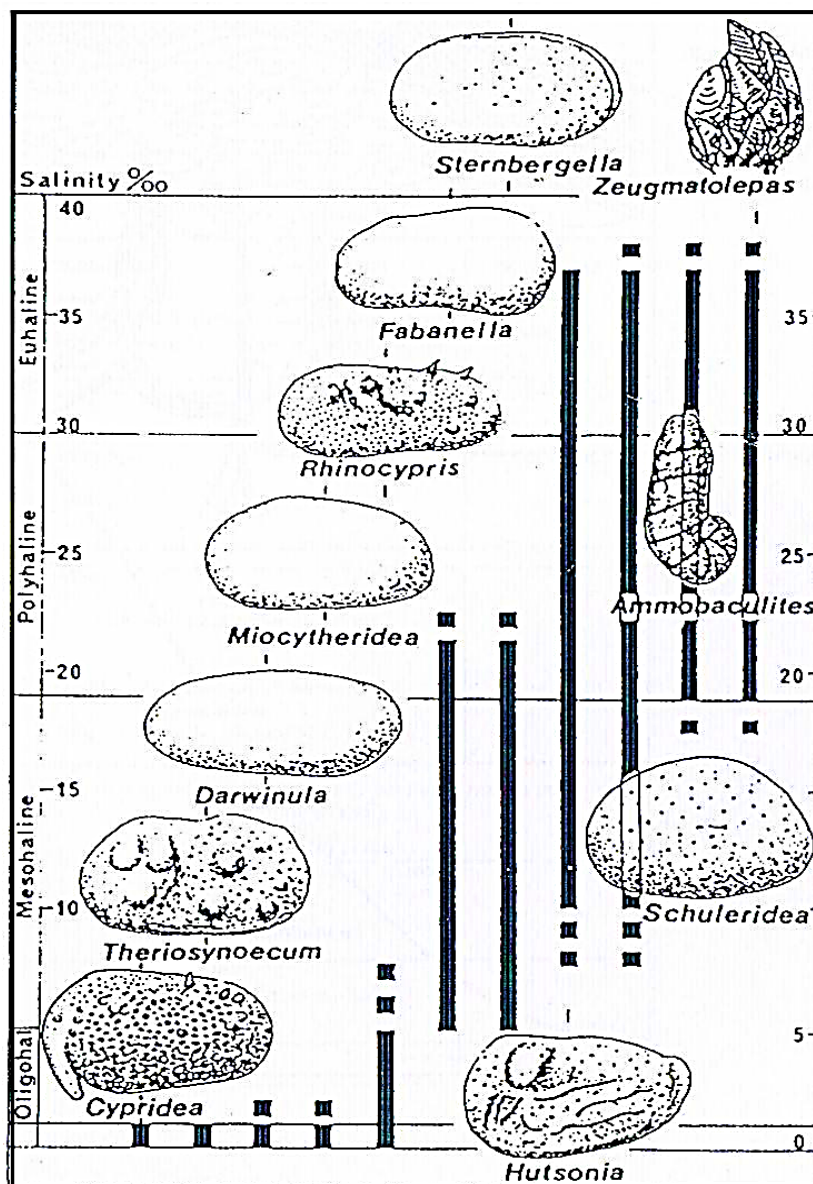


Fig. 17- La tolérance de salinité des microfossiles dans un milieu marin Wealden (Ban Kilenyi and Allen, 1968, in Andreu. B., 2001)

II. Analyse quantitative et qualitative

L'analyse quantitative de la microfaune, fondée pour chaque échantillon sur les comptages effectués au sein de la fraction $\geq 63\mu$ (près de 300 individus de foraminifères benthiques, planctoniques et ostracodes ont été prélevés à chaque fois), nous ont permis d'établir, pour chaque coupe, les courbes montrant les variations des principaux paramètres quantitatifs.

1. La coupe d'El Kantara : La distribution des foraminifères benthiques, planctoniques et des ostracodes dans la Formation Marno-calcaire d'Oud el Hai (Fig. 18).

Intervalle 1 (dès l'échantillon K25 à K61) (âge Thanétien) : les paramètres quantitatifs enregistrés dans les échantillons montrent que :

Le rapport $P/P + B$ est faible (0,01 et 0,14).

Le rapport $C/C + G$ est nul dans tous les niveaux.

Le rapport $F/F + O$ est varié entre 0,51 et 0,9.

Les valeurs de la paléobathymétrie sont comprises entre 35 et 58 m.

Les foraminifères planctoniques, les formes planctoniques sont rares (1,18%), tous de morphotype globuleux.

Les foraminifères benthiques sont dominants (98,81 %), et des formes à test calcaire qui sont nettement dominantes (*Laffitteina bibensis*, *Rotalia* sp., *Quinqueloculina*), par contre des formes agglutinantes qui sont rares (*Textularia*).

Les ostracodes dans cet intervalle sont moins abondants (15,33%) que dans l'intervalle précédent. Ils sont caractérisés toujours par l'abondance des formes à carapace à lisse.

Autres observations à noter : les gastéropodes sont présents dans tous les prélèvements et les bivalves.

Intervalle 2 (dès l'échantillon k64 à k71) (âge Thanétien) : Les paramètres quantitatifs enregistrés dans les échantillons montrent que :

Le rapport $P/P + B$ est faible (0,04 et 0,17).

Le rapport $C/C + G$ est nul dans tous les niveaux.

Le rapport $F/F + O$ est élevé varie entre 0,63 et 0,91.

Les valeurs de la paléobathymétrie sont comprises entre 35 et 61 m.

Les foraminifères planctoniques représentent 6% de l'ensemble des microfossiles. Ils sont caractérisés toujours par l'abondance de formes globuleuses, par contre les formes carénées sont absentes.

Les foraminifères benthiques sont dominants (94% au maximum), comprennent des formes agglutinées qui sont rares, et des formes à test calcaire qui sont nettement dominantes (99,90%).

La proportion **des ostracodes** varie d'un prélèvement à l'autre. Elle est forte (30%, échantillon K64) à faible (8%, échantillon K66). La diversité spécifique est élevée. La base de l'intervalle est caractérisée par l'abondance des ostracodes à carapace ornée où les formes à carapace lisse deviennent dominantes.

1.1. Implication paléoenvironnementale

Les dépôts de l'intervalle 1 de la coupe se caractérisent par des valeurs extrêmement faibles de l'indice de pélagisme, avec des pourcentages très bas (0,01% et 0,14%). Les foraminifères planctoniques sont très rares, tandis que les foraminifères benthiques sont dominants, en particulier les variétés calcaires de tailles variées. De plus, les ostracodes, caractérisés par une coquille lisse, sont également présents en abondance.

Selon Koutsoukos et al. (1990), la dominance des foraminifères benthiques calcaires dans ces environnements peut être associée à des conditions de faible oxygénation. Les ostracodes, en particulier ceux avec des coquilles lisses, sont également cohérents avec cette interprétation environnementale.

Les dépôts de l'intervalle 2 sont essentiellement marneux, se sont développés en climat aride et montrent des conditions réductrices (une mauvaise oxygénation) et à énergie faible. Ils ont été classiquement interprétés comme des dépôts de plate-forme interne peu profonds (Lucas, 1942 ; Bourcat et Ricour, 1952 ; Choubert, 1956).

2. La coupe de Khoum EL Dib : Les données quantitatives et qualitatives des associations de foraminifères (Fig.19), montrent que les foraminifères benthiques sont clairement dominants (plus de 68% en moyenne). Leur proportion relative varie entre les échantillons. La proportion de foraminifères planctoniques est très faible (environ 2%). Les ostracodes représentent 30% en moyenne. Cette série offre une variété de caractéristiques qui permettent de déterminer deux intervalles.

Intervalle 1 (dès l'échantillon B14 à B45) (âge Thanétien) : les paramètres quantitatifs enregistrés dans les échantillons montrent que :

Le rapport $P/P + B$ est faible (0 et 0,054).

Le rapport $C/C + G$ est nul dans tous les niveaux.

Le rapport $F/F + O$ est élevé varie entre 0,5 et 0,95.

Les valeurs de la paléobathymétrie sont comprises entre 35 et 41 m.

Les **foraminifères planctoniques** sont rares voir absents dans certains échantillons. Leur proportion est comprise entre 0 et 5,41 % de la totale de la microfaune. Ce niveau n'enregistre que les espèces à morphotype globuleux.

Les **foraminifères benthiques**, sont toujours plus abondants et diversifiés. Celle-ci est fréquemment dominée cependant par des formes calcaires. Les espèces dominées et qui n'étaient pas observées dans le niveau précédent (*V.triangularis*, *V. limbata*, *V. Pupa*, *V. guillaumei*, *Laffitteina erki*, *Laffitteina bibensis*). Les formes à test agglutinées sont rares (*Textularia sp.*).

Les **ostracodes** sont toujours communs à abondants (avec un pic à 81% dans l'échantillon B 18). La diversité est très élevée et plusieurs espèces. Les autres caractéristiques à noter sont la présence de gastéropodes et bivalves des dents de poissons.

Intervalle 2 (dès l'échantillon B51 à B68) (âge Thanétien) : les paramètres quantitatifs enregistrés dans les échantillons montrent que :

Le rapport P/P + B est faible (0,01 et 0,04)

Le rapport C/C + G est nul dans tous les niveaux

Le rapport F/F + O est élevé varie entre 0,26 et 0,96

Les valeurs de la paléobathymétrie sont comprises entre 37 et 41 m

Les **foraminifères planctoniques** sont très rares dans ce niveau.

Les **foraminifères benthiques** sont dominants (98% au maximum). Comprennent des formes agglutinantes qui sont rares (*Textularia sp.*) et des formes à test calcaires, qui sont nettement dominantes (99,90%). Les espèces rencontrées sont les suivantes : *Valvulina angulosa*, *V. nammalensis*, *V. triedra*, *V.triangularis*, *V. limbata*, *V. Pupa*, *V. guillaumei*, *Laffitteina bibensis*, *Miliolidés (Quinqueloculina)*, *Bulimina elongata*, *B. bradburyi*, *C.guazumalensis*, *C.grosserperforatus sp*, *C.mexicana*, *C.cicatricosus*, *C.truncanus*, *C.bardyi*, *Planulina dohertyi*, *P.renzi*, *Anomalinoïdes*, *A.semicribatus*, *Hanzawaia ammophila*, *H. caribaea*, *Angulogavelinella avnimelech*, *Laticarinina pauperata*, *Stensiolina beccariiiformis*, *Anomipseudogross erugosus*, *Sphaeroidina bulloides*, *Melonis pompilioides*.

La proportion des **ostracodes** est variée d'un prélèvement à un autre. Elle est forte des fois (73% - échantillon B61) et autre fois faible (3% - échantillon B51). La diversité spécifique est élevée. La base de ce niveau est caractérisée par l'abondance des ostracodes à carapaces lisse.

Autres observations à noter : les gastéropodes, bivalves, les pics d'échinodermes présentent dans tous les prélèvements.

2.1. Implication paléoenvironnementale

Les caractéristiques paléoenvironnementales semblent peu ou presque les mêmes que celles de la coupe d'El Kantara. Les valeurs du rapport P/B sont faible (compris entre 0.01 et 0.04), Les valeurs de la paléobathymétrie, calculées selon la formule de Van der Zwaan, sont comprises entre ~41m et ~37m, ce qui reflète un indice de pélagisme faible. Celui-ci indique un milieu peu profond. Dont la profondeur moyenne (versus Van der Zwaan et al, 1990) avoisinerait 40m.

Le deuxième intervalle de cette coupe est caractérisé par la disparition des foraminifères planctoniques (de B59 à B68), suivie de la disparition définitive des foraminifères planctoniques dans les trois derniers prélèvements. Par contre les foraminifères benthiques profitent de ces conditions hostiles, ils deviennent abondants. Ces organismes font partie de ceux cités par Koutsoukos et al. (1990) comme résistants à des environnements appauvris en oxygène. Ces différentes caractéristiques semblent donc indiquer une mauvaise oxygénation marquée (formule de Van der Zwaan (37m)). Ceci nous amène à interpréter les dépôts de cette partie de la coupe de Khoum EL Dib comme des dépôts de plate-forme interne peu profond

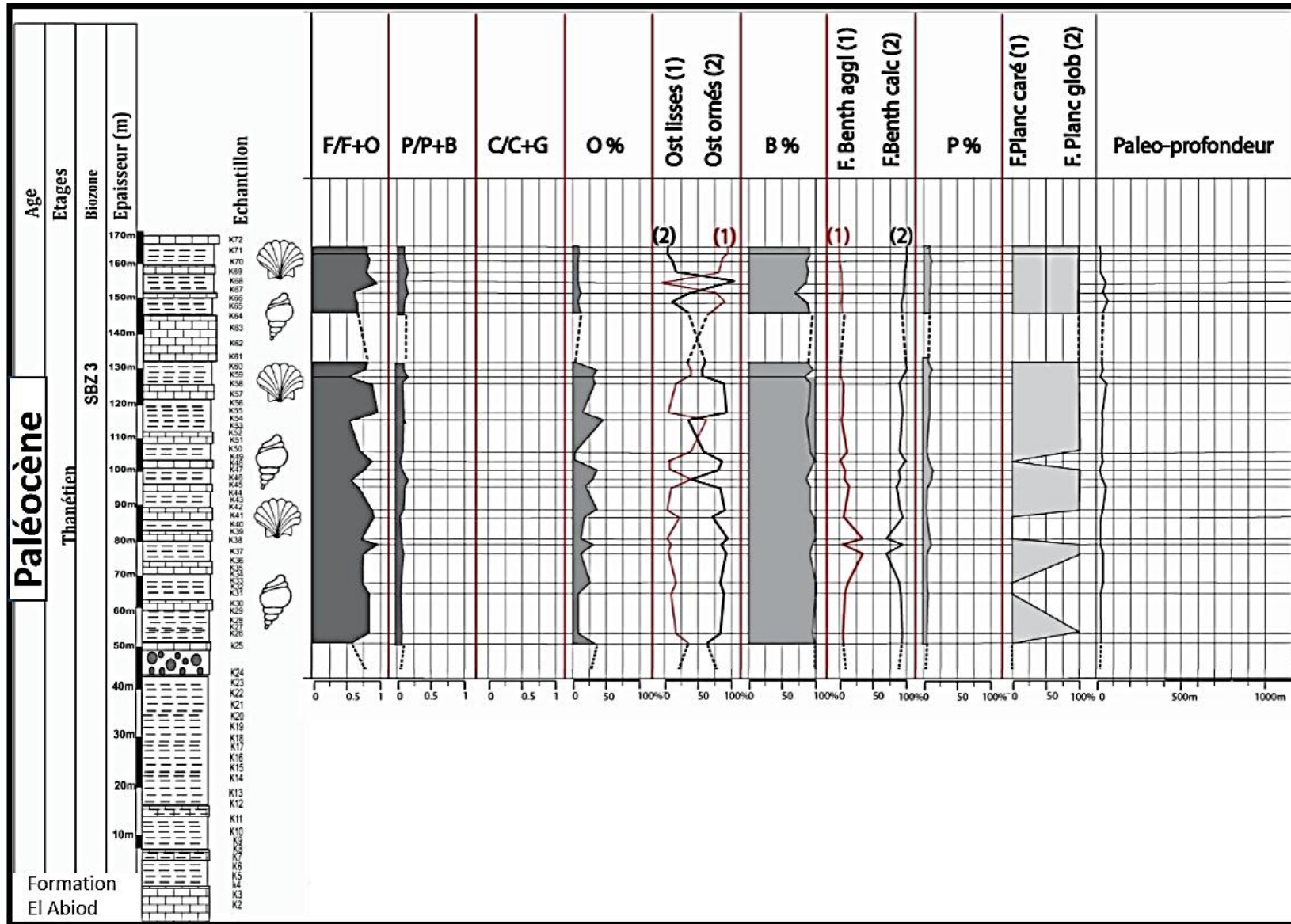


Fig. 18 –Evolution verticale des principaux paramètres paléoenvironnementales de la coupe d’El Kantara.

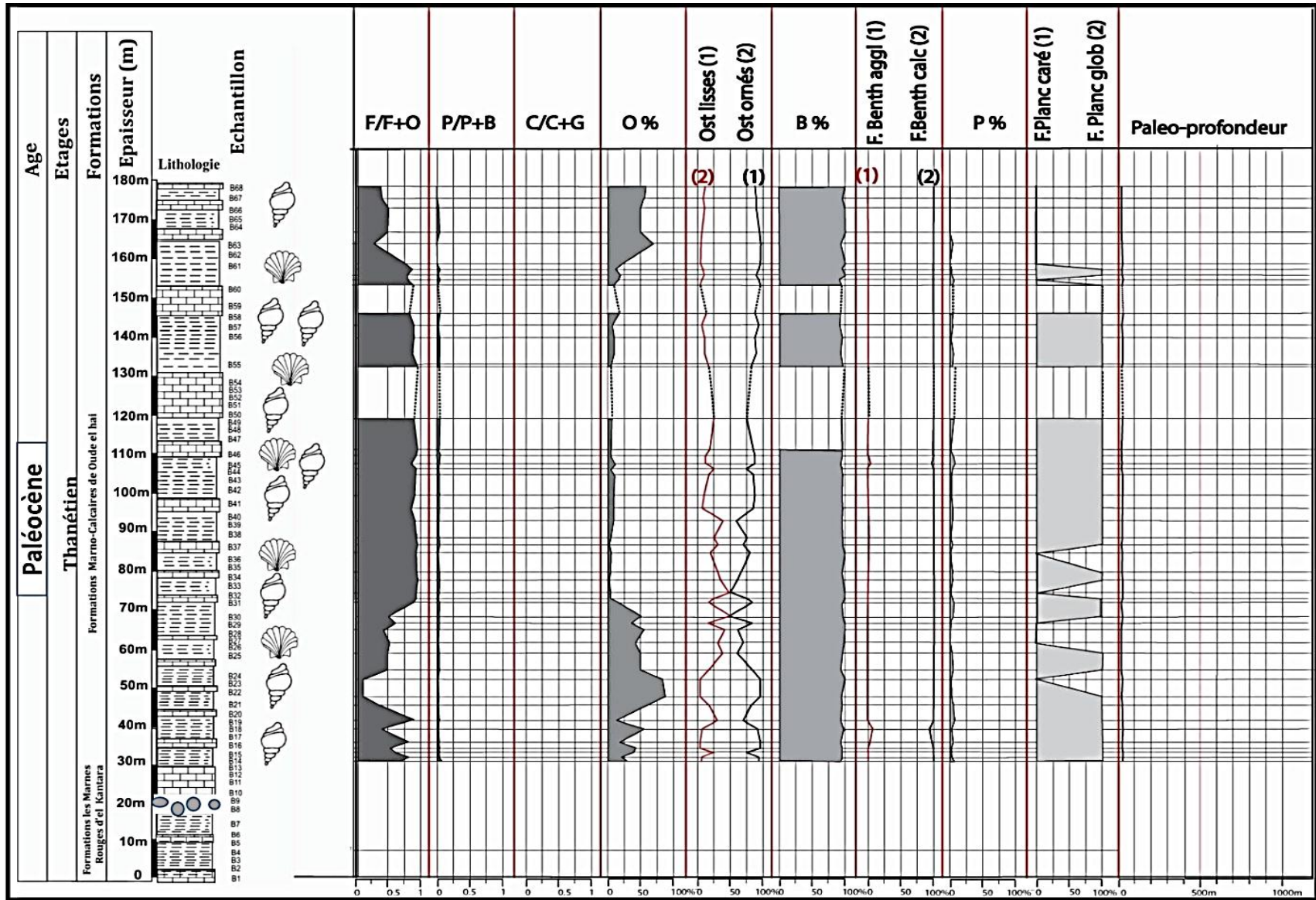


Fig. 19 - Evolution verticale des principaux paramètres paléoenvironnementaux de la coupe de Koum EL Dib

III. Paléobiogéographie et paléoécologie

1. Paléobiogéographie

Cette recherche a permis d'identifier pour la première fois sept espèces d'ostracodes non marins et saumâtres dans le nord-est de l'Algérie. Ces espèces sont :

1. *Frambocythere tumiensis anjarensis* (Bhandari et Colin, 1999)
2. *Paracyprretta jonesi* (Bhatia et Rana, 1984)
3. *Paracyprretta verruculosa* (Whatley, Bajpai et Srinivasan, 2002)
4. *Zonocypris spirula* (Whatley & Bajpai, 2000)
5. *Darwinula torpedo* (Whatley, Bajpai et Srinivasan, 2002)
6. *Limnocythere deccanensis* (Khosla, Nagori et Mohabey, 2005)
7. *Neocyprideis raoi* (Jain, 1978)

Notre étude a adopté l'hypothèse "out of India" proposée par Krause et Maas (1990), qui considère l'Inde comme une arche de Noé où les biotes ont évolué et d'où ils se sont dispersés vers Eurasie à la suite de la collision Inde-Asie autour de l'intervalle Paléocène-Eocène. Cette hypothèse repose sur des considérations paléogéographiques et paléontologiques.

Cependant, malgré la grande diversité des genres d'ostracodes *Zonocypris* et *Frambocythere* en Inde, ces espèces n'ont pas été considérées comme originaires de l'Inde. En effet, des enregistrements plus anciens de *Zonocypris* sont connus de l'Aptien/Albien du Brésil (Colin et Depeche, 1997), et *Frambocythere* a été précédemment enregistré de l'Aptien-Albien de l'Afrique (Tchad) (Colin, 1993 ; Colin et Depeche, 1997), ainsi que dans des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur (Maastrichtien) à l'Éocène moyen en Iran, en Chine et en Europe (Hou et al., 1978 ; Tambareau, 1984 ; Tambareau et al., 1991 ; Colin, 2011).

Ces données suggèrent que malgré la diversité des ostracodes en Inde, les genres *Zonocypris* et *Frambocythere* ne peuvent pas être considérés comme originaires de l'Inde, mais plutôt comme ayant une distribution géographique plus large, avec des occurrences dans différentes parties du monde et à différentes périodes géologiques. Cette nuance est importante pour comprendre l'origine et la dispersion des ostracodes et des biotes en général.

Les données obtenues dans cette étude réfutent la théorie selon laquelle ces espèces sont endémiques au sous-continent indien, ce qui est confirmé par leur association avec des charophytes cosmopolites.

