

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR ANNABA



FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

THESE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de DOCTORAT SCIENCE
En : Géologie

Par : Mme Slami Rafika

THEME

**Mise en Evidence de l'évènement anoxique océanique 2 (EA0-2)
dans la région de Batna (NE algérien).**

Soutenue publiquement le : 31/ 01/ 2019, devant le jury composé de :

- Pr. Salmi-Laouar Sihem (directrice de thèse), Professeur à l'université de Badji Mokhtar Annaba.
- Pr Laouar Rabah (Président), Professeur à l'université de Badji Mokhtar Annaba.
- Pr Kechid-Benkherouf (Examinatrice), Professeur à l'USTHB, Alger.
- Dr Kechiched Rabah (Examineur), Maître de Conférence «A» à l'université de Kasdi Merbah Ouargla
- Dr Djaiz Fouad (Examineur), Maître de Conférence «A», université de Batna 2
- Dr Tlili Mohammed (Examineur), Maître de Conférence «A», université de Badji Mokhtar Annaba.

Année universitaire :2018-2019

Remerciements et Avant-propos :

Avant de présenter ce travail, je désire exprimer ma reconnaissance à tous ceux, qui par leur dévouement, leur encouragements, conseils et critiques et leur sympathie ont permis l'achèvement de ce manuscrit dans les meilleures conditions.

Je citerai en premier lieu Mme Salmi-Laouar Sihem Professeur à l'université Badji Mokhtar Annaba, d'avoir assuré la direction de cette thèse. Elle a su, à tout moment, se montrer disponible et accueillante malgré les multiples exigences et malgré l'éloignement. Sous sa direction et sa confiance en moi m'a aidée à faire aboutir ce travail.

Ma reconnaissance va à Monsieur Laouar Rabah, Professeur à l'université Badji Mokhtar Annaba qui me fait bénéficier de son expérience et de ses remarques constructives. Je suis heureuse de pouvoir lui témoigner ma gratitude.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Bruno Ferré, qui a suivi l'élaboration de ce travail depuis le début. Il m'a fait la détermination des ammonites et des foraminifères planctoniques, et il a bien voulu corriger et critiquer ce manuscrit. Qu'il en soit chaleureusement remercié.

Je tiens à remercier Madame Kechid-Benkherouf Fatiha, Professeur à l'U.S.T.H. B (FSTGAT), qui m'a fait découvrir et aimer le monde des microfossiles durant son encadrement en Magister. Je la remercie vivement.

Je tiens également à exprimer ma profonde et respectueuse gratitude à Monsieur Yahiaoui Abd El Ouahab, Professeur à l'université de Batna2 de me faire bénéficier de son soutien scientifique, en contribuant en particulier au choix des différentes coupes étudiées. Ses remarques, ses conseils, et sa rigueur ont amélioré cette étude, je le remercie très sincèrement.

Je remercie très vivement les membres du jury d'avoir accepté de juger et d'évaluer les résultats de ce travail : Pr Rabah Laouar, Pr Kechid-Benkherouf, Dr Kechiched Rabah, Dr Djaiz Fouad, et Dr Tlili Mohammed.

Je suis heureuse d'exprimer également, à cette occasion, mes sincères remerciements aux responsables de l'Isotope Geosciences Unit, SUERC, Glasgow, pour leur aide concernant les analyses isotopiques de la coupe de Théniet El Manchar. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma gratitude.

Je remercie profondément les personnes du Centre de recherche et développement de la wilaya de Boumerdès et Tébessa qui m'ont aidé sur le plan technique pour la réalisation des analyses géochimiques (Ca CO_3 et COT) et les membres de Centre de recherche et développement de la wilaya de Tipaza, surtout le directeur technique "Laaraba Rachid" qui a participé à l'aboutissement d'une partie de l'illustration par le Microscope Electronique à Balayage (MEB) et donc ont permis d'achever cette étude avec un maximum d'efficience.

Je remercie également les personnes qui se sont chargées à la détermination de la macrofaune et la microfaune, Monsieur Aouissi Riadh, enseignant à l'Université Oum El Bouaghi pour les invertébrés, Madame Wassila-Souad Bourouiba, chargé de cours à FSTGAT/USTHB pour les coraux, Melle Maandi Nabila, enseignante à la FSTGAT/USTHB pour la détermination d'une partie des foraminifères, et Melle Ouikene Karima, enseignante à l'université de Tizi Ouzou pour la détermination des ostracodes.

Ma reconnaissance et ma gratitude vont également à Melle Samira Mendir pour son aide et ses encouragements.

Je souhaiterais enfin remercier tous mes enseignants grâce à qui j'ai acquis les bases de la géologie et en particulier Mr Youcef El Hadj Ibrahim pour le temps qu'il m'a accordé pour répondre à mes questions.

Au cours de ces années de travail, je ne saurai jamais comment remercier mes chers parents, mes frères et sœurs, et surtout sur l'aide et l'affectueux dévouement de mon mari Azzedine. Il m'a assuré sans relâche son soutien moral et matériel, je le remercie très vivement pour sa grande patience.

Mes remerciements vont également à ma défunte grande mère. Elle a su m'épauler et m'encourager durant tous les moments de doutes et de désespoir.

Je ne peux oublier mon jeune fils Mohammed Raouad, et les enfants de mes sœurs : Loudjeine, Mohammed Amdjed et Ahmed Koussai.

Je tiens à remercier tous ceux (ou celles) qui je ne mentionne pas ici, mais ont contribué de loin ou de près, à l'aboutissement de cette thèse de Doctorat.

A LA MEMOIRE DE MA DEFUNTE GRANDE MERE.

Résumé :

La présente étude s'intéresse aux dépôts céno-mano-turonien, observables dans la région de Batna, afin de définir la mise en évidence de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO-2). Cette région couvre deux domaines paléogéographiques et structuraux : le préatlasique (Monts de Bellezma-Batna) au NO et l'atlasique (Monts de l'Aurès) au SE. Pour le faire, une analyse sédimentologique, biostratigraphique et géochimique est réalisée sur deux coupes Théniet El Manchar et Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Basées sur les ammonites et les foraminifères planctoniques, deux formations ont été définies : (1) la Formation des Marnes de Smail, subdivisée en quatre unités litho-stratigraphiques (IA, IB, IC, ID), datée du Cénomanien et (2) la base de la Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun (unité, IIA) datée du Turonien inférieur. L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques), des ostracodes, l'étude du microfaciès et des marqueurs géochimiques, permet de reconstituer l'évolution du paléo-environnement et les variations paléobathymétriques au cours de l'intervalle stratigraphique concerné. Ainsi, les unités IA-IB-IC et la partie inférieure de l'unité ID (Cénomanien) sont dominées par des associations de foraminifères benthiques agglutinés et des carapaces entières d'ostracodes, témoignant d'un milieu de plate-forme et d'un faible hydrodynamisme. Les calcaires supérieurs de l'unité IC et inférieurs de l'unité ID sont marqués par la présence de rudistes traduisant une réduction du milieu de sédimentation et une augmentation de l'hydrodynamisme. Dans ces dépôts, les associations montrent une diversité spécifique faible à moyenne et une abondance plus ou moins élevée de foraminifères benthiques, témoignant de conditions trophiques et d'oxygénation considérées comme normales. Les termes sommitaux de l'unité ID (sommet du Cénomanien) et l'unité IIA (base du Turonien) marquent, quant à eux, une évolution vers des conditions plus profondes, comme le montre la succession standard des événements déjà reconnus en Afrique du nord, à savoir : l'abondance de foraminifères planctoniques, la présence de 'filaments' et une réduction drastique de la faune d'ostracodes.

D'une manière générale, la sédimentation des deux formations dans les deux domaines représente une séquence qui évolue d'un environnement de plate-forme externe distale à celui d'une plate-forme moyenne, avec une phase régressive. Cette séquence s'achève avec le retour aux conditions profondes concomitantes d'une hausse eustatique et dépôt de sédiments pélagiques caractérisant un intervalle transgressif (IT) et s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre. L'évolution séquentielle et paléogéographique des dépôts céno-maniens et turoniens inférieurs de la région de Batna dépendent intimement du contexte structural de la région.

En outre, les courbes isotopiques du carbone ($\Delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\Delta^{18}\text{O}$) des carbonates mettent en évidence des anomalies isotopiques relatives aux modifications paléo-environnementales. Les données du $\Delta^{13}\text{C}$ et celles du COT indiquent une productivité primaire faible. Les données du $\Delta^{18}\text{O}$, quant à elles, indiquent une augmentation des paléotempératures, cause principale du déclenchement de l'EAO 2. Ces interprétations paléo-environnementales s'accordent avec les données connues du contexte paléogéographique régional et mettent en exergue les spécificités téthysiennes.

Mots clés : sédimentologie ; géochimie ; biostratigraphie ; paléo-environnement ; Cénomanien Turonien ; Batna ; Algérie.

Abstract :

The present study investigates the Cenomano-Turonian deposits, observable in Batna region, in order to define the detection of the oceanic anoxic event 2 (OAE-2). This region covers two paleogeographic and structural domains: the preatlas (Bellezma mountains-Batna) NO and the Atlas (Aures mountains) SE. To make it, a sedimentological, biostratigraphic and geochemical analysis is carried out on two cuts Théniet El Manchar and Firmet Riche " Bou Arif mountain". Based on ammonites and planktonic foraminifera, Two formations have been defined: (1) the Smail Marsh Formation, subdivided into four lithostratigraphic units (IA, IB, IC, ID), dated Cenomanian and (2) the base of the Dolomites Formation on the Oued Skhoun (unit, IIA) dated from the lower Turonian. Qualitative and quantitative analysis of foraminifera (planktonic and / or benthic), ostracods, the study of microfacies and geochemical markers allows the reconstruction of paleoenvironmental evolution and palaeo-bathymetric variations during the stratigraphic interval. Thus, the IA-IB-IC units and the lower part of the ID (Cenomanian) unit are dominated by agglutinated benthic foraminiferous associations and entire ostracode carapaces, indicating a platform medium and of a weak hydrodynamism. The upper limestones of the IC unit and the lower ones of the ID unit are marked by the presence of rudists, reflecting a reduction in the sedimentation medium and an increase in hydrodynamism. In these deposits, the associations show a low to moderate specific diversity. And a higher or lower abundance of benthic foraminifers, indicating trophic conditions and oxygenation considered normal. The top terms of the ID unit (Cenomanian summit) and the IIA unit (Turonian base) mark an evolution towards deeper conditions, as shown by the standard succession of events already recognized in the past North Africa, namely: the abundance of planktonic foraminifers, the presence of 'filaments' and a drastic reduction of ostracod fauna.

In general, the sedimentation of both formations in both domains represents a sequence that evolves from an outer platform environment distal to that of an average platform, with a regressive phase. This sequence ends with the return to the concomitant deep conditions of an eustatic rise and deposition of pelagic sediments characterizing a transgressive interval and fits into the tertiary major Tethysian eustatic cycle. The sequential and paleogeographic evolution of the lower Cenomanian and Turonian deposits of the Batna region is closely related to the structural context of the region.

In addition, the isotopic curves of the carbon ($\Delta^{13}\text{C}$) and the oxygen ($\Delta^{18}\text{O}$) of carbonates reveal isotopic anomalies related to paleo-environmental modifications. Both $\Delta^{13}\text{C}$ and TOC data indicate low primary productivity. The $\Delta^{18}\text{O}$ data, meanwhile, indicate an increase in paleo-temperatures, the main cause of the outbreak of OAE 2. These palaeoenvironmental interpretations are consistent with the cknown data of the regional paleogeographic context and highlight the Tethysian specificities.

Key words: sedimentology; geochemistry; biostratigraphy; palaeoenvironment; Cenomanian; Turonian; Batna; Algeria.

ملخص:

تهتم الدراسة الحالية برواسب السينومانو- تورونيان الملاحظة في منطقة باتنة، بغية التعريف بحدوث حدث غياب الاوكسجين المحيطي (EAO-2). تغطي هذه المنطقة مجالين جغرافيين قديمين وبنويين: ما قبل الأطلسي (جبال بلزمة- باتنة) في الشمال الغربي والأطلسي (جبال الاوراس) في الجنوب الشرقي. لإنجاز ذلك قمنا بتحقيق تحليل رسوبي، بيوستراتيغرافي وجيوكيميائي على مقطعين: ثنية المنشار وفيرمة ريش "جبل بو عريف". على أساس الامونيت و المنخربات العوالق، عرفت تشكيلتين: (1) تشكيلة مارن إسماعيل قسمت الى أربع وحدات ليتوستراتيغرافية (IB، IA، IC، ID) مؤرخة في السينومانيان و (2) أساس تشكيلة دولومي الواد سخون (وحدة، IIA) المؤرخة في التورونيان السفلي التحليل الكيفي والكمي للمنخربات (العوالق و/ او القاعية)، الصدفيات، دراسة السحن المجهرية والدلائل الجيوكيميائية تسمح بإعادة بناء تطور الأوساط القديمة وتغيرات الأعماق القديمة اثناء المجال الستراتيغرافي المخصص. ايضا، الوحدات IC-IB-IA والجزء السفلي للوحدة ID (سينومانيان)، مغلوبة بتجمعات المنخربات القاعية الراسدة والقواقع الكاملة للصدفيات، وتبين وسط من نوع السطیحة القارية مع حركية مائية ضعيفة. الحجر الكلسي العلوي في الوحدة IC والسفلي في الوحدة ID ملاحظ بوجود روديست تترجم انخفاض وسط الترسيب وارتفاع حركية الماء. في هذه الرواسب، هذه التجمعات تبين اختلاف نوعي ضعيف إلى متوسط وثرثرة حيوانية إلى حد ما عالية للمنخربات القاعية. وتبين أيضا شروط غذائية وأوكسجين يعتبران كعاديين. الأجزاء العلوية للوحدة ID (سينومانيان علوي) والوحدة IIA (أساس التورونيان) تلحظ، هي الأخرى، تطور نحو الشروط الأكثر عمقا كما يبينه التتابع الكلاسيكي للأحداث المعروفة في إفريقيا الشمالية، على سبيل المثال: كثرة المنخربات العوالق، وجود الألياف ونقصان جذري في حيوان الصدفيات.

بصفة عامة، ترسب التشكيلتين في المجالين تبين التوال التي تتطور من وسط السطیحة القارية الخارجية البعيدة الى السطیحة القارية المتوسطة، مع مرحلة تراجعية. ينتهي هذا التوال مع العودة الى الشروط العميقة المتزامنة مع ارتفاع استوائي بحري وتوضع رواسب العوالق الذي يخص المجال التصاعدي (IT) ويسجل في الدور الاستوائي الأكبر التيتيسي ذو الترتيب الثالث. التطور التوالي والجغرافي القديم لرواسب السينومانيان والتورونيان السفلي لمنطقة باتنة متعلق بشدة بالمجال البنيوي للمنطقة.

إضافة الى ذلك، منحنيات النظائر للكربون ($\Delta^{13}\text{C}$) والاكسجين ($\Delta^{18}\text{O}$) للكربونات توضح شذوذ النظائر نسبية مع تغيرات الأوساط القديمة. معطيات $\Delta^{13}\text{C}$ و COT تشير الى انتاج اولي ضعيف. معطيات $\Delta^{18}\text{O}$ ، هي الأخرى، تشير الى ارتفاع درجات الحرارة القديمة، سبب رئيسي لانطلاق EAO2. هذه التفسيرات للأوساط القديمة تتوافق مع المعطيات المعروفة في المجال الجغرافي المحلي القديم وتضع بذلك شعار النوعيات التيتيسية .

الكلمات المفتاحية: علم الرواسب، جيوكيمياء، بيوستراتيغرافي، وسط قديم، سينومانيان، تورونيان، باتنة، الجزائر .

Table des Matières :

Remerciements et Avant-propos

Résumé

Abstract

ملخص

Table des Matières

Liste des figures

Liste des Tableaux et des planches photographiques

Introduction1

CHAPITRE I : Généralités

I. Définition du sujet8

II. Matériels et Méthodologie du travail9

III. Cadre général11

IV. Cadre structural12

V. Historique14

CHAPITRE II : Lithologie

I. Description lithologique des coupes20

I.1. Coupe de Théniet El Manchar.....20

I.1.1. Formation I des Marnes de Smail25

Unité IA : Marnes à ammonites et exogyres25

Unité IB : Marnes à ostracodes et calcaires massifs à huîtres26

Unité IC : Marnes à *Aspidiscus cristatus*27

Unité ID : Marnes à *Neolobites vibrayeanus*28

I.1.2. Formation II des Dolomies de l'Oued Skhoun29

Unité IIA : Marnes à *Whiteinella archaeocretacea*29

I.2.Coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif »32

I.2.1.Formation I des Marnes de Smail37

Unité IA : Marnes à Exogyres et niveaux calcaires bioclastiques à Pectinidés37

Unité IB : Marnes à lamellibranches, gastéropodes et oursins et calcaires noduleux bioclastiques38

Unité IC : Marnes à *Aspidiscus cristatus*39

Unité ID : Marnes à rares fragments d'ostreidés et calcaires massifs fortement ferrugineux.....40

I.2.2. Formation II des Dolomies de l'Oued Skhoun.....	41
Unité IIA : Marnes à foraminifères planctoniques et Marnes carbonatées grisâtres à <i>Mytiloides</i>	41
II. Corrélation et évolution latérale des constituants entre les deux domaines	44
III. Réponse lithologique à l'installation de l'EAO2.....	47
CHAPITRE III : Biostratigraphie	
I. Les biozones et les bio-événements	55
I.1. Biozone à <i>Sharpeiceras laticlavium</i>	55
I. 2. Biozone à <i>Aspidiscus cristatus</i>	55
I. 3. Biozone à <i>Neolobites vibrayeanus</i>	55
I. 4. Biozone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	56
I. 5. Biozone à <i>Helvetoglobotruncana Helvetica</i>	56
I. 6. Biozone à <i>Whiteinella</i> cf. <i>praehelvetica</i>	56
I. 7. Evènement à calcisphères.....	57
I. 8. Evènement à filaments	57
I. 9. Evènement à <i>Heterohelix</i>	57
II. Discussion	60
III- Réponse microfaunistique à l'installation de l'EAO2.....	65
CHAPITRE IV : Géochimie	
I. Résultats	67
I.1. Coupe de Théniet El Manchar	68
I.2. Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »	70
II. Discussions et interprétation des données.....	71
III. Réponse géochimique à l'installation de l'EAO2	77
CHAPITRE V : Sédimentologie	
I. Analyse pétrographique.....	79
I.1. Eléments figurés biologiques	79
I.1.1. Les foraminifères planctoniques.....	79
I.1.2. Les foraminifères benthiques	80
I.1.3. Les calcisphères.....	82
I.1.4. Les ostracodes	82
I.1.5. Les huitres	83
I.1.6. Les rudistes.....	83
I.1.7. Les filaments	83

I.1.8. Les échinodermes	83
I.1.9. Les bryozoaires.....	84
I.1.10. Les algues	84
I.1.11. Les gastéropodes	84
I.1.12. Les annélides	84
I.2.Eléments figurés non biologiques	84
I.2.1. La pyrite	84
I.2.2. La glauconie	85
I.2.3. Matière organique.....	85
I.2.4. Phosphates	85
I.2.5. Dolomie	85
I.2.6. Pelletoides	85
I.2.7. Intraclastes.....	86
I.3. Phase de liaison	86
II. Principaux faciès et microfaciès	93
II.1. Marnes à <i>Aspidiscus cristatus</i>	93
II.2. Calcaires à Rudistes	93
II.3. Marnes et calcaires à foraminifères benthiques	94
II.4. Calcaires à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires.....	95
II.5. Calcaires à calcisphères et foraminifères planctoniques	99
II.6. Marnes à foraminifères planctoniques	101
III. Description et signification des discontinuités sédimentaires rencontrées.....	101
III.1. Les surfaces ferrugineuses	101
III.2. Les surfaces bioturbées	102
III.3. Les terriers	103
III.4. Les surfaces durcies	103
III. 5. Les surfaces micro-perforées	104
IV. Les milieux de dépôt	104
IV. 1. Domaine de plate-forme	104
IV. 2. Domaine de la zone de transition plateforme/bassin	105
V. Découpage séquentiel	105
V.1. Séquence 1	106
V.2. Séquence 2	107
V.3. Séquence 3	107