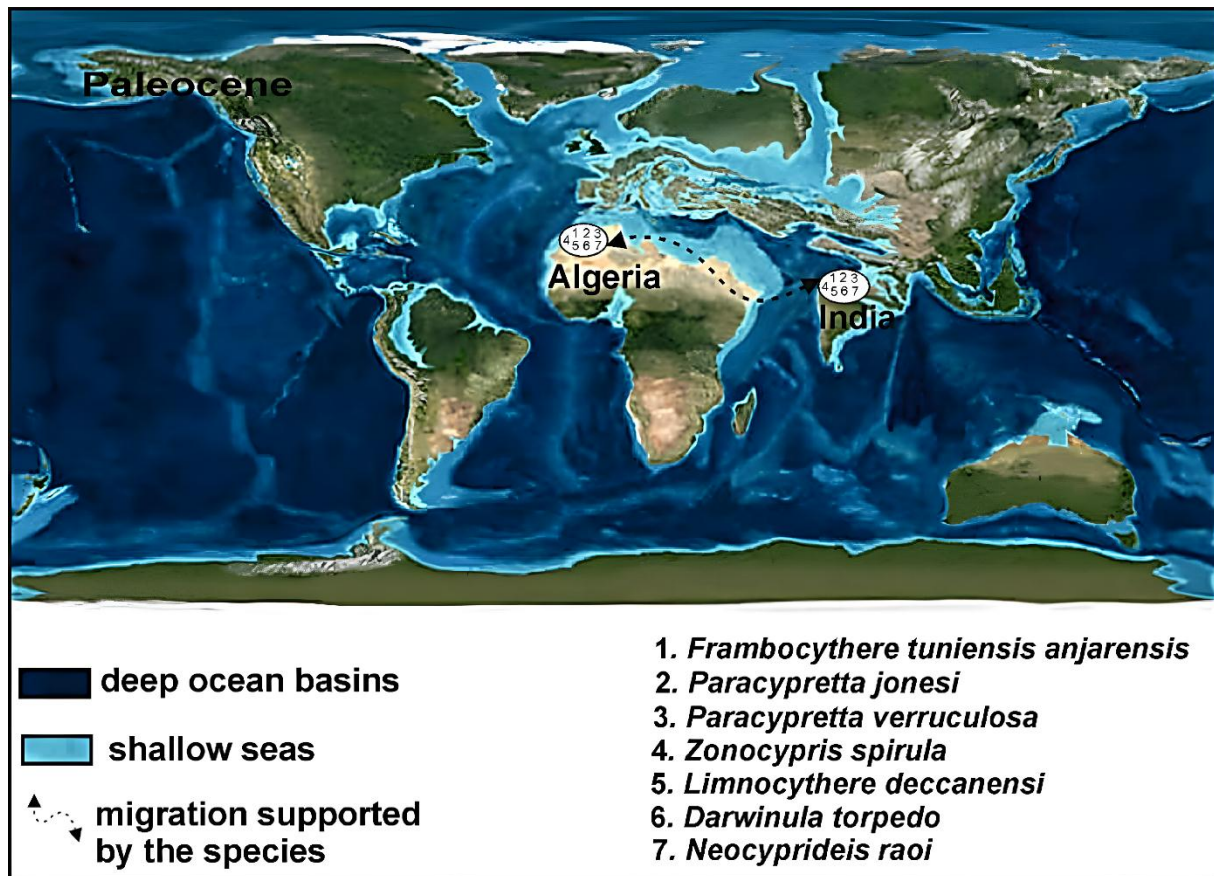


Fig.20. Cartes paléogéographiques pour le Paléocène, montrant l'emplacement des provinces d'ostracodes limniques.

2. paléoécologique

L'inventaire micropaléontologique de la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara révèle la présence simultanée de microfossiles non marins (ostracodes), subaériens (*Microcodium*), lacustres (Charophytes) et marins (Foraminifères). La microfaune marine est représentée par de grands foraminifères (*Laffitteina*). Selon Babinot et Tambareau (1986), ce genre de foraminifères est typiquement oligohalin. Le *Microcodium* a été trouvé dans une variété de contextes, y compris les paléosols, les horizons d'émersion dans les calcaires palustres, comme corrosions dans les substrats calcaires durs, dans les infiltrations profondes des paléokarsts (Freytet et Plaziat, 1982 ; Rossi, 1997, Kabanov et al., 2008). La paléoécologie de la majorité des ostracodes non marins a été discutée par Khosla et Nagori (2007a, b), Khosla et al. (2011, 2015). Selon Morkhoven (1963), *Neocyprideis* est étroitement lié au genre vivant

Cyprideis, qui a probablement évolué à partir du premier. Ce dernier genre habite l'eau douce jusqu'à des conditions hypersalines, mais est plus abondant dans des salinités mésohalines et est donc considéré comme un ostracode typique des eaux saumâtres. *Neocyprideis raoi* se trouve également principalement dans des environnements d'eau saumâtre (Keij, 1947 ; Morkhoven, 1963 ; Oertil, 1967 ; Keen, 1977 ; Neale, 1988 ; et Khosla et al, 2009 ; Sharma et al, 2009).

Six espèces *Frambocythere tumiensis anjarensis* (Bhandari et Colin, 1999), *Paracyprretta jonesi* (Bhatia et Rana, 1984), *Paracyprretta verruculosa* (Whatlev, Bajpai et Srinivasan 2002), *Zonocypris spirula* (Whatley & Bajpai, 2000), *Darwinula torpedo* (Whatlev, Bajpai et Srinivasan 2002), *Limnocythere deccanensis* (Khosla, Nagori et Mohabey, 2005), sont des espèces ubiquistes et ont été signalées dans pratiquement toutes les zones non marines (Khosla et al. , 2009, 2011). *Paracyprretta jonesi* et *Paracyprretta verruculosa* sont des ostracodes aquatiques à faible énergie et à nage active (Sharma et Khosla, 2009 ; Khosla et al., 2001 ; Khosla et al., 2005). *Darwinula orpedo* est un mauvais nageur, présent dans les rivières mais préférant vivre dans des plans d'eau permanents tels que les lacs et les étangs (Whatley et Bajpai, 2005). *Limnocythere deccanensis* est une espèce aquatique non marine, à faible énergie, peu nageuse, épibenthique, endobenthique ou marcheuse (Sharma et Khosla, 2009 ; Khosla et al., 2001 ; Khosla et al., 2005). *Zonocypris spirula* est également une espèce aquatique à faible énergie et un nageur actif. *Frambocythere tumiensis anjarensis* est un mauvais nageur (Colin, 2004), vivant dans des eaux douces à oligohalines avec un environnement à faible énergie (Sharma et Khosla, 2009 ; Khosla et al., 20011 ; Khosla et al., 2005). Il s'agit d'espèces épibenthiques marcheuses et cannelières.

Les ostracodes fortement ornés tels que *Frambocythere tumiensis anjarensis*, *Paracyprretta jonesi*, *Zonocypris spirula* et *Limnocythere deccanensis* indiquent une alcalinité croissante des environnements (Khosla et al., 2015). Les ostracodes fortement ornés, en particulier *Zonocypris*, indiquent des conditions léthargiques (Khosla et al., 2011, 2015).

Dans la zone d'étude, le Crétacé se termine par des sédiments marins peu profonds (Belkhodja et al., 2004 ; Benmansour, 2016 ; Benmansour et al., 2017) riches en Sporolithon, coraux et *Laffitteina* (Benmansour, 2023). La régression marine générale au cours du Paléocène inférieur (Marzoqi et Pascal, 2000) affecte la partie occidentale du bassin des Aurès, qui émerge comme beaucoup d'autres zones péri-méditerranéennes et sahariennes. Pour cette raison, les dépôts daniens et sélandiens sont absents de la zone d'étude (Belkhodja et al., 2004 ; Benmansour, 2023).

L'arrivée progressive de la mer au cours du Thanétien pourrait être la raison probable de la contribution des ostracodes d'eau saumâtre (*Neocyprideis raoui*). Les marnes rouges de la formation d'El Kantara comprennent également des foraminifères benthiques, des espèces d'ostracodes non marins et des charophytes vivant dans les lacs, comme l'ont montré Khosla et al. (2009). L'existence de *Microcodium* indique la proximité d'affleurements calcaires qui ont émergé pendant la karstification (Belkhodja et al., 2004). En conclusion, l'occurrence d'une microfaune aussi mixte dans la partie occidentale du bassin des Aurès suggère que des conditions marines marginales ont prévalu jusqu'à l'intérieur des terres dans le nord-est de l'Algérie.

3. les espèces du groupe *Frambocythere tumiensis* :

La découverte de l'ostracode limnique *Frambocythere tumiensis* pour la première fois en Aurès est significative. Cette espèce a été trouvée dans les niveaux de la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, avec une datation de l'âge Thanétien confirmée par la présence de *Microcodium* et de grands foraminifères benthiques. De plus, la coexistence de cette espèce avec des charophytes renforce cette datation.

Auparavant, le genre *Frambocythere* COLIN, 1980, était connu uniquement du Maastrichtien supérieur à l'Éocène moyen en Europe méridionale, en Inde et en Chine, ainsi que dans l'Albien de la République Démocratique du Congo. La présence de *Frambocythere tumiensis* en Algérie établit ainsi un nouveau lien entre l'Europe méridionale et l'Extrême-Orient, en particulier la Chine.

Cette découverte souligne l'importance des études paléontologiques pour comprendre la distribution géographique et temporelle des microfossiles, ainsi que pour établir des liens entre différentes régions du monde. Elle contribue également à enrichir nos connaissances sur l'évolution des environnements et des biotes au cours de l'histoire de la Terre.

4. l'histoire de la migration :

L'histoire de la migration des ostracodes limniques de la Formation Thanétienne du bassin occidental des Aurès est un sujet d'intérêt dans un contexte paléobiogéographique. La distribution géographique des sous-espèces de *Frambocythere tumiensis* est remarquablement vaste, comme illustré dans la figure 21.

L'hypothèse "Out-of-India" (hors de l'Inde), proposée par Krause et Maas (1990), est basée sur des considérations paléontologiques et paléogéographiques. Elle postule que l'Inde a agi comme une zone de transport où les biotes ont évolué avant de se disperser en Eurasie, en conséquence de la collision entre l'Inde et l'Asie à l'intervalle Paléocène-Eocène. Cette hypothèse est soutenue par des études phylogénétiques moléculaires sur divers groupes biologiques.

Cependant, il est important de faire preuve de prudence lors de l'utilisation de données sur la diversité pour expliquer l'histoire de la migration d'autres genres d'ostracodes. Par exemple, malgré la forte diversité des genres d'ostracodes *Zonocypris* et *Frambocythere* en Inde, leur origine n'est pas nécessairement indienne. Des enregistrements plus anciens de *Zonocypris* sont connus de l'Aptien-Albien du Brésil, et *Frambocythere* a déjà été enregistré dans l'Aptien-Albien en Afrique (Tchad). Ces découvertes suggèrent une distribution géographique plus large de ces genres, remettant en question une origine exclusivement indienne pour ces ostracodes.

Espèce : <i>Frambocythere tumiensis</i>		
Continents	Les pays	Age
Afrique	Algérie	Thanétien
Europe	Espagne	Maastrichtien - Éocène
	SE de la France	Maastrichtien - Éocène
	S de la France	Maastrichtien - Éocène
	Bassin Parisien, France	Paléocène – Éocène moyen
	Belgique	Danien
Asie	Iran	Maastrichtien- Éocène
	NW de l'Inde	Maastrichtien- Éocène
	NW de l'Inde	Danien inférieur
	La Chine occidentale	Maastrichtien- Éocène

Tableau (1) : la distribution géographique des sous-espèces de *Frambocythere tumiensis*

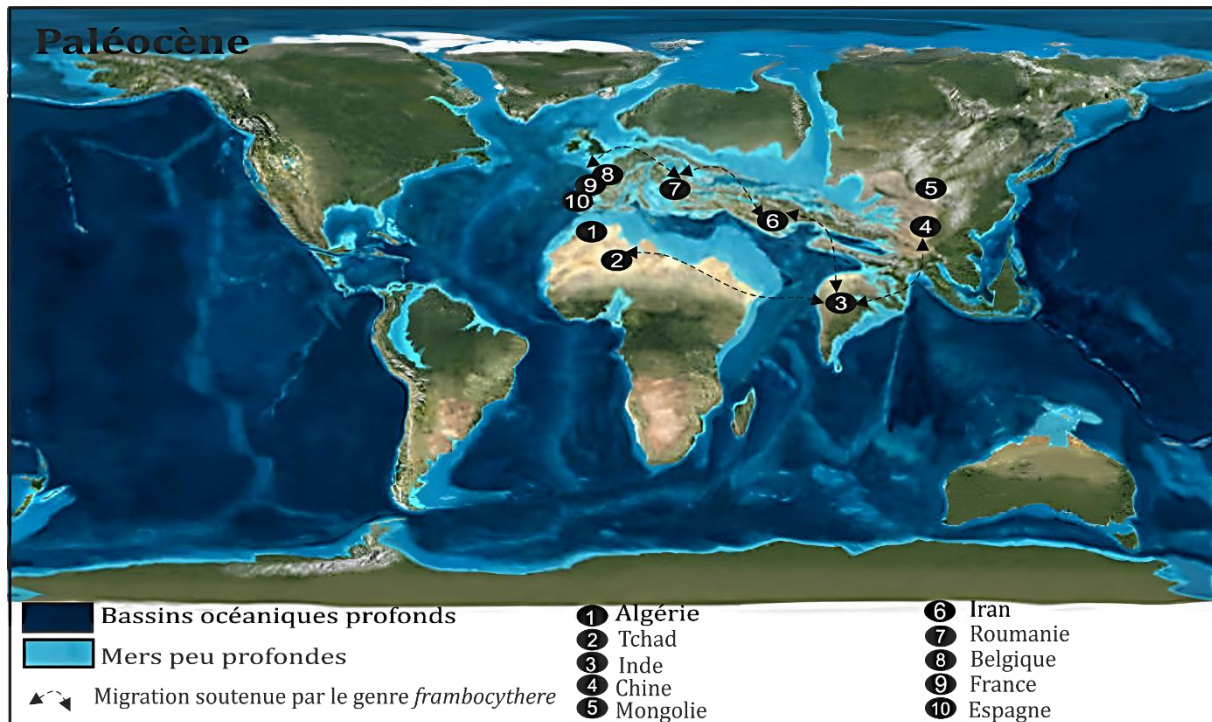


Fig. 21. Carte paléobiogéographique, la distribution géographique le genre et des sous-espèces de *Frambocythere tumiensis*, dans le monde.

Conclusion

La distribution des foraminifères benthiques et planctoniques et des ostracodes montre que, durant le Paléocène, les deux sections de nos études sont situées dans un domaine mixte et un domaine de plate-forme interne peu profonde. La différence bathymétrique entre les deux tronçons pourrait également s'expliquer par une configuration paléogéographique en blocs basculés, déjà favorisée dans la région : les tronçons d'El Kantara et de Bouzina.

L'assemblage global d'ostracodes *Frambocythere tumiensis anjarensis*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Zonocypris spirula*, *Darwinula torpedo*, *Limnocythere deccanensis* et *Neocyprideis raoi* a été enregistré pour la première fois en Algérie. Le genre *Frambocythere*. En particulier, les espèces du groupe *Frambocythere tumiensis*. La récupération de nombreuses carapaces d'ostracodes complètes et fermées dans cette étude suggère la prévalence d'un paléoenvironnement à faible énergie avec peu ou pas de transport pendant le dépôt.

Enfin, dans un contexte paléobiogéographique, la distribution géographique des sous-espèces de *Frambocythere tumiensis* est extrêmement large, de sorte que la présence de *Frambocythere tumiensis* en Algérie constitue un nouveau lien entre l'Afrique, l'Europe méridionale et l'Asie.

CHAPITRE V.

**PÉTROGRAPHIE ET
ANALYSE SÉQUENTIELLE**

I. Introduction

Ce chapitre est une étude litho-faciologique qui permet de déterminer d'une manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts. L'objectif est de reconstituer les paléoenvironnements et l'architecture des corps sédimentaires associés ; de préciser les modalités du niveau marin relatif ; ainsi que d'élaborer un modèle de dépôts et de placer la région d'étude dans un cadre paléogéographique. Pour cela, on passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieu de dépôts, leur regroupement en association de faciès, leur interprétation séquentielle et leur intégration à un modèle de faciès qui reflète la paléogéographie des Aurès durant l'intervalle paléocène supérieur.

II. Méthode de l'analyse faciologique

En ce travail, l'analyse faciologique a débuté sur le terrain par un relevé méticuleux couche par couche et une description macroscopique détaillée, comprenant la lithologie, la taille des grains, les structures sédimentaires, le contenu faunistique, etc.

En laboratoire, des lames minces ont été préparées et observées au microscope polarisant avec différents grossissements.

1. Données faciologiques

1.2. Les éléments figurés

Les sédiments carbonatés se composent principalement de grains dont la cohésion est assurée par un liant, tel que du ciment et/ou une matrice. Ces grains peuvent être d'origine biogène ou non biogène, formés à proximité ou à l'intérieur même des milieux de dépôt. Les éléments figurés jouent un rôle crucial dans l'interprétation de facteurs tels que la salinité, la profondeur et l'agitation du milieu de dépôt.

1.3. Les Eléments figurés biologiques

a. Foraminifères : Au cours de cette étude, de nombreux foraminifères benthiques ont été observés, tandis que les foraminifères planctoniques étaient très rares. Parmi les formes observées dans la série du Paléocène supérieur, deux catégories distinctes ont été identifiées. La première catégorie regroupe les espèces agglutinées, tandis que la seconde catégorie concerne le benthos caractérisé par des formes calcaires uni ou multisériées. Parmi les espèces les plus couramment rencontrées, on compte les Valvulinides et les Miliolidae.

b. Bivalves : Dans cette étude, les bivalves sont fréquemment observés sous forme de

coquilles brisées, parfois émoussées et remaniées, bien que certains faciès puissent contenir des spécimens complets. Au sein de la Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï, nous avons identifié des fragments de bivalves à test prismatiques, facilement reconnaissables en lames minces, dans les deux coupes d'étude. Les taxons les plus fréquemment observés sont les huîtres.

c. Gastéropodes : Leur distribution est bien marquée dans les deux coupes. Les gastéropodes témoignent des eaux peu profondes. La diversité de leur habitat dépend de la diversité des régimes alimentaires.

d. Echinodermes : Les débris observés regroupent notamment les épines et les plaques d'échinodermes. Ils prolifèrent surtout au niveau de la Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï. Les Échinodermes sont des indicateurs paléocéologiques permettant de caractériser l'intensité d'hydrodynamisme du milieu.

1-4. Grains non carbonatés

a. Quartz : La présence de quartz dans les sédiments indique que la ligne de rivage était relativement proche. De plus, les variations de la quantité de quartz sont conditionnées par plusieurs phénomènes juxtaposés, tels que le taux de lessivage continental et les fluctuations des apports terrigènes. Ces derniers sont directement influencés par les variations du niveau de la mer, du climat et/ou de la tectonique. Il est bien distingué dans les niveaux du La Formation des Marnes Rouges d'El Kantara, sous la forme de cristaux automorphes et relativement arrondis.

b. Dolomie : observés uniquement dans la coupe de Khoum ed Dib, elle se présente sous forme de rhomboèdres le plus souvent automorphe au niveau de la partie moyenne de la Formation Marno-Calcaires de l'oued El Haï. Elle indique un environnement très peu profond à tendance à l'émersion.

III. Description et analyse des associations de microfaciès et des environnements de Dépôts :

Par définition, une association de microfaciès correspond à une succession verticale ou latérale de plusieurs faciès d'un même environnement de dépôt, qui se retrouvent à différents niveaux d'une série sédimentaire. Ainsi, chaque environnement sédimentaire est caractérisé par une famille de lithofaciès définie par le lithofaciès dominant (Fournie, 1975). La détermination des microfaciès dans notre étude est basée sur la différenciation des

"constituants principaux" et de la "composition des bioclastes" par charte visuelle. Ces taux sont donnés en pourcentage de la lame totale.

La moyenne des pourcentages des lames appartenant à un même microfaciès donne les "pourcentages types " d'un microfaciès. La détermination des microfaciès a été réalisée en intégrant les données de répartition des constituants bioclastiques, des associations micropaléontologiques, des textures, ainsi que de certains critères hydrodynamiques (caractère fracturé et/ou émoussé, allochtone ou autochtone des constituants bioclastiques). On a représenté les 5 compositions bioclastiques, en fonction de ces principaux constituants, à savoir les Bryozoaires, les échinodermes, les Foraminifères, les Mollusques et les Algues. Cela permet d'avoir des points de comparaison des pourcentages constitutifs des composés entre différents corps sédimentaires au sein d'une série et entre différents sites. L'étude de la diagenèse est limitée aux observations relevées sur le terrain et en lames minces.

1. Milieu lagunaire

1.1. Calcaires à *Laffitteines* (Pl. 7 et 8)

Microfaciès MF1 et environnement du dépôt : Il s'agit d'un biomicrite à *Laffitteina*. La texture est packstone avec un liant micritique. Ces calcaires contiennent un assemblage de foraminifères benthiques, notamment *Laffitteina bibensis*, *Laffitteina marsicana*, *Laffitteina erki* et *Laffitteina boluensis*. On y trouve également *Cuneolina* sp., et *Austrotrilina* sp., Les bioclastes sont représentés par des bryozoaires, des gastéropodes, des oursins et des bivalves.

Ce faciès à *laffitteines* se dépose dans un environnement à hydrodynamisme faible, subtidale, restreint, dans la partie interne d'un lagon.

1.2. Calcaires à *Laffitteines* (pl. 9)

Microfaciès MF2 et environnement du dépôt : Il s'agit généralement d'un grainstone, avec une phase de liaison sparitique. Les éléments figurés sont principalement représentés par des *Laffitteines*, constituant environ 40% du volume total des éléments figurés, notamment *Laffitteina marsicana*, *Laffitteina bibensis*, *Laffitteina conica*, *Laffitteina boluensis* et *Laffitteina erki*. On observe également quelques *Lockhartia* sp., et miliolles. Les bioclastes sont représentés par des bryozoaires, des échinodermes, des lamellibranches, des gastéropodes et des annélides. La présence des annélides suggère une tendance à la lithification des fonds sédimentaires.

La texture grainstone indique un milieu agité, probablement lié au MF1 avec un hydrodynamisme faible. La dominance des *Laffitteines* dans ce microfaciès suggère l'installation d'un biotope lagunaire avec une salinité réduite (Belkhodja et al., 2004).

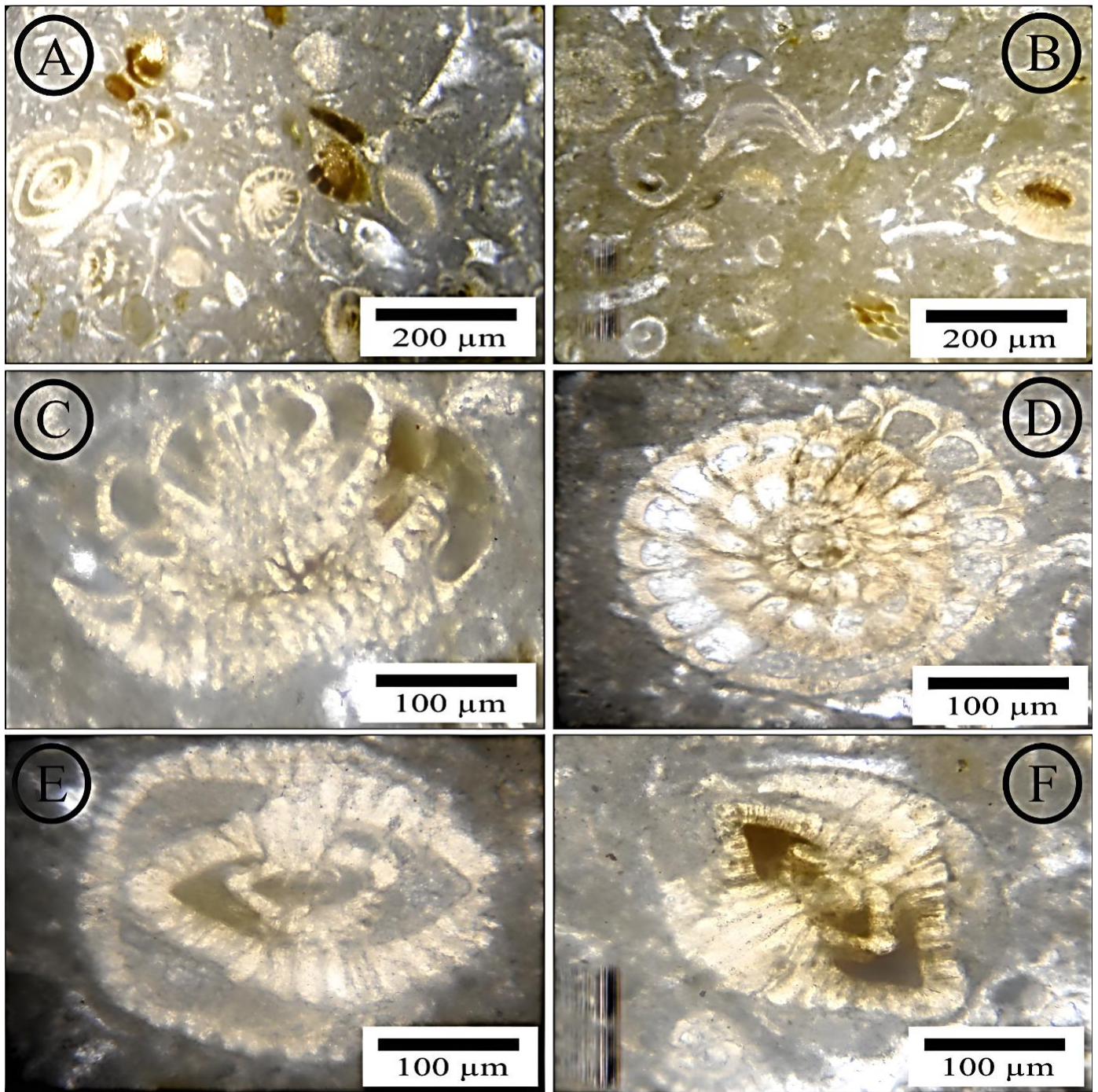


Planche : A. & B. Packstone- biomicrite à *Laffiteina*. C. *Laffiteina bibensis*, section axiale. D. *Laffiteina bibensis*, section transversale. E. *Laffiteina marsicana*, section axiale. F. *Laffiteina boluensis*, section axiale.

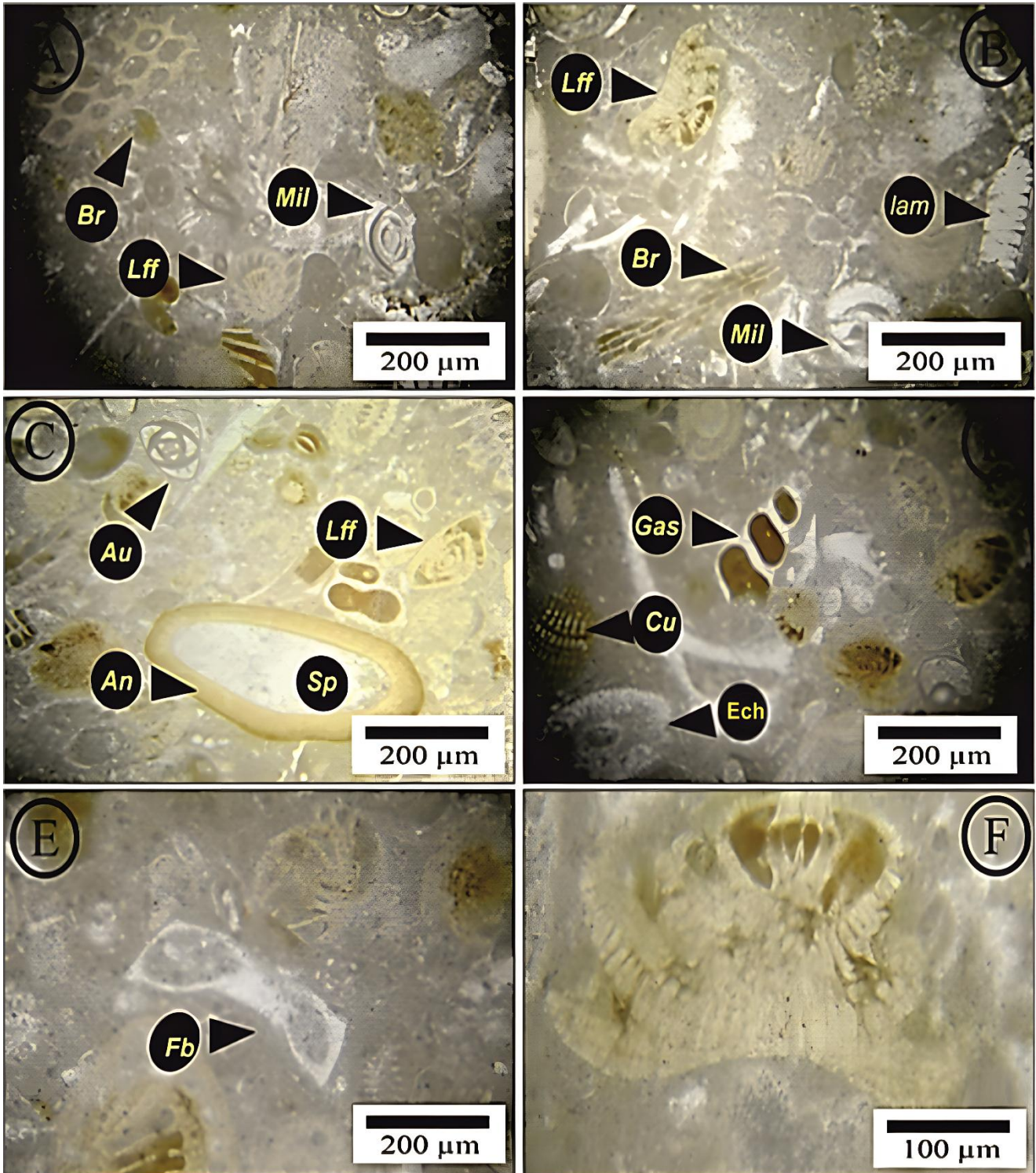


Planche 8 : A. Packstone - biomicrite à *Laffitteina*, **Lff** : *Laffitteina bibensis*, **Br**: Bryozoaire, **Mil**: Miliole.

B. **Lff** : *Laffitteina erki*, **Lam** : Lamellibranche. **C.** **Au** : *Austrotrilina sp.*, **An** : Annélide. **D.** **Gas** : Gastéropode, **Ech**: échinoderme, **Cu** : *Cuneolina sp.* **E.** Section sub-axiale d'un foraminifère benthique. **F.** *Laffitteina erki*.

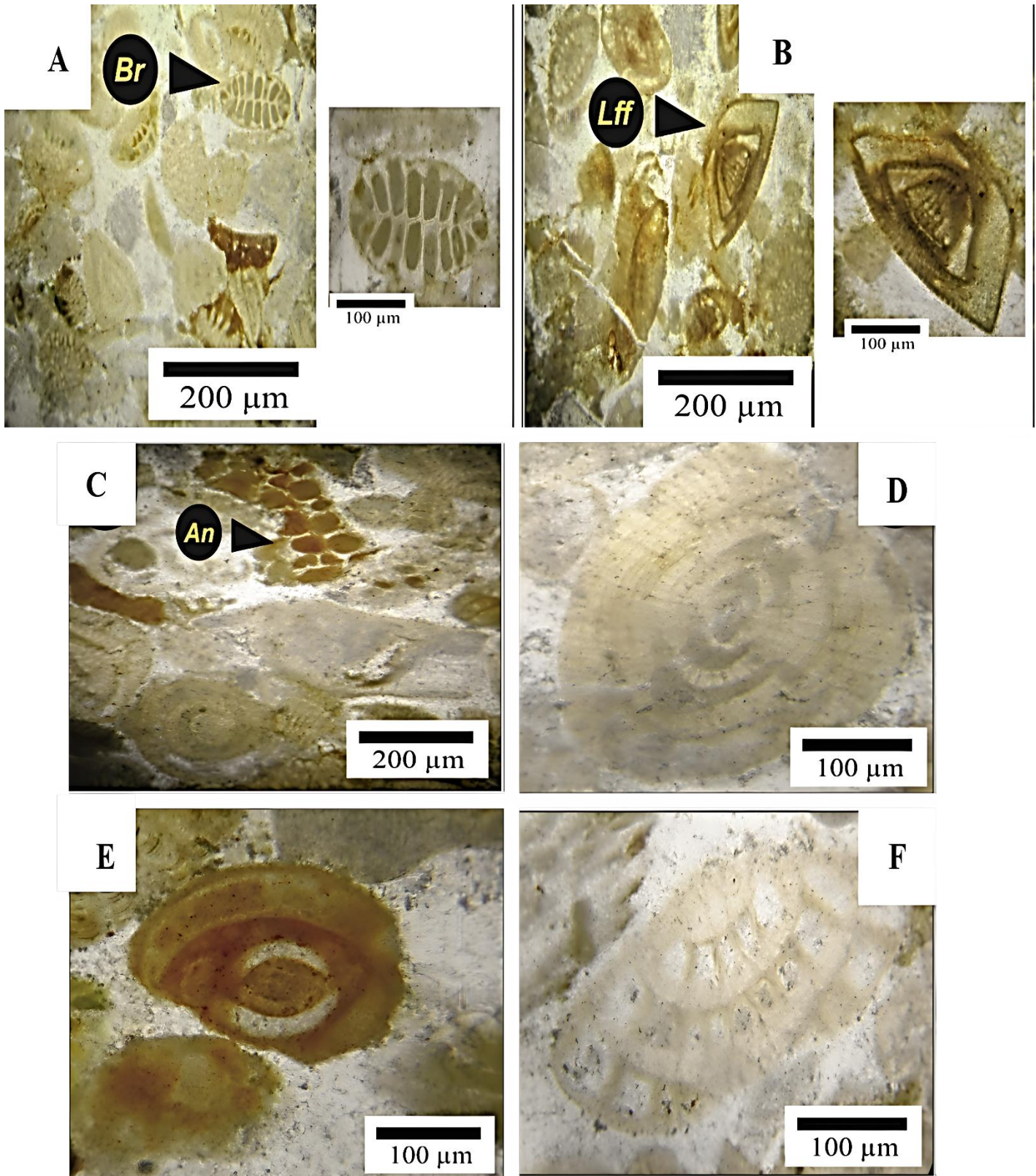


Planche : **A. Br :** Bryozoaire. **B. Lff:** *Laffiteina conica*. **C.** Annélide. **D.** *Laffiteina marsicana*, section axiale. **E.** Miliole. **H.** *Lockhartia* sp., section sub-transversale.

2. Milieu continental

2.1. Marnes Rouges et calcaires à *Microcodium elegans* (pl. 10)

Microfaciès MF3 et environnement du dépôt : Cette association de microfaciès est représentée par deux bancs friables au sein des marnes rouges d'El Kantara. Il s'agit d'une texture wackestone et matrice micritique. Les éléments figurés sont représentés par des *Microcodium* de type *Microcodium elegans* et quelques grains de quartz. Les marnes sont livrées des gyrogonites de charophytes, d'ostracodes limniques et foraminifères benthiques (*Laffitteina bibensis*, *Valvulina*) et des Miliolidés.

L'accumulation des prismes dissociés de *Microcodium* indique un transport assez court puisque ces prismes sont fragiles. Cependant, au vu des faibles courants dans les environnements de dépôt lacustre, ce faciès doit se limiter aux bordures des lacs (Maufrangeas, 2018).

La présence de charophyte indique un milieu de dépôt d'eau douce calme, sur le continent. Ce faciès correspond à des dépôts lacustres, les débris de charophytes et les gyrogonites sont transportés par les courants et les vents et indiquent les zones les plus profondes des lacs permanents (Freytet et Plaziat, 1982).

La présence de foraminifère benthique comme de *Laffitteines* dans les marnes rouges implique l'installation de biotopes lagunaires (Belkhodja et al., 2004).

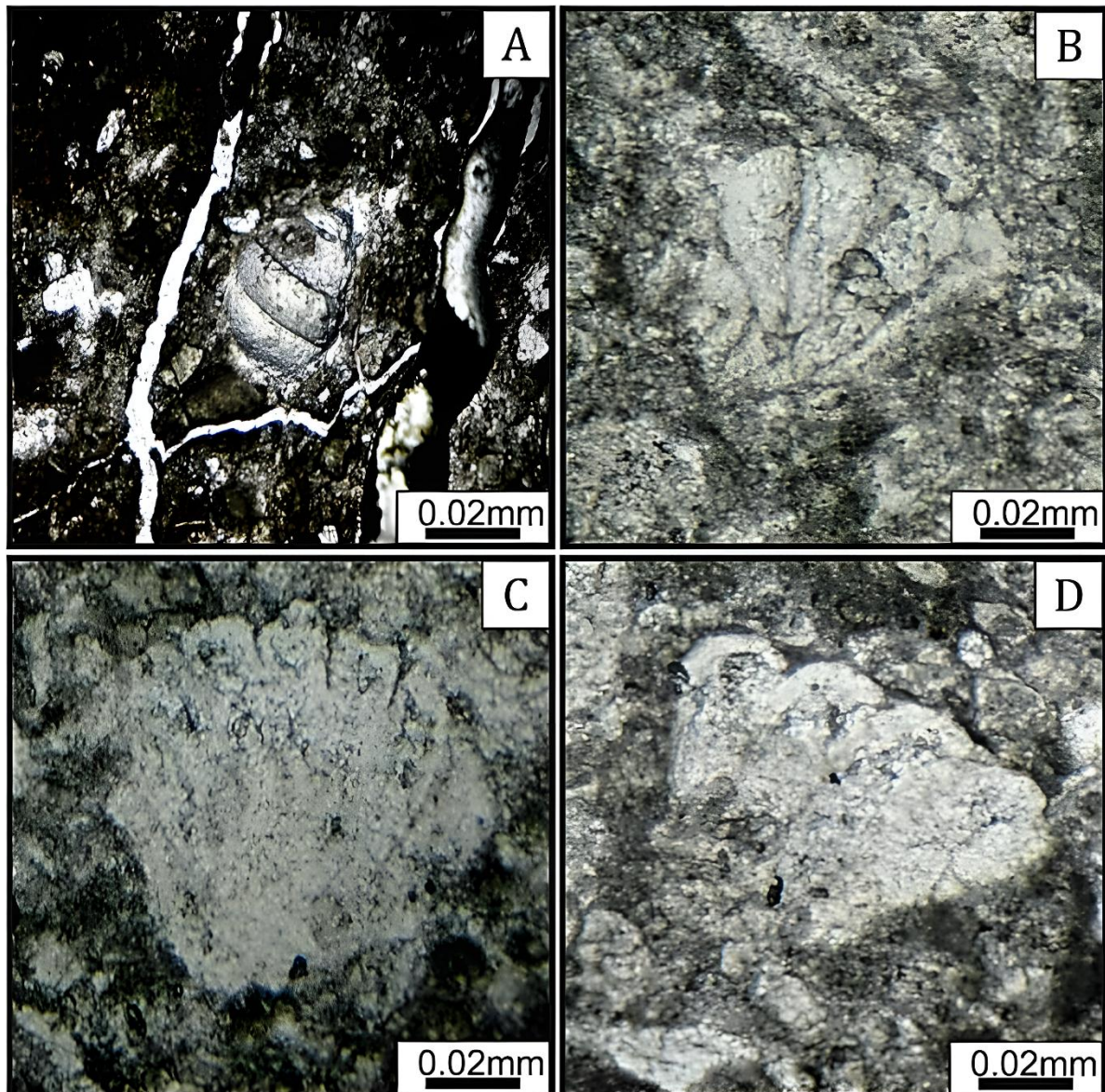


Planche 10 : *Microcodium* en sections dans les lits calcaires des Marnes Rouges de la Formation d'El Kantara.

A. *Microcodium*, de la section d'El Kantara. B.C.D. *Microcodium*, de la section de Khoum Ed Dib.

3. Milieu plateforme carbonatée

3.1. Marno- Calcaires à Milioles (pl. 11 et 12)

Microfaciès MF4 et environnement du dépôt : Il s'agit d'un biomicrite à miliole. La texture est packstone avec un liant micritique. Ce calcaire contient un assemblage de foraminifères benthiques, comprenant des milioles, *Valvulina*, *Periloculina* sp., *Textularia* sp., *Lockhartia* sp., *Glomalveolina primaeva*, *Anomalinoides* sp., *Lenticulina* sp., et *Rotalia* sp., . De petits foraminifères planctoniques peuvent également être présents dans ce faciès. Localement, des fragments de gastéropodes et de bivalves peuvent être observés.

Les milioles sont des foraminifères benthiques à test porcelané, vivant dans des eaux chaudes, peu profondes, avec un hydrodynamisme faible à moyen (Maufrangeas, 2018).

La présence de *Glomalveolina primaeva* montre aussi que le milieu est peu profond (Serra-Kiel, 1998).

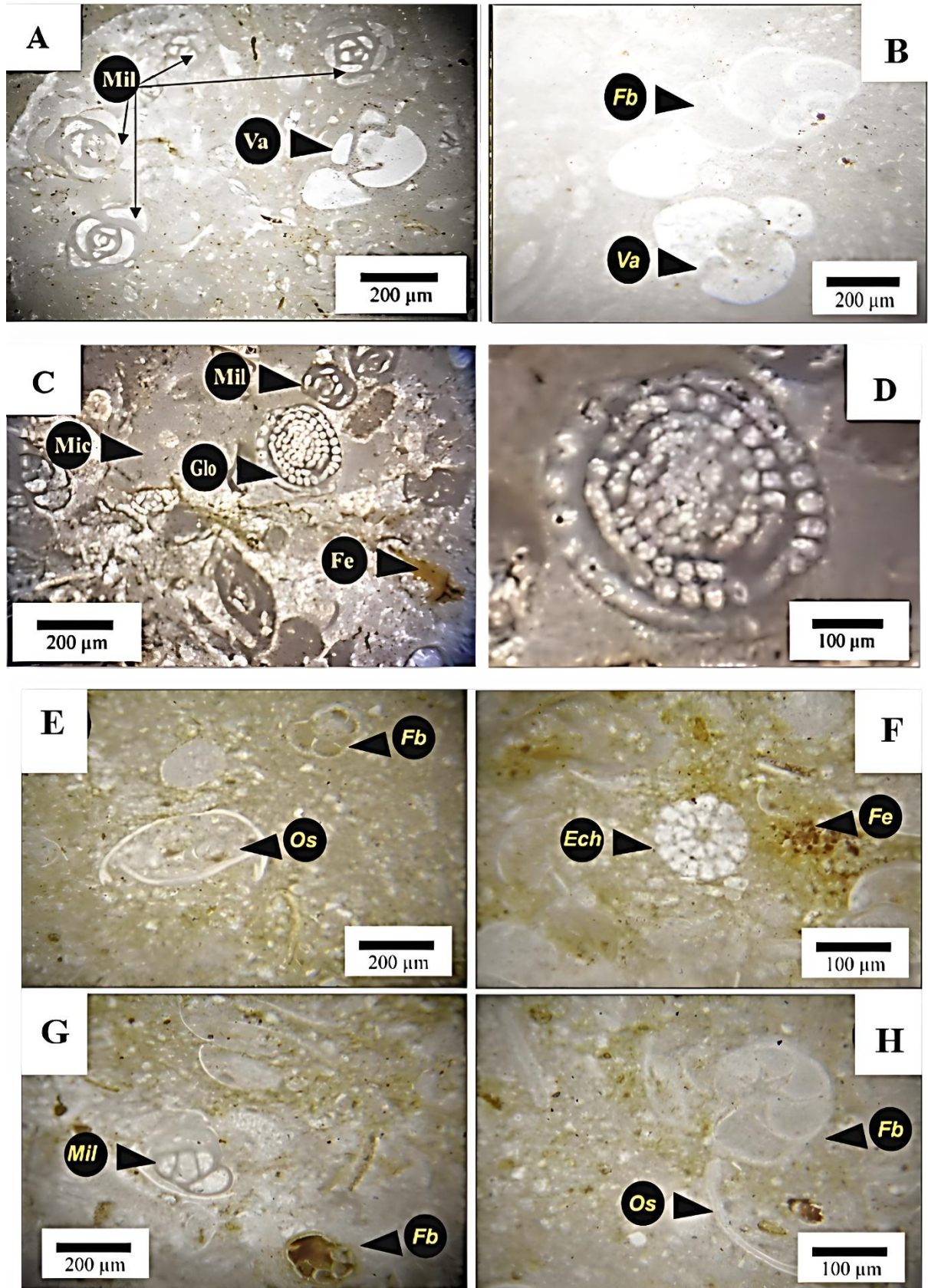


Planche 11 : A. Packstone- biomicrite à Miliole B. **Va :** *Valvulina*.sp., section transversale. **Fb :** *Rotalia* sp. C. **Glo:** *Glomalveolina primaeva*. **Mic :** micrite. **Mil :** Miliole. **Fe :** ferruginisation. **D.** *Glomalveolina primaeva*, section axiale. **E. Fb:** *Anomalinoïdes*. Sp., **Os :** Ostracode **F. Ech:** Échinoderme. **G. Fb:** Foraminifère benthique. **H.** *Lenticulina* sp.