V.4. Séquence 4	108
VI. Stratigraphie séquentielle	109
VII. Évolution verticale des constituants et interprétation des paléoenvironnements	113
VIII. Réponse paléoenvironnementale à l'installation de l'EAO2	116
CHAPITRE VI : Systématique	
I. Systématique des Foraminifères	118
I.1. Liste des principaux taxons planctoniques	119
I.2. Liste des principaux taxons benthiques	131
II. Systématique des ostracodes	143
II.1. Liste des principaux taxons des ostracodes	143
III. Conclusion	152
CHAPITRE VII : L'Évènement Anoxique Océanique 2 (EAO2) et ses empreintes dans la région de Batna et conclusion	
I. L'empreinte lithologique	155
II. L'empreinte biostratigraphique	156
III. L'empreinte paléoenvironnementale	157
IV. L'empreinte géochimique	158
V. Interprétations et discussions	159
VI. Conclusion	162
Références bibliographiques	164
Annexe	195
Fiches des analyses géochimiques	196
1. Fiche des analyses isotopiques : « Coupe de Théniet El Manchar »	196
2. Fiche des analyses calcimétriques	198
2.1. Coupe de Théniet El Manchar	198
2.2. Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »	201
3. Fiche des analyses du Carbone Organique Total (COT)	203
3-1- Coupe de Théniet El Manchar	203
3-2- Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »	203
Fiches de recensement microfaunistique	204
1. Fiche de recensement : « Coupe de Théniet El Manchar »	204
2. Fiche de recensement : « Coupe de Firmet Riche ; Dj Bou Arif »	207

Liste des figures :

N°	Titre	Page
Fig. 1	Distribution des 'black shales' (sédiments riches en matière organique) et provinces magmatiques à la limite Cénomanién/Turonien (Takashima R. <i>et al.</i> , 2009).	2
Fig. 2	Carte de répartition des teneurs en COT en Algérie (Askri <i>et al.</i> , 1995, modifiée in Lüning <i>et al.</i> , 2004). 1. Djebel Bou Arif ; 2. Djebel Hamminat ; 3. Djebel Djaffa biomicrite ; 4. Oued Cheniour ; 5. Djebel Kenazaa ; Bou Charef ; 6. Djebel Chettaba ; 7. Djebel Safia ; 8. Oued Soubella ; 9. Dôme de Colbert ; 10. Colbert/Biban ; 11. Djebel Babor ; 12. Grande Kabylie ; 13. Monts du Hodna ; 14. Bou Saada.	5
Fig. 3	Indice d'océanité, diversité des foraminifères et paléoenvironnements.	10
Fig. 4	Situation de Batna au sein des grands ensembles géologiques de l'Algérie orientale (Herkat, 2007).	12
Fig. 5	Les principaux groupes structuraux dans le domaine atlasique oriental (Herkat, 2006).	13
Fig. 6	Carte géologique simplifiée montrant les formations du Crétacé à Théniet El Manchar (Carte de Merouana 1/50 000).	21
Fig. 7	Colonne litho-stratigraphique de Théniet El Manchar.	22
Fig. 8	Variation des paramètres quantitatifs et distribution des principaux constituants biologiques et minéralogiques à Théniet El Manchar.	24
Fig. 9	Carte géologique simplifiée montrant les formations du Crétacé à Dj Bou Arif (Carte d'Ain El Ksar 1/50 000).	32
Fig. 10	Colonne litho-stratigraphique de Dj Bou Arif "Firmet Riche".	33
Fig. 11	Variation des paramètres quantitatifs et distribution des principaux constituants biologiques et minéralogiques à Firmet Riche « Dj Bou Arif ».	36
Fig. 12	Corrélation lithologique du Cénomanién-Turonien dans la région de Batna.	46
Fig. 13	Répartition stratigraphique des ammonites et foraminifères planctoniques dans la coupe de Théniet El Manchar (NE Batna).	51

Fig.14	Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).	52
Fig. 15	Données géochimiques de la coupe de Théniet El Manchar.	69
Fig. 16	Données géochimiques de la coupe de Firmet Riche " Dj Bou Arif ".	70
Fig. 17	Corrélations isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ de la coupe de Théniet El Manchar avec d'autres contrées : (1). Pueblo (GSSP) ; (2). Kalaat Senan ; (3). Essouabaa ; (4). Théniet El Manchar.	74
Fig. 18	Répartition des éléments microfaciologiques de la coupe de Théniet El Manchar.	87
Fig. 19	Répartition des éléments microfaciologiques de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».	88
Fig. 20	Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques dans la coupe de Théniet El Manchar (NE Batna).	89
Fig. 21	Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).	90
Fig. 22	Répartition stratigraphique des ostracodes dans la coupe de Théniet El Manchar (NE Batna).	91
Fig. 23	Répartition stratigraphique des ostracodes dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).	92
Fig. 24	Découpage séquentiel dans la région de Batna (NE Algérie).	112
Fig. 25	Ensembles géologiques du domaine atlasique oriental : 1 : rampe, 2 : transition rampe / bassin, 3 : bassin, 4 : Tell (Herkat, 2005).	115

Liste des tableaux :

N°	Titre	Page
Tabl. 1	L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Théniet El Manchar.	23
Tab. 2	L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Firmet Riche.	35
Tab. 3	Distribution des principaux taxons identifiés à Théniet El Manchar.	53
Tabl. 4	Distribution des principaux taxons identifiés à Dj Bou Arif.	54
Tab. 5	Distribution comparée des ammonitozones et biozones de foraminifères planctoniques de l'intervalle Cénomaniens-Turonien en Algérie.	62
Tab. 6	Comparaison biostratigraphique des biozones d'ammonites et de foraminifères planctoniques de l'intervalle Cénomaniens-Turonien reconnue dans le monde avec la région de Batna, NE Algérie (Présente étude).	64

Liste des planches photographiques :

N°	Titre	Page
Pl. 1	Principaux faciès identifiés à Théniet El Manchar.	30
Pl. 2	Principaux Taxons cénomaniens de la coupe de Théniet El Manchar. 1: <i>Hemiaster (Hemiaster) gabrielis</i> ; 2: <i>Heterodiadema libycum</i> ; 3: <i>Plicatula (Plicatula) auressensis</i> ; 4: <i>Tenea delectrei</i> ; 5: <i>Neithea (Neithea) dutruegi</i> ; 6: <i>Ceratostreon flabellatum</i> ; 7: <i>Aspidiscus Cristatus</i> .	31
Pl. 3	Principaux faciès identifiés à Firmet Riche.	42
Pl. 4	Principaux Taxons cénomaniens de la coupe de Firmet Riche " Dj Bou Arif". 1: <i>Exogyra conica</i> ; 2, 3: <i>Nerinea</i> sp.; 4, 5: <i>Plicatula</i> sp.; 6: <i>Neithea</i> sp.; 7: <i>Hemiaster (Hemiaster) gabrielis</i> ; 8: <i>Heterodiadema</i> cf. <i>libycum</i> ; 9: <i>Aspidiscus Cristatus</i> .	43

Listes des tableaux et des planches photographiques

Pl. 5	Principaux taxons d'Ammonites identifiés à Théniet El Manchar : 1: <i>Sharpeiceras laticlavium</i> ; 2: <i>Mantelliceras</i> cf. <i>dixonii</i> ; 3: <i>Mantelliceras</i> cf. <i>picteti</i> ; 4: <i>Aspidiscus cristatus</i> ; 5: <i>Neolobites vibrayeanus</i> .	59
Pl. 6	Calcaire à foraminifères benthiques : Ph.1 : Pseu : <i>Pseudolituonella reicheli</i> Marie, Ph.2 : Cun : Cuneolines ; Ph.3 : Chry : <i>Chrysalidina gradata</i> D'Orbigny ; Ph.4. Tex : <i>Textularidés</i> .	95
Pl. 7	Calcaire à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires : Ph .1. Lam : Lamellibranches ; Ph .2. Rad Ech : Radioles d'Echinides ; Ph. 3, 4. Bry : Bryozoaires, Ph. 5. Mil : Miliolidés ; Ph.6. Alg : Algues.	97
Pl. 8	Calcaire à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires (la suite) : Ph.1. Gas : Gastéropodes ; Ph. 2. Pel : Pelletoides. Ph.3. MO : Matière organique ; Ph.4. CD : Cavité de dissolution à remplissage sparitique, RD : Rhomboèdres de dolomies ferrugineux ; Ph.5. Lam. Lamellibranches.	98
Pl. 9	Calcaire à calcisphères et foraminifères planctoniques : Ph. 1. Cals : Calcisphères, Valv Ostr : Valves d'Ostracodes ; Ph.2. Lam : Lamellibranches ; Ph. 3. FP : Foraminifères Planctoniques ; Ph.4. Fi : Filaments ; Ph. 5. Py : Pyrite.	100
Pl. 10	Surfaces ferrugineuses.	102
Pl. 11	Une surface bioturbée indurée.	102
Pl. 12	Surfaces ferrugineuses indurées colmatant de nombreux terriers de différentes tailles sub-verticaux ou horizontaux (Tr : Terriers, f : ferruginisation).	103
Pl. 13	Surfaces durcies (surfaces de condensation de faune) à ostréidés et à rudistes.	103
Pl. 14	Spécimens de foraminifères planctoniques photographiés au MEB (Coupe de Théniet El Manchar) : a. <i>Whiteinella archaeocretacea</i> Pessagno, a1. Vue ombilicale, a2. Vue spirale ; b. <i>Whiteinella aprica</i> Loeblich et Tappan, b1. Vue ombilicale, b2. Vue spirale ; c. <i>Dicarinella hagni</i> Scheibnerova, c1. Vue ombilicale, c2. Vue spirale ; d. <i>Whiteinella brittonensis</i> Loeblich et Tappan, vue spirale ; e. <i>Whiteinella</i> sp.2, vue latérale ; f. <i>Dicarinella imbricata</i> Mornod, f1. Vue spirale, f2. Vue ombilicale ; g. <i>Praeglobotruncana</i> sp., vue ombilicale ; h. <i>Whiteinella aumalensis</i> Sigal, vue spirale ; i. <i>Whiteinella baltica</i> Douglas & Rankin, i1. Vue ombilicale, i2. Vue spirale ; j. <i>Dicarinella</i> sp., vue ombilicale.	129

Listes des tableaux et des planches photographiques

Pl. 15	Spécimens de foraminifères planctoniques photographiés au MEB (Coupe de Firmet Riche) : a. <i>Hedbergella simplex</i> Morrow, vue spirale ; b. <i>Whiteinella</i> cf. <i>praehelvetica</i> Trujillo, vue spirale ; c. <i>Dicarinella hagni</i> Scheibnerova, vue spirale ; d. <i>Whiteinella archaeocretacea</i> Pessagno, vue spirale ; e. <i>Whiteinella baltica</i> Douglas & Rankin, vue ombilicale ; f. <i>Dicarinella imbricata</i> Mornod, vue ombilicale ; g. <i>Whiteinella aprica</i> Loeblich et Tappan, vue ombilicale ; h. <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> Bolli, vue spirale ; i. <i>Helvetoglobotruncana</i> cf. <i>helvetica</i> Bolli, vue ombilicale ; j. <i>Whiteinella</i> sp.1, vue spirale ; k. <i>Whiteinella</i> sp.2, vue latérale ; l. <i>Heterohelix</i> sp. ; m. <i>Praeglobotruncana aumalensis</i> , vue ombilicale ; n. <i>Heterohelix moremani</i> Cushman ; o. <i>Praeglobotruncana stephani</i> Gandolfi, vue ombilicale.	130
Pl. 16	Spécimens de quelques foraminifères benthiques photographiés au MEB (Coupe de Firmet Riche).	141
Pl. 17	Spécimens de quelques foraminifères benthiques observés et dessinés (des deux coupes étudiées).	142
Pl. 18	Quelques Spécimens d'ostracodes.	151

Introduction

À l'instar de nombreuses régions à travers le monde, le domaine téthysien n'a pas été épargné par l'évènement anoxique océanique 2 (EAO 2) (Figure 1). Durant une courte période, 600.000 ans (ex : Voigt *et al.*, 2008 ; Du Vivier *et al.*, 2014, 2015), aux alentours du passage Cénomanién-Turonien (93,90 Ma ; Sageman *et al.*, 2006 ; Meyers *et al.*, 2012), s'installèrent des conditions paléo-environnementales défavorables (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Schlanger *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Kuhnt *et al.*, 1990). Il est généralement convenu qu'une telle sous-oxygénation océanique est provoquée par un emballement de la production primaire (ex : Higgins *et al.*, 2012) et non par un mécanisme de préservation différentielle, tel que la circulation ralentie, voire nulle, des océans (Demaison et Moore, 1980). L'hydrothermalisme intense évoqué à cette période tient son origine dans l'expansion rapide des fonds marins et d'importantes éruptions ignées (LIP : large igneous province ; Larson et Erba, 1999) avec pour conséquences : dégazage de CO₂, réchauffement temporaire, accélération du cycle hydrogéologique, dépôt massif de composés réduits dans les océans et taux d'altération élevé sur les continents (Sinton et Duncan, 1997 ; Kerr, 1998 ; Jones et Jenkyns, 2001). Ce dernier effet a causé l'accroissement du flux de nutriments dans le système marin, puis l'augmentation de la productivité primaire et celle des teneurs en phosphore au début de l'EAO 2 (Mort *et al.*, 2007a, 2007b ; Pogge von Strandmann *et al.*, 2013 ; Du Vivier *et al.*, 2014). L'analyse détaillée des différents évènements de cette crise biologique à l'échelle globale a révélé l'existence de dénominateurs communs aux dépôts sédimentaires des différents domaines paléogéographiques.

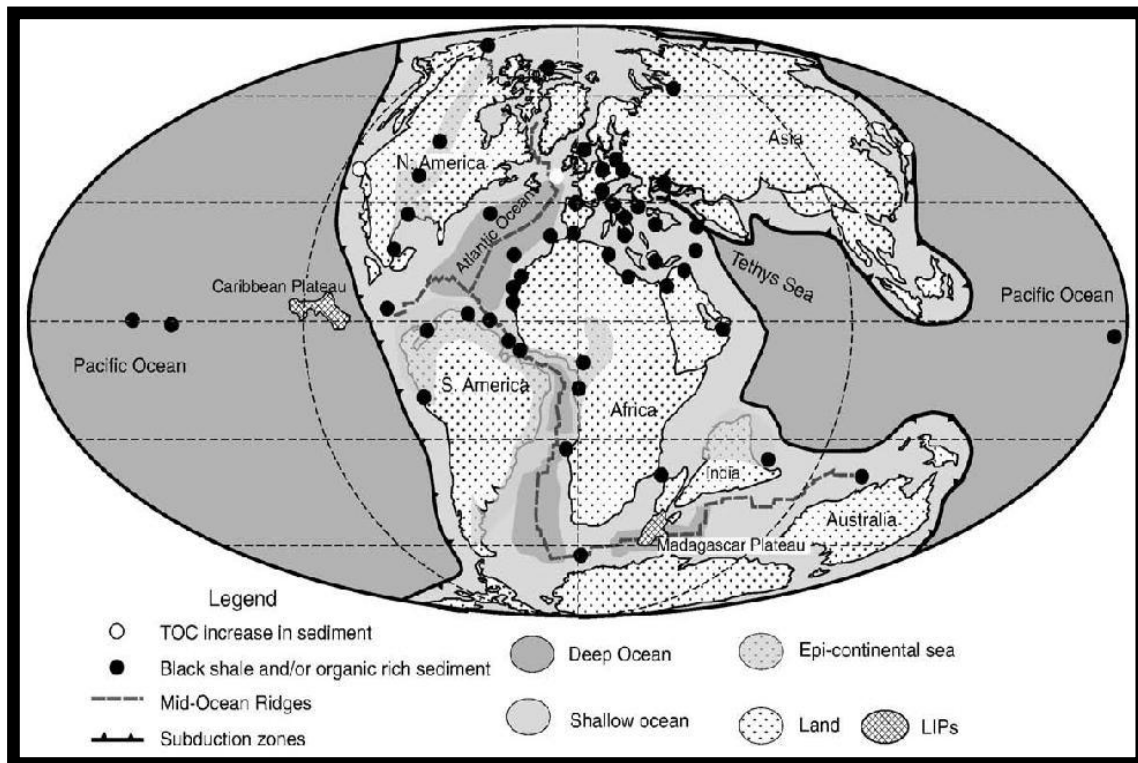


Figure. 1 : Distribution des ‘black shales’ (sédiments riches en matière organique) et provinces magmatiques à la limite Cénomanien/Turonien (Takashima R. *et al.*, 2009).

À l’échelle du globe, le passage Cénomanien-Turonien est connu pour être marqué par (1) un phénomène d’anoxie océanique EAO2 (Schlanger & Jenkyns, 1976), (2) un changement lithologique, (3) un renouvellement important du plancton calcaire, (4) une production importante de matière organique et/ou sa préservation (formation et dépôt de black shales) et (5) une anomalie géochimique matérialisée d’une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates marins après la dernière occurrence du foraminifère planctonique *Rotalipora cushmani* Morrow.

En Algérie, le passage Cénomanien-Turonien présente d’importantes variations lithologiques du nord vers le sud. Au Nord, dans le bassin Tellien (Ouikene, 2011), l’analyse lithostratigraphique d’un ensemble de coupes dans la partie centrale de la chaîne des Bibans (coupes de Sour El Ghoulane et de Bled Dechmia) et sa partie orientale (coupes de Hammam el Bibane et d’Azrou Merouane) montre que les affleurements céno-mano-turonien de ces régions sont constitués de séries marines, épaisses et bien développées, à faciès pélagique de milieu profond, caractérisées par des successions monotones de calcaires et de marnes parfois très indurées, de calcaires noirs en plaquettes à faciès ‘anoxique’ et de calcaires à silex.

Au Sud-est, dans les Monts du Mellègue (Atlas saharien oriental), les coupes au nord de Tébessa (Dj. Boulhaf Dyr, Chemla, Tenoukla, Essouabaa, Dj Guelb et Ouenza), montrent que ce passage présente des faciès analogues à ceux de la formation « Bahloul » en Tunisie (Burollet, 1956) : il s'agit essentiellement de marnes grisâtres, généralement feuilletées et de calcaires en plaquettes, parfois laminés, gris ou noirs (Dubourdieu, 1956 ; Naili *et al.*, 1995 ; Benkherouf, 1988 ; Ruault-Djerab, 2012 ; Chaabane, 2015).

Vers l'Ouest, dans l'Atlas saharien occidental, la transition du Cénomanien supérieur au Turonien inférieur est marquée par une corniche de calcaires épaisse de 40 m, coiffant les argiles d'âge Cénomanien (Bassoullet, 1973).

Les données d'une douzaine de coupes levées dans les massifs des Ouled Naïl, du Hodna et de l'Aurès (Chikhi *et al.*, 2011) permettent de décrire l'évolution paléogéographique particulière de ce domaine situé sur la flexure nord-saharienne, au passage Cénomanien-Turonien. Cette période est marquée par le dépôt des 'black shales' remplissant les dépressions entre les plates-formes. Sa mise en place est contemporaine d'une nouvelle phase d'élévation du niveau marin relatif qui met un terme à la sédimentation des calcaires à rudistes et initie la sédimentation marno-calcaire du Turonien inférieur.

En Algérie Sud-occidentale, dans la région de Béchar, Benyoucef *et al.*, (2012, 2016) ont montré que le passage Cénomano-Turonien est matérialisé dans la formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane » entre les calcaires massifs de l'unité "c" et les calcaires lités de l'unité "d". Cette position de la limite est confortée par les changements sédimentologiques, paléo-écologiques et paléo-environnementaux profonds qui caractérisent la base du Turonien au Sahara et sur tout le pourtour de la Méditerranée (Benyoucef *et al.*, 2016).

À l'extrême Sud, dans le Sahara oriental, les dépôts marins du Cénomanien et du Turonien riches en faunes recouvrent tout le Sahara oriental, depuis l'Atlas jusqu'au Hoggar, avec une extension moindre à l'ouest (Laffite, 1939 ; Fabre, 1976). Dans le Tinrhert central et oriental, situé entre le Grand Erg oriental au Nord et le bassin d'Illizi au Sud, le passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur est placé dans une succession de calcaires massifs remarquablement riches en ammonites (Amédéo *et al.*, 1996).

Du Nord au Sud, les sédiments enregistrés au passage Cénomanien-Turonien en Algérie, portent des caractères justifiant une différenciation bathymétrique et une variation spatio-temporelle de la topographie sous-marine. De manière générale, dans le Tell, la sédimentation

pélagique s'effectue dans un milieu profond calme dominé par des conditions d'oxygénation hypoxiques, alors qu'il est relativement profond calme et souvent confiné dans l'Atlas saharien oriental. Un environnement de type plate-forme externe distale, et de zone de transition plate-forme/bassin dans les Aurès, et un environnement peu profond de type plate-forme dans les Monts de Ouled Nail, à Béchar et dans le Sahara.

Le Symposium de Bruxelles sur le Crétacé (1995) a admis comme point stratotypique global (GSSP) défini à Pueblo (Colorado, USA) ; la limite Cénomanien-Turonien est fixée à l'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* (Henderson), située dans la zone d'extension partielle (PRZ) à *Whiteinella archaeocretacea* dont la base est définie par la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et le sommet par la première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica*. La corrélation des zones d'ammonites et des foraminifères planctoniques identifiés en Algérie coïncide avec le cadre biochronologique classique du domaine téthysien (Robasynski *et al.*, 1995).

Outre ces données paléontologiques, l'intervalle encadrant le passage Cénomanien-Turonien enregistre un enrichissement en matière organique (Figure 2). Au Tell, la principale roche mère du passage Cénomanien-Turonien est surtout confinée à la partie NE de l'Algérie. Les plus fortes teneurs en COT sont enregistrées dans le Sud-est Constantinois où la valeur moyenne atteint 4 % (Askri *et al.*, 1994) avec des pics dépassant 13%. Dans l'Atlas saharien oriental (coupe de Chemla), le taux de COT varie de 0,8 à 2% (Ruault-Djerab, 2008) et la coupe d'Es Souabaa révèle un taux de 1,36% (Chaabane, 2015, Salmi-Laouar *et al.*, 2018). Dans les Aurès (aux abords du Djebel Chélia), le taux de COT varie de 2,7% à moins de 1%. (Naili *et al.*, 1995 ; Herkat, 1999, 2002). Au sud, dans le Hodna, le COT est à 2%. Plus au Sud encore, les argiles cémano-turonniennes révèlent des taux de COT assez élevés, entre 4 à 7% (Askri *et al.*, 1994). Cette synthèse opérée sur différents domaines en Algérie montre que les sédiments au passage Cénomanien-Turonien, qu'ils soient de bassin ou de plate-forme, sont tous marqués d'un enrichissement en matière organique. Du Nord vers le sud, les taux du COT en Algérie diminuent et restent faibles comparés à ceux de la Tunisie. De manière générale, le dépôt et la préservation de la matière organique résultent de l'installation de conditions hypoxiques au cours d'un événement océanique global et son taux est influencé par des facteurs locaux (Caus *et al.*, 1993).

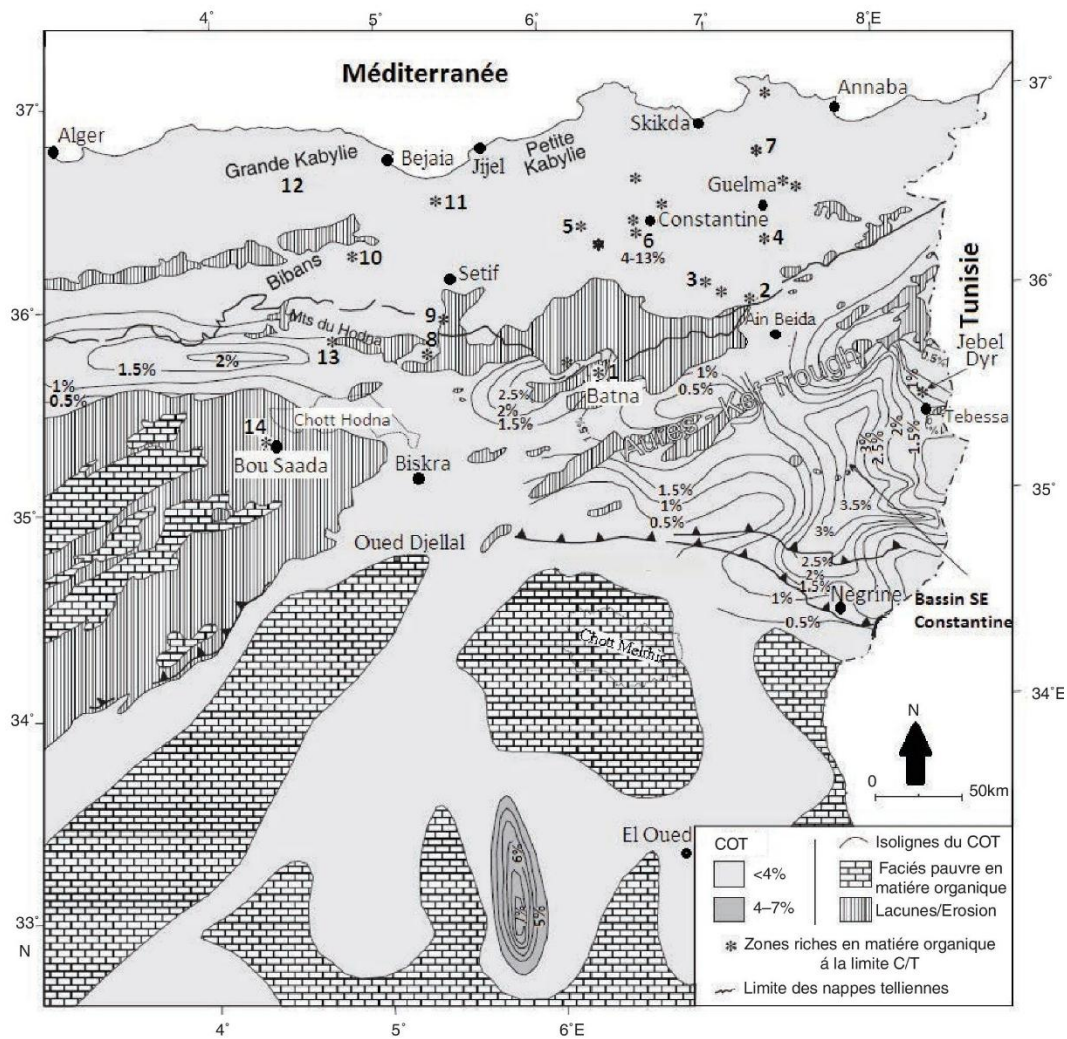


Figure. 2 : Carte de répartition des teneurs en COT en Algérie (Askri *et al.*, 1995, modifiée in Lüning *et al.*, 2004). **1.** Djebel Bou Arif; **2.** Djebel Hamminat; **3.** Djebel Djaffa biomicrite; **4.** Oued Cheniour; **5.** Djebel Kenazaa; Bou Charef; **6.** Djebel Chettaba; **7.** Djebel Safia; **8.** Oued Soubella; **9.** Dôme de Colbert; **10.** Colbert/Biban; **11.** Djebel Babor; **12.** Grande Kabylie; **13.** Monts du Hodna; **14.** Bou Saada.

Le passage Cénomanién-Turonien dans la région de Batna reste largement méconnu. Pour le faire et sur la base des descriptions lithologiques des coupes étudiées, nous avons entrepris des analyses géochimiques, une reconnaissance biostratigraphique et une reconstitution des conditions paléo-environnementales.

CHAPITRE I

Généralités

I. Définition du sujet

Le présent travail représente une étude pluridisciplinaire basée sur un couplage des données sédimentaires, biostratigraphiques et géochimiques (isotopes stables, calcimétrie et carbone organique total) et ce, pour une meilleure compréhension sur l'évolution du paléoenvironnement marin au passage Cénomanien-Turonien à l'échelle locale de la région de Batna, située au Nord-est d'Algérie. Cette tentative permettra aussi d'établir d'éventuelles corrélations avec d'autres contrées voisines ou lointaines. Deux coupes, appartenant à deux domaines paléogéographiques et structuraux distincts : le pré-atlasique (Monts de Bellezma) au NW et l'atlasique (Monts de l'Aurès) au SE. Théniet El Manchar et Firmet Riche "Dj Bou Arif", sont alors les coupes sélectionnées où les affleurements sont abondants et la coupure, entre le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur, est assez nette.

Afin d'appréhender cette thématique, il fallait mettre l'accent sur les points suivants :

1. L'étude pétrographique des différents faciès et microfaciès rencontrés dans les différentes coupes ;
2. La Datation et le découpage biostratigraphique des formations sédimentaires rencontrées basés essentiellement sur des ammonites, un corail et des foraminifères planctoniques ;
3. L'étude géochimique, afin d'apporter un complément d'informations sur le passage Cénomanien-Turonien ;
4. L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques), des ostracodes, l'étude du microfaciès et des marqueurs géochimiques, permet de reconstituer l'évolution du paléo-environnement et les variations paléobathymétriques au cours de l'intervalle stratigraphique concerné.

Ces points ont permis de préciser la mise en évidence de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) au cours du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur dans la région de Batna et de définir ses preuves ainsi que son étendu géographique dans différents domaines structuraux.

II. Matériels et Méthodologie du travail

Deux coupes sont levées au Nord-est et au Sud-est de la ville de Batna. Leurs études ont nécessité plusieurs aspects différents, mais cependant complémentaires : pétrographique, sédimentologique, géochimique et micropaléontologique. 264 échantillons sont alors prélevés dans les deux affleurements ; 154 dans la coupe de Théniet El Manchar et 110 dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».

- **L'analyse pétrographique et sédimentologique** des microfaciès porte sur 64 lames minces, toutes confectionnées dans des niveaux indurés calcaires et calcaire marneux des deux formations Marnes de Smail et des Dolomies de l'oued Skhoun détectées à Théniet El Manchar et Firmet Riche.

- **L'analyse micropaléontologique** : 143 échantillons, des deux coupes menées, de 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 630µm, 224 µm, et 80 µm. 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.

L'analyse qualitative et quantitative des résidus de lavage, de 143 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 (>80 µm). Elles ont permis d'établir les courbes de variation des principaux paramètres quantitatifs. 13 échantillons, représentant les derniers termes du Cénomaniens et les premiers du Turonien, ont subi une photographie par Microscope Electronique à Balayage (MEB) au niveau de Centre de Recherche scientifique et technique en analyse physico-chimiques de la Wilaya de Tipaza, Alger. Cette étape a pour but de reconstituer l'évolution de l'environnement marin au cours du Cénomaniens-Turonien. Elle permet de caractériser les différents paramètres paléocéologiques contrôlant la distribution des foraminifères et des ostracodes, particulièrement le taux d'oxygène dissous, la nature de substrat, la température, et la bathymétrie à partir de la variation de la diversité spécifique, de la taille des individus et de la morphologie des tests. L'indice de pélagisme ou d'océanité (Gibson (1989) *in* Rachid et

al., (1999) et Bellier *et al.*, (2010) est calculé par la relation suivante et schématisé dans la Figure 3.

$$IP = P/P+B$$

Dont

P : est le nombre de foraminifères planctoniques

B : est le nombre des foraminifères benthiques

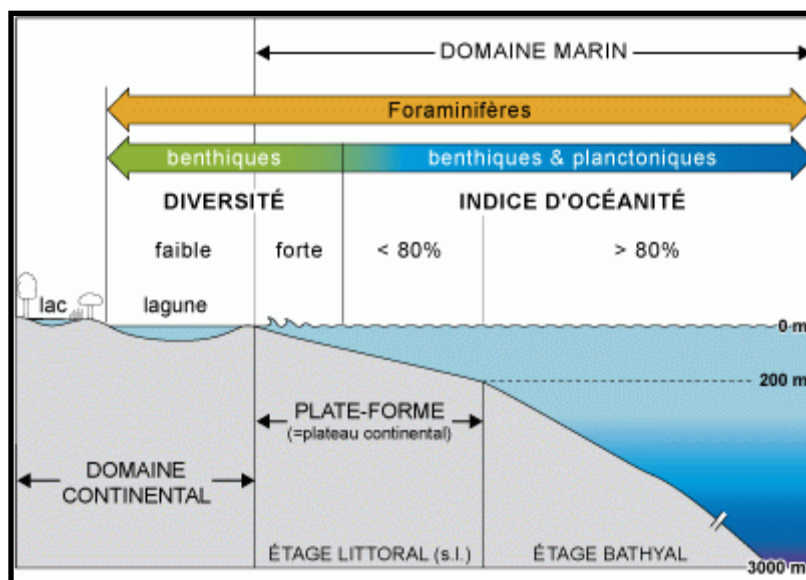


Figure 3 : Indice d'océanité, de diversité des foraminifères et des paléoenvironnements.

L'examen combiné à deux rapports (le rapport F/F+O : le total de foraminifères sur la somme de foraminifères et ostracodes et le rapport (Ost liss/Ost orné) : le total d'ostracodes lisses/le total d'ostracodes ornés) constituent la base de nos interprétations paléoenvironnementales, l'appréciation de certains facteurs paléocéologiques, et la reconstitution du contexte paléogéographique régional.

- Les déterminations

La détermination des foraminifères planctoniques de l'intervalle Cénomanién supérieur-Turonien inférieur est effectuée par le Dr. Bruno Ferré (France) et Melle Maandi Nabila (l'USTHB, Alger).

La détermination des ostracodes est faite par Melle Ouikene Karima à l'université Mouloud Mammeri, Tizi Ouzou, Algérie.

La détermination des foraminifères benthiques est faite par le Pr Benkherouf-Kechid Fatiha et Melle Maandi Nabila de l'USTHB ainsi que par Dr. Bruno Ferré.

La détermination des coraux est faite par Madame Bourouiba Wassila-Souad chargée de cours à l'*USTHB*.

La détermination des invertébrés a été effectuée par Mr Aouissi Riadh, de l'Université Oum El Bouaghi.

-L'analyse géochimique : Le taux de carbonate est établi pour l'ensemble des coupes prélevées, au moyen d'un calcimètre de Bernard pour 110 échantillons effectués au département de Géologie, université Badji Mokhtar, Annaba. Celui du carbone organique total COT, porté sur 17 échantillons sélectionnés, est effectué au niveau de Centre d'Etudes et de Recherches appliquées au développement de la wilaya de Tébessa et Boumerdès par pyrolyse « Rock-Eval VI ».

60 échantillons de la coupe de Théniet El Manchar ont fait l'objet d'analyses isotopiques stables du carbone et de l'oxygène. Ces analyses isotopiques sont réalisées sur des poudres de roche totale au laboratoire SUERC (Scottish Universities Environmental Research Centre), Isotope Geosciences Unit, Ecosse, Royaume Uni) par Pr. A. J. Boyce.

III. Cadre général

La région de Batna (Figure 4) se situe dans une zone de convergence entre les Monts de Bellezma au Nord et le domaine des Aurès au Sud (Guiraud, 1973).

Les monts de Bellezma c'est une chaîne de montagnes correspondent à un alignement NE-SO de reliefs s'étendant de Batna à l'est jusqu'au village de Sefiane à l'ouest. Ils sont limités au Nord-ouest par les monts de Hodna et au Sud-est par la dépression Batna-Ain Touta. Morphologiquement, ce massif est caractérisé par des reliefs forts répartis en plusieurs chaînons orientés sensiblement ENE-OSO ; leurs altitudes augmentent progressivement d'Ouest en Est et Atteignent leur maximum au Djebel Rfaa (2178m) (Yahiaoui, 1990).

La coupe de Théniet El Manchar (coupe TM) est située à environ 2 km au Nord-est de la ville de Batna. Elle est levée sur le versant sud d'anticlinal Bellezma de direction NO-SE. D'après la carte de Merouana (1/50000), les principales formations de ces monts sont carbonatées d'âge albien, surmontées par des alternances marno-calcaires du Cénomanién-Turonien.

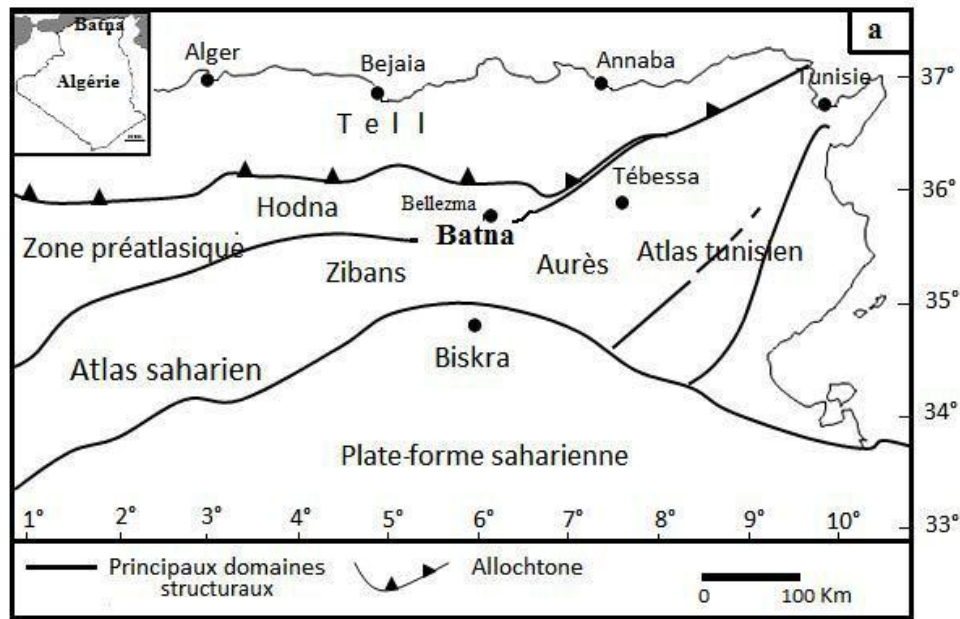


Figure 4 : Situation de Batna au sein des grands ensembles géologiques de l'Algérie orientale (Herkat, 2007).

Les monts des Aurès, forment des massifs plissés aux reliefs escarpés souvent couronnés par des « Kefs » abrupts et d'accès et de pénétration difficiles. Les points culminants se situent dans les monts de Chélia (2328m) et Mehmel (2321m). Ils sont limités au Nord-ouest par les monts de Bellezma et au sud par la plate-forme saharienne.

La coupe de Firmet Riche (coupe FR) est située à environ 21 km au SE de la ville de Batna. Elle est levée dans le versant nord du l'anticlinal de Dj Bou Arif (la bordure septentrionale des Aurès) de direction NE-SW. D'après la feuille d'Ain El Ksar (1/50000), la série sédimentaire est le siège d'une importante sédimentation cénomanienne avec des dépôts de faible épaisseur d'âge turonien ne dépassant pas les 15m.

IV. Cadre structural

La région d'étude couvre la partie nord et sud de Batna. Elle couvre deux domaines structuraux distincts : le préatlasique au Nord et l'atlasique au Sud. Ces ensembles sont séparés par des zones faillées.

Les monts de Bellezma occupent une position particulière dans le domaine préatlasique. Ils forment le prolongement oriental des monts du Hodna limitant le bassin de Barika à l'Est. C'est un anticlinal asymétrique dont le flanc sud est redressé, subvertical au Djebel Tuggurt, tandis que les pendages du flanc nord sont moins forts (Bellion, 1972 ; Bureau, 1973). La

structure des monts Bellezma c'est l'une des résultats de la phase alpine (Bellion, 1972 ; Bureau, 1973). Ils sont découpés par plusieurs systèmes de failles ENE-OSO et NO-SE (Yahiaoui, 1990).

Les monts des Aurès appartiennent au domaine atlasique (Figure 5). Ils sont formés de vastes plis plus ou moins réguliers de direction ENE-OSO ou E-O. Ce bassin en position intracratonique est néanmoins largement ouvert sur le domaine téthysien auquel il se raccorde au niveau de l'Atlas tunisien septentrional. Sa situation intermédiaire entre la plate-forme saharienne et le domaine mobile tellien explique les variations latérales de faciès qu'il présente. Ils se rattachent à un bassin subsident d'âge mésozoïque, intermédiaire entre la plateforme saharienne au sud et la zone pré-atlasique au nord (Herkat, 2004, 2005). Ils sont affectés par plusieurs accidents d'ampleur régionale (Bellion et Guiraud, 1973). Certains d'entre elles sont responsables de la localisation de pointements triasiques en surface.