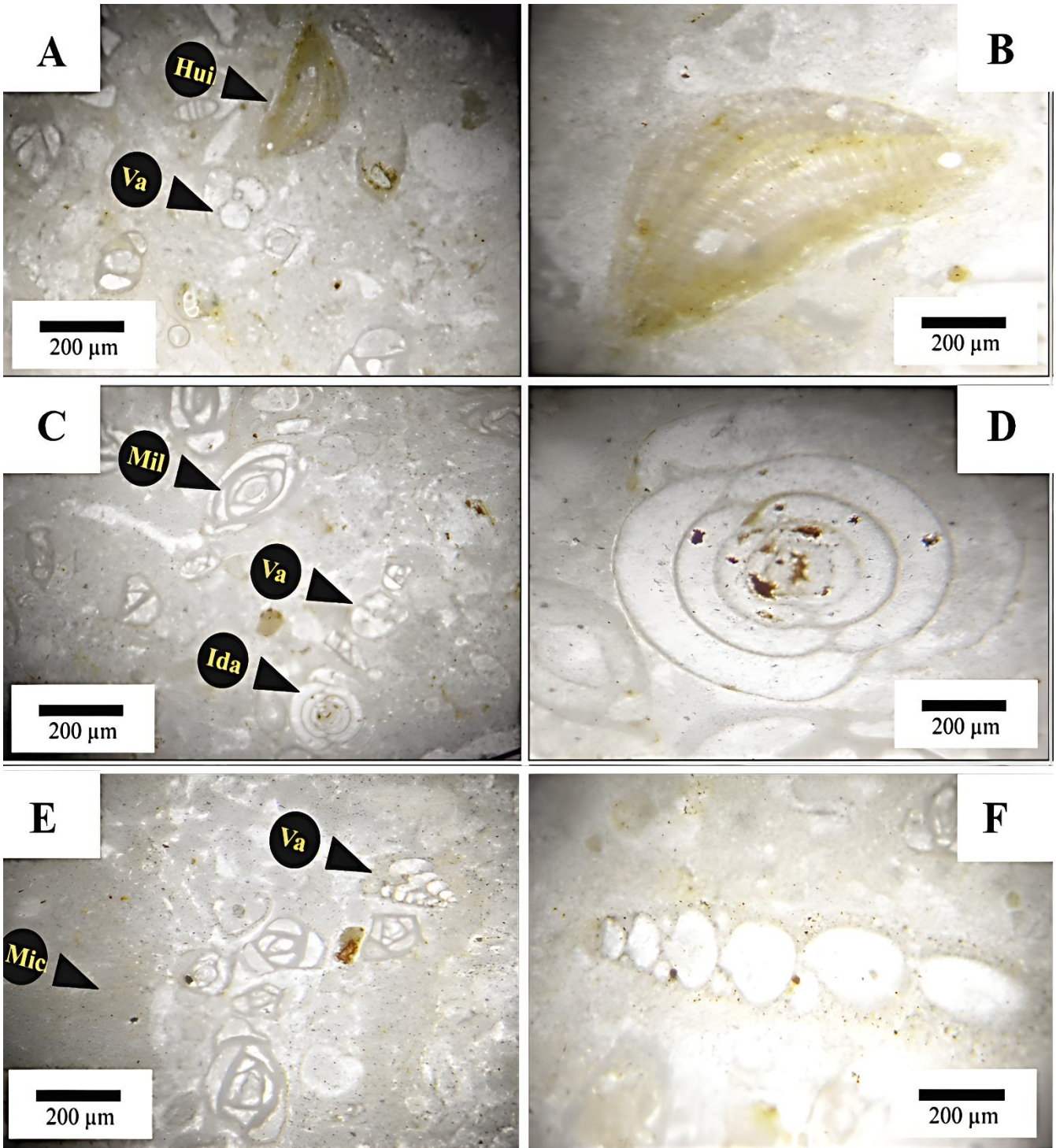


Planche 12 : A. Packstone- biomicrite à Miliole. B. **Hui :** Huitre. C. **Mil :** Miliole. **Va :** *Valvulina*, section subtransversale. **Ida :** *Idalina* sp. **D.** *Idalina* sp. **E. Va :** *Valvulina*, section axiale, **Mic :** micrite. **F.** Foraminifère benthique monosérié à paroi agglutinée.

3.2. Marno- Calcaires à Milioles (pl. 13)

Microfaciès MF5 et environnement du dépôt : Ce microfaciès, riche en milioles, présente une texture grainstone avec une phase de liaison sparitique. Il contient également de nombreux foraminifères benthiques en quantité très variable, tels que *Periloculina* sp., *Valvulina*, *Operculina* sp., *Textularia* sp., *Quinqueloculina*, *Austrotrillina*, *Idalina* sp., *Anomalinoïdes* sp., *Lockhartia* sp., et *Rotalia* sp.

Ce microfaciès est également riche en débris de lamellibranches, de gastéropodes, d'échinides et d'ostracodes. On observe également des phénomènes sédimentaires d'une forte intensité, tels que la micro-perforation, la ferruginisation et la micritisation.

La présence de foraminifères benthiques à tests porcelanés (milioles) indique que ce microfaciès se situe dans un milieu de dépôts de mer peu profonde, plus ou moins agitée. Cependant, cela est en contradiction avec les caractéristiques du microfaciès MF4.

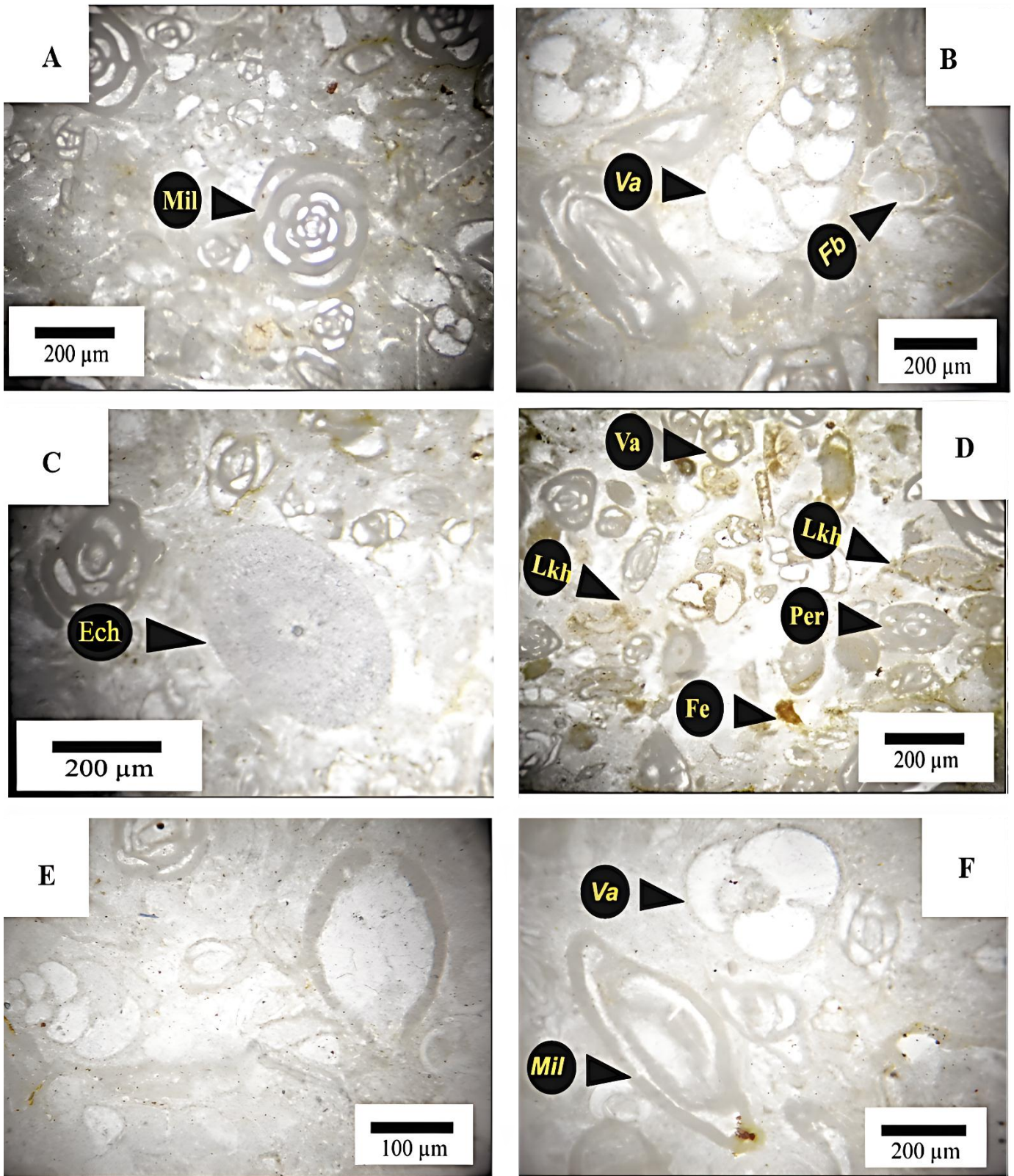


Planche 13 : A. grainstone - biosparite à Miliole B. Va: *Valvulina*, Fb: *Anomalinoidea* sp. C. Ech: Échinoderme. D. Va: *Valvulina*, Lkh : *Lockhartia* sp., Fe : ferruginisation. Per: *Periloculina* sp. E. An: Annelide. F. Va : *Valvulina* sp., section transversale.

3.3. Calcaires à lamelibranches (pl. 14)

Microfaciès MF6 et environnement du dépôt : Il s'agit d'un floatstone à matrice micritique. Le pourcentage des éléments varie entre 20% et 40%. Ces éléments ont une grande taille, elle atteint parfois 2mm et ils sont représentés essentiellement par des gastéropodes avec différentes section (longitudinale, oblique et transversale). On note aussi la présence de lamelibranches, échinodermes et rare foraminifères benthiques.

Ce faciès correspond au milieu subtidal avec un hydrodynamisme faible.

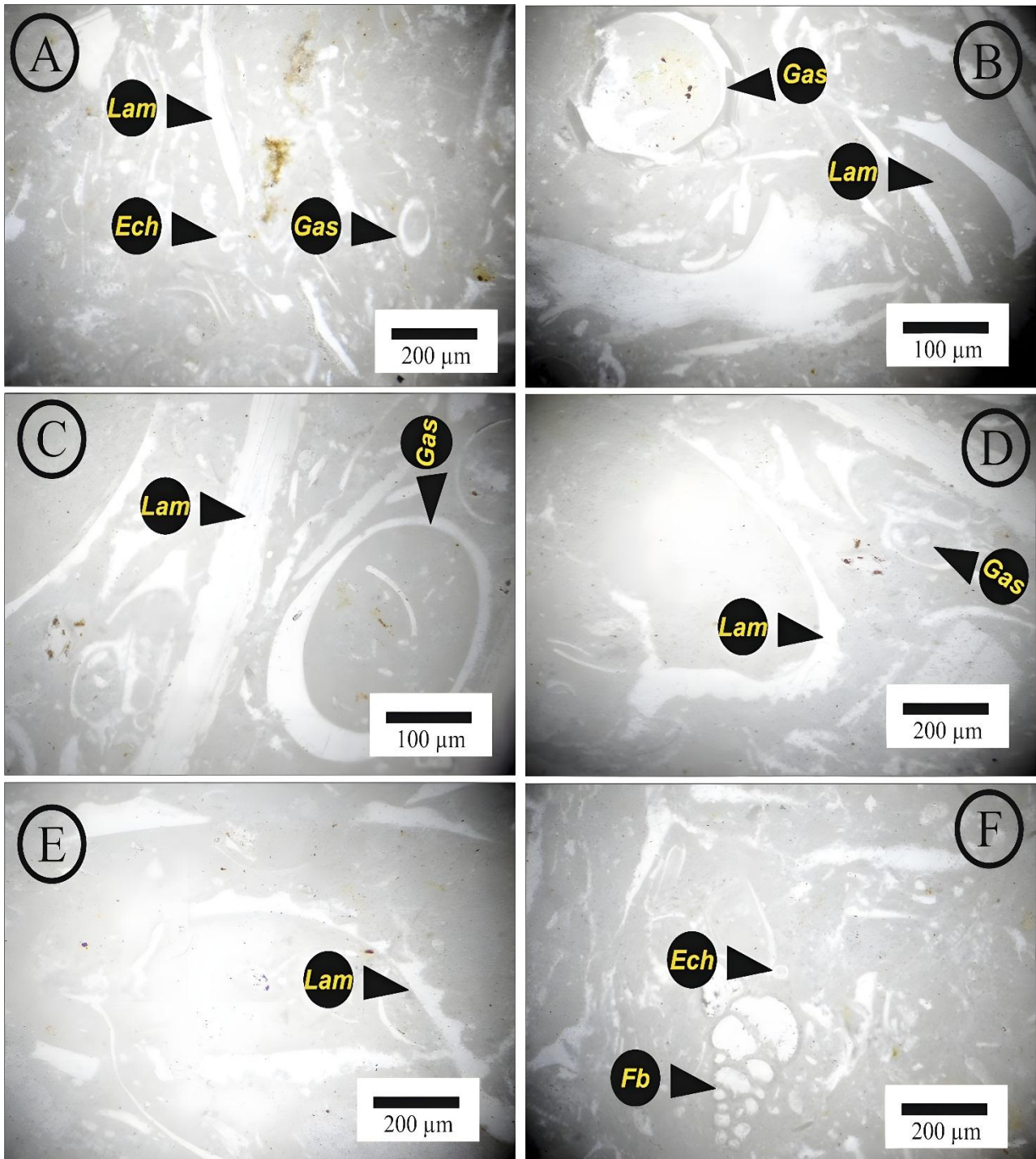


Planche 14:A&B&C&D&E. floatstone **Lam** : Lamellibranche. **Gas** : Gastéropode. **Ech** : Échinoderme.

Fb: Foraminifère benthique Bisérié.

VI. Découpage séquentiel

Après une description détaillée des faciès et microfaciès rencontrés, ce chapitre est une analyse séquentielle au cours du Paléocène supérieur (Thanétien) allant du domaine marin de plateforme peu profonde à des dépôts continentaux. Ce chapitre a pour but : de décrire la série sédimentaire de chaque coupe et d'analyser les coupes en termes de séquence de dépôts. Que ce soit dans le domaine mixte ou dans le domaine marin. Le premier ordre est celui des séquences élémentaires, les plus petites, observables sur le terrain (épaisseur centimétrique à métrique) ; le deuxième ordre est celui des mésoséquences qui regroupent plus que deux séquences élémentaires, et qui sont de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur ; le troisième ordre est celui de la séquences majeures (ou mégaséquence) qui regroupent plusieurs mésoséquences, dont les épaisseurs sont comprises entre 50 et 150 m.

1. Successions sédimentaires et définition de séquences

Pour faciliter la lecture, les coupes sont décrites d'ouest en est (du domaine mixte au marin). Les séquences sont mieux définies dans le domaine de plateforme carbonatée, grâce à la succession de faciès et notamment la présence de producteurs carbonatés. Ils donnent des indices sur la hauteur de la colonne d'eau. Dans le domaine mixte, la reconstitution de séquence se base sur les observations détaillées sur terrain. Pour chaque coupe la description de la succession sédimentaire et l'interprétation en termes d'organisation séquentielle s'appuie sur un log synthétique (Fig.22 et 23).

1.1. Séquence 1

La première séquence régressive, est comprend des calcaires bioclastique à des traces d'inocérames de la Formation El Abiod. Elle comprend des foraminifères benthiques (*Laffitteina bibensis*, *Laffitteina marsicana*, *Laffitteina erki*, *eL affitteina boluensis*, *Cuneolina* sp., *Austrotrilina* sp.,). Cette séquence exprime également une évolution régressive. La coupe d'El Kantara revêt une importance qui transcende son cadre régional, car elle offre un témoignage crucial de la connexion transsaharienne au Paléocène. L'étude de cette coupe a permis de clarifier certains des événements clés qui ont marqué son évolution. Cela inclut la régression généralisée à la fin du Crétacé et l'absence du Danien. Bien que l'absence du Danien soit observée localement, elle laisse présager une absence plus étendue dans la région, car les travaux les plus récents, notamment ceux de Colin et al. (1998), remettent en question

l'attribution stratigraphique du Danien ou du Paléocène inférieur à certaines formations rapportées avec incertitude dans plusieurs gisements.

1.2. Séquence 2

C'est une séquence de deuxième ordre marquant la base de la Formation Marne Rouge d'El Kantara. Cette séquence continentale est essentiellement composée de marnes rouges riches en algues vertes, *Microcodium*, ostracodes limniques et foraminifères benthiques intercalés des calcaires d'origine lacustre et palustre à charophytes, ostracodes et *Microcodium*. Dans la coupe d'El Kantara la limite de séquence est constituée par un très fin niveau conglomératique pouvant signifier un retour à des conditions de dépôts mixtes pendant un bref intervalle (50m). A Khoum ed Dib La Formation des Marnes Rouges a été mentionnée pour la première fois dans sa localité type (synclinal de Bouzina), où ils l'ont définie comme suit : 20 m de Marnes Rouges d'El Kantara à *Laffitteina bibensis*, gyrogonites à charophytes et *Microcodium* (= *Paronipora*) admettant dans leur partie inférieure plusieurs passes microbréchiques. Il est couronné par un lit conglomératique.

1.3. Séquence 3

C'est une succession essentiellement marneuse, s'achevant par quelques bancs calcaires métriques. Cette séquence exprime également une évolution transgressive, elle regroupe deux mésoséquences de même tendance. La première mésoséquence : comprend les marnes à gastéropodes et bivalves Elle renferme peu de foraminifères planctoniques. Les associations des foraminifères benthiques sont représentées essentiellement par : Valvulinidés, des Miliolidés et des *Glomalveolina*. Cette mésoséquence se clôture par un banc de calcaires ferruginisés, à éléments variés : gastéropodes et foraminifères benthiques. Dans la deuxième : comprend des marnes à gastéropodes, bivalves. Elle comporte une association de foraminifères benthiques *Valvulina angulosa*, *V.nammalensis*, *V.guillaumei*, *V.limbata*, *V.pupa*, *V.triedra*, *V.triangularis*, *Laffitteina bibensis*, Miliolidés (*Quinqueloculina*), *Bulimina* sp., *Cibicidoides* sp., etc. Ces foraminifères concernent un intervalle correspondant à la zone à *Glomalveolina primaeva*. Cette mésoséquence est entrecoupée par des bancs de calcaires à milioles.

La transgression Thanétienne est progressive et passe de calcaire à milioles puis *Glomalveolina*. Ces dernières sont des *Glomalveolina primaeva*, appartenant au SB3 de Serra-Kiel et al. (2003).

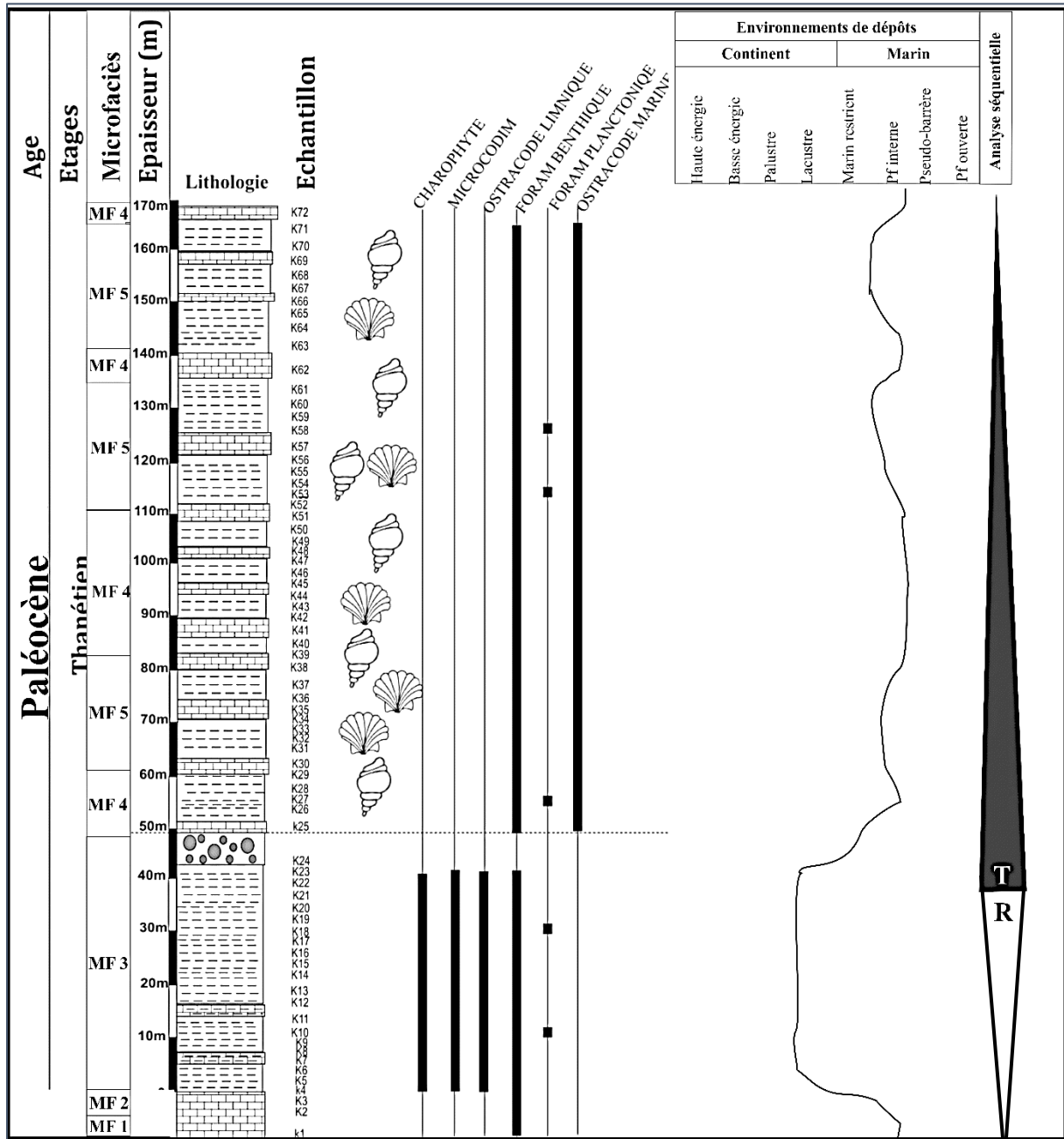


Figure .22 - L'évolution eustatique et le découpage séquentiel du paléocène supérieur dans le bassin des Aurès occidentale (La coupe d'El Kantara).