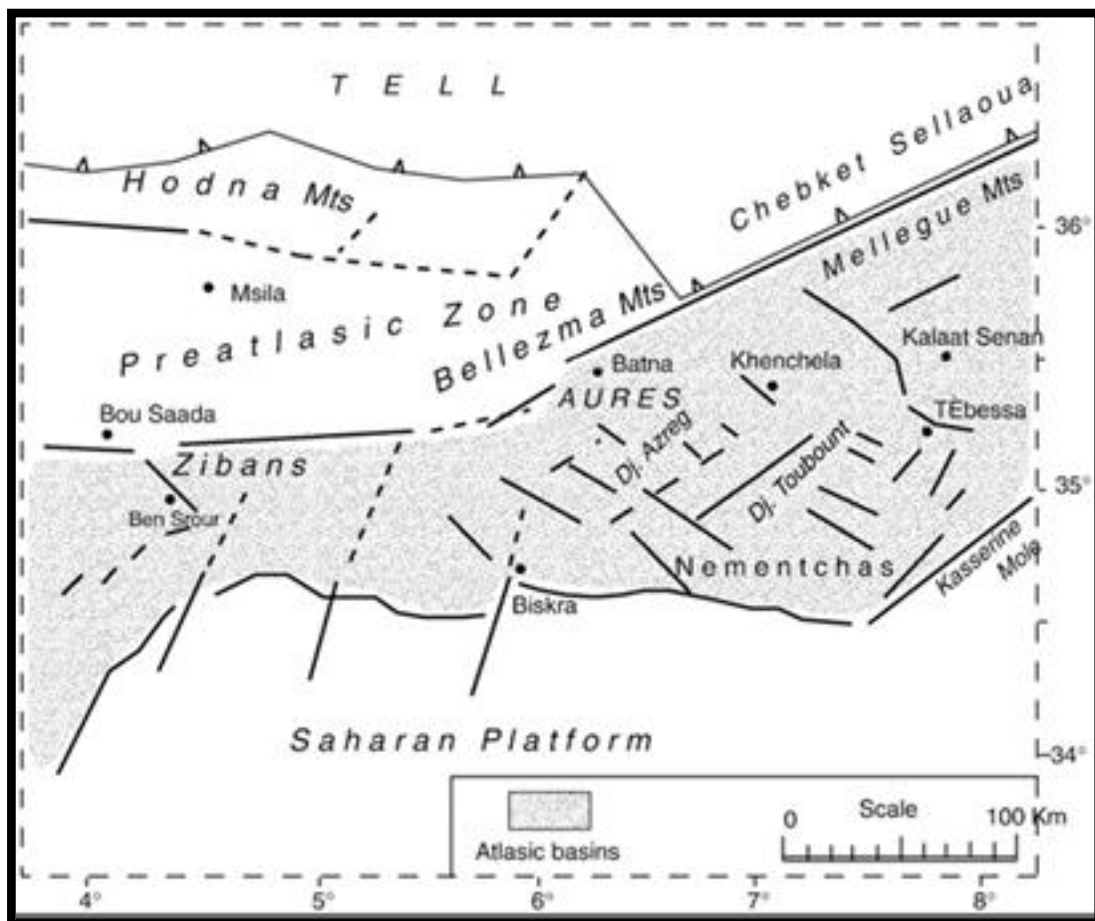


Figure 5 : Les principaux groupes structuraux dans le domaine atlasique oriental (Herkat, 2006).

En conclusion, la région étudiée est caractérisée par de vastes anticlinaux de direction atlasique (NE-SO) affectés par plusieurs systèmes de failles de directions générales NE-SO, NO-SE et E-O.

V. Historique

Les travaux traitant les dépôts du Cénomaniens-Turonien et particulièrement l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) sont relativement peu nombreux en Algérie et spécialement dans la région de Batna (NE Algérie). Les études réalisées sur les monts de Bellezma et les Aurès sont vagues et pas détaillées et nettement moins précises sur le plan biostratigraphique, géochimique et sédimentologique prenant en compte juste des descriptions sommaires depuis les travaux de :

Fournel (1848), Ingénieur des mines, fournit des informations précises concernant la région des Aurès par la publication de son ouvrage en (1849). Il donne une description savoureuse de deux coupes géologiques, l'une à la bordure septentrionale du massif de l'Aurès, et l'autre à la partie occidentale. Dans la même année, Fournel a apporté des attributions stratigraphiques pour la première fois dans les Aurès où il montre la présence des formations géologiques d'âge Crétacé inférieur. Coquand reconnaît le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien de l'Aurès sans déposer ses arguments stratigraphiques. Péron a fait des études pour les régions de Batna et El Kantara et lança des critères d'une classification.

Les travaux publiés de Coquand (1862), Peron (1883), Pomel (1889), Ficheur (1892) apportent des données bien distinctes, en étudiant notamment la géologie régionale, la paléontologie et la stratigraphie.

Tissot en (1881), met en évidence un apport bref aperçu sur le Crétacé inférieur et qui fure révisé en (1898) par Ficheur.

En (1889), Peron signale la présence de Tithonien par une fine description synthétique dans son ouvrage "Essai sur la géologie de l'Algérie" où une fraction de ce dernier attache la zone qui s'étend de Batna à El Kantara en faisant l'attribution stratigraphique proposé par Coquand et en y insistant l'intérêt de l'utilité des caractères faciologiques.

Selon Ficheur (1896), et suite à la réunion prodigieuse des membres de la société géologique de la France qui a apporté et développé des éléments nouveaux sur le Crétacé entre les deux régions Batna et El Kantara par la récolte d'une riche association faunistique.

En (1931), Savornin apporte des études d'ordre stratigraphiques pour les environs de Batna d'âge Cénomano-Turonien et a entrepris une étude sur la région Hodénienne.

Le nom de Laffitte reste adjoint à la géologie des Aurès. Il exposa le travail le plus considérable dans cette région (1933-1939) ; qui furent chapeauté par la thèse publiée en 1939. Elle reste un document de base pour les futures générations de géologues. Il a fourni des éléments clés et précieux sur la stratigraphie, la tectonique, et la paléogéographie des séries Méso-Cénozoïques, et aboutit à une remarquable carte géologique détaillée au 1/200.000 qui est un modèle de conscience, de guide, et de précision et reflète d'une manière très fidèle l'aperçu structurale de cette région. Et détaillé le Crétacé supérieur grâce à ses études Céphalopodiques, il donne une liste paléontologique sur la base des données de Coquand, Pervinquier et Peron. Laffite a contribué également dans ses recherches, à la caractérisation des étages et sous-étages stratigraphiques : le Cénomanien, le Turonien, le Sénonien et le Coniacien des coupes de Dj Bou Arif, Dj Ich Ali, Dj Metlili, les monts de Bellezma et Oued Berriche (Yahiaoui, 1990). C'est à lui également qu'on doit le mérite de la réalisation de la première synthèse moderne en exposant les séries sédimentaires de ce massif.

Bellion (1972) a réalisé une étude stratigraphique des séries crétacées dans les monts de Bellezma et insiste également sur leur utilité dans un but de comprendre l'aspect hydrogéologique de ce secteur.

Dans un but structural et paléogéographique, Guiraud (1973) a entrepris une étude géodynamique synthétique dans la région hodénienne, et ses zones limitrophes (Aurès, Bellezma, Batna) et décriva la lithostratigraphie des différents affleurements.

Villa (1977) a édité la carte d'Ain El ksar (feuille N°173) à l'échelle 1/50.000. Il a focalisé ses recherches sur la chaîne alpine d'Algérie orientale en élargissant ses observations et en réalisant des cartes géologiques et paléogéographiques. Il réalise peu de travaux sur les monts de Bellezma.

Les travaux d'aspect structural de Bureau dans la période s'étend du 1967 à 1986 portant sur le matériel des monts Bellezma conduit à proposer une interprétation évolutive par un modèle des blocs basculés. Cet auteur a ainsi montré que ce bassin sédimentaire est arrangé en compartiments jointifs en disposition déca-kilométrique. Ces blocs basculés sont limités dans la partie septentrionale et méridionale par des failles, et qui sont concaves vers le Sud.

Kazi-Tani (1986) trouve qu'un scénario synthétique relie l'évolution géodynamique générale de l'Algérie à la courbe de la dérive de l'Afrique. Il montre l'installation de bassins

rhombiques le long de la transversale Bejaia-Negrine pendant le Crétacé supérieur et plus particulièrement au Turonien dans les bassins de Bellezma, de Metlili et celui de l'Aurès.

Yahiaoui en 1990, dans sa thèse de doctorat en géologie sédimentaire a effectué des travaux d'ordres stratigraphique, sédimentologique, et paléogéographique entre Batna et El Kantara. Il positionne la limite Cénomanien-Turonien et donne des interprétations nouvelles sur les faciès, leur enchaînement séquentiel, leur paysage de dépôt, leurs évolution géodynamique et paléogéographique.

D'autre part, les études de Ghandriche (1991) et Addoum (1995) ont contribué à la caractérisation des différentes particularités tectoniques et structurales des Aurès.

En (1998), Chikhi-Aouimeur, dans sa thèse sur les Rudistes de l'Algérie, consacre une partie de ses études aux rudistes de l'Aurès et ceux de l'Atals saharien oriental. Elle constitue un grand apport dans la connaissance des rudistes du crétacé.

Grâce aux travaux de Herkat (1999) sur le Crétacé supérieur des monts de Batna et des Aurès qui met en évidence le cadre géodynamique de cette région basé essentiellement sur la stratigraphie séquentielle et l'analyse quantitative des biocénoses et donc permet de caractériser les relations entre les différentes bio-associations, leur paléoécologie et les prismes sédimentaires (=les fluctuations du niveau marin).

Boumaza (2000) et Redjimi-Bourouiba (2002) ont réalisés des études d'ordre paléontologiques respectivement sur les Ostréidés et les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. La révision de ces faunes conduit à une actualisation taxonomique au niveau générique et spécifique. Une description précise et figuration ont été réalisés, ils provenant des monts du Mellègue, de la région de Tébessa, celle de Khenchela, des Aurès (essentiellement), des régions sud-bibaniques, de l'Atlas Saharien et enfin des monts des Ksour. Une échelle chronostratigraphique et une reconstitution paléobiogéographiques sont proposées et comparées à celles que fournissent les régions voisines et lointaines.

En 2002, Herkat fait une analyse séquentielle des coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental dans les massifs du Djebel Azreg et du Djebel Toubount et obtenir une esquisse de biozonation permettant le développement de la résolution du découpage stratigraphique existant. Et met en évidence une première révision concernant les attributions stratigraphiques et date les principales limites des unités stratigraphiques. Cet auteur a proposé ainsi des corrélations avec des séries connues à l'échelle du bassin.

Jati (2007) et Grosheny *et al.*, 2007, 2008 dans le cadre d'une vaste étude sur un profil plate-forme/bassin qui est réalisée en Algérie et en particulier dans les coupes des Aurès ont apporté des précisions d'ordre géochimiques dans l'intervalle Cénomano-Turonien et ont montré l'existence de l'anomalie géochimique en $\Delta^{13}\text{C}$ caractérisant l'EAO2 du passage Cénomanién-Turonien.

Dans sa thèse de Doctorat sur le bassin néogène de Timgad, Djaiz (2011) précise l'ensemble des caractères lithostratigraphiques, sédimentologiques, structurales, tectoniques et paléogéographiques rapportant aux séries du domaine atlasique. Il a permis de compléter certaines hypothèses et de développer de nouvelles conceptions en effectuant une étude détaillée repose essentiellement sur la sédimentation. Ses résultats améliorent la résolution des recherches de ressources hydriques et des hydrocarbures par la caractérisation des différentes formations géologiques et les structures associées.

Maandi (2011), en étudiant les foraminifères planctoniques et benthiques de plusieurs coupes levées au Crétacé moyen des Aurès, a apporté des précisions d'ordre biostratigraphiques et paléoenvironnementales sur la base des données micropaléontologiques.

En 2016, Benmansour a réalisé une étude litho-biostratigraphique, sédimentologique, et micropaléontologique sur les dépôts du Crétacé supérieur des Aurès et Gaâga (Tébessa). Elle a permis de redéfinir la stratigraphie du transect étudié, préciser les préférences paléo-écologiques des différents taxons foraminifériques et ostracofauniques par la disposition d'un important matériel provenant de quatre coupes étudiées, déterminer des noms spécifiques de ces taxons qui ont fait l'objet d'une analyse qualitative et quantitative dont les résultats ont permis même d'apporter des données sur les principales tendances paléoenvironnementales.

Aouissi *et al.*, (2018) ; Slami *et al.*, (2018) ont fait des études biostratigraphiques respectivement par l'outil de la faune et la microfaune du Cénomanién-Turonien de la région de Batna. Aouissi *et al.*, (2018) ont établi une liste systématique originale, avec des espèces inédites, dans un assemblage paléontologique constitué de 327 spécimens récolté dans le Cénomanién du Djebel Metrassi (Batna, NE Algérie). Cet assemblage comportant un corail, 24 espèces de bivalves, 14 espèces de gastéropodes, 3 espèces d'ammonites, et 7 espèces d'échinides proposent un découpage biostratigraphique précis pour le Cénomanién et soutient le découpage lithostratigraphique proposé pour cette région. Slami *et al.*, (2018) ont montré que l'analyse qualitative et quantitative des foraminifères (planctoniques et/ou benthiques),

des ostracodes et des marqueurs géochimiques de la coupe de Théniet El Manchar (Batna, NE Algérie) permet de reconstituer l'évolution du paléoenvironnement et les variations paléobathymétriques au cours du Cénomanién-Turonien. Les unités IA-IB-IC et la partie inférieure de l'unité ID (d'âge Cénomanién) indiquent un milieu de plate-forme avec un faible hydrodynamisme suite à l'abondance des foraminifères benthiques agglutinés et les ostracodes. Les derniers termes de l'unité ID et les premiers termes de l'unité IIA témoignant d'une évolution vers des conditions plus profondes. Le seul qui traite l'EAO2 c'est celui de Slami (2018) dans les deux coupes de Théniet El Manchar (TM) et Firmet Riche (FR) par la caractérisation de succession standard des événements déjà reconnus en Afrique du nord (l'abondance de foraminifères planctoniques, la présence de 'filaments' et une réduction drastique de la faune d'ostracodes). Les données isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et celles du $\delta^{18}\text{O}$ de la coupe de Théniet El Manchar montrent qu'il s'agit une productivité primaire faible et une augmentation des paléo-températures, cause principale du déclenchement de l'EAO 2. Les interprétations paléo-environnementales obtenues s'accordent avec les données connues du contexte paléogéographique régional et mettent en exergue les spécificités téthysiennes.

CHAPITRE II

Lithologie

La région d'étude de Batna recouvre les feuilles de Merouana 1/50000 et d'Ain El Ksar (1/50000). Elle appartient au domaine pré-atlasique, monts de Bellezma, au Nord et au domaine atlasique, monts des Aurès, au Sud. De vastes plis anticlinaux de direction NE-SO et des failles NO-SE, NE-SO et E-O sont les principaux traits structuraux de la région. Les dépôts sédimentaires connus dans la région vont du Trias au Quaternaire où le Crétacé supérieur affleure largement dans les deux domaines et occupe une grande superficie (Laffite, 1939 ; Burollet, 1956 ; Bellion, 1972 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980 ; Bureau, 1986 ; Yahiaoui, 1990).

Dans les monts de Bellezma, le Crétacé supérieur affleure à Ktef Akhal, Dj. Tuggurt, Dj. Aïn Drihem, Hamla, Théniet El Manchar...). Il a fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques (Yahiaoui, 1990 ; Herkat, 1999) et récemment les travaux de Djeflal (2014), Slami (2014) et Slami *et al.* (2018). La sédimentation de ces dépôts s'est effectuée dans un milieu de plate-forme caractérisé par des faciès moins profonds et des séries moins subsidentes (Herkat, 1999).

Dans les Aurès, le Crétacé supérieur affleure à Dj. Metlili, Bou Arif, El Kantara, Dj. Chentouf, Ras Iggèdlène, Dj. Akhal, Ras-El-Mers, Tadjera, et Foum-Toub. Il a fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques (Laffite, 1939 ; Yahiaoui, 1990 ; Herkat, 1999, Herkat, 2004 ; Maandi, 2011 ; Djeflal, 2014 et Benmansour, 2016). La sédimentation de ces dépôts s'est effectuée dans un bassin intracratonique subsident limité au Nord par la zone haute pré-atlasique et au Sud par la plate-forme saharienne (Herkat, 2004).

I. Description lithologique des coupes

I.1. Coupe de Théniet El Manchar

La coupe de Théniet El Manchar est située à proximité de la route N° 03, à environ 2km au Nord- est de la ville de Batna. Cette coupe montre des affleurements bien développés permettant un enregistrement sédimentaire le plus continu possible et offre une faune marine très bien conservée parmi lesquels, on distingue : les ammonites, les rudistes, les coraux, les oursins, les huîtres et les gastéropodes. Elle s'agence en deux formations qui s'étirent sur environ 180m d'épaisseur. Elle comprend la partie inférieure, moyenne, et supérieure du Cénomaniens, le passage Cénomano-Turonien, et le Turonien inférieur (Figure 7).

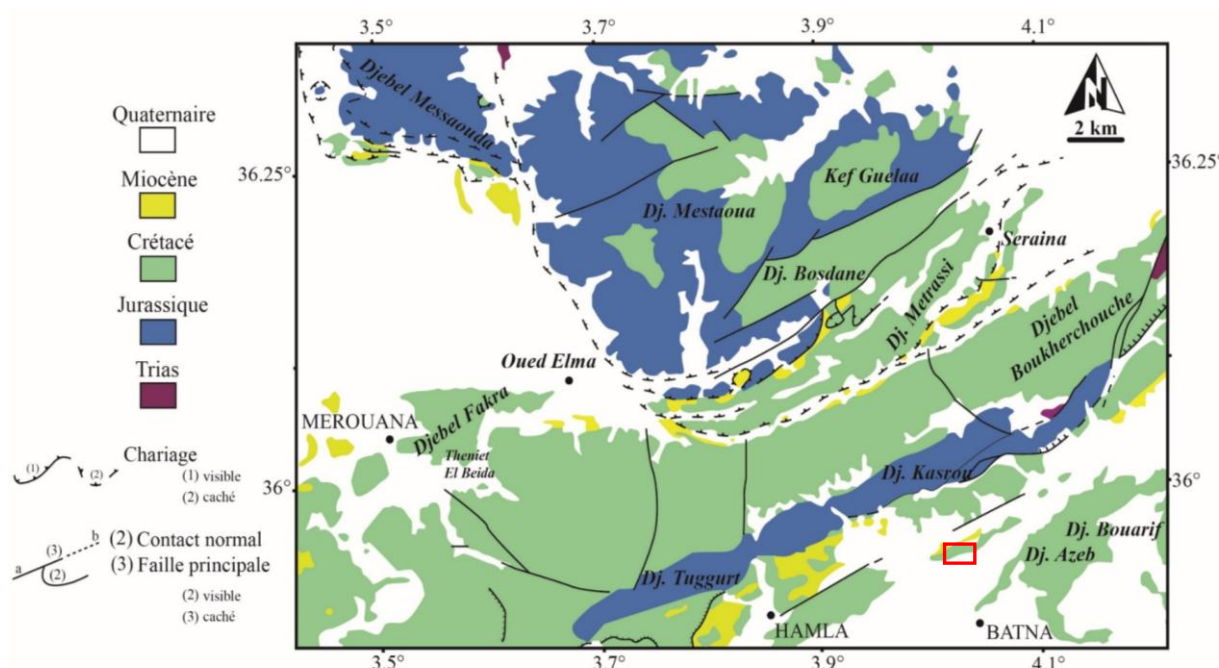


Figure 6 : Carte géologique simplifiée montrant les formations du Crétacé à Théniet El Manchar (Carte de Merouana 1/50 000).