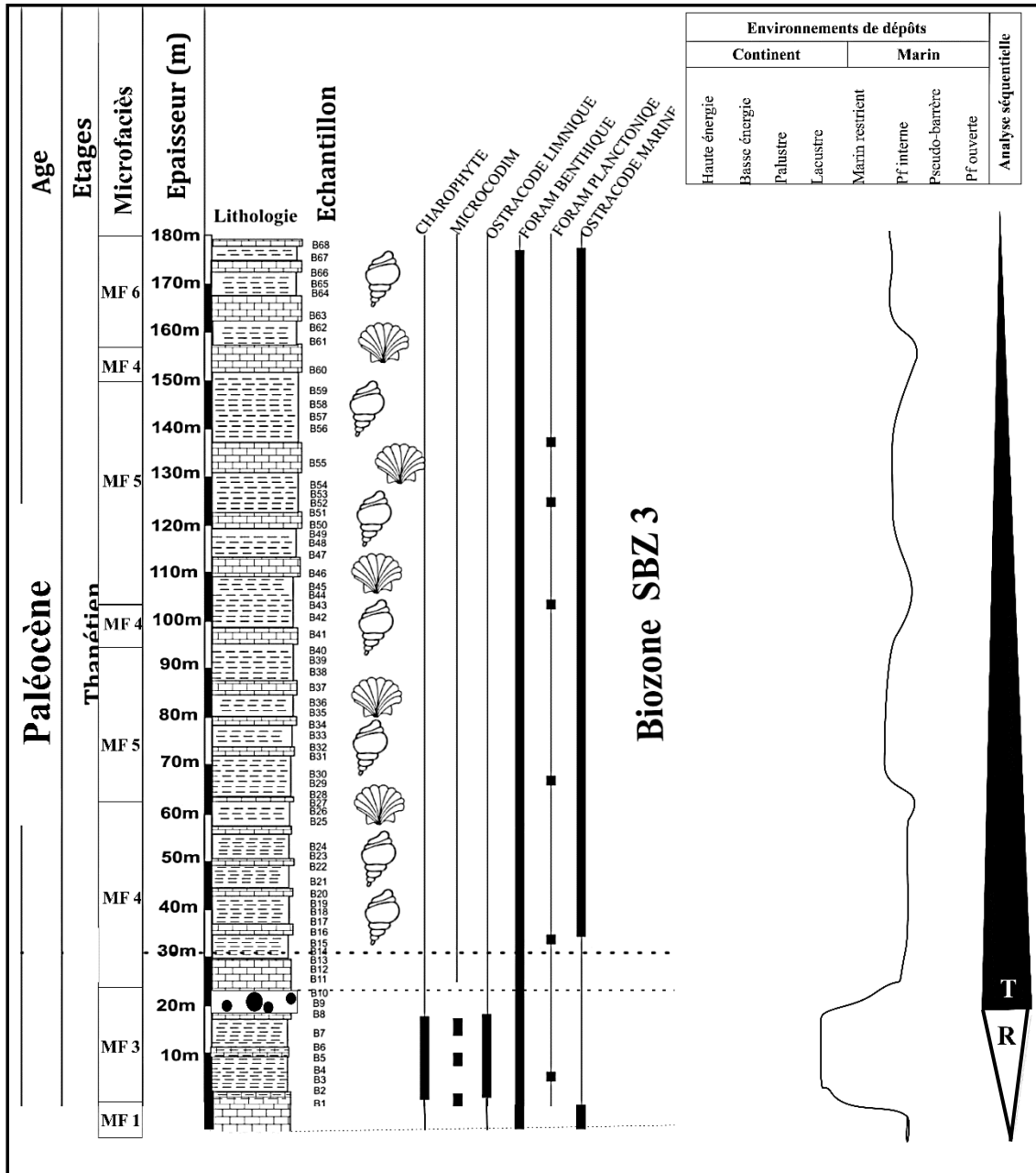


Figure .23 - L'évolution eustatique et le découpage séquentiel du paléocène supérieur dans le bassin des Aurès occidentale (La coupe de Bouzina).

1.3. Discussion

1.3.1. Evolution paléoenvironnementale

Le processus de retour de la mer débute au Thanétien avec la formation d'un réseau de lacs où se déposent les Marnes Rouges. La présence régulière de *Microcodium* dans ces couches suggère la proximité d'affleurements calcaires émergés en cours de karstification, entraînant une érosion qui transporte dans le golfe des dépôts grossiers tels que du quartz, et surtout des microbrèches calcaires et des foraminifères remaniés. L'abondance de gyrogonites de charophytes dans les Marnes Rouges indique une expansion des environnements lacustres.

La présence croissante de *Laffitteina* et de *Rosalina*, tolérantes aux eaux hypohalines, suggère des apports marins temporaires. Les occurrences rares de Miliolidés et d'Alvéolinidés marquent de brèves périodes sursalées. La transgression initiée au Thanétien avec la sédimentation lacustre des Marnes Rouges s'intensifie à mesure que les apports terrigènes diminuent, laissant place à l'établissement progressif d'une Plateforme carbonatée. Cette dernière se caractérise par le développement d'Algues et la multiplication de Valvulinidés, Miliolidés et *Glomalveolina*. Ces foraminifères sont typiques des fonds marins néritiques recouverts d'une fine couche d'eau chaude, évoluant vers une légère sursalure.

1.4. Modèle de dépôt

La série du Paléocène supérieur est présente dans les deux coupes réalisées dans la région des Aurès occidentales, couvrant deux domaines distincts : un domaine mixte comprenant à la fois des environnements marins et des environnements lacustres, et un domaine de plate-forme (Fig. 24).

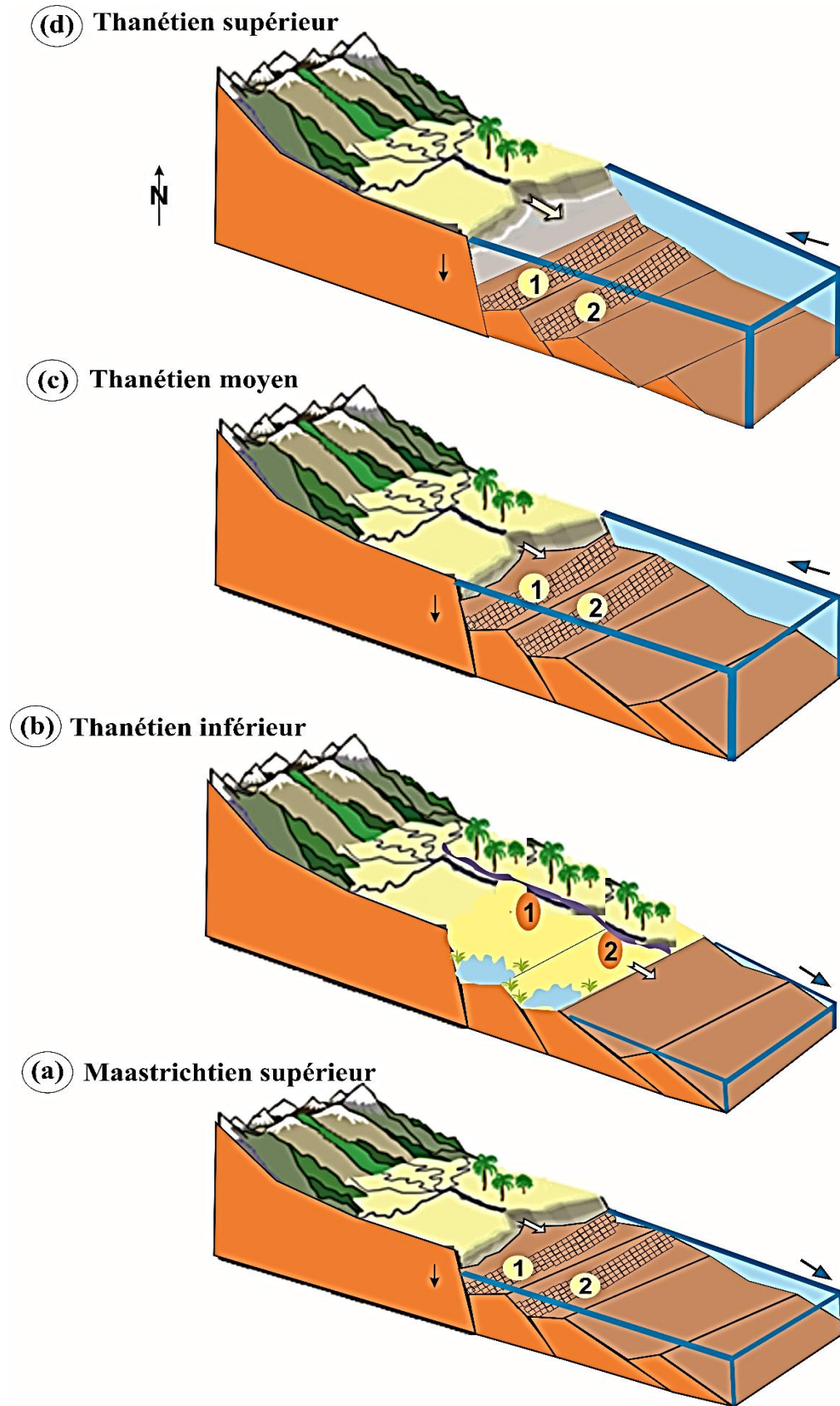


Fig. 24-Model présentant l'évolution de dépôt depuis le Maastrichtien au Paléocène sup dans la région :

1) El Kantara et 2) Bouzina.

Conclusion

L'étude sédimentologique du Paléocène supérieur des Aurès occidentales a révélé la présence de nombreux microfaciès, interprétés en termes de processus et d'environnements de dépôt, regroupés en deux systèmes sédimentaires : la Sédimentation continentale et la Sédimentation carbonatée. Le découpage séquentiel montre la superposition de trois séquences : une séquence régressive, une séquence continentale et une séquence transgressive.

Conclusion générale

Conclusion générale

Ce travail de thèse élabore un modèle sédimentaire du Paléocène supérieur, dans la transition entre le domaine mixte et le domaine marin, lors de la transgression thanétienne dans l'Aurès occidental. Une caractérisation précise de la sédimentation permet d'établir des modèles de dépôt et des corrélations. Cela résulte d'une approche pluridisciplinaire intégrant des études lithologiques, paléontologiques biostratigraphiques, paléoécologiques, paléogéographiques et sédimentologiques.

L'étude litho-biostratigraphique des deux coupes de l'Aurès occidental a permis de définir deux Formations distinctes : la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara (formation mixte) et la Formation marno-calcaire de l'Oued El Hai (formation marine). L'inventaire micropaléontologique des Marnes Rouges révèle la présence simultanée de microfossiles d'origine subaérienne (*Microcodium*=*Paronipora*), lacustre (*Charophytes*) et marine (*Foraminifères*). De même, l'inventaire micropaléontologique des marno-calcaires thanétiens d'Oued El Hai révèle la présence de nombreux *Valvulina* et *Glomalveolina primaeva*.

L'application des concepts de la biostratigraphie sur l'ensemble des charophytes et des foraminifères récoltés a permis de préciser en deux sections. La présence de *Harrisichara tougnetensis* (Massieux, 1977) dans la Formation des Marnes Rouges d'El Kantara indique son âge Thanétien. De même, la présence de grands foraminifères benthiques tels que *Glomalveolina primaeva* dans le *Glomalveolina*-bioclastique packstone, situé dans la séquence de la Formation marno-calcaire d'Oued El Hai, est significative. Ces taxons sont largement reconnus comme des indices de la Zone stratigraphique SBZ 3, selon Serra-Kiel et al. (2020).

L'étude paléoenvironnementale a été établie de manière assez claire, notamment grâce à l'analyse des résultats de comptage des microfossiles, qui permet des analyses quantitatives. Ainsi, l'utilisation de rapports d'abondance entre différentes catégories de microfossiles est un outil couramment utilisé pour estimer notamment les paléop profondeurs. La distribution des foraminifères benthiques, planctoniques et des ostracodes au Paléocène indique que les deux sections de notre étude se situent dans le domaine de la plate-forme interne peu profonde.

La différence bathymétrique entre les deux sections pourrait également être expliquée par une configuration paléogéographique en blocs basculés d'El Kantara et de Bouzina.

L'assemblage global d'ostracodes, comprenant *Frambocythere tumiensis anjarensis*, *Paracyprretta jonesi*, *Paracyprretta verruculosa*, *Zonocypris spirula*, *Darwinula torpedo*, *Limnocythere deccanensis* et *Neocyprideis raoi*, a été enregistré pour la première fois en Algérie. L'abondance des gyrogonites charophytes dans les Marnes Rouges témoigne de l'extension des environnements lacustres. La répartition géographique des sous-espèces de *Frambocythere tumiensis* est extrêmement large, donc la présence de *Frambocythere tumiensis* en Algérie représente un nouveau lien entre l'Afrique, l'Europe du Sud et l'Asie.

L'analyse détaillée des faciès sédimentaires de deux coupes prélevées dans le Paléocène supérieur de l'Aurès occidental a permis de reconstituer les environnements et les milieux de dépôt. Les coupes étudiées ont été choisies en fonction de leur position paléogéographique. L'analyse faciologique du chapitre sédimentologique conduit à l'établissement de deux modèles de dépôt distincts.

Dans les dépôts continentaux, ils s'organisent selon deux sous-environnements : les carbonates continentaux et un environnement lacustre à faible énergie. La majorité des dépôts de cet environnement lacustre correspond à des marnes rouges. Ils sont caractérisés par la dominance de charophytes, d'ostracodes limniques, mais aussi de *Laffitteina* et de *Microcodium*. Dans les dépôts de la plate-forme carbonatée, on trouve des indices d'un environnement marin peu profond. Cette plate-forme est organisée en une alternance de marnes et de calcaires riches en gastéropodes et en bivalves. La dominance des Miliolles, foraminifères benthiques avec un test porcelaineux, indique des eaux chaudes et peu profondes, avec une hydrodynamique faible à moyenne.

La caractérisation des discontinuités sédimentaires et l'analyse des modalités d'empilement des lithofaciès permettent de distinguer plusieurs types de séquences élémentaires, bien distinctes par leurs caractères lithologiques, sédimentologiques et paléobiologiques, dépendant principalement des mouvements eustatiques du niveau marin sur le domaine continental et la plate-forme. La division séquentielle de cette série, réalisée par l'auteur, montre une séquence de dépôt transgressive.

ANNEXES

ANNEXS

EH	NT	F	%F	FB	%FB	FBC	%FBC	FBA	%FBA	FP	%FP	FPC	%FPC	FPG	%FPG	Ø	%Ø	OL	%OL	OR	%OR	P/P+B	ε/C+G	T/T+O	E
K11	300	293	97,66667	293	100	293	100	0	0	0	0	0	0	0	0	7	2,333333	6	85,71429	1	14,28571	0	0	0,976667	35,7387
K12	300	263	87,66667	263	100	263	100	0	0	0	0	0	0	0	0	37	12,33333	29	78,37838	8	21,62162	0	0	0,976667	35,7387
K14	6	5	83,33333	5	100	5	100	0	0	0	0	0	0	0	0	1	16,66667	1	100	0	0	0	0	0,876667	35,7387
K15	15	10	66,66667	10	100	10	100	0	0	0	0	0	0	0	0	5	33,33333	5	100	0	0	0	0	0,833333	35,7387
K16	300	228	76	228	100	228	100	0	0	0	0	0	0	0	0	72	24	67	93,05556	5	6,944444	0	0	0,666667	35,7387
K17	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	100	1	100	0	0	0	0	0,76	35,7387
K18	300	205	68,33333	205	100	205	100	0	0	0	0	0	0	0	0	95	31,66667	74	24,66667	21	7	0	0	0	35,7387
K20	300	218	72,66667	218	100	207	69	11	5,045872	0	0	0	0	0	0	82	27,33333	69	84,14634	13	15,85366	0	0	0,683333	41,79688
K21	300	225	75	215	95,55556	206	95,81395	9	4,186047	10	4,444444	0	0	10	100	75	25	65	86,66667	10	13,33333	0	0	0,726667	1211,301
K22	300	211	70,33333	203	96,20853	198	97,53695	5	2,463054	8	100	0	0	8	100	89	29,66667	70	78,65169	19	21,34831	0,044444	0	0,75	41,68582
K23	300	206	68,66667	197	95,63107	195	98,98477	2	1,015228	9	4,368932	0	0	9	100	94	31,33333	80	85,10638	14	14,89362	0,037915	0	0,703333	41,33963
K24	300	242	80,66667	232	95,86777	232	100	0	0	10	4,132231	0	0	10	100	58	19,33333	53	91,37931	5	8,62069	0,043689	0	0,686667	35,7387
K25	300	251	83,66667	251	100	251	100	0	0	0	0	0	0	0	0	49	16,33333	43	87,7551	6	12,2449	0,041322	0	0,806667	35,7387
K26	300	245	81,66667	245	100	233	95,10204	12	4,897959	0	0	0	0	0	0	55	18,33333	48	87,27273	7	12,72727	0	0	0,836667	35,7387
K27	300	241	80,33333	241	100	231	95,85062	10	4,149378	0	0	0	0	0	0	55	18,33333	48	87,27273	7	12,72727	0	0	0,816667	39,26627
K28	300	262	87,33333	255	97,32824	240	94,11765	15	5,882353	7	2,671756	0	0	7	100	38	12,66667	32	84,21053	6	15,78947	0	0	0,814189	35,7387
K29	300	247	82,33333	247	100	227	91,90283	20	8,097166	0	0	0	0	0	0	53	17,66667	48	90,56604	5	9,433962	0,026718	0	0,873333	39,87882
K30	300	225	75	218	96,88889	207	94,95413	11	5,045872	7	3,111111	0	0	7	100	75	25	55	73,33333	20	26,66667	0	0	0,823333	35,7387
K31	300	236	78,66667	236	100	224	94,91525	12	5,084746	0	0	0	0	0	0	64	21,33333	51	79,6875	13	20,3125	0,031111	0	0,75	35,7387
K32	300	203	67,66667	203	100	196	96,55172	7	3,448276	0	0	0	0	0	0	97	32,33333	65	67,01031	32	32,98969	0	0	0,786667	37,25727
K33	300	254	84,66667	251	98,8189	245	97,60956	6	2,390438	3	1,181102	0	0	3	100	46	15,33333	38	82,6087	8	17,3913	0	0	0,676667	35,7387
K36	300	254	84,66667	254	100	233	91,73228	21	8,267717	0	0	0	0	0	0	46	15,33333	41	89,13043	5	10,86957	0,011811	0	0,846667	35,7387
K37	300	234	78	234	100	213	91,02564	21	8,974359	0	0	0	0	0	0	75	25	62	82,66667	13	17,33333	0	0	0,846667	47,6697
K40	300	159	53	146	91,8239	105	71,91781	41	28,08219	13	8,176101	0	0	13	100	51	17	46	90,19608	5	9,803922	0	0	0,757282	41,70144
K41	300	286	95,33333	274	95,8042	266	97,08029	8	2,919708	12	4,379562	0	0	12	100	14	4,666667	12	85,71429	2	14,28571	0,081761	0	0,757143	35,7387
K42	300	222	74	222	100	161	72,52252	61	27,47748	0	0	0	0	0	0	78	26	75	96,15385	3	3,846154	0,041958	0	0,953333	35,7387
K44	300	249	83	249	100	243	97,59036	6	2,409639	0	0	0	0	0	0	51	17	38	74,5098	13	25,4902	0	0	0,74	35,7387
K45	300	240	80	220	91,66667	213	2130220	7	3,181818	20	0	0	0	20	100	60	20	53	88,33333	7	11,66667	0	0	0,83	49,67525
K47	300	214	71,33333	194	90,65421	162	83,50515	32	16,49485	20	9,345794	0	0	20	100	86	28,66667	73	84,88372	13	15,11628	0,083333	0	0,8	51,73693
K48	300	200	66,66667	164	82	143	0,871951	21	12,80488	21	10,5	0	0	21	100	100	33,33333	41	41	59	59	0,093458	0	0,713333	40,41965
K49	300	229	76,33333	221	96,50655	194	87,78281	27	12,21719	8	3,49345	0	0	8	100	71	23,66667	60	84,50704	11	15,49296	0,113514	0	0,666667	35,7387
K50	300	253	84,33333	253	100	250	98,81423	3	1,185771	0	0	0	0	0	0	47	15,66667	40	85,10638	7	14,89362	0,034934	0	0,763333	40,62368
K51	300	220	73,33333	212	96,36364	184	86,79245	28	13,20755	8	3,636364	0	0	8	100	80	26,66667	45	56,25	35	43,75	0	0	0,843333	41,94589
K53	300	198	66	189	95,45455	185	97,8836	4	2,116402	9	4,545455	0	0	9	100	102	34	40	39,21569	62	60,78431	0,036364	0	0,733333	41,25501
K54	300	270	90	259	95,92593	255	98,4556	4	1,544402	11	4,074074	0	0	11	100	30	10	28	93,33333	2	6,666667	0,045455	0	0,66	40,20982
K55	300	269	89,66667	260	96,65428	256	95,16729	4	1,486989	9	3,345725	0	0	9	100	31	10,33333	28	90,32258	3	9,677419	0,040741	0	0,9	58,92725
K58	300	155	51,66667	133	85,80645	131	98,49624	2	1,503759	22	14,19355	0	0	22	100	145	48,33333	77	53,10345	68	46,89655	0,033457	0	0,896667	39,1481
K59	300	232	77,33333	226	97,41379	262	100	0	0	6	2,586207	0	0	6	100	68	22,66667	36	52,94118	32	47,05882	0,141935	0	0,516667	46,59909
K60	300	239	0,796667	221	92,46862	221	100	0	0	18	7,531381	0	0	18	100	61	20,33333	33	54,09836	28	45,90164	0,025862	0	0,773333	42,36989
K61	300	207	69	197	95,16908	194	98,47716	3	1,522843	10	4,830918	0	0	10	100	93	31	62	66,66667	31	33,33333	0,075314	0	0,796667	45,30302
K64	300	208	69,33333	194	93,26923	192	98,96907	2	1,030928	14	6,730769	0	0	14	100	92	30,66667	72	78,26087	20	21,73913	0,048309	0	0,69	61,93592
K65	300	173	57,66667	128	73,98844	127	99,21875	1	0,78125	27	15,60694	0	0	27	100	99	33	71	71,71717	28	28,28283	0,067308	0	0,693333	48,03734
K66	300	274	91,33333	251	91,60584	250	99,60159	1	0,003984	23	8,394161	0	0	23	100	26	8,666667	0	0	26	100	0,174194	0	0,636029	51,06073
K67	300	237	79	222	93,67089	220	99,0991	2	0,900901	24	10,12658	0	0	24	100	54	18	42	77,77778	12	22,22222	0,083942	0	0,913333	44,72617
K68	300	267	89	250	0,93633	250	100	0	0	17	6,367041	0	0	17	100	33	11	26	78,78788	7	21,21212	0,097561	0	0,814433	43,7261
K69	300	262	87,33333	247	94,27481	247	100	0	0	15	5,725191	0	0	15	100	38	12,66667	37	97,36842	1	2,631579	0,06367	0	0,89	44,72617
K70	300	267	89	250	0,93633	250	100	0	0	17	6,367041	0	0	17	100	33	11	26	78,78788	7	21,21212	0,057252	0	0,873333	43,72609533
K71	300	262	87,33333	247	94,27481	247	100	0	0	15	5,725191	0	0	15	100	38	12,66667	37	97,36842	1	2,631579	0,06367	0	0,89	35,73870246