Les dépôts de la coupe de Théniet El Manchar sont essentiellement sous forme d'alternances monotones de marnes et de calcaires (Figure 7). Ils sont composés de deux formations séparées par une surface ferrugineuse phosphatée : (1) la Formation des Marnes de Smail et (2) la Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun. La première formation, attribuée au Cénomaniens, constitue un repère géomorphologique remarquable dans la région par son affleurement et sa richesse en faune. Seuls les termes inférieurs de la deuxième formation, d'âge Turonien, affleurent à cet endroit. Cette deuxième formation est équivalente à la formation des calcaires de Chaâbet définie par Yahiaoui (1990) dans la région entre Batna et El Kantara.

L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Théniet El Manchar est représenté et résumé dans le tableau 1.

Les résultats de l'étude quantitative réalisée sur la microfaune dégagée des marnes sont représentés sous forme de courbes et de tableaux attachés à l'annexe. La variation des paramètres quantitatifs et la distribution des principaux constituants biologiques et minéralogiques dans l'ensemble de la coupe est représenté dans la figure 8.

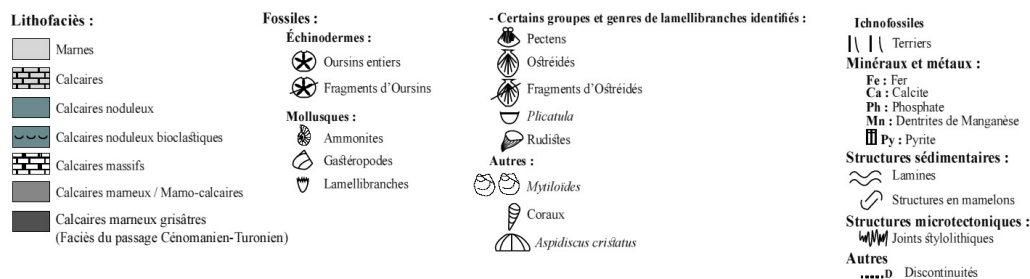
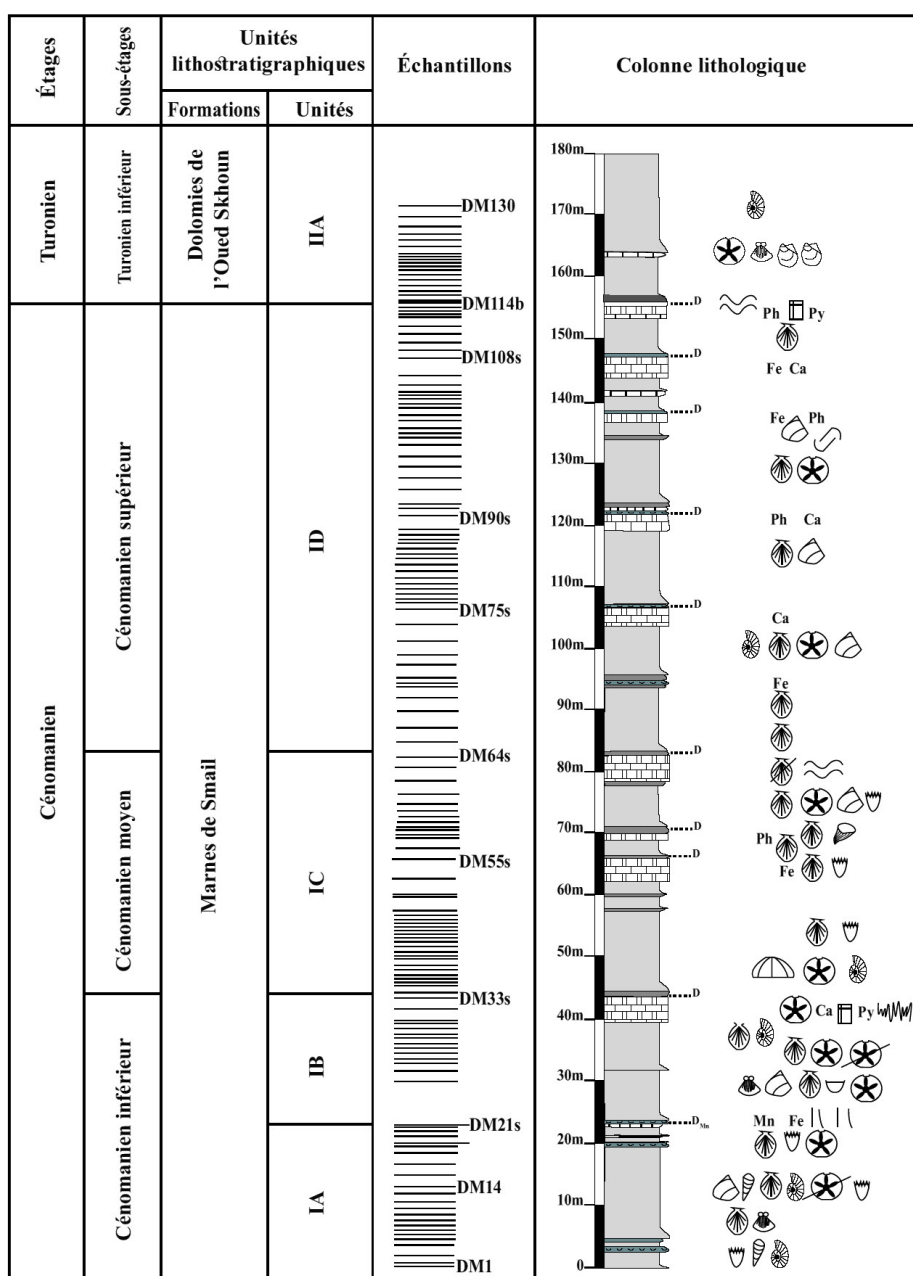
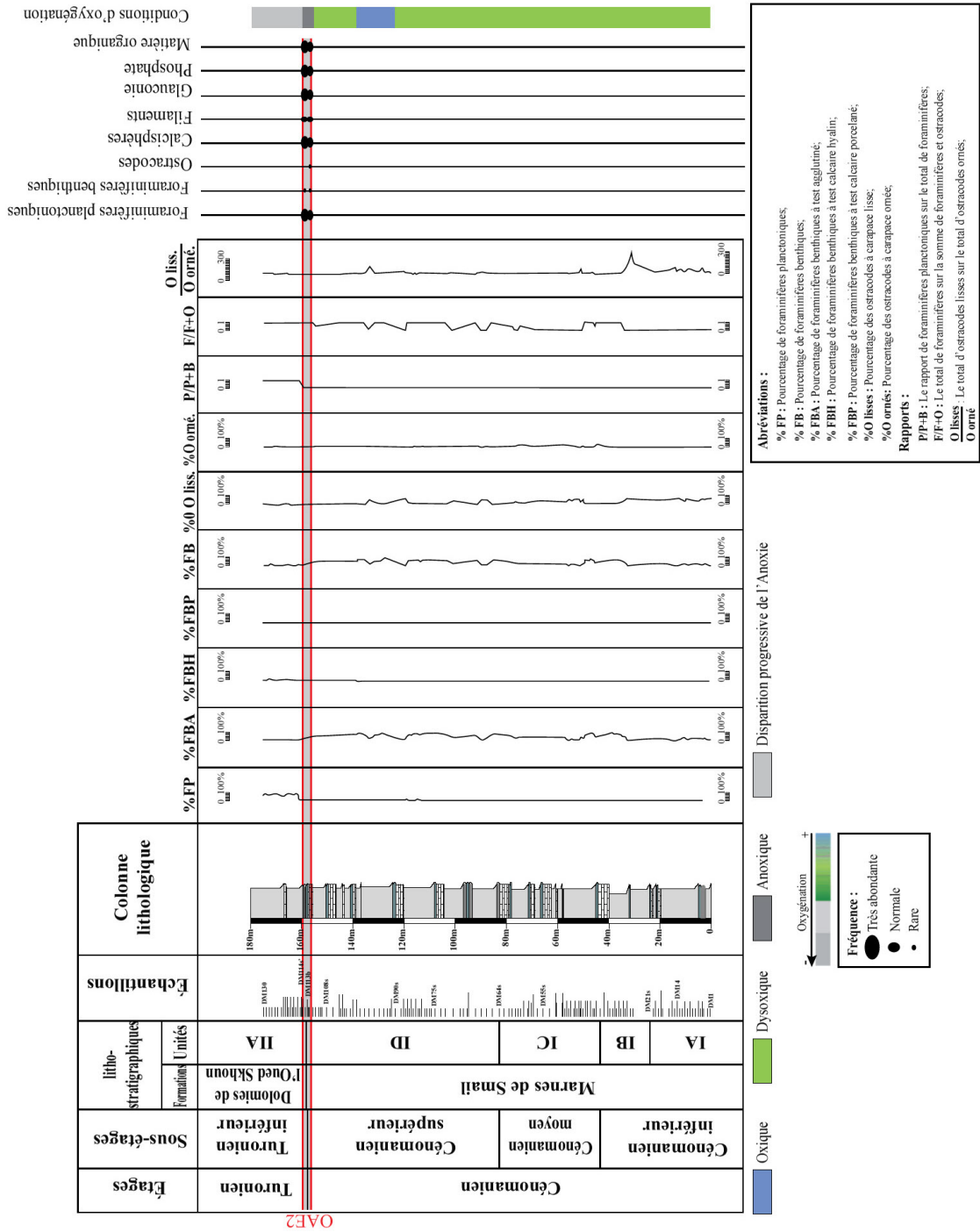


Figure 7 : Colonne litho-stratigraphique de Théniet El Manchar.

Tableau 1 : L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Théniet El Manchar.

<i>Lithofaciès</i>	Alternance monotone de marnes friables de couleur variable et de calcaires à différents aspects grisâtres bioclastiques parfois ferrugineux et phosphatés.
<i>Microfaune dominée par les ostracodes</i>	Formes lisses dominantes, formes ornées moins abondantes Diversité spécifique moyenne. Ils sont quasi-absents dans les termes du passage Cénomanién-Turonien, et dans les termes basals du Turonien.
<i>Foraminifères benthiques arénacés abondants et peu diversifiés</i>	Les formes arénacées sont abondantes avec une diversité spécifique généralement faible sauf dans certains niveaux où elle est moyenne ; Formes calcitiques hyalins très rares ; abondantes notamment dans les termes du passage Cénomanién-Turonien, et dans les termes inférieurs du Turonien. Formes calcitique porcelaines peu abondantes.
<i>Foraminifères planctoniques sub-absents sauf dans les niveaux du passage C/T et du Turonien inférieur</i>	Formes globuleuses dominantes surtout les Whiteinelles et les Hétérohélicidés. Leur abondance est seulement marquée dans les niveaux du passage Cénomanién-Turonien et dans les termes basals du Turonien.
<i>Contenu macrofaunistique</i>	Organismes benthiques très abondants, les organismes pélagiques (ammonites) sont récoltés dans quelques rares occasions.
<i>Ichno-fossiles présents</i>	Présents dans quelques niveaux de base sous forme de Terriers.
<i>Minéraux et Métaux</i>	La calcite, le fer, le phosphate, la glauconie, la pyrite, et les dendrites de Manganèse.
<i>Autres éléments constitutifs</i>	Pellets, intraclastes, dolomite, et la matière organique.
<i>Texture</i>	Mudstone, wackstone, et packstone.



I.1.1. Formation I des Marnes de Smail

D'une épaisseur d'environ 160 m, cette formation se subdivise en quatre unités lithostratigraphiques, nommées de bas en haut, IA à ID.

Unité IA : Marnes à ammonites et exogyres

D'une épaisseur d'environ 25 m, cette unité est constituée essentiellement de marnes de couleur verdâtre à jaunâtre, ou blanchâtre, parfois indurées, avec de rares passées de calcaires grisâtres à oursins (**Pl. 1, Ph. 1**). Elle est riche en ammonites : *Sharpeiceras laticlavium* Sharpe, *Mantelliceras* cf. *dixonii* Spath et *Mantelliceras* cf. *picteti* Sharpe, en ostréidés (*Amphidonte conica* Sowerby) et échinides irréguliers en particulier l'espèce *Hemiaster* (*Hemiaster*) *gabrielis* Peron et Gauthier (**Pl. 2, Ph.1**) et contenant de rares échinides réguliers (*Heterodiadema libycom* Agassiz et Desor (**Pl. 2, Ph. 2**) ainsi que des gastéropodes, *Nerinea bicaenata* Peron, des bivalves : *Plicatula* (*Plicatula*) *auressensis* Coquand (**Pl. 2, Ph.3**), *Tenea delectrei* Coquand (**Pl. 2, Ph. 4**), *Neithea* (*Neithea*) *dutrugiei* Coquand (**Pl. 2, Ph. 5**) et des coraux (Anthozoaires, et Hexacoralliaires du genre *Trochosmilia*). Ces marnes livrent et en abondance des ostracodes à carapace lisse : *Cytherella* sp., *Parakrithe* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, et autres ornés *Veeniacythereis maghrebenensis* Bassoulet et Damotte, *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze et Le Fevre et *Monoceratina* ? *trituberculata* Rosenfeld et des foraminifères benthiques à test agglutiné, dont : *Dorothia oxycona* Reuss, *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp. et *Textularia chapmani* Lalicker et à test calcaires : *Praesorites* sp., varient entre 0 et 38% par rapport à Foraminifères + ostracodes (F+O). Les niveaux calcaires de cette unité sont des lumachelles à huîtres (**Pl. 1, Ph. 2**) à texture wackestone à packstone, contenant des radioles d'échinides et des débris de bryozoaires et montrant des dendrites de manganèse. La limite supérieure de cette unité est soulignée par une surface durcie avec la présence des terriers (**Pl. 1, Ph. 3**).

L'analyse quantitative des biotopes observés a montré une proportion élevée des ostracodes surtout à carapace lisse (80,5% en moyenne). La proportion des foraminifères benthiques arénacés est moins abondante (environ plus de 17% en moyenne). Les foraminifères planctoniques sont absents.

Cette unité est caractérisée par : (1) un indice de pélagisme nul dans tous les prélèvements ; (2) un rapport F/F+O variant entre 0,01 et 0,35 ; et (3) un paramètre Ost liss/Ost orné atteignant des valeurs élevées (=88). Ces indices, mutuellement utilisés, ont

fourni des données qui nous ont permis de suivre l'évolution des paramètres paléoécologiques contrôlant la répartition des foraminifères et des ostracodes, notamment les conditions paléobathymétriques, la nature du substrat, ainsi que le taux d'oxygène dissous dans le milieu marin. Le faciès de cette unité couplé avec les données quantitatives citées ci-dessus traduisent un milieu de sédimentation plus ou moins ouvert et relativement profond et équivalent à la partie distale de la plate-forme externe.

Unité IB : Marnes à ostracodes et calcaires massifs à huîtres

D'une vingtaine mètres d'épaisseur, cette unité est constituée par une puissante série marneuse surmontée par une barre calcaire. Les marnes y sont verdâtres et friables livrant une faune diversifiée, composée d'ammonites (indéterminables), de grands oursins (réguliers et irréguliers) et des pectens. La partie inférieure de ce terme marneux renferme une riche faune d'ostracodes, constituée jusqu'à 95% de formes lisses : *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Cytherella* sp., *Parakrithe* sp., *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, et ornés *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Peloriops* cf. *ziregensis* Bassoulet et Damotte et contenant des foraminifères benthiques à test agglutiné, dont : *Textularia chapmani* Lalicker, *Dorothia oxycona* Reuss, *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Ammobaculites* sp., *Trochaminoides* sp., *Haplophragmoides* sp. et *Thomasinella punica* Schlumberger, avec des rapports entre 5 et 91% par rapport Foraminifères + ostracodes (F+O).

Les formes benthiques à test hyalin sont rares. Les derniers niveaux de ces marnes sont marqués par une rarefaction (9%) de l'ostracofaune lisse et orné, dont : *Bairdia* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, *Cytherella* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte et *Cythereis* cf. *algeriana* Bassoulet et Damotte et d'une prédominance des foraminifères benthiques agglutinés (*Dorothia* cf. *trochus* D 'Orbigny, *Ammobaculites* sp., *Merlingina cretacea* (Hamaoui et Saint-Marc), associées à des bryozoaires et des échinodermes. Les niveaux sommitaux de cette unité sont formés de calcaire grisâtre avec des joints stylolithiques (**Pl. 1, Ph. 4**) à huîtres, dont : *Ceratostreon flabellatum* Goldfuss (**Pl. 2, Ph. 6**). Le microfaciès est de type wackestone à packstone contenant des algues vertes, des valves d'ostracodes, de grands fragments de lamellibranches et des plaques d'échinides.

La proportion des ostracodes à paroi lisse chute par rapport les données quantitatives de l'unité précédente (43% en moyenne), par contre le taux du foraminifères benthiques arénacés

augmente (plus de 54% en moyenne). Les foraminifères planctoniques sont également absents dans cette unité.

Les rapports quantitatifs enregistrés sont : (1) un indice de pélagisme P/P+B nul ; (2) un rapport F/F+O montrant des valeurs comprises entre 0,05 et 0,77 ; et (3) un rapport Ost liss/Ost orné très élevé atteignant jusqu'à 279.

La présence des exogyres dans les niveaux carbonatés supérieurs atteste d'un dépôt en milieu marin peu profond, plus ou moins calme, riche en nutriments et à salinité proche de la normale (Frey & Pemberton, 1984).

Unité IC : Marnes à *Aspidiscus cristatus*

Cette unité (40 m d'épaisseur) montre une alternance stratocroissante de marnes et de calcaires. Les interbanes marneux sont de couleur beige à jaunâtre, friables à fragments d'ammonites, de coraux (*Aspidiscus cristatus* Lamarck) (**Pl. 2, Ph. 7**) et d'oursins (réguliers et irréguliers), renfermant une riche association d'ostracofaune composée de : *Cytherella* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Metacytheropteron* sp., *Cythereis* sp. et *Peloriops* sp.. Les assemblages de foraminifères benthiques sont dominés par les formes agglutinées dont : *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* cf. *trochus* D'Orbigny, *Dorothia* sp., *Thomasinella punica* Schlumberger, *Ammobaculites* sp., *Trochamminoides topagorukensis* Tappan, *Textularia chapmani* Lalicker, *Valvulamina* sp., *Cuneolina laurenti* Sartoni et Crescenti, et *Haplophragmoides* sp. et des Lituolidés (ferruginisés). Les foraminifères benthiques à test calcaire y sont rares : *Cyclolina* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Textulariella* sp., *Pseudorhipydionina* sp., *Praesorites* sp., *Gavelinella* sp., *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., et des Miliolidés. Les bancs calcaires de couleur grisâtre, sont de texture wackestone à packstone, riches en algues vertes, en valves d'ostracodes, grands fragments de lamellibranches, débris d'échinides, bryozoaires, pelleteïdes et quelques foraminifères benthiques. A leur sommet ces calcaires contiennent des rudistes, probablement du groupe caprinules (Chikhi-Aouimeur, 1998). Cette unité se termine par une surface durcie, marquée par une brusque diminution en faune d'ostracodes et le développement de lamines sédimentaires.

L'analyse quantitative de la microfaune a permis de constater que la proportion des ostracodes s'accroît significativement (58% en moyenne). Les morphotypes benthiques de type arénacé sont là encore dominants, mais leur taux chute par rapport la partie supérieure de

l'unité précédente. Les formes calcitiques hyalins sont malgré tout plus régulièrement présentes (mais sont très rarissimes).

Nous avons signalé également : (1) un indice de pélagisme P/P+B nul ; (2) un rapport F/F+O élevé dans certains niveaux (avec des valeurs comprise entre 0,5 et 1) et nul dans certains autres termes et (3) un rapport Ost liss/Ost orné variant entre 0,5 et 59,5.

Ces données reflètent les conditions d'un milieu de dépôt plus ou moins calme, situé à la plate-forme médiane.

Unité ID : Marnes à *Neolobites vibrayeanus*

C'est une série essentiellement marneuse de 75 m d'épaisseur à faciès friable, parfois indurés de couleur beige (**Pl. 1, Ph. 5**) et contenant des ammonites (*Neolobites vibrayeanus* D'Orbigny), des huîtres et oursins. Cette unité montre aussi des bancs calcaires mamelonné. Les ostracodes y sont représentés par : *Cytherella* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Bairdia* sp., *Metacytheropteron berbericus* Bassoulet et Damotte, et *Monoceratina* ? *trituberculata* Rosenfeld. Les assemblages de foraminifères benthiques sont dominés par les formes agglutinées : *Trochamminoides* sp., *Trochamminoides topagorukensi* Tappan, *Haplophragmoides* sp., *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Thomasinella punica* Schlumberger, *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* cf. *trochus* D'Orbigny, *Dorothia* sp., *Ammobaculites advenus*, *Ammobaculites* sp., *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., *Textularia chapmani* Lalicker et *Reophax* sp. Les formes à test calcitique sont représentées par *Globorotalites* sp. et *Gavelinella* sp. D'autres formes benthiques ont été observées en plaques minces dans des calcaires massifs (**Pl. 1, Ph. 6**) : Lituolidés (ferruginisés), *Textulariella* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Nummoloculina regularis* Philippon, Miliolidés, *Pseudorhipydionina casertana* De Castro, *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint-Marc, *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara et *Biplanata* sp.

Ces dépôts montrent l'enregistrement des paramètres quantitatifs suivants : (1) Un indice de pélagisme P/P+B nul ; (2) un rapport F/F+O élevé dans la majorité des échantillons ; (3) un rapport Ost liss/Ost orné faible dans la majorité des prélèvements à l'exception de l'échantillon DM97 qui marque une valeur de 93,5.

Le faciès de cette unité évoque un milieu de sédimentation marin peu profond.

Au sommet de cette unité, les marnes deviennent pauvres en macrofaune et sont coiffées par un banc calcaire d'épaisseur métrique, à texture packstone, riche en foraminifères planctoniques : *Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Lunatriella* sp. En lames minces ces calcaires dévoilent la présence importante des filaments, des calcisphères, de la glauconie, du phosphate et de la matière organique. Ces dépôts témoignent d'un approfondissement du milieu de sédimentation, en rapport avec la transgression fini cénomanienne.

I.1.2. Formation II des Dolomies de l'Oued Skhoun

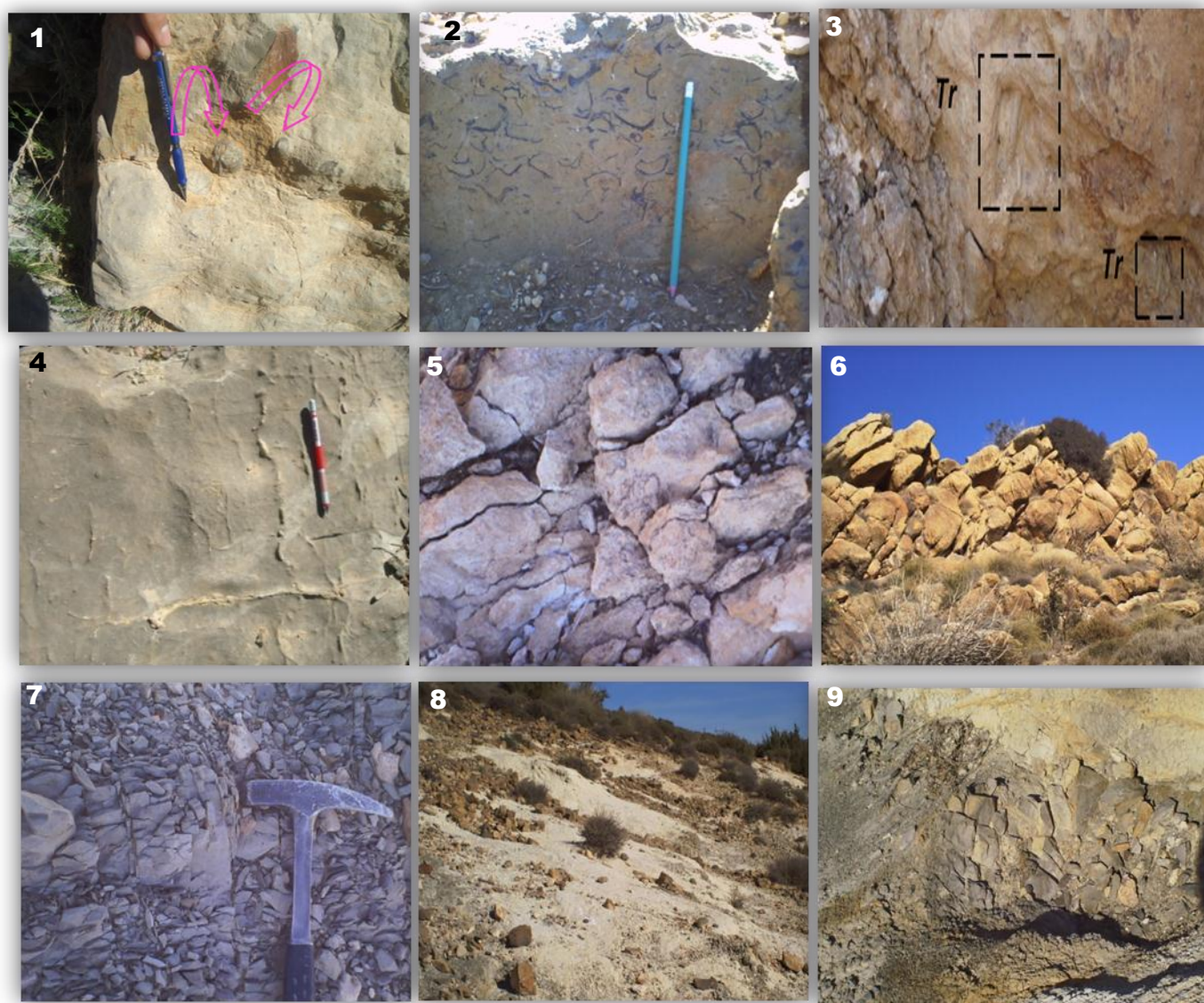
Seule la partie inférieure de cette formation (unité IIA), est représentée dans le secteur de Théniet El Manchar. Elle correspond à la transition Céno-manien-Turonien.

Unité IIA : Marnes à *Whiteinella archaeocretacea*

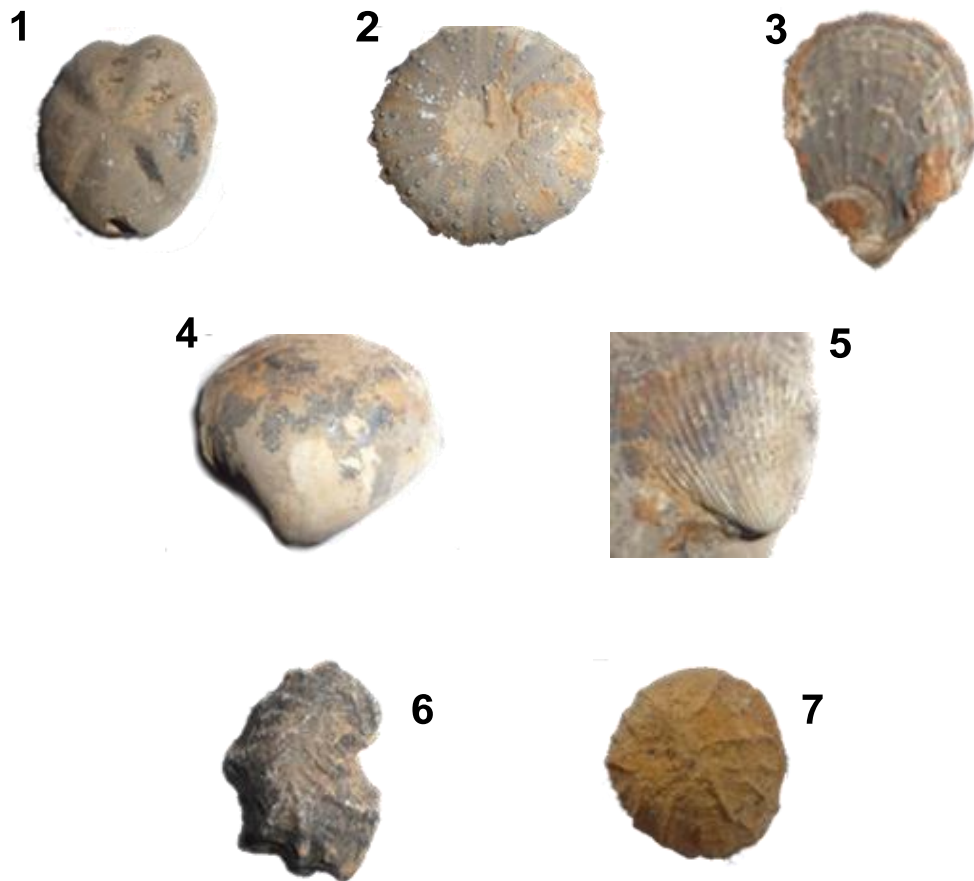
Cette unité, d'une vingtaine de mètre d'épaisseur, est formée d'une alternance de calcaire marneux et de marnes. Elle débute par des bancs de calcaires marneux à filaments de couleur gris foncé finement lités (**Pl. 1, Ph. 7**). Les niveaux marneux, plus épais (**Pl. 1, Ph. 8, 9**), referment de rares ostracodes ornés : *Reticulocosta* sp. et rares foraminifères benthiques, en particulier des formes à test hyalin calcitique (grandes *Lenticulina rotulata* Lamarck, *Fronicularia* sp., *Dentalina* sp., et *Textularia* sp.). Les foraminifères planctoniques sont par contre, plus fréquents, avec : *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, *Dicarinella hagni* Scheibnerova, *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Dicarinella imbricata* Mornod, *Praeglobotruncana* sp., *Whiteinella brittonensis* Loeblich et Tappan, *Whiteinella* sp. ?, *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, *Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella simplex* Morrow, *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, et *Heterohelix moremani* Cushman.

Cette association reflète des conditions de milieu relativement profond qui s'inscrivent dans un cycle transgressif.

Elle enregistre les paramètres quantitatifs suivants : (1) des rapports F/F+O et P/P+B élevés ; (2) des valeurs relatives au rapport Ost liss/Ost orné comprise entre 0 et 4 ; (3) une diversité spécifique élevée pour les foraminifères planctoniques, faible pour les foraminifères benthiques et très faible pour les ostracodes.



Pl. 1 : Principaux faciès identifiés à Théniet El Manchar.



Pl. 2 : Principaux Taxons cénomaniens de la coupe de Théniet El Manchar.

1: *Hemiaster (Hemiaster) gabrielis*; **2:** *Heterodiadema libycum*; **3:** *Plicatula (Plicatula) auressensis*; **4:** *Tenea delettei*; **5:** *Neithea (Neithea) dutruei*; **6:** *Ceratostreon flabellatum*; **7:** *Aspidiscus Cristatus*.

I.2. Coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif »

La deuxième coupe de "Dj Bou Arif", est un siège d'une importante sédimentation cénomanienne affleurant largement à Firmet Riche. Le passage Cénomanien-Turonien n'affleure dans cette zone qu'au niveau de la vallée car la majeure tranche cénomanienne est en discordance sur les terrains allochtones du Miocène.

Le massif de Dj Bou Arif est un anticlinal d'environ 35 km de long, de direction NE-SO, dont la ville de Batna constitue son périclinal occidental. L'essentiel du dôme anticlinal est constitué du Crétacé inférieur et moyen (Figure 9). Sa partie orientale possède une série moins épaisse que la partie occidentale.

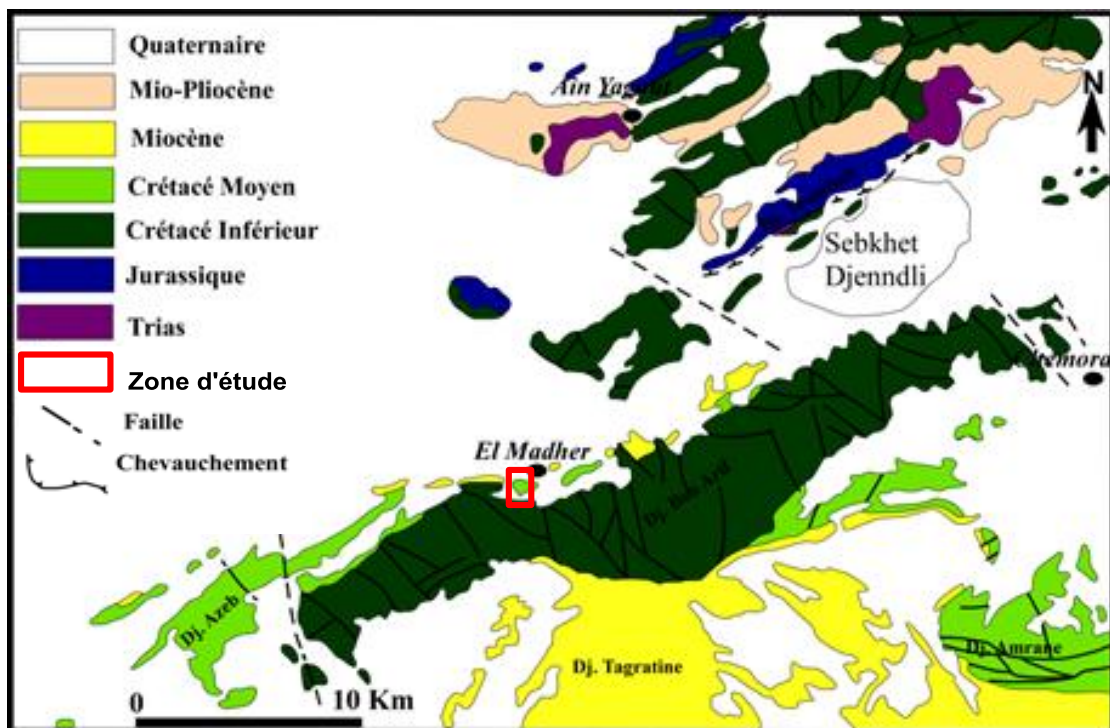
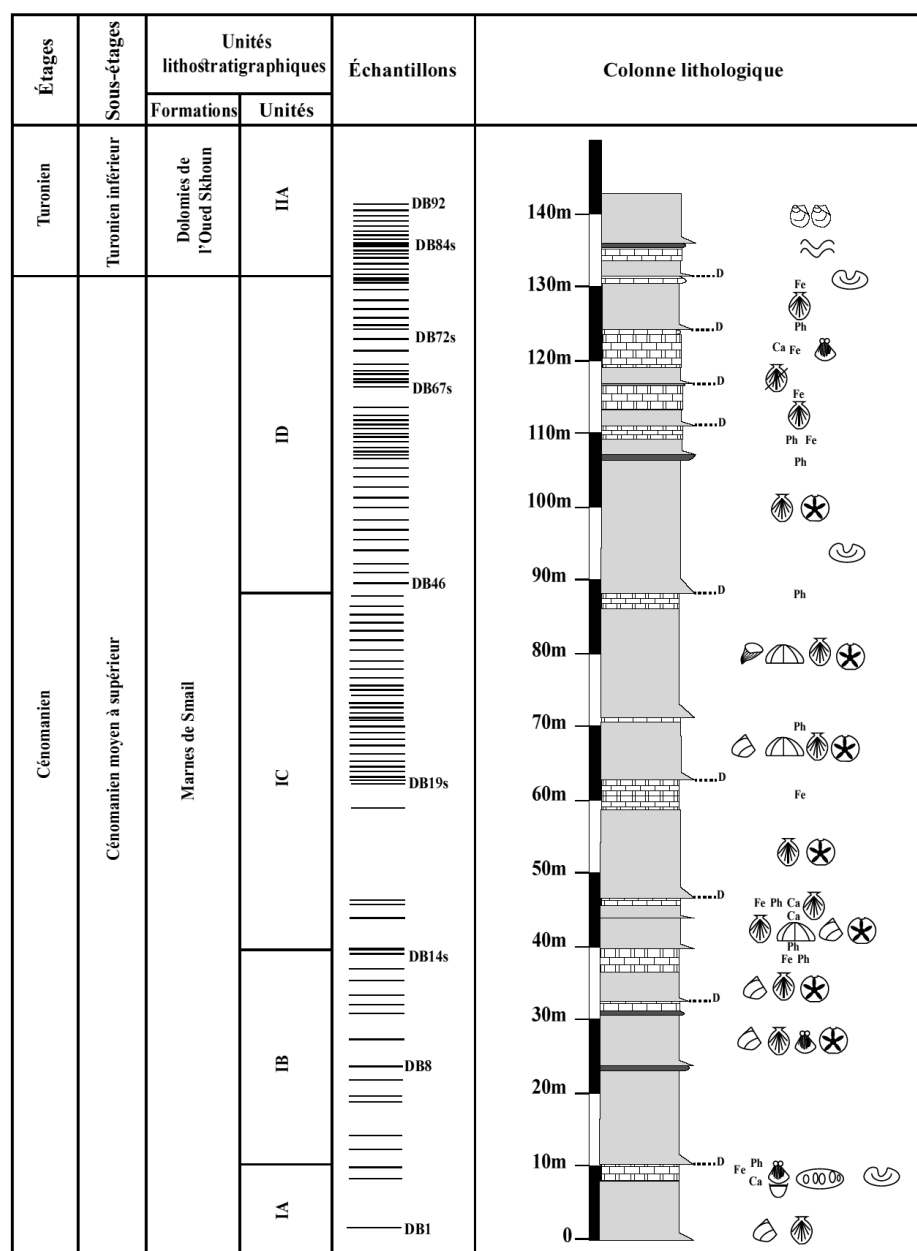


Figure 9 : Carte géologique simplifiée montrant les formations du Crétacé à Dj Bou Arif (Carte d'Ain El Ksar 1/50 000).

La coupe de Firmet Riche, épaisse de 140 m, a été levée sur le flanc septentrional du massif de Dj Bou Arif. Deux principales formations (Figure 10) ont été identifiées sur la base d'une discontinuité typique représentée par une surface ferrugineuse. L'ensemble de la série est monotone et répétitif constitué de marnes et de calcaires. Les marnes, dominantes, sont d'ordre plurimétriques et riches en lamellibranches, gastéropodes, oursins, et coraux. Elles sont intercalées avec des bancs de calcaires grisâtres bioclastiques parfois bioturbés ferrugineux et phosphatés.


Lithofaciès :

- Marnes
- Calcaires
- Calcaires massifs
- Calcaires marneux / Marno-calcaires
- Calcaires marneux grisâtres (Faciès du passage Cénomanien-Turonien)

Fossiles :

- Échinodermes :**
 - Oursins entiers
- Mollusques :**
 - Gastéropodes

- Certains groupes et genres de lamellibranches identifiés :

- Pectens
- Osteïdés
- Fragments d'Ostreïdés
- Plicatula
- Rudistés
- Coraux :**
 - Aspidiscus cristatus*
 - Coraux solitaires

Autres :

- Mytiloïdés

Minéraux et Métaux :

- Fe : Fer
- Ca : Calcite
- Ph : Phosphate

Structures sédimentaires :

- Lamines

Autres

- Discontinuités

Figure 10 : Colonne litho-stratigraphique de Dj Bou Arif "Firmet Riche".

L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Firmet Riche est représenté et résumé dans le Tableau 2.

Les résultats de l'étude quantitative réalisée sur la microfaune dégagée des marnes sont représentés sous forme de courbes et de tableaux attachés à l'annexe. La variation des paramètres quantitatifs et la distribution des principaux constituants biologiques et minéralogiques dans l'ensemble de la coupe est représentée dans la figure 11.

Tableau 2 : L'ensemble des caractéristiques pétrographiques distinguées à Firmet Riche.

<i>Lithofaciès</i>	Successions monotones de marnes beiges à jaunâtre friables fossilifère dans la série cénomaniennne avec des calcaires bioclastiques grisâtres parfois ferrugineux, phosphatés, et comportant des veinules de la calcite.
<i>Microfaune dominée par les ostracodes</i>	Les formes lisses sont les plus dominantes, les formes ornées sont présentes, mais relativement avec des taux moindres au précédentes.
<i>Foraminifères benthiques arénacés abondants et peu diversifiés</i>	Ici les foraminifères benthiques arénacés sont les plus dominants ; Le taux de foraminifères benthiques à test calcitique hyalin augmente par rapport la première coupe, ils sont abondants dans les niveaux du passage Céno-manien-Turonien et dans les niveaux basals du Turonien.
<i>Foraminifères planctoniques rares ousub-absents sauf dans les niveaux du passage C/T et du Turonien inférieur</i>	Les foraminifères planctoniques globuleuses sont très dominants seulement dans les termes du passage Céno-manien-Turonien et dans le Turonien inférieur associés le plus souvent avec des calcisphères (en plaque mince) ; Les foraminifères planctoniques carénés sont très rares, récoltés seulement dans les niveaux du Turonien inférieur ; La diversité spécifique de ces formes dans les niveaux où récoltés est plus ou moins élevée.
<i>Contenu macrofaunistique</i>	Les benthos sont les plus dominants, aucun spécimen de forme pélagique (ammonite) a été récolté.
<i>Ichno-fossiles présents</i>	Quelques rares terriers et d'autre formes indéterminables.
<i>Minéraux et Métaux</i>	La calcite, le fer, la glauconie, et la pyrite.
<i>Autres éléments constitutifs</i>	Pellets, et la matière organique.
<i>Texture</i>	Wackstone, packstone, et packstone à grainstone.