ANNEXS

EH	NT	F	%F	FB	%FB	FBC	%FBC	FBA	%FBA	FP	%FP	FPC	%FPC	FPG	%FPG	O	%O	OL	%OL	OR	%OR	P/P+B	C/C+G	F/F+O	E
B 5	300	222	74	210	94,594595	2102	100	0	02	12	5,4054054	03	04	122	1002	78	26	70	89,745	8	10,25641	0,0540541	05	0,74	37,390013
B 6	300	222	74	210	94,5945946	210	100	0	0	12	5,40540541	0	0	12	100	78	26	70	89,7435897	8	10,2564103	0,05405405	0	0,74	37,3900134
B 7	300	234	78	231	98,7179487	231	100	0	0	3	1,28205128	0	0	3	100	66	22	60	90,9090909	6	9,09090909	0,01282051	0	0,78	38,6492706
B 8	300	180	60	176	97,777778	176	100	0	0	4	2,22222222	0	0	4	100	120	40	90	75	30	25	0,02222222	0	0,6	38,8276808
B 9	300	170	56,6666667	166	97,6470588	166	100	0	0	4	2,35294118	0	0	4	100	130	43,333333	120	92,3076923	10	7,69230769	0,02352941	0	0,56666667	37,9475084
B 10	300	235	78,3333333	231	98,2978723	230	99,5670996	1	0,43290043	4	1,70212766	0	0	4	100	65	21,666667	60	92,3076923	5	7,69230769	0,01702128	0	0,78333333	36,6429685
B 12	300	141	47	140	99,2907801	137	97,8571429	3	2,14285714	1	0,70921986	0	0	1	100	159	53	144	90,5660377	15	9,43396226	0,0070922	0	0,47	41,2660017
B 13	300	245	81,6666667	235	95,9183673	235	100	0	0	10	4,08163265	0	0	10	100	55	18,333333	40	72,7272727	15	27,2727273	0,04081633	0	0,81666667	38,94562
B 15	300	123	41	120	97,5609756	120	100	0	0	3	2,43902439	0	0	3	100	177	59	150	84,7457627	27	15,2542373	0,02439024	0	0,41	38,2949058
B 16	300	51	17	50	98,0392157	50	100	0	0	1	1,96078431	0	0	1	100	249	83	239	95,9839357	10	4,01606426	0,01960784	0	0,17	35,7387025
B 18	300	45	15	45	100	45	100	0	0	0	0	0	0	0	0	245	81,666667	240	97,9591837	15	6,12244898	0	0	0,15517241	40,1922726
B 19	300	150	50	145	96,6666667	145	100	0	0	5	3,33333333	0	0	5	100	150	50	130	86,6666667	20	13,3333333	0,03333333	0	0,5	39,2592327
B 21	300	150	50	146	97,3333333	146	100	0	0	4	2,66666667	0	0	4	100	150	50	100	66,6666667	50	33,3333333	0,02666667	0	0,5	35,7387025
B 22	300	160	53,3333333	160	100	160	100	0	0	0	0	0	0	0	0	140	46,666667	100	71,4285714	40	28,5714286	0	0	0,53333333	35,7387025
B 24	300	140	46,6666667	140	100	140	100	0	0	0	0	0	0	0	0	160	53,333333	100	62,5	60	37,5	0	0	0,46666667	35,7387025
B 25	300	200	66,6666667	200	100	200	100	0	0	0	0	0	0	0	0	100	33,333333	80	80	20	20	0	0	0,66666667	36,588073
B 26	300	150	50	149	99,3333333	149	100	0	0	1	0,66666667	0	0	1	100	150	50	75	50	75	50	0,00666667	0	0,5	37,8112118
B 28	300	250	83,3333333	246	98,4	246	100	0	0	4	1,6	0	0	4	100	50	16,666667	40	80	10	20	0,016	0	0,83333333	36,6495092
B 29	300	280	93,3333333	278	99,2857143	278	100	0	0	2	0,71428571	0	0	2	100	20	6,6666667	15	75	5	25	0,00714286	0	0,93333333	35,7387025
B 30	300	280	93,3333333	280	100	280	100	0	0	0	0	0	0	0	0	20	6,6666667	10	50	10	50	0	0	0,93333333	38,0174407
B 32	300	285	95	280	98,245614	280	100	0	0	5	1,75438596	0	0	5	100	15	5	10	66,6666667	5	33,3333333	0,01754386	0	0,95	37,583528
B 33	300	280	93,3333333	276	98,5714286	276	100	0	0	4	1,42857143	0	0	4	100	20	6,6666667	14	70	6	30	0,01428571	0	0,93333333	35,7387025
B 35	300	281	93,6666667	281	100	281	100	0	0	0	0	0	0	0	0	19	6,3333333	15	78,9473684	4	21,0526316	0	0	0,93666667	37,5438641
B 36	300	286	95,3333333	282	98,6013986	282	100	0	0	4	1,3986014	0	0	4	100	14	4,6666667	10	71,4285714	4	28,5714286	0,01398601	0	0,95333333	36,1912407
B 37	300	280	93,3333333	279	99,6428571	279	100	0	0	1	0,35714286	0	0	1	100	20	6,6666667	15	75	5	25	0,00357143	0	0,93333333	37,6536541
B 39	300	270	90	266	98,5185185	266	100	0	0	4	1,48148148	0	0	4	100	30	10	20	66,6666667	10	33,3333333	0,01481481	0	0,9	37,1929666
B 40	300	265	88,3333333	262	98,8679245	262	100	0	0	3	1,13207547	0	0	3	100	35	11,666667	30	85,7142857	5	14,2857143	0,01132075	0	0,88333333	36,6836849
B 41	300	270	90	268	99,2592593	268	100	0	0	2	0,74074074	0	0	2	100	30	10	25	83,3333333	5	16,6666667	0,00740741	0	0,9	36,208111
B 43	300	270	90	269	99,6296296	269	100	0	0	1	0,37037037	0	0	1	100	30	10	24	80	6	20	0,0037037	0	0,9	37,583528
B 44	300	280	93,3333333	276	98,5714286	276	96,7391304	0	0	4	1,42857143	0	0	4	100	20	6,6666667	15	75	5	25	0,01428571	0	0,93333333	38,6948011
B 45	300	266	88,6666667	260	97,7443609	260	100	0	0	6	2,2556391	0	0	6	100	34	11,333333	30	88,2352941	4	11,7647059	0,02255639	0	0,88666667	37,5438641
B 46	300	286	95,3333333	282	98,6013986	282	100	0	0	4	1,3986014	0	0	4	100	14	4,6666667	12	85,7142857	2	14,2857143	0,01398601	0	0,95333333	36,6238983
B 47	300	288	96	286	99,3055556	286	100	0	0	2	0,69444444	0	0	2	100	12	4	10	83,3333333	2	16,6666667	0,00694444	0	0,96	37,583528
B 49	300	280	93,3333333	276	98,5714286	276	100	0	0	4	1,42857143	0	0	4	100	20	6,6666667	15	75	5	25	0,01428571	0	0,93333333	37,9769469
B 51	300	290	96,6666667	285	98,2758621	285	100	0	0	5	1,72413793	0	0	5	100	10	3,3333333	8	80	2	20	0,01724138	0	0,96666667	39,2107297
B 52	300	266	88,6666667	259	97,3684211	259	100	0	0	7	2,63157895	0	0	7	100	34	11,333333	30	88,2352941	4	11,7647059	0,02631579	0	0,88666667	38,0941448
B 53	300	276	92	271	98,1884058	271	100	0	0	5	1,8115942	0	0	5	100	24	8	20	83,3333333	4	16,6666667	0,01811594	0	0,92	39,5522162
B 54	300	278	92,6666667	270	97,1223022	270	100	0	0	8	2,87769784	0	0	8	100	22	7,3333333	20	90,9090909	2	9,09090909	0,02877698	0	0,92666667	41,2418858
B 55	300	246	82	236	95,9349593	236	100	0	0	10	4,06504065	0	0	10	100	54	18	50	92,5925926	4	7,40740741	0,04065041	0	0,82	37,68322
B 57	300	266	88,6666667	262	98,4962406	262	100	0	0	4	1,5037594	0	0	4	100	35	11,666667	30	85,7142857	5	14,2857143	0,01503759	0	0,88372093	41,1942789
B 58	300	248	82,6666667	238	95,9677419	238	100	0	0	10	4,03225806	0	0	10	100	52	17,333333	50	96,1538462	2	3,84615385	0,04032258	0	0,82666667	35,7387025
B 59	300	245	81,6666667	245	100	245	100	0	0	0	0	0	0	0	0	55	18,333333	50	90,9090909	5	9,09090909	0	0	0,81666667	38,2845732
B 60	300	256	85,3333333	251	98,046875	251	100	0	0	5	1,953125	0	0	5	100	44	14,666667	40	90,9090909	4	9,09090909	0,01953125	0	0,85333333	35,7387025
B 61	300	232	77,3333333	232	100	232	100	0	0	0	0	0	0	0	0	68	22,666667	60	88,2352941	8	11,7647059	0	0	0,77333333	35,7387025
B 61	300	80	26,6666667	80	100	80	100	0	0	0	0	0	0	0	0	220	73,333333	200	90,9090909	20	9,09090909	0	0	0,26666667	39,2592327
B 63	300	150	50	146	97,3333333	146	100	0	0	4	2,66666667	0	0	4	100	150	50	140	93,3333333	10	6,66666667	0,02666667	0	0,5	35,7387025
B 64	300	150	50	150	100	150	100	0	0	0	0	0	0	0	0	170	58,666667	146	82,9545455	30	17,0454545	0	0	0,41333333	35,7387025
B 66	300	124	41,3333333	124	100	124	100	0	0	0	0	0	0	0	0	150	50	130	86,6666667	20	13,3333333	0	0	0,5	35,7387025
B 67	300	150	50	150	100	150	100	0	0	0	0	0	0	0	0	170	58,666667	146	82,9545455	30	17,0454545	0	0	0,41333333	35,7387025
B 68	300	124	41,3333333	124	100	124	100	0	0	0	0	0	0	0	0	176	58,666667	146	82,9545455	30	17,0454545	0	0	0,41333333	35,7387025





Listes des Annexes

Annexe 1 : Fiche de comptage : la coupe d'EL Kantara

Annexe 2 : Fiche de comptage : la coupe de Bouzina

Annexe 3 : Les microfaunes

Annexe 4 : Les microfaunes

BIBLIOGRAPHE

A

Acar, Ş., 1995. Türkiye'nin değişik bölgelerinin Paleojen'inden bazı alveolin cinslerinin (Alveolina (Alveolina), Alveolina (Glomalveolina), Borelis ve Praebullalveolina) sistematik tanımları ve stratigrafik dağılımları. Doktora tezi, Selçuk Üniversitesi, Konya, 166 pp [in Turkish]

Adrover, R. 1982. L'âge et la mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelarda (Province de Teruel, Espagne).

Alonso-Zarza, A. M. 1999. Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 177-191

Alonso-Zarza, A. M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4), 261-298.

Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. *Science* 208, 1095-1108.

Andreu, B., Charcosset, P., Cizak, R., 1999. Ostracodes du Bathonien moyen et supérieur des Grands-Caussés, sud de la France. Associations et paléoenvironnements. *Revue de micropaléontologie*. Vol. 42, n°3, septembre 1999, pp. 187-211.

Andreu, B., 2001. Les ostracodes un outil dans l'étude de la dynamique des bassins sédimentaires.

Andreu-Boussut, B., 1991. Les Ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, Toulouse, France, 1-910.

Arribas Mocoeroa, M.E. ; Estrada, R. ; Obrador, A. & Rampone, G. 1996. Distribución y ordenación de *Microcodium* en la Formación Tremp: Anticlinal de Campllong (Pirineos Orientales, provincial de Barcelona): *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 : 9-18. *Assoc. Petr. Geol.*, v. 72, p. 993-994.

Aubry, M.-P., Ouda, K., Dupuis, C., Berggren, W.A., Couvring, J.A.V., others, 2007. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes* 30, 271.

B

Babin, C., Delance J-H., Emig, C., Racheboeuf P.R., 1992. Brachiopodes et Mollusques bivalves, concurrence ou indifférence ? *Geobios* 14:35-44

Babinot, J. F. P. 1980. *Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence: systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie*. Université de Provence.

Babinot, J. F., Colin, J. P., & Tambareau, Y. 1996. Late Cretaceous non-marine ostracods from Europe: biostratigraphy, palaeobiogeography and taxonomy. *Cretaceous Research*, 17(2), 151-167.

Babinot, J.F.& Tambareau,Y. 1986. Late Cretaceous non-marine ostracods from Europe: biostratigraphy, palaeobiogeography and taxonomy. *Cretaceous Research*, 17: 151-167.

Baceta, J.I.; Wright, V.P.; Beavington-Penney, S.J.& Pujalte, V. 2007.Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa–Andia plateau, Navarra, North Spain. *Sedimentary Geology*, 199: 141-169.

Baird, S.F. 1850. Revision of the North American Tailed-Batrachia with descriptions of new genera and species. *Basin, SE France, J. Sed. Res*, v. 76, p.116-129.

Bathurst, R.G.C. 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in sedimentology* 12. Elsevier, Amsterdam-London-New York, 658 pp.

Bathurst, R.G.C., 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, 5: 15-32.

Ballais, J. L. (1972). *PREMIÈRE MISSION DANS LA BASSE VALLÉE DE L'OMO (ÉTHIOPIE)* (Doctoral dissertation, LA 141 CNRS).

Beauchamp B., 1994. Permian climatic cooling in the Canadian Arctic, *Special Paper-Geological Society of America*, v. 288, p. 229-245.

Belkhodja, L. & Bignot, G. 2004. La transgression thanétienne (Paléocène supérieur) dans l'Aurès occidentale (Algérie) d'après les associations de foraminifères de la coupe d'El Kantara. *Revue de Micropaléontologie*, 47 : 1–12.

Benabbes, C., 2006. Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat, université de Constantine, 255 p.

Benmansour ,S . 2017 . La série Campano- Maastrichtienne de l'anticlinal de Dj. ElAzereg :Lithostratigraphie, paléobiodiversité et sédimentologie (Aurès, Algérie orientale)..

Benmansour, S. 2016. La série Campano- Maastrichtienne de l'anticlinal de Dj. El Azereg : Lithostratigraphie, paléobiodiversité et sédimentologie (Aurès, Algérie orientale). Thèse doctorat. Univ. Batna. Algérie, p. 360.

Benmansour, S. 2022. *Laffiteina* from the Maastrichtian-Thanetian shallow marine carbonates of the Aurès Basin (Northeastern Algeria): microfacies and stratigraphic distribution. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 75 : 1-23.

Benmansour, S. ; Yahiaoui, A. & Kechid-Benkherouf, F. 2017. Le Campanien-Maastrichtien du bassin des Aurès, Algérie :biostratigraphie, paléoenvironnements et leurs implications. *Annales de Paléontologie*, 1-26.

Benzaggagh, M., Cecca, F., Schnyder, J., Seyed-Emamt, K., Majidifard, M. R., 2012. Calpionelles et microfaunes pélagiques du Jurassiques supérieur-Crétacé inférieur dans les formations shal et kolar (Montagnes du Talesh, chaîne de l'Elbourz, Nord- Ouest

Iran). Répartition stratigraphiques, espèces nouvelles, révision systématique et paléontologie, *elsivierMasson*, 98 (4), pp. 253-301.

Bernaola, G., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Alegret, L., Martin-Rubio, M., Arostegui, J., Dinares-Turell, J., 2007. Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, western Pyrenees). *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 785–795.

Bernier, P., 1984. Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional, stratigraphie, micropaléontologie sédimentologie. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, vol 92. Université Lyon 1, Lyon, 883 pp.

Bellion, Y.; Donze, P. & Guiraud, R. 1973. Répartition stratigraphique des principaux ostracodes (Cytheracea) dans le Crétacé supérieur du sud-ouest constantinois (Confins Hodna-Aurès, Algérie du Nord). *Service Géologique de l'Algérie (Nlle série)*, 44:7–44.

Bhandari, A. & Colin, J.P. 1999. Ostracodes limniques des sédiments intertrappeens (Maastrichtien terminal-Paleocene basal) de la région d'Anjar (Kachchh, Etat de Gujarat), Inde: systématique, paleoecologie et affinités paleobiogéographiques. *Rev de Micropaleontol*, 42: 3–20

Bhatia, S. B. & Rana, R. S. 1984. Palaeogeographic implications of the Charophyta and Ostracoda of the Inter-trappean beds of Peninsular India. *Memoires de la Société géologique de France, Nouvelle Serie*, 147 : 29–35.

Bhatia, S. B. & Rana, R. S. 1996. Maastrichtian non-marine ostracodes from Peninsular India: palaeobiogeographic and age implications. In: Sahni, A., Ed. *Cretaceous stratigraphy and palaeoenvironments*. Geological Society of India, Memoir, 37: 297–311.

Bhatia, S. B., Prasad, G. V. R. and Rana, R. S., 1990a. Deccan volcanism, a late Cretaceous event; conclusive evidence of ostracodes. In: Sahni, A. and Jolly, A., Eds., *Cretaceous event stratigraphy and the correlation of the Indian nonmarine strata.*, *Contributions from the Seminar cum Workshop I.G.C.P. 216 & 245*, 47–49.

Bhatia, S. B., Srinivasan, S., Bajpai, S. and Jolly, A., 1990b. Microfossils from the Deccan intertrappean bed at Mamoni, District Kota, Rajasthan; additional taxa and age implication. In: Sahni, A. and Jolly, A., Eds., *Cretaceous event stratigraphy and the correlation of the Indian nonmarine strata. Contributions from the Seminar cum Workshop I.G.C.P. 216 & 245*, 118–119. Chandigarh: Centre of Advanced Study in Geology, Panjab University.

Bignot, G. 1994. L'énigme des *Microcodium*. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, le Havre, 81 : 25–45.

Bignot, G. 1995. Les deux épisodes à *Microcodium* du Paléogène parisien replacés dans un contexte péritéthysien. *Newsletters on Stratigraphy*, Berlin, 32 : 79–89.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C. & Serpelloni, E. 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182(4), 279-303.

- Bilotte, M., Canerot, J., 2006. Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacée et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le «Garumnien» de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France). *Eclogae Geol. Helvetiae* 99, 17–27.
- Blayac, J.L., 1912. L'âge triasique de la montagne de sel d'EL Outaya (les Oursins infratriasique) . *Bull. Soc. Géol. Fr .Paris*.
- Bodergat, A.M. 1974. Les Microcodiums. Milieux et modes de développement. *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 62 :137-255.
- Boersma, A., 1998. Foraminifera. In : introduction to marine micropaleontology. elsevier edition.
- Bornemann, A., Schulte, P., Sprong, J., Steurbaut, E., Youssef, M., Speijer, R.P., 2009. Latest danian carbon isotope anomaly and associated environmental change in the southern Tethys (Nile Basin, Egypt). *J. Geol. Soc.* 166, 1135–1142.
- Boudagher-Fadel M.K., Banner F.T., Whittaker J.E., 1997. The early evolutionary history of planktic foraminifera. Chapman and Hall, 269, London.
- Bouillin, J. P., 1977. Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et "d'EI Milia" (Algérie) .Thèse SC., Paris VI, 127 fig., 2 pl.h.t.551 p.
- Bouillin, J. P., 1986. Nouvelles hypothèses sur la structure des maghrébides. *C. R. Acad.*
- Bouillin, J.P., 1986 . Formation de plains Abyssales créés par les courants de turbidites les caractérisent .
- Bouillin, J. P., 1992. Le « bassin maghrébin » : une ancienne limite entre l'europe et l'afrique à l'ouest des alpes. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. II. N°4, p. 547-558.
- Bourcart, J., Ricour, J., 1952. Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Comptes Rendues du 19ème Congrès Géologique International, Alger, Section 13, fascicule 13*, 35-37.
- Brandano M. 2001. Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi piu' Brasier M.D., 1980. *Microfossils*. George Allen & Unwin, Londres, 197 p.
- Brasier, M. D. (1980). The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies in western Europe. *Journal of the Geological Society*, 137(6), 695-703.
- Braun, A & Nordstedt, C.F.O. 1882 . *Nitella flexilis*, aussi connue sous le nom de Nitelle flexible, est une espèce d'algues . *gracilis* subsp.
- Bridge, J.S., 2007. Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record, 3. [print.]. ed. Blackwell, Malden, Mass.
- Briggs, D. E. 2003. The role of decay and mineralization in the preservation of soft-bodied fossils. *Annual review of earth and planetary sciences*, 31(1), 275-301.
- Bureau, D., 1975. Esquisse géologique des monts de belezma-aurès, algérie. *Publ.serv. Carte. Algérie, bull. N° 45*, pp. 75-92.

Bureau, D., 1986. Approche sédimentaire de la dynamique structurale : evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (sud-ouest constantinois et aurès, algérie). Thèse doctorat, université pierre et marie curie, paris, 441p.

Butterlin, J., & Monod, O. 1969. Biostratigraphie (Paleocene a Eocene moyen) d'une coupe dans le Taurus de Beysehir (Turquie). Etude des<< Nummulites cordelees>> et revision de cegroupe. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 62(2), 583-604.

C

Cabral M. C., & colin J. P., 1998. Nouvelles espèces de limnocytheridae (ostracodes limniques) dans l'Aptien du Portugal: systématique et paléoécologie. *Rev.Micropaléont.*, Paris,vol.41, n0 4, p.269-279.

Carannante G. & Simone L. 1988 . Foramol carbonate shelves as depositional site and source area : recent and ancient examples from the Mediterranean region, *Bull. Am.Assoc. Petr. Geol.*, v. 72, p. 993-994.

Cariou, E., 2013. La plate-forme jurassienne au passage Oxfordien - Kimméridgien : dynamique sédimentaire et paléoenvironnements. *Thèse*, Univ. Claude-Bernard (Lyon 1), France, 399 pp.

Caron, M. & Homewood, P., 1982 - Evolution of early planktonic foraminifers. *Marinemicropaleontology*, 7, p. 453-462.

Carter, H. J., 1852. Geology of the Island of Bombay. *Journal of the Bombay Branch of the Royal Asiatic Society*, 4 (16): 161–168.

Charrière, A. , H. Haddoumi, P.O. Mojon, 2000 Découverte du Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les « couches rouges » continentales du Haut Atlas central marocain : implications paléogéographiques et structurales, *C.R. Palevol* 4(2005) 385–394.

Charrière, A. ; Haddoumi, H. ; Mojon, P. O. ; Ferrière, J. ; Cuche, D. & Zili, L. 2009. Mise en évidence par ostracodes et charophytes de l'âge paleocene des dépôts discordants sur les rides anticlinales de la région d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc); conséquences paleogeographiques et structurales. *C. R. Palevol*, 8: 9–19.

Chebbah, M., 2007. Caractérisation sédimentologique et géochimique du néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de biskra. Thèse de doctorat d'état université de constantine, 410 p.

Choubert, G., 1956. Lexique stratigraphique du Maroc (avec la collaboration de A.FaureMuret). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 134. 40p.

Ciampo, G., 2003. Reconstruction of Late Pleistocene – Holocene palaeobathymetries from Clarke, eds., *Cool-water carbonates*, Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 1-20.

Cojan. I. Et renard. M 2006. *Sédimentologie*, livre. Édition Dunod, Paris. 444 p.