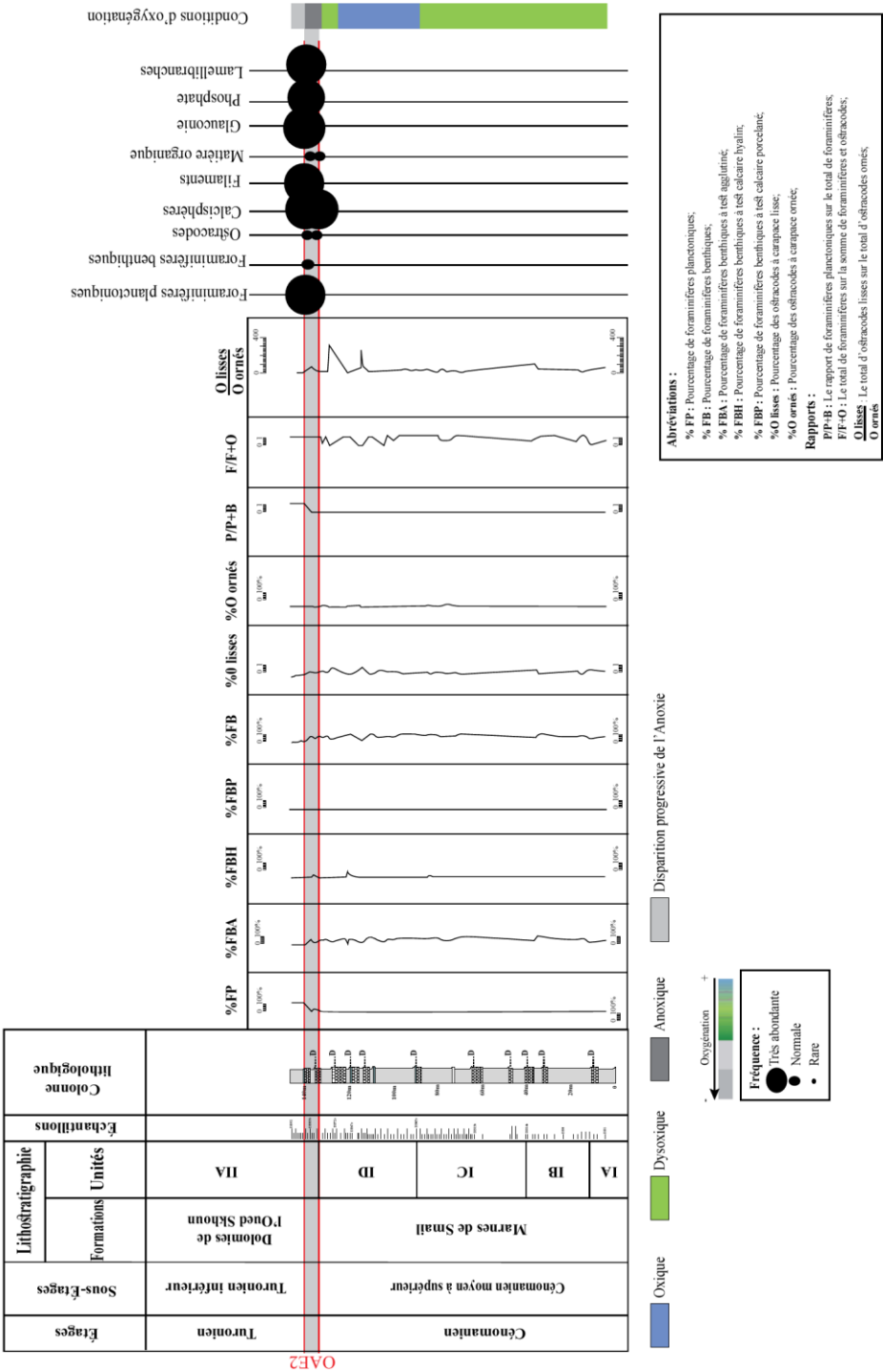


Figure 11 : Variation des paramètres quantitatifs et distribution des principaux constituants biologiques et minéralogiques à Firmet Riche « Dj Bou Arif »

I.2.1. Formation I des Marnes de Smail

D'une épaisseur d'environ 130m, elle est subdivisée en quatre unités :

Unité IA : Marnes à Exogyres et niveaux calcaires bioclastiques à Pectinidés

Elle forme les dépôts les plus anciens de cette coupe s'étale sur presque 10m d'épaisseur, constituée de marne argileux friables beiges à jaunâtre (**Pl. 3, Ph. 1**) à *Exogyra conica* (**Pl. 4, Ph. 1**), placages d'ostreidés, de rare gastéropodes : *Nerinea bicatenata* Peron et *Nerinea* sp. (**Pl. 4, Ph. 2,3**), et de *Plicatula* sp. (**Pl. 4, Ph. 4, 5**) au sommet. Ces marnes livrent une abondance des foraminifères benthiques surtout les agglutinés dont : *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Dorothia oxycona* Reuss, *Textularia chapmani* Lalicker, *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Flabellamina* sp., et *Ammobaculites advenus* Cushman & Applin, et renfermant également une riche association d'ostracodes composée essentiellement de : *Cytherella* sp., *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Cythereis* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, *Monoceratina ? trituberculata* Rosenfeld, et *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte. Cette unité est clôturée par des calcaires grisâtres ferrugineux peu phosphatés, conglomératiques à la base à Pectinidés et probablement des coraux solitaires, des dendrites de manganèses (**Pl. 3, Ph. 2**), et des terriers (**Pl.3, Ph.3**). Ces calcaires ont une texture wackstone à packstone caractérisés par la présence dominante de fragments de lamellibranches à structure algaire, bryozoaires, plaques d'échinodermes, quelques sections d'algues et quelques foraminifères benthiques (Cunéoline, bisérié, et d'autre unisérié, ...) avec la présence des cavités de dissolution à remplissage sparitique, des microfissures, de stylolithes oxydés, et de laminations d'oxyde de fer.

La microfaune est dominée par les foraminifères benthiques avec un taux égal à 57% de l'ensemble de la microfaune. Le pourcentage des ostracodes à carapace lisse atteint 37% et les ornés ne dépasse pas 6%. Les rapports quantitatifs enregistrés ont permis de constater que (1) l'indice de pélagisme P/P+B est nul ; (2) le rapport F/F+O est moyen et (3) le paramètre Ost liss/Ost orné est relativement faible (=6).

La présence d'une faune diversifiée conjoint avec les paramètres quantitatifs enregistrés suggère un milieu relativement peu profond, oxygéné à énergie moyenne, localisé dans la zone de la plate-forme proximale.

Unité IB : Marnes à lamellibranches, gastéropodes et oursins et calcaires noduleux bioclastiques

Elle débute par des marnes à ostréidés, Pectinidés : *Neithea* sp. (Pl. 4, Ph. 6), oursins irréguliers : *Hemiaster (Hemiaster) gabrielis* Peron et Gauthier (Pl. 4, Ph. 7), et réguliers : *Heterodiadema* cf. *libycum* Agassiz et Desor (Pl. 4, Ph. 8), et gastéropodes admettent quelques intercalations de calcaires noduleux millimétriques à centimétriques bioclastiques. Les foraminifères benthiques y sont représentés par : *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Flabellamina* sp., *Dorothia oxycona* Reuss, *Trochamminoides* sp., *Textularia chapmani* Lalicker, *Textularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites advenus* Cushman & Applin, fragment de *Thomasinella punica* Schlumberger, *Cuneolina* sp., *Fronidularia* sp., *Lenticulina* sp., et d'autres genres indéterminables. L'ostracofaune est représenté par : *Cytherella* sp., *Metacytheropteron* sp., *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Cythereis* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, associées à des bryozoaires. La partie sommitale est représentée par des calcaires bioclastiques d'aspect noduleux à la base montrent en microfaciès des composantes microfauniques et sédimentologiques relativement analogues aux calcaires de l'unité précédente.

Les lavages des marnes révèlent que les foraminifères planctoniques sont absents, les foraminifères benthiques sont dominants exprimant 60,85% de l'ensemble des microfossiles triés. L'ostracofaune représente 38,71% de la totalité des microfossiles analysés. Elle comporte des taxons à paroi orné avec la prédominance exclusive des formes à paroi lisse qui sont associées à des bryozoaires.

L'analyse quantitative menée montre que : (1) l'indice de pélagisme est nul presque dans la totalité des prélèvements ; (2) le rapport F/F+O montre des valeurs moyennes à élevées dans la majorité des échantillons et (3) le paramètre Ost liss/Ost orné montre des valeurs comprises entre 1 et 10.

La diversité microfaunistique témoigne d'un milieu peu profond avec des conditions trophiques, d'oxygénation, et de salinité considérée comme normales. Le caractère packstone

de la texture montre que ces éléments sont déposés dans la partie supérieure de la zone infratidale dans la plate-forme proximale.

Unité IC : Marnes à *Aspidiscus cristatus*

Cette unité est constituée d'un ensemble marneux riche en coraux dont *Aspidiscus cristatus* Lamarck (**Pl. 4, Ph. 9**), ostréidés, oursins, et gastéropodes, avec l'apparition probable des inocérames au sommet. Cet intervalle est puissant d'une cinquantaines mètres d'épaisseur livrant une microfaune dominée par les foraminifères benthiques, on peut citer : *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Flabellamina* sp., *Textularia chapmani* Lalicker, *Textularia* sp., *Gavelinella* sp., *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides globosa* Lozo, *Thomasinella punica* Schlumberger, *Trochamminoides* sp., *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* sp., *Cuneolina* sp., *Ammobaculites* sp., *Globorotalites* sp., *Astacolus* sp., et *Fronidularia* sp., associés à des bryozoaires. L'association d'ostracofaune est composée principalement de : *Cytherella* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze et Le Fevre, *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Cythereis* sp., *Metacytheropteron* gr. *parnesi* Sohn, *Metacytheropteron* sp., *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte et Saint Marc, *Paracypris* sp., *Peloriops* cf. *ziregensis* Bassoulet et Damotte, *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, *Peloriops* sp., *Veeniacythereis* sp., *Bairdia* sp., et *Kalipotovalva ? tifratinensis*. Le passage entre les faciès marneux de cette unité est matérialisé par des bancs carbonatés ferrugineux à la base et phosphatés à coraux solitaires et des rudistes au sommet (**Pl. 3, Ph. 4, 5**), parfois bioturbés (**Pl. 3, Ph. 6**). En microfaciès, ils sont caractérisés par la présence de grands fragments de lamellibranches, bryozoaires, plaques d'échinodermes, foraminifères benthiques, pelletoides, sections d'algues, fragments de gastéropodes. Le taux de l'ostracofaune décroît soit dans la partie basale ou sommitale de cette unité par rapport les foraminifères benthiques à test agglutiné, ou leur pourcentage augmente jusqu'à 87%.

Les lavages des marnes montrent que les formes à tests hyalins présentent une moyenne de 3, 45%. Les formes agglutinées présentent une moyenne de 68,63% associés à des bryozoaires. Les foraminifères planctoniques sont très rarissimes (0 à 2%).

L'analyse des paramètres quantitatifs, enregistrés a permis de constater que : (1) l'indice d'océanité est généralement nul ; (2) le paramètre F/F+O est élevé dans la majorité des

prélèvements (atteigne la valeur 1) à l'exception de deux échantillons DB33 et DB35 qui montrent des valeurs moyenne d'ordre 0,5 ; (3) le rapport Ost liss/Ost orné variant entre 0 et 4.

Ces données reflètent des conditions de milieu plus ou moins ouvert, calme, et équivalent à la partie médiane de la plate-forme.

Unité ID : Marnes à rares fragments d'ostréidés et calcaires massifs fortement ferrugineux

Elle est représentée par une quinzaine mètres de marnes à rares fragments d'ostréidés et oursins à la base, évoluent vers une alternance successive de marnes et de termes calcaireux à rares Pectinidés, d'ordre décimétriques à métriques phosphatés, ferrugineux, et parfois à veinules de calcite (**Pl. 3, Ph. 7, 8**) renfermant un riche assemblage de foraminifères benthiques (près de 61% en moyenne), composé de : *Cuneolina* sp., *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Flabellamina* sp., *Textularia chapmani* Lalicker, *Textularia* sp., *Dorothia oxycona* Reuss, *Dorothia* sp., *Haplophragmoides globosa* Lozo, *Haplophragmoides* sp., *Globorotalites* sp., *Trochamminoides* sp., *Fronicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Ammobaculites advenus* Cushman & Applin, *Thomasinella punica* Schlumberger, *Spiroloculina* sp., *Lenticulina rotulata* Lamarck, *Lenticulina* sp., *Gavelinella* sp., associés parfois à des bryozoaires. Les ostracodes y sont représentés par : *Cytherella* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte et Saint Marc, *Paracypris* sp., *Bairdia* sp., *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Cythereis* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, *Peloriops* sp., *Metacytheropteron* gr. *parnesi* Sohn, *Metacytheropteron* sp., et *Eocytheropteron* sp. (en moyenne 38,28%). Les foraminifères planctoniques sont, très rarissimes (atteint 2% dans quelques niveaux). Le sommet de cette unité est coiffé par des bancs de calcaires ferrugineux indurés avec la présence des coraux solitaires probablement.

Les microfaciès montrent la présence de foraminifères benthiques, sections d'algues, grands fragments de lamellibranches et gastéropodes associés avec des taches d'oxydation. Tous ces caractères bio-microfaciologiques évoquent un milieu de sédimentation marin de faible tranche d'eau.

La partie sommitale de cette unité révèle un véritable appauvrissement dans le contenu macrofaunistique. Vers son sommet, un banc métrique de calcaire à texture packstone renferment en abondance des calcisphères, quelques fragments de lamellibranches et valve

d'ostracode. Sa limite supérieure est soulignée par une surface ferrugineuse et un changement brutal du faciès.

L'évolution des paramètres quantitatifs enregistrés dans cette unité a révélé que : (1) l'indice d'océanité est nul pour la majorité des prélèvements ; (2) le rapport F/F+O montre des valeurs moyennes à élevées (3) le paramètre Ost liss/Ost orné exprime des valeurs comprises entre 0 et 31.

Le milieu des premiers termes de cette unité est peu profond suite à l'abondance des Milliolidés et de lamellibraches.

Les microfaciès à calcisphères indiquent un milieu de sédimentation marin sous l'influence de la plate-forme. La présence des calcisphères en quantités importantes dans les sédiments forme des niveaux appelés calcisphérites. Ils soulignent le bord de la plate-forme au bassin ; la première surface d'inondation, c'est un repère fiable et de base dans la caractérisation de certains intervalles transgressifs (Robaszynski *et al.*, 1994).

I.2.2. Formation II des Dolomies de l'Oued Skhoun

Elle est constituée à Firmet Riche "Dj Bou Arif" par une seule unité :

Unité IIA : Marnes à foraminifères planctoniques et Marnes carbonatées grisâtres à *Mytiloïdes*

Elle est à dominante marneuse d'aspect feuilletée de couleur gris (**Pl.3, Ph.9**), parfois blanc riche en *Mytiloïdes* en macrofaciès. En microfaciès, la texture est packstone à foraminifères planctoniques, filaments, calcisphères, matière organique, et glauconie. Les termes marneux renfermant peu d'ostracodes où le genre *Reticulocosta* est le plus abondants avec quelques d'autres formes, peu de foraminifères benthiques notamment les formes à test hyalin *Lenticulina* gr. *rotulata* Lamarck. Les formes planctoniques constituent la composante primordiale de cette unité, elles sont représentées essentiellement par : *Whiteinella brittonensis* (Loeblich & Tappan), *Whiteinella baltica* (Douglas & Rankin), *Whiteinella archaeocretacea* (Pessagno), *Whiteinella aumalensis* (Sigal), (?) *Whiteinella*/ *Pg. aumalensis* (Sigal), *Whiteinella aprica* (Loeblich & Tappan), *Whiteinella* sp., *Whiteinella* cf. *prae-helvetic*a (Trujillo), *Hedbergella simplex* (Morrow), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Dicarinella* cf. *imbricata* (Mornod), *Dicarinella* sp.?, *Heterohelix moremani* Cushman, *Heterohelix* sp., *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), et *Praeglobotruncana* sp.?

L'enrichissement du microfaciès en calcisphères et en foraminifères planctoniques est un indice de l'ouverture du milieu de dépôt. La présence des formes planctoniques carénées, trochospirales exige des tranches d'eau profondes (Caron *et al.*, 1983 *In* Grosheny 2002).

La diversité spécifique des foraminifères planctoniques est plus ou moins importante, faible pour les benthiques et très faible pour l'ostracofaune.

Les paramètres quantitatifs enregistrés, relatifs aux onze échantillons examinés, sont les suivants : (1) l'indice d'océanité est élevé (d'ordre de 1) ; (2) le paramètre F/F+O est élevé (d'ordre de 1) ; (3) le rapport Ost liss/Ost orné est faible.

Cette association indique des conditions de milieu profond à tendance générale transgressive.



Pl. 3 : Principaux faciès identifiés à Firmet Riche.



Pl. 4 : Principaux Taxons cénomaniens de la coupe de Firmet Riche " Dj Bou Arif".

1: *Exogyra conica*; **2, 3:** *Nerinea* sp.; **4, 5:** *Plicatula* sp.; **6:** *Neithea* sp.; **7:** *Hemiaster* (*Hemiaster*) *gabrielis*; **8:** *Heterodiadema* cf. *libycum*; **9:** *Aspidiscus Cristatus*.

II. Corrélation et évolution latérale des constituants entre les deux domaines

Un schéma de corrélation lithologique (Figure 12) entre la coupe de Théniet El Manchar appartenant au domaine pré-atlasique au NE de Batna et la coupe de Firmet riche, Bouarif, appartenant au domaine des Aurès au SE est établi. Il est installé sur la base de la présence de nombreux repères lithologiques et biostratigraphiques. L'essai de cette corrélation a pour but d'illustrer la géométrie des dépôts de la série du Cénomanién et du Turonien inférieur dans la région de Batna. Ce schéma permet de mettre en évidence d'éventuelles variations lithologiques et des épaisseurs dans deux domaines structuraux et paléogéographiques distincts. Il révèle que les épaisseurs augmentent nettement dans le bassin aurésien que dans le Bellezma. La variation des épaisseurs est vraisemblablement liée à l'activité tectonique distensive au passage Cénomanién-Turonien (Herkat, 1999). Le bassin atlasique aurésien est un bassin intracratonique montrant un approfondissement d'ouest en est vers le sillon tunisien (Herkat, 2005). Dans ce bassin, des phases de distension tectonique, au début de l'Albien terminal et du Turonien inférieur, entraînent un jeu en blocs basculés (Herkat et Delfaud, 2000). Des hausses eustatiques surviennent en même temps (Haq *et al.*, 1987). Il en résulte une géométrie des dépôts caractéristique de blocs basculés (Herkat, 2005) au cours de cet intervalle. Dans la zone pré-atlasique située au Nord du bassin des Oulad Naïl (région de Bou Saada), les failles qui ont exercé leur contrôle sur la sédimentation en jeu normal au Crétacé supérieur, sont les accidents N 120° à N 160°. Le sens de basculement des blocs n'a pu être caractérisé. Au Cénomanién la subsidence est peu différente de celle du bassin atlasique. Au Turonien et au Sénonien elle est considérablement réduite par rapport au bassin atlasique. Des failles inverses traduisent une tendance compressive ENE/OSO au cours du Turonien (Herkat, 1999). Selon ce même auteur, les séries du Bellezma sont caractérisées par des faciès globalement peu profonds par rapport aux domaines qui l'encadrent et qui néanmoins sont relativement épaisses.