Colin J.-P. 1991.- On *Frambocythere tumiensis* (HELMDACH) *ferreri* COLIN.- *A Stereo-Atlas of Ostracod Shells*, London, vol. 18, part 1, p. 37-40

Colin, J.P. 2011. From light to darkness: *Frambocythere* Colin 1980 to *Kovalevskiella* Klein, 1963 (Limnocytheridae: Timiriasevinae). *Joannea Geol Palaont*, 11:44–47.

Colin, J.P. & Depeche, F. 1997. Faunes d'ostracodes lacustres des bassins intracratoniques d'âge albo-aptien en Afrique de l'Ouest (Cameroun, Tchad) et Brésil: considerations d'ordre paleoecologique et paleobiogeographique. *Afr Geosci Rev*, 4: 431–450.

Colin, J.P. 1980. *To Kovalevskiella KLEIN, 1963 (Limnocytheridae, Timiriasevinae)*.- *Joannea Geologie und Paläontologie*, Graz, Band 11 : 44-47.

Colombié, C., 2002. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Coquand, H., 1862. Géologie et paléontologie de la région sud de la province de constantine. *Mém. Soc. Emul. Province*, II, 341p

Corillion, R. (1975). *Flore des Charophytes (Characées) du Massif Armoricain et des contrées voisines d'Europe occidentale* (p. 216). Paris, France: Jouve.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P.J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous–Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume: Reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry ($\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca) with sea level history. *J. Geophys. Res.* 116.

D

D'Orbigny, A.D., 1826. Tableau methodique de la classe des Céphalopodes. *Ann. Des Sci. Nat.* 7, 245–314 [in French].

De Castro, P., 1990. Thaumatoporelle: Conoscenze attualie appocio all'interpretazione. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 29 (2): 179-206.

De Lartigue, R. J. F. 1904. Monographie de l'Aurès. Imprimerie à vapeur Marle-Audrino.

De Wever, H., De Moor, K., & Verachtert, H. 1994. Toxicity of 2-mercaptobenzothiazole towards bacterial growth and respiration. *Applied microbiology and biotechnology*, 42, 631- 635.

Delage, Y., & Hérouard, E. 1896. *La cellule et les Protozoaires*. Reinwald.

Descote, P. E., 2010. Relations architecturales, faciologiques et diagénétiques des carbonates bioclastiques du bassin miocène rhodano-provençal (SE France). *Thèse. Doct. École nationale supérieure des mines de Paris*.

Di Carlo, M., Accordi, G., Carbone, F., Pignatti, J., 2010. Biostratigraphic analysis of Paleogene lowstand wedge conglomerates of a tectonically active platform margin (Zakynthos Island, Greece). *Journal of Mediterranean Earth Sciences* 2, 31–92.

Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography* 10, 965–971.

Dizer, A., 1957. Observations on a fauna of Foraminifera from Montian beds in Turkey. *Journal of the Palaeontological Society of India*, Lucknow 2, 38–41.

Djaiz, F., 2011. Le bassin néogène de timgad : études sédimentaire et tectonique (algérie nord-orientale). Thèse de doctorat, université de constantine 260p.

Douvillé, H. 1922. Le Nummulitique au sud des Pyrénées. *CR Acad. Sci. Paris.*, 174, 507-

510. Drobne, K. 1977. Alveolines paleogenes de la slovenie et de l'istrie.

Drooger, C.W., 1952. Foraminifera from Cretaceous-Tertiary transition strata of the Hodna Mountains, Algeria. Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research 3, 89–103.

Drobne, K. (1977). ALVEOLINES PALEOGENES DE LA SLOVENIE ET DE L'ISTRIE.

Dubourdiou, G., 1956. Etude géologique de la région de l'ouenza (confins algéro tunisiens). Publications du service de la carte géologique de l'algérie, n.s. 10, 659.

Dupraz, C., 1999. Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *Geofocus* 2:1-247

Durand-delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du nord-est de l'Algérie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série, n°39, 9 fig.89-131.

Durand-delga, M., Lambert, A., 1955. Existence d'un flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles. *C.r.somm. Soc. Geol. Fr.*, p.200, paris.

E

Ehrenberg .C.G.1839. Über jetzt wirklich noch zahlreich lebende Thier-Arten der Kreideformation der Erde. Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königl. Preuß. Akademie der Wissenschaften zu Berlin 1839: 152-159.

El hadj , Y . 2018. Sedimentation sous controle tectonique De la plate forme sud setifienne : cas des Series meridionales (Région de Mérouana, Algérie orientale) , thèse , p190 .

Elf-Aquitaine ,1977. Essai de caracterisation sedimentologique des depots carbonates. 2- Elements ^interpretation, *Technip* : 231

Elharfi, A., Lang, J., Verrecchia, E., Christophe, D., Landrein, P., el hassane, C., Lachkar, N., 2007. Origine pédo-diagénétique de la calcite fibreuse pseudosphérolitique (pseudoMicrocodium) du Paléogène continental palustre dans le bassin d'Anzal (Anti Atlas, Maroc).

Esteban, M. 1974. Caliche textures and "Microcodium". *Bolletino Societã Geologica Italiana Bolletino*, 92: 105–12.

F

Farah, A. S., 1991. Etude du comportement hydro chimique d'un oued en zone méditerranéenne semi-aride d'afrique du nord et de ses causes naturelles et anthropiques:l'oued rhumel, constantinois algérie. Thèse de doctorat. Université d'orléans. France.

Farinacci, A., 1965. « *Laffitteina marsicana* », nuova specie di Rotalide nel calcare maastrichtiano a « *Rhapydionina liburnica* » di Monte Turchio (Marsica). *Rivista italiana di Paleontologia*, Milano 71, 1251–1262.

Feist M. & Colombo F., 1983. La limite Crétacé-Tertiaire dans le nord-est de l'Espagne, du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne* 10 (3-4) : 303-326.

Feist M. & Freytet P., 1983. Conséquences stratigraphiques de la répartition des Charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc. *Géologie Méditerranéenne* 10 (3-4) : 291-301.

Feist M. & Grambast-Fessard N., 1991. The genus concept in Charophyta: evidence from Paleozoic to Recent. *In: Calcareous Algae and Stromatolites*. Edition R. Riding, Springer-Verlag, Berlin; 11: 189-203.

Feist M. Grambast-Fessard N., 1982. Clé de détermination pour les genres de charophytes. *Paléobiologie continentale* 13: 1-28, 6 fig.

Feist M., & Ringeade M., 1977. Etude biostratigraphique et paléobotanique (Charophytes) des formations continentales d'Aquitaine de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19: 341-354, pl. X – XIII.

Feist M., Grambast-Fessard N., Guerlesquin M., Karol K., Huinan L., McCourt R.-M., Qifei W. & Shenzen Z., 2005. Treatise On Invertebrate Paleontology, Part B, Protozoa 1, vol. 1: *Charophyta*. *The Geological Society of America*, Inc. and The University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, 170 p.

Feist, R., Echtler, H., Galtier, J., & Mouthier, B. 1994. Biostratigraphy and dynamics of the nonmetamorphic sedimentary record. *Pre-Mesozoic geology in France and related areas*, 289-304.

Feist-Castel M., 1975. Répartition des Charophytes dans le Paléocène et l'Eocène du bassin d'Aix-en-Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France* 17 (7): 88-97.

Fidalgo, 2001. La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. Université de Bretagne Occidentale.

Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the southcentral Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U- 334 -Th)/He thermochronometry. *Basin Res.* 24, 401–417.

Fischeur, E., 1890. Description géologique de la kabyle du djurdjura. Etude spéciale des terrainstertiaires. Thèse, paris. Fontana et cie, édit. Alger.

Fischer, K. W. (1980). A theory of cognitive development: The control and construction of hierarchies of skills. *Psychological review*, 87(6), 477.

Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633 pp.

Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *J. Geol.Soc.* 173, 419–437.

Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016. Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *J. Geol. Soc.* 173, 419–437.

Fournel, H., 1849. *Richesse minérale de l'Algérie*, t. I, Paris, Imp. Nationale.

Fournie, D., 1975. L'analyse séquentielle et la sédimentologie de l'Yprésien de Tunisie. *Bulletin du Centre de Recherche. Pau-SNPA*, 9 (1), 27-169.

Freytet, P. & Plaziat, J.C. 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis-Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France.

Friedman, G.M., Amiel, A.J., Braun, M. & Miller, D.S., 1973. Generation of carbonates particles and laminites in algal mats - example from sea-marginal hypersaline pool, Gulf of Aqaba, Red Sea. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 57: 541-557.

Frizon de Lamotte, D., P. Leturmy, Y. Missenard, S. Khomsi, G. Ruiz, O. Saddiqi, F. Guillocheau, and A. Michard., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia) : An overview, *Tectonophysics*, 9–28, doi :10.1016/j.tecto.2008.10.024. 13, 62

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., and Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the west Mediterranean. *Tectonics*, 19, 4, p 740-761. doi :10.1029/2000TC900003. 12, 13, 17, 49, 51, 59, 60, 61, 62, 63, 79, 131, 132, 158 *Geol.*, v. 60, p. 3-12.

G

Gheerbrant E., Cappetta H., Feist M., Jaeger J.J., Sudre J., Viane Y -Liaud M. & Sigé B. 1993-La succession des faunes de vertébrés d'âge paléocène supérieur et éocène inférieur dans le bassin d'Ouarzazate, Maroc. Contexte géologique, portée biostratigraphique et paléogéographique. *Newsl. Stratigr.*, 28, 33-58.

Gheerbrant E., Codrea V., Hosu A., Sen S., Guernet C., de Lapparent de Broin F. & RIVELINE J. 1999.- Découverte de vertébrés dans les Calcaires de Rona (Thanétien ou Sparnacien), Transylvanie, Roumanie: les plus anciens mammifères cénozoïques d'Europe Orientale.- *Geologicae Helveticae Eclogae*, Basel, vol. 92, n° 3, p. 517-535

Grambast L., 1957. Ornementation de la gyrogonite et systématique chez les charophytes fossiles. *Revue générale de Botanique* 64 : 339-362 , pl. V - VIII.

Grambast L., 1958. Etude sur les Charophytes tertiaires d'Europe Occidentale et leurs rapports avec les formes actuelles. Thèse Paris. 286 p.

Grambast L., 1959. Extension chronologique des genres chez les Charoideae. Société des Editions Technique. 12 pp.

Grambast L., 1962b. Classification de l'embranchement des Charophytes. *Naturalia Menspeliensia* 14:6386.

Grambast L., 1965. Etat des connaissances acquises sur les Charophytes du Crétacé inférieur.

Mémoires BRGM. Colloque Lyon 34 : 577-582.

Grambast L., 1971. Remarques phylogénétiques et biochronologiques sur les *Septorella* du Crétacé terminal de Provence et les Charophytes associées. *Paléobiologie continentale* 2 (2) : 38 p.

Grambast, L. 1962. *Flore de l'Oligocène supérieur du Bassin de Paris*. Masson.

Grosheny, D., & tronchetti, G., 1988. Platform to basin correlations in Cretaceous times. *Boletín del instituto de fisiografía y geología*, 79-81.

Grosheny, D., Malartre, F., 2002. Reconstruction of outer shelf paleoenvironments in the Turonian–Coniacian of Southeast France (micropaleontology – sedimentology: *Marine Micropaleontology* 47(s 1–2):117–141.

Guiraud, R., 1975. 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. *Rev. Géol. Dyn. Géogr.phy.*, (2), 17, 4, 427-446.

Guiraud, R., 1977. Sur la néotectonique des régions ouest-constantinoise. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), xix, 3 fig, 645-650.

Guiraud, R., 1990. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, Guiraud, R., 1973. L'évolution 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, université denice, 270 p.

H

Halfar J., Godinez-Orta L., Mutti M., Valdez-Holguin J.E., & Borges J.M., 2004. Nutrient and temperature controls on modern carbonate production : an example from the Gulf of California, Mexico, *Geology*, v. 32, p. 213-216.

Hammouda, S. A., Sames, B., Adaci, M., & Bensalah, M. 2018. First record of non-marine ostracods from the Paleogene "hamadian deposits" of Méridja area, west of Bechar (southwestern Algeria). In *Annales de Paléontologie* (Vol. 104, No. 1, pp. 27-44). Elsevier Masson.

Hammouda, S. A.; Mebrouk, F.; Adaci, M.; Bensalah, M. & Mahboubi, M. H. 2016. Discovery of a charophyte locality and biostratigraphy of the continental Eocene deposits of Oued Méridja (southwestern Algeria). *Revue de Micropaléontologie*, 59: 445–456.

Haq, B.U., Schutter, S.R., 2008. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes. *Science* 322,64–68.

Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology).

Hart, M.B. & Bailey, H.W., 1979. The distribution of planktonic foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW Europe. In WIEDMANN J. (Ed.), Aspekte der Kreide Europas.

Hart, M.B., 1980. A water depth model for the evolution of the planktonic foraminifera. Nature, 266, p.252-254.

Hayton, S., Nelson, C.S., Hood, S.D., 1995. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. – Sedimentary Geology, 100, 123-141.

Helmdach F.F. 1979.- Möglichkeiten der Verbreitung nichtmariner Ostrakodenpopulationen und deren Auswirkung auf die Phylogenie und die Stratigraphie.- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatsheft, Stuttgart, Heft 6, p. 378-383

Henrich R., Freiwald A., Betzler C., Bader B., Schäfer P., Samtleben C., Brachert T.T.C., Herkat, M., 1991. Cycles eustatiques et cadre paléogéographique du Crétacé supérieur des Aurès. 2^{ème} Sémin. Géol. Petrol. Alger.

Herkat, M. (2004). Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin des Aurès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, t.175, n°3, pp. 273-288.

Herkat, M., (2005). Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomanién-Turonien des Aurès et du Tell oriental (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, t.176, n°2, pp. 183-190.

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.

Hottinger, L. 1960. Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. Mémoires suisses de Paléontologie 75/76 : 1–243.

Hottinger, L., 2006. Illustrated glossary of terms used in foraminiferal research. Carnets de Géologie, Article 2006/02 (CG2006_M02), 1-43.

Hou, Y. ; Ho, J. & Ye, C. 1978. The Cretaceous–Tertiary ostracods from the marginal region of the Yangtze-Han river plain in central Hubei. *Memoirs of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica*, 9: 129–238 (in Chinese).

Hou, Y., Chen, T., Yang, H., Ho, J., Zhou, Q. and Tian, M.-Q. (1982) Cretaceous-Quaternary ostracode fauna from Jiangsu. Geological Publishing House, Beijing, 1–386 pp.

Hu, J.-M. ; Zeng, D.-M. 1982. Operculum of Gastropoda. In: Geological Bureau of Hunan (Ed.) The Palaeontological Atlas of Hunan. *Geological Memoirs, Series 2.* 1: 255-271.

Huang, R.E.N.J.I.N. 1988: Les charophytes du bassin de Nanxiong (Guangdong) et la limite Crétacé/Tertiaire Gushengwuxue Bao 27(4): 457-474

I

Inan, N. 2004. Laffitteina from the Maastrichtian Paleocene shallow marine carbonate successions of the Eastern Pontides (NE Turkey): biozonation and microfacies. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25 : 367–378.

J

Jaillard 1987a. Calcification des cellules corticales des racines en milieu calcaire, *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques*.

Jaillard, B. 1992. Calcification des cellules corticales des racines en milieu calcaire, *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques*, 139:1, 41-46, DOI: 10.1080/01811789.1992.10827086

Jain, S. P. 1978. Ostracodes des " Inter-trappean beds "(Éocène Inférieur) de Kateru, Rajahmundry, Côte est de l'Inde.

James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm, in N.P. James and J.A.D. Clarke, eds., *Cool-water carbonates*, Spec. Publ., Tulsa, Oklahoma, SEPM, p. 1-20.

Jones, B., 1988, The influence of plants and microorganisms on diagenesis in caliche: Example from the Pleistocene Ironshore Formation on Cayman Brac, British West Indies: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 36, p. 191-201.

Jones, B., 1994. Geology of the Cayman Islands. In: Brunt, M.A., Davies, J.E., (eds.). *The Cayman Islands: Natural History and Biogeography*. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 13-49.

Jones, T. R., 1860. Notes on the fossil Cypridae from Nagpur. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 16: 186–189.

K

Kabanov, P., Anadón, P., & Krumbein, W. E. 2008. Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary geology*, 205(3-4), 79-99.

Karczewska, J. A. D. W. I. G. A., & Ziembinska-Tworzydło, M. A. R. I. A. 1972. Lower Tertiary Charophyta from the Nemegt Basin, Gobi Desert. *Acta Paleontologica Polonica*, 27, 51-81.

Keen, M.C. 1977. Ostracod assemblages and the depositional environments of the Headon, Osborne, and Bembridge Beds (upper Eocene) of the Hampshire Basin. *Palaeontology*, 20: 405–445

Keij, A. J. 1957. Eocene and Oligocene ostracoda of Belgium. *Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Memoire*, 136, 210.

Khosla, A.; Chin, K.; Alimohammadin, H. & Dutta, D. 2015. Ostracods, plant tissues, and other inclusions in coprolites from the Late Cretaceous Lameta Formation at Pisdura, India:

Taphonomical and palaeoecological implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 418:90–100.

Khosla, S. C.; Nagori, M. L.; Jakhar, S. R. & Rathore, A. S. 2009a. Mixed marine, brackish water and non-marine microfaunal association in the Inter-trappean beds (Early Palaeocene) of Jhilmili, Chhindwara District, Madhya Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 73:724-732.

Khosla, S. C.; Nagori, M. L.; Jakhar, S. R. & Rathore, A. S. 2011. Early Danian lacustrine – brackish water Ostracoda from the Deccan Intertrappean beds near Jhilmili, Chhindwara District, Madhya Pradesh, India. *Micropaleontology*, 57: 223-245.

Khosla, S.C.& Nagori, M.L. 2007. a, Ostracoda from the Inter–trappean beds of Mohgaon–Haveli, Chhindwara District, Madhya Pradesh. *Journal of the Geological Society of India*, 69: 209–221.

Khosla, S.C.& Nagori, M.L. 2007. b. A revision of the Ostracoda from the Inter–trappean beds of Takli, Nagpur District, Maharashtra. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 52: 1–15.

Khosla, S.C.; Nagori, M.L.& Mohabey, D. M. 2005. Effect of Deccan volcanism on non–marine Late Cretaceous Ostracode fauna: a case study from Lameta Formation of Dongargaon area (Nand–Dongargaon basin), Chandrapur District, Maharashtra. *Gondwana Geological Magazine, Special Volume*, 8: 133–146.

Killian, C., 1931. Des principaux complexes continentaux du sahara. *c.r.soc.géol. Fr.*, 1, pp.109-111.

Klappa, C.F., 1978, *Biolithogenesis of Microcodium: Elucidation: Sedimentology*, v. 25, p. 489-522.

Klappa, C.F., 1980a ; Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance.

Klie, W. 1938. Ostracoda, Muschelkrebse. *Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile nach ihren Merkmalen und nach ihrer Lebensweise*, 34: 1-230.

Košir, A. 2004. Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *Journal of sedimentary research*, 74: 845-857.

Koutsoukos E.A.M. et Hart M.B., 1990. Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures : a case study from the Sergipebasin, Brazil. *Transactions of Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences*81, 221-246.

Krause, D. W., Maas, M. C., Bown, T. M., & Rose, K. D. 1990. The biogeographic origins of late Paleocene-early Eocene mammalian immigrants to the Western Interior of North America. *Geol Soc Am Spec Pap*, 243, 71-105.

Kuhnt W., Moullade M., Kaminski M.A. 1996. Ecological structuring and evolution of deep sea agglutinated foraminifera. A review. *Revue de Micropaléontologie*, 39, 4, 271-281.

L

- Laffitte, R., 1935. Le danien et le nummulitique dans l'aurès occidental. C. R. Acad.sci. Paris,t. 201, n° 27, 1497-1499.
- Laffitte, R., 1939. Structure et relief de l'aurès algérien. Bull. Ass. Géogr. Fr., n° 119, 34-39.
- Laffitte, R., 1939. Etude de géologie de l'aurès. Doctorat ès sciences paris, bull.serv. Carte géol.Algérie, 1re série, n° 15, 26 fig., 35 cartes, 1 carte au 1/200 000e h.t.,484 p.
- Laffitte, R., Castany, G., & Lelubre, M. 1952. Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique au 1/2000000. *Algérie-Tunisie (Comité d'Organisation du XXème Congrès Géologique International), Alger.*
- Lamarti Sefian N. & André J.P., 1998. Une plate-forme ouverte à faciès Bryomol: le bassin Lambert, A. 1955. Remarques sur les depots de travertins par les cours d'eau et sur leurs consequences morphologiques [with discussion]. *Bulletin de la Société géologique deFrance*, 6(7-9), 577-588.
- Lees A. & Bullers A.T., 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted, Elsevier Publishing Company, Mar. Geol., v. 13, p. 67-73
- Lees A. 1975 . Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation, Mar. Geol., v. 19, p. 159-198.
- Leleu, S., Ghienne, J. F., & Manatschal, G. 2005. Upper Cretaceous-Palaeocene basin-margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence,SE France). *Geological Society, London, Special Publications*, 251(1), 217-239.
- Leonhardi, G. (1863). *Ritter Johannes Guler von Weineck: Lebensbild eines Rhätiers ad 17tenJahrhrt.* Heuberger.
- Lepicard, B., Bilotte, M., Massieux, M., Tambareau, Y., & Villatte, J. 1985. Faunes et flores au passage Crétacé-Tertiaireen faciès continental dans les Petites Pyrénées (Zone sous- pyrénéenne). *Geobios*, 18(6), 787-805.
- Leppig, U. 1988 Structural analysis and taxonomic revision of Miscellanea, Palaeocene largerforaminifera. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81(3): 689-721
- Leprêtre, A., 2012. Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza) (Doctoraldissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).
- Li, L., & Hu, Y. 2016. Nonlinear bending and free vibration analyses of nonlocal strain gradient beams made of functionally graded material. *International Journal of Engineering Science*, 107, 77-97.
- Li, L., Keller, G., 1998. Diversification and extinction in Campanian-Maastrichtian planktic foraminifera of Northwestern Tunisia. *Eclogae geologicae Helvetiae*, Basel, 91, 75-102.

Li, L., Lin, P., Yu, Y., Wang, B., Zhou, T., Liu, L., & Qiao, F. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30, 543-560.

Li, L.; Xu, Z.; Wu, J.; Tian, G., 2010. Bioaccumulation of heavy metals in the earthworm *Eisenia fetida* in relation to bioavailable metal concentrations in pig manure. *Bioresource Technol.*, 101 (10): 3430–3436

Liu, G. 1987. The Cenozoic rift system of the North China Plain and the deep internal process. *Tectonophysics*, 133(3-4), 277-285.

López Martínez, N. ; Arribas Mocochoa, M.E. ; Robador, A. ; Vicens, E. & Ardèvol, L. 2006. Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos sur-centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario.

Lu H., Soulié-Märsche I. & Wang Q., 1996. Evolution and classification of Palaeozoic charophytes. *Acta Micropaleontologica Sinica* 13 (1) :1-12

Lucas. G, Cros. P, Lang. J 1976- Etude microscopique des roches meubles et consolidées. édition Dunod, Paris.

Lucas, G., 1942. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Roubane et de Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine). *Bulletin du Service de la Cartes Géologique de l'Algérie, Série 2, n° 16, 539 p., 131 fig., 34 Pl.*

M

Mac Arthur R.H., Wilson, E.O., 1967. The theory of island biogeography. Princeton University Press, New Jersey. 203 p.

Mädler K., 1952. Charophyten aus dem Nordwestdeutschen Kimmeridge.-*Geologisches Jahrbuch* 67 : 1-46, 2 pl.

Maddocks, R. F. (1988). One hundred million years of predation on ostracods: the fossil record in Texas. In *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* (Vol. 11, pp. 637-657). Elsevier.

Mandelstam, M.I. 1960 . Ostrakody plotzenovyh i postplotzenovyh olotzenii Turkmenistana.

– *Izvestija Akademii Nauk Turkmenskoj SSR*, 1-287, Aschabad.

Mangin, J. (1954). Description d'un nouveau genre de foraminifère: *Fallotella alavensis*. *Bulletin Scientifique de Bourgogne*, 14, 209-219.

Marmi, R., 1995. Les bassins continentaux de l'avant pays de la chaîne alpine nord-orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique. Thèse de doctorat, université nancy i. 283p.

Marty, D. ; Meyer, C. A.; Alonso-Zarza, A. M.& Tanner, L.H. 2006. Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the KT boundary (Facies Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France). *special papers-geological society of america*, 416: 169.

Marzoqi, M., & Pascal, A. 2000. Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé. *Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc.–Newsl. Stratigr., 38, 57-80.*

Masriera, A., & ULLASTRE, J. 1988. Nuevos datos sobre las capas maestrichtienses con Septoroella: su presencia al norte del Montsec (Pirineo catalán). *Acta Geológica Hispánica, 71-77.*

Massieux M. & Villatte J., 1977. Charophytes du Thanétien supérieur des Pyrénées audoises entre le Blau et l'Aude. *Naturalia monspeliensia 27 : 25–61.*

Massieux M., Bilotte, M, Tambareau Y. & Villatte J., 1985 Données préliminaires sur les charophytes du Campanien et du Maastrichien du versant nord-pyrénéen. Actes 110^e Congrès national, Sociétés Savantes, section Sciences, V: 79-86.

Maufrangeas, A. 2018. *Dynamique sédimentaire au Paléocène en contexte précoce de bassin d'avant pays dans le domaine Nord-Pyrénéen* (Doctoral dissertation, Université Michel de Montaigne-Bordeaux III).

Mebrouk F., 2007. Charophytes du Tertiaire continental de l'Algérie. Systématique et biostratigraphie. Thèse, Université d'Oran, 173 p. (inédit).

Meisch, R. A. 2000. Relative persistence of behavior: a fundamental measure of relative reinforcing effects. *Experimental and clinical psychopharmacology, 8(3), 333.*

Michard, A. ; Saddiqui, O. & Chalouan, A. 2008. The Variscan Belt. Continental evolution: the geology of Morocco. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 1: 300. *Doi: 10.1007/978-3-540-77076-3.*

Michard, A., Negro, F., Saddiqui, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R. & Goffé, B., 2006. Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence 154 from the Rif-Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications, *C. R. Geosci., 338, 92–114.*

Migula, W. (1897). *Die Characeen Deutschlands, Oesterreichs und der Schweiz: Unter Berücksichtigung aller Arten Europas* (Vol. 5). E. Kummer.

Molina, E., 2015. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Sci. Rev. 140, 166–181.*

Morin, N. 1993. Les Microcodium: architecture, structure et composition, comparaison avec les racines calcifiées. Université Montpellier II, France. Thèse Doctorat, 132.

Morkhoven, F.P. 1963. Post-Palaeozoic Ostracoda, their morphology, taxonomy and economic use. Volume 2. Amsterdam: Elsevier, 478 .

Müller, G.W. 1894. Die Ostracoden des Golfes von Neapel: und der angrenzenden Meeres-Abschnitte (Vol. 21). R. Friedländer & Sohn.

N

Neale, S. R. A. 1988. *Descriptions*. Stanford University

Nelson C.S. 1988 . An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates, *Sediment.Geol.*, v. 60, p. 3-12.

Nelson C.S., & Bornhold B.D. 1983. Temperate skeletal carbonate sediments on Scottshelf, northwestern Vancouver Island, Canada, *Marine Geology*, v. 52, p. 241–266.

Nelson C.S., Hancock G.E., & Kamp P.J.J., 1982. Shelf to basin temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 717-732.

Neumann, M., Vila, J.M., 1967. Analyse stratigraphique et structurale du flysch de penthièvre (nord du constantinois algérie). *Bull. Soc.géol. Fr.*, (7), ix, p.401-409. Paris.
Non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones. Northern Hemisphere : Implications for fossil counterparts, *Facies*, v. 32, p. 71–108.

O

Oertli, H.J. 1967. Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou (Bassin de Paris). *Bulletin de la Société Géologique de France séries*, 6 : 753–770.

Oschmann, W., 1988. Kimmeridge Clay sedimentation - a new cyclic model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 65:217-251

P

Pawlowski, J., Holzmann, M., & Tyszka, J. 2013. New supraordinal classification of Foraminifera: Molecules meet morphology. *Marine Micropaleontology*, 100, 1-10.

Péron, A. 1898. *La zone "A Placenticerus Uhligi" et la zone "A Marsupites Ornatus" dans le crétacé de l'Algérie*. la Société.

Peron, A., 1883. Essai d'une description géologique de l'Algérie. *Ann. Sc. Géol.*, t. 14, 202 p.

PERVINQUIERE, L. (1902). Sur l'Eocène d'Algérie et de Tunisie et l'âge des dépôts à phosphates de chaux. *Bull. Soc. Géol. France*, 4, 40-42.

Pervinquier, L., 1903. Sur l'Eocène d'Algérie et de Tunisie et l'âge des dépôts à phosphates de chaux. *Bull. Soc. Géol. France*. Vol4, n°II, 40-42p.

Peryt, T.M., 1981. Phanerozoic oncolites: an overview. *Facies*. 4: 197-214.

Peterhänsel, A., 2003a. Calcareous steinkerns: a major source of "non-skeletal" grains. 12th Bathurst Meeting International Conference of Sedimentologists. Special Publication: p81, Durham.

Petrizzo, 2005. An early late Paleocene event on Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean (ODP Leg 198): evidence from planktonic foraminiferal assemblage, in: *Proceeding Ocean Drilling Program, Scientific Results*, ODP. pp. 1–29.

Pia J., 1927. Thallophyta. In: HIRMER M.: *Handbuch der Paläobotanik*. Oldenbourg 1:31-136, München.

Pignatti, J., Di Carlo, M., Benedetti, A., Bottino, C., Briguglio, A., Falconi, M., Matteucci, R., Perugini, G., Ragusa, M., 2008. SBZ 2-6 larger foraminiferal assemblages from the Apulian and PreApulian domains. *Atti del Museo civico distoria naturale di Trieste*, 53, 131–146

Plaziat, J.C. 1984. Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnement et évolution paléogéographique. Université de Paris Sud (Orsay), France. Thèse de Doctorat d'Etat, 914 .

Pomar, L., 2001a. Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Res.* 13, 313–334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>

Purser, B.H., 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1 : Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, Ed. Technip, Paris, 367 pp.

R

Ramos, A. ; Moya-Ruiz, F. ; Salmerón, F. ; García, P. ; Carroceda, A. Fernández-Peralta, L. & Ballesteros, M. 2001. Demersal fauna on deep seamounts of Sierra Leone rise (Gulf of Guinea, Africa). Scientific Council Research Document 01/149. Northwest Atlantic Fisheries organization, Dartmouth, Nova Scotia.

Raoult, J. F. (1968). Chevauchement d'âge éocène dans la Dorsale du Djebel Bou Aded (Est de la chaîne numidique, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 266, 861-864.

Raoult, J.F., 1969. Nouvelles données sur les flyschs du nord de kef sidi dris et dans la zone du col des oliviers (nord-du constantinois, algérie) *bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. Xi, pp 516-543, 2 fig.

Raoult, J.F., 1972. Précisions sur les flyschs massyliens : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bull. Hist. Nat. Afr. Nord*, pp.73-92, 3fig. Alger.

Raoult, J.F., 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (nord-constantinois, algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr., n.s., t.iii n° 121*, 164p., 11pl.h.t.

Reichel M., 1936-1937. Etude sur les Alvéolines. *Mémoires Société Paléontologie Suisse*(57) 59, 1-147 [in French].

Renne, P.R., Deino, A.L., Hilgen, F.J., Kuiper, K.F., Mark, D.F., Mitchell, W.S., Morgan, L.E., Mundil, R., Smit, J., 2013. Time Scales of Critical Events Around the Cretaceous-Paleogene Boundary. *Science* 339, 684–687. <https://doi.org/10.1126/science.1230492>

Renne, P.R., Sprain, C.J., Richards, M.A., Self, S., Vanderkluyzen, L., Pande, K., 2015. State shift in Deccan volcanism at the Cretaceous-Paleogene boundary, possibly induced by impact. *Science* 350, 76–78.

Reynaud J.Y., Dalrymple R., Vennin E., Parize O., Besson D., & Rubino J.L., 2006.

Riveline J., 1986. Les charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale.

Cahiers de Paléontologie (édition du C.N.R.S), 227 p.

Riveline, J., 1976. Etude floristique des niveaux marneux de la carrière de Montchenot (Marne). Mise en évidence d'une nouvelle association de Characées d'âge thanétien. C.R. Acad. Sci. Paris, 283D(1): 25--28.

Riveline, J. (1986). Les charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale. *Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, 227pp, 38.*

Roberts, D.G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., Bjørnseth, H.-M., 1999. Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier, in: *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference*. Geological Society of London, pp. 7– 40.

Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C., 2007. On the duration of the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM): paleocene-eocene thermal maximum. *Geochem. Geophys. Geosystems* 8, n/a-n/a.

Rossi, C. 1997. Microcodium trazas fósiles de invertebrados en facies Continentales (paleoceno de lacuenca de áger, lérica) *Rev.Soc.Geol.España*, 10: 3-4.

Rubino J.L., & Lesueur J.L., 1988. Organisation des dépôts tidaux transgressifs du RUPRECHT, F. (1845). *Symbolae ad historiam et geographiam plantarum Rossicarum*: 75 86.

S

Sanjuan, J., Martín-Closas, C., Costa, E., Barberà, X., & Garcés, M. 2014. Calibration of Eocene-Oligocene charophyte biozones in the Eastern Ebro Basin (Catalonia, Spain). *Stratigraphy*, 11(1), 61-81.

Sars, M. 1866. Om arktiske Dyreformer i Christianiafjorden. *Forhandlinger i videnskabs - selskabeti Christiania* 1865, 196-200.

Savornin, J., 1920. Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès sciences. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série, n° 7, 502 p.

Savornin, J., 1931. *Géologie de l'Algérie et de l'Afrique du Nord*.

Schafhauser, A., Götz, S., & Stinnesbeck, W. 2007. Rudist decline in the Maastrichtian Cardenas Formation (east-central Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(2), 210-221.

Scheibner, C., Speijer, R.P., Marzouk, A.M., 2005. Turnover of larger foraminifera during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and paleoclimatic control on the evolution of platform ecosystems. *Geology* 33, 493.

- Scholle, P. A., & Ulmer-Scholle, D. S., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, *A.A.P.G. Memoir*, 77. A.A.P.G., Tulsa, Oklahoma, 461 p.
- Schudack, M. E., 1999. Some charophytes from the Middle Dinosaur Member of the Tendaguru Formation (Upper Jurassic of Tanzania): *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde Geowissenschaftliche Reihe*, v. 2, p. 201-205. Strohmenger et al., 1991
- Schwarz, J. 1997 Charophyten aus dem Tertiär des Oberrheingrabens (Mitteleozän - Untermiozän). *Palaeontographica*. Abt. B, 243, 1-84.
- Scoffin T.P., 1988. The environments of production and deposition of calcareous sediments *Sedimentary Geology*, 100, 123-141.
- Sellwood B.W., 1978. Jurassic, In McKerrow WS (ed) *The ecology of fossils*, Duckworth. 204-79.
- Serra-Kiel, J., 1998. biostratigraphie des macroforaminifères du Paléocène et de l'Eocène de la thétys. *bulletin de la société géologique de France*.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samso, J.M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Y., Tosquella, J., Zakrevskaya, E., 1998. Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Palaeocene and Eocene. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169 (2), 281–299
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A.K., et al., 2003. Tethyan Paleocene-Eocene larger Foraminifera Biostratigraphy: Shallow benthic Zones (SBZ). *Geologica Acta*, Barcelona 233, 1–2
- Serra-Kiel, J., Vicedo, V., Baceta, J.I., Bernaola, G., Robador, A., 2020. Paleocene larger foraminifera from the Pyrenean Basin with a recalibration of the paleocene shallow benthic zone. *Geologica Acta* 18.8, 1–69
- Serra-Kiel, J.; Hottinger, L.; Drobne, K.; Cañadell, C.F.; Jauhri, A.K.; Less, G. & Zakrevskaya, E. 2003. Tethyan Paleocene-Eocene larger Foraminifera Biostratigraphy: Shallow benthic Zones (SBZ). *Geologica Acta*. Barcelona, 233: 1–2.
- Sexton, P.F., Norris, R.D., Wilson, P.A., Pälike, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C.T., Gibbs, S., 2011. Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature* 471, 349–352.
- Sharma, R. & Khosla, A. 2009. Early Palaeocene ostracoda from the Cretaceous-Tertiary (K-T) Deccan intertrappean sequence at Jhilmili, District Chhindwara, Central India. *J Pal Soc India*, 54: 197–208.
- Sibuet, J.-C., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *J. Geophys. Res.* 109.
- Sirel, E. 1969. Rotaliidae familyasına ait yeni bir cins *Orduina* n. gen. ve türü hakkında. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 73, 160-162.

Sirel, E., & Gündüz, H. 1985. Vania, a New Foraminiferal Genus from the Thanetian of the Van Region. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 101(101-102), 20-24.

Sirel, E., Acar, S., 2008. Description and Biostratigraphy of the Thanetian-Bartonian Glomalveolinids and Alveolinids of Turkey. Scientific Synthesis of the Lifelong Achievement, TMMOB, UCTEA, Special Volume 2. , pp. 1–108

Sirel, E., Gündüz, H., Acar, Ş. 1983. Sur la presence D'une nouvelle espece D'Orbitokathina Hottinger dans le Thanetien de Van (East de la Turquie). *Revue de Paleobiologie*, 2, 2, 149- 159, Geneve.

Sliter W.V. et Baker R.A., 1972. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *J.Foram. Res.* 2, 4, 167-183

Sluijs, A., Brinkhuis, H., Crouch, E.M., John, C.M., Handley, L., Munsterman, D., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Reichert, G.-J., Schouten, S., Pancost, R.D., Damsté, J.S.S.,Welters, N.L.D., Lotter, A.F., Dickens, G.R., 2008. Eustatic variations during thePaleocene-Eocene greenhouseworld: paleocene-eocene eustatic variations. *Paleoceanography* 23, n/a-n/a.

Smit, J. 1979. Microcodium, its earliest occurrence and other considerations. *Revue de Micropaléontologie*, 22 : 44-50.

Smith A.M., & Nelson C.S., 2003. Effects of early sea-floor processes on the taphonomy Smout, A.H., 1954. Lower Tertiary foraminifera of the Qatar peninsula. *British Museum(Natural History)*, London. , pp. 96

Soulié-Märsche I., 1989. Etude comparée de gyrogonites de Charophytes actuelles et fossiles et phylogénie des genres actuels. 1 vol., 237 p., 45 pl.; Imprimerie des Tilleuls, Millau, France.

Soulié-Märsche, I. (1996). Holocene environmental changes in Bangong Co basin (western Tibet). Part 3: biogenic remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(1-2), 65-78.

Sowerby, J. 1837. Großbritannien Mineral-Conchologie oder ausgemahlte Abbildungen und Beschreibungen der Schalthier-Überreste, welche zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Tiefen der Erde erhalten worden sind (Vol. 1). Nicolet.

T

Tambareau, Y.P. 1984. Les ostracodes du “Montien Continental” de Hainin, Hainaut, Belgique. *Revue de Micropaléontologie*, 27:144–156.

Tambareau, Y.P. ; Gruas-Cavagnetto, C. ; Feist, M. & Villatte, J.al. 1991. Flores et faunes continentales ilderdines du versant sud de la Montagne Noire et da la Montagne d'Alaric. *Rev de Micropaleontol*, 34 : 69–89.

Tambareau, Y., Hottinger, L., Rodriguez-Lazaro, J., Villatte, J., Babinot, J.F., Colin, J.P., et al., 1997. Communautés fossiles benthiques aux alentours de la limite Crétacé/Tertiaire dans les Pyrénées. *Bulletin de la Société géologique de France* 168, 795–804

Tawadros, E., 2001. Geology of Egypt and Libya. Balkema, Rotterdam 468 p.

Tewari, V.C. ; Stenni, B. ; Pugliese, N. ; Drobne, K. ; Riccamboni, R. & Dolenc, T. 2007. Peritidal sedimentary depositional facies and carbon isotope variation across K/T boundary carbonates from NW Adriatic platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255 : 77-86.

Tronchetti G. 1984. Influence du substrat et de la salinité dans la répartition des foraminifères benthiques : exemple du Crétacé moyen et supérieur de Provence (SE France). Benthos'83, 2nd International Symposium Benthic Foraminifera, 567-571.

Tronchetti, G. 1981. *Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien): systématique, biostratigraphie, paléocéologie, paléogéographie. Thèse présentée à l'Université de Provence. UER de Sciences naturelles par. Univ. de Provence, Centre St Charles.*

Tucker, M.E. & Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. *Blackwell*, 482 pp.

V

Van der zwaan, G.J., Jorissen F.J. & de Stigter H.C., 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology*, 95, p.1-16.

Van Morkhoven, F. P. 1963. Post Palaeozoic Ostracoda. *Their Morphology, Taxonomy and Economic Use.*, 1-478.

Vandenberghe, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., Hammer, O., Hollis, C.J., Hooker, J.J., 2012. The Paleogene Period, in: *The Geologic Time Scale*. Elsevier, pp. 855–921.

Vellekoop, J., Sluijs, A., Smit, J., Schouten, S., Weijers, J.W.H., Sinninghe Damste, J.S., Brinkhuis, H., 2014. Rapid short-term cooling following the Chicxulub impact at the Cretaceous-Paleogene boundary. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111, 7537–7541.

Vergés, J., Fernández, M., Martínez, A., 2002. The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and postcollisional evolution. *J. Virtual Explor.* 08.

Vila, J.-M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse èsSciences. Univ. Paris VI, 665 p.

Villalba Brea, S., Martín Closas, C., Marmi, J., Gómez, B., & Fernández Marrón, M. T. 2012. Peat-forming plants in the Maastrichtian coals of the Eastern Pyrenees.

Villalba-Brea, S., & Martín-Closas, C. 2013. Upper Cretaceous paleogeography of the Central Southern Pyrenean Basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy. *Facies*, 59, 319-345.

W

Wang . P. et al. 1985. *Marine Micropaleontology of China*. ix + 370 pp. Beijing: China Ocean Press; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer-Verlag. Price DM 242 (hardback). ISBN3 540 13147 7 (hardback).

- Wang S., Huang R., Wang, Z., Lin, X., Zhang, Z. & Xu, X.L. 1982. Cretaceous and Cenozoic Charophytes from Jiangsu. pp. 1-66, pls 1-28. Beijing: Geological Publishing House.
- Wang Z. & Lu H.-N., 1980. New discovery of Devonian Charophytes from South China with special reference to classification and gyrogonite orientation of Trochiliscles and Sycidiales. *Acta Paleontologica Sinica* 19 (3): 190-200. (en chinois, avec résumé en anglais).
- Wang Z., 1978a. Cretaceous Charophyta from the Yangtze-Han river basin with a note on the classification of *Porocharaceae* and *Characeae* (en chinois). *Memoirs Nanjing Institute of Geology and Palaeontology*, Academia Sinica, 9: 61-88, 8 pl. (en chinois, avec résumé en anglais).
- Wehrmann A., Zankl H. & Kühlmann D.H.H., 1995a. Controls on modern carbonate
- Whatley, R., Khosla, S.C., Rathore, A.S., 2012. *Periosocypris megistus* n.gen. and n. sp.: a new gigantic non-marine Cyprid ostracod from the maastichtian lametaformation of India. *Journal of the Palaeontological Society of India* 57(2), 113-117.
- Whatley, R.; Bajpai, S. & Srinivasan, S. 2002a. Upper Cretaceous nonmarine Ostracoda from Intertrappean horizons in Gulbarga District, Karnataka State, South India. *Revista Española de Micropaleontología*, 34: 163-186.
- Whatley, R.C. & Bajpai, S. 2000a. new fauna of Late Cretaceous non-marine ostracoda from the Deccan intertrappean beds of Lakshimpur, Kachchh (Kutch District), Gujarat, western India. *Rev Esp Micropaleontol*, 32: 385-409.
- Whatley, R.C. & Bajpai, S. 2005. Some aspects of the paleoecology and distribution of non-marine ostracoda from Upper Cretaceous intertrappean deposits and the Lameta Formation of peninsular India. *J Pal Soc India*, 50: 61-76.
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello rifaine (algérie, maroc, tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du trias au miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, (24), 3.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in geologic history. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 473 pp.
- Wolf, K.H., 1965. Gradational sedimentary products of calcareous algae. *Sedimentology*, 5: 1-37.
- Wood, R. D. & Imahori 1964. A synopsis of the Characeae. *Bulletin of the Torrey botanical club*, 35-46.
- Wright, J.K., 1992. Microfacies of carbonate rocks. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 976 pp.
- Wright, V.P., Burchette, T.P., 1995 1996. Shallow-water Carbonate environments. *In* Reading, H.G (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, Oxford (*Blackwell*). 325-394.

Y

Yahiaoui, A., 1990. La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara. Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse Doct, université Nancy 1. 202, p.

Yang, F., Huang, L., Duan, F., Zhang, W., He, K., Ma, Y., Brook, J. R., Tan, J., Zhao, Q., and Cheng, Y.: Carbonaceous species in PM_{2.5} at a pair of rural/urban sites in Beijing, 2005–2008, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 7893–7903, 2011.

Z

Zachos, J., 2001a. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693.

Zachos, J.C., 2005. Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science* 308, 1611–1615.

Zachos, J.C., 2011. A complete high-resolution Paleocene benthic stable isotope record for the central Pacific (ODP Site 1209): PALEOCENE BENTHIC STABLE ISOTOPE RECORD. *Paleoceanography* 26, n/a-n/a.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–283.