Les unités sédimentaires (Unité : IA, l'extrême sommet de ID, base de II A) à travers les coupes sélectionnées, sont placées dans la plate-forme ouverte. Elles sont composées, exclusivement, de dépôts pélagiques où dominent les marnes et les marno calcaires à ammonites et foraminifères planctoniques.

D'autres unités (unité IB, et la partie supérieure de l'unité ID), composées de dépôts marno-calcaires à formes benthiques, ostracodes, lamellibranches, et échinides, sont placées dans la zone proximale de la plate-forme. Il s'agit également des calcaires à Miliolidés avec d'autres genres de foraminifères porcélanés indéterminables montrés essentiellement dans

l'unité ID de Dj Bou Arif. Ils témoignent d'un environnement de plate-forme peu profonde de la zone infratidale.

Certains niveaux (l'Unité IC) traduisent des dépôts de plate-forme médiane correspondant aux marnes à coraux et aux bioconstructions à rudistes, édifiés dans milieu peu profond et peu ouvert qui pourrait correspondre à l'infratidal supérieur. Les coraux « *Aspidiscus cristatus* » récoltés sur terrain et les rudistes observés particulièrement en plaques minces sont les plus communs du Cénomaniens moyen à Batna (Gil et Chikhi, 1991 ; Aouissi et al., 2018 ; Slami et al., 2018). Ils atteignent parfois des tailles considérables en associations avec d'autres organismes, ces derniers montrant une diversité faible liée probablement soit à l'insuffisance en substances nutritives ou à la salinité d'eau. Les calcaires packstone-grainstone à *Pelletoides* de petite à moyenne taille, lamellibranches, échinodermes, et foraminifères benthiques sont également présents, ces *pelletoides* sont le résultat de la micritisation des foraminifères benthiques, en milieu moyennement agité. Cette partie de la plate-forme révèle également la présence des calcaires wackstone à foraminifères benthiques : *Textulariella* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Nummuloculina regularis* Philippson, et Miliolidés, ils sont accompagnés de débris de rudistes, débris d'algues et des débris de bryozoaires encroûtés. La dominance des foraminifères benthiques avec des formes diversifiées indiquent selon Hamaoui et Fourcade, 1973, Saint-Marc, 1988 une salinité normale en milieu marin. Les calcaires lumachelliques sont également présents avec des valves d'ostreïdés (principalement des exogyres) observés en intercalations à la partie supérieure de l'unité IC. L'accumulation des coquilles d'ostreïdés souligne selon Herkat, 1999 le milieu infratidal de la plate-forme médiane.

Dans la partie interne de la plate-forme, règnent des calcaires à foraminifères benthiques, lamellibranches, et de *pelletoides* de l'intertidal et reflétant des fluctuations d'énergie hydrodynamique, comme des épisodes de haute énergie observés essentiellement dans la partie moyenne de l'unité ID.

Il s'agit également d'un milieu infratidal protégé observé dans les calcaires de la partie moyenne de l'unité IC et la partie supérieure de l'unité ID à microfaunes essentiellement benthiques : foraminifères benthiques (*Pseudorhynchidionina casertana* (De Castro), *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint-Marc, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Textulariella*?, *Valvulaminidés*, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, *Biplanata* sp. ?, et des *Miliolidés*), débris d'algues Dasycladacées, échinides, débris de rudistes, gastéropodes, lamellibranches, et des annélides.

L'installation d'une plate-forme restreinte est bien confirmée au niveau de la partie moyenne de l'unité ID dans la coupe de Théniet El Manchar avec des faciès de calcaires dolomitiques à rares lamellibranches et foraminifères benthiques bisériés traduisant des milieux de l'intertidal élevé.

L'homogénéité de la sédimentation carbonatée durant le Cénomanién-Turonien dans les deux domaines plaéogéographiques témoigne de l'ampleur de la transgression marine à cette époque qui généralise cette région où son maximum est marqué au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur et qui peut s'étendre jusqu'à la plate-forme saharienne (Yahoui, 1990).

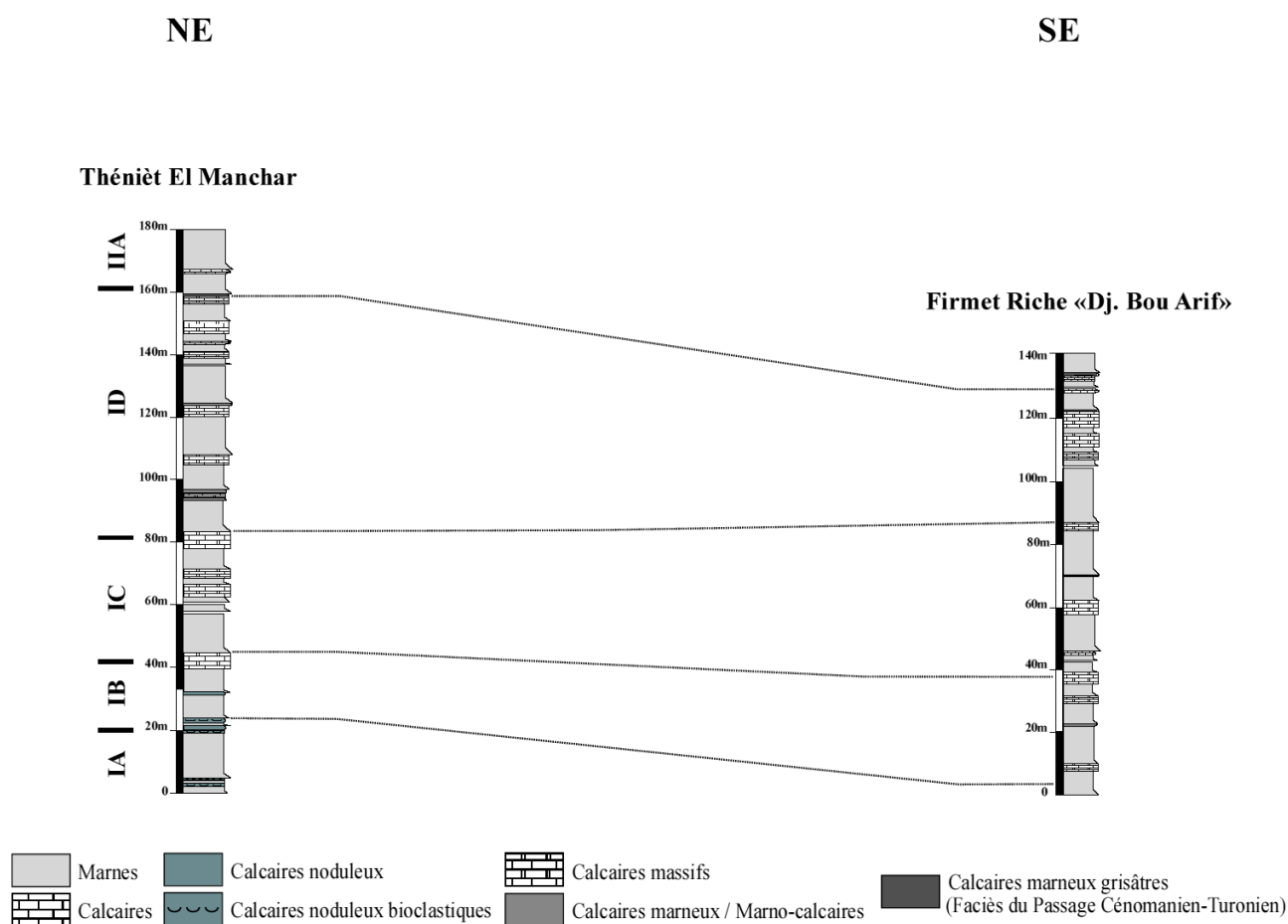


Figure 12 : Corrélation lithologique entre les deux coupes.

III. Réponse lithologique à l'installation de l'EAO2

Les travaux antérieurs, de Laffitte (1939), Bureau (1970), Bellion (1972) et Guiraud (1973), placent la limite Cénomanien-Turonien dans la région de Batna au toit des dolomies de la formation Dolomies de l'Oued Skhoune. Elle peut, aussi, être précisée dans leur équivalent latéral, celui des Calcaires de Chaabet, développé dans le secteur septentrional de la région (Yahoui, 1990). En termes de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2), le passage Cénomanien-Turonien correspond à un bouleversement paléoenvironnemental et un changement dans les dépôts. Dans la région de Batna, dans les deux bassins pré-atlasique et atlasique, les derniers termes de l'unité ID (sommet du Cénomanien) de la formation des Marnes de Smail et l'unité IIA (base du Turonien) de la formation des Dolomies de l'Oued Skhoune, atteste par ses faciès à l'installation de conditions anoxiques, réductrices et profondes au cours de cet intervalle (Slami *et al.*, 2018). Ces faciès correspondent aux calcaires marneux grisâtres feuilletés avec l'abondance de foraminifères planctoniques, la présence de 'filaments' et une réduction drastique de la faune d'ostracodes. L'évènement anoxique océanique 2 s'avère s'exprimer mieux dans le bassin des Aurès. L'ampleur de l'expression de l'EAO2 est vraisemblablement liée à l'évolution géodynamique et sédimentaire de la région de Batna. Ces résultats et leur interprétation paléo-environnementale s'accordent avec les données connues du contexte paléogéographique régional et mettent en exergue les spécificités téthysiennes.

CHAPITRE III

Biostratigraphie

La biostratigraphie a pour objectif principal d'organiser les couches sédimentaires en biozones fondées sur les premières et les dernières occurrences d'espèces sélectionnées. Ces niveaux d'apparition et d'extinction sont appelés bio-horizons. De tels taxons sont connus sous une variété de noms, comprenant "marqueur", "index", "guide" ou "indicateur" qui vont permettre d'établir des intervalles stratigraphiques distincts représentant de courtes fractions de l'enregistrement du temps géologique.

Les dépôts cénomaniens et turoniens de la région de Batna referment une macrofaune abondante, très diversifiée (huîtres exogyres, oursins, rudistes, coraux, ammonites,) et bien conservée.

Les données biostratigraphiques avancées par Yahoui (1990) montrent que la partie inférieure de la formation des Marnes de Smail appartient au Cénomaniens inférieur à moyen grâce à la présence des ostracodes marqueurs présentant un intérêt stratigraphique majeur. La partie supérieure du Cénomaniens est marquée par la présence des ammonites : *Eucalycoceras rorei* Spath, *Thomelites* aff. *Serotinus* Wright et Kenn, *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny), *Metoicoceras* sp., *Neolobites* gr. *vibrayeanus* D'Orbigny. La formation des Dolomies de l'Oued Skhoun, appartient au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur par corrélation avec son équivalent latéral dans le secteur septentrional, et sans doute vers le NE où elle constitue la formation des Calcaires de Chaabet. La partie inférieure correspond au Cénomaniens supérieur suite à la présence d'*Hedbergella asterospinosa* (Hamaoui). La partie supérieure a été attribuée au Turonien inférieur sur la base de l'ammonite : *Mammites* gr. *nodosoides* (Schlüter).

La région de Batna n'ayant pas fait l'objet d'une analyse biostatigraphique détaillée, la présente étude permet d'apporter des précisions sur l'âge des formations rencontrées. Des ammonites exploitables, du corail solitaire et des foraminifères planctoniques sont les éléments de base de datation dans ce présent travail. Ils ont permis de préciser et d'affiner le cadre biostratigraphique de l'intervalle Cénomaniens et Turonien et le repérage temporel des modalités d'installation de l'évènement anoxique océanique dans la région. Ainsi, leurs apparition et disparition, et la prolifération des espèces opportunistes, sont fondamentales. D'après les décisions du « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » (Bengtson, 1996), la limite Cénomaniens/Turonien se situe au niveau d'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense*, et dans la zone d'extension partielle à *Whiteinella archaeocretacea*, c'est-à-dire après la dernière occurrence de *Rotalipora*

cushmani (Cénomanien supérieur) et la première apparition d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonien inférieur).

La répartition des ammonites et des foraminifères planctoniques récoltés dans les deux coupes est représentée dans les figures 13 et 14 et la position relative des biozones d'ammonites et de foraminifères planctoniques est illustrée sur les tableaux 3 et 4.

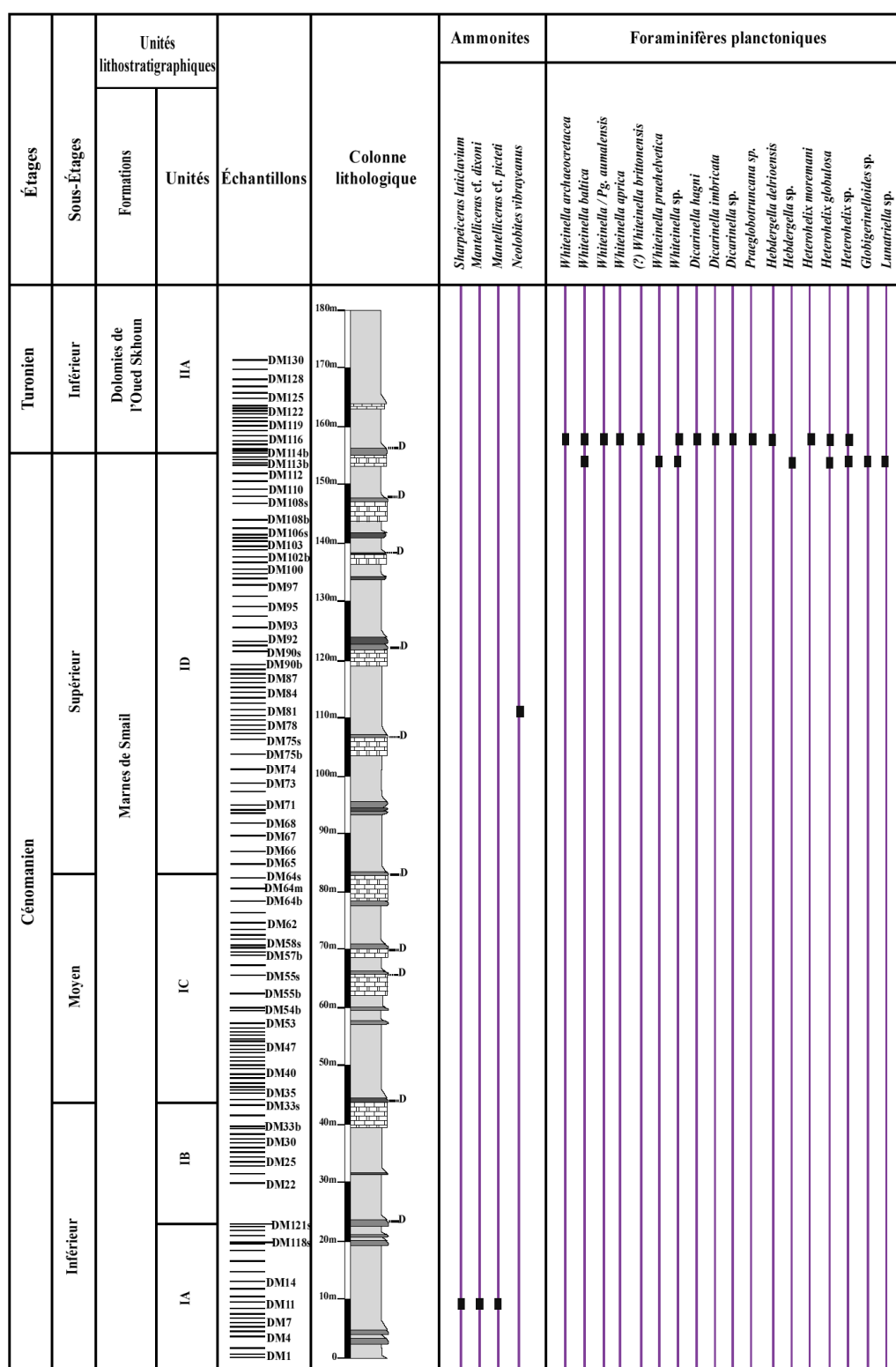


Figure 13 : Répartition stratigraphique des ammonites et foraminifères planctoniques dans la coupe de Théniet El Manchar (NE Batna).

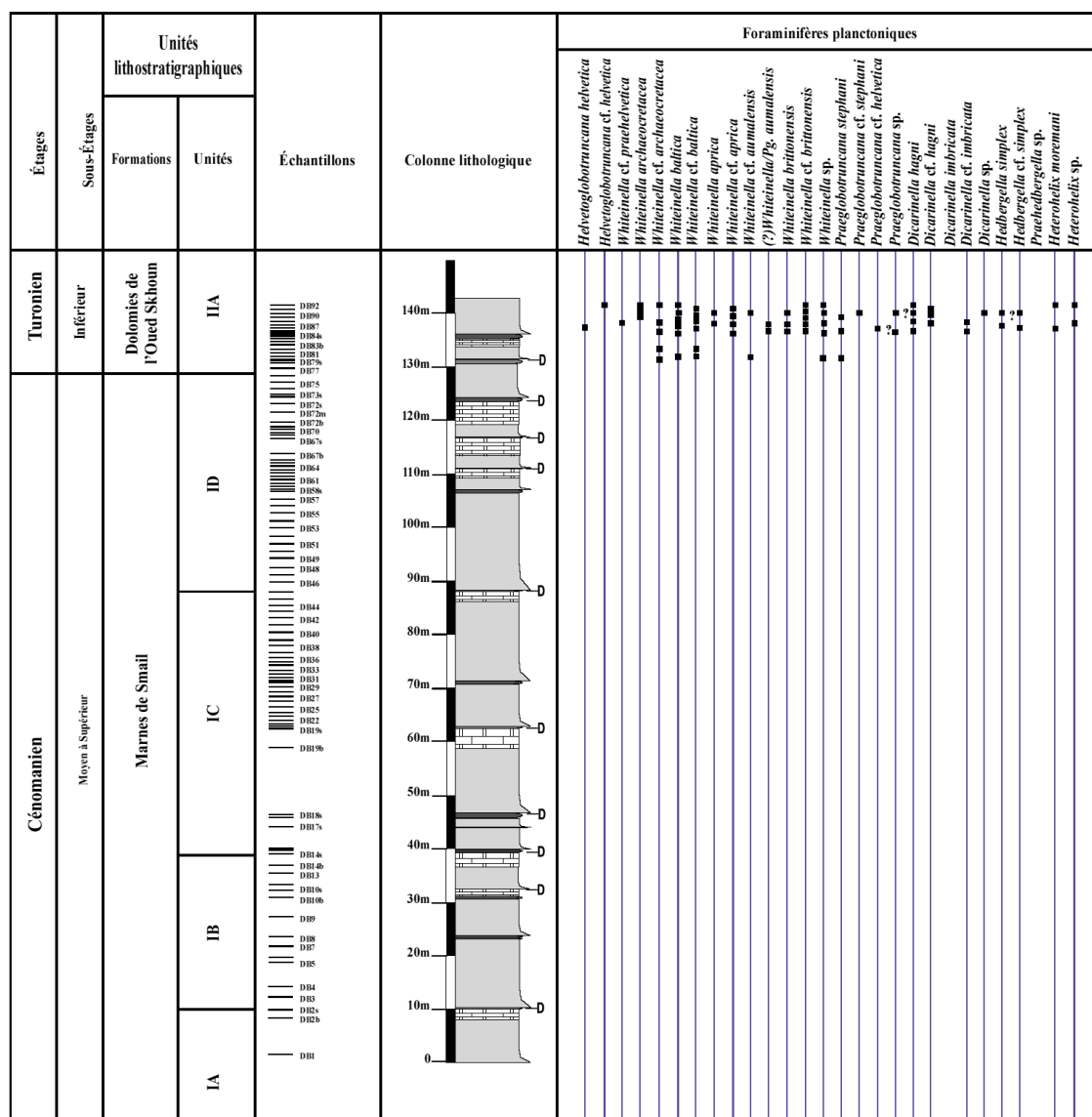


Figure 14 : Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).

Tableau 3 : Distribution des principaux taxons identifiés à Théniet El Manchar.

Âge (Ma)	Étages	Domaine téthysien Robaszynski <i>et al.</i> , 1993		Théniet El Manchar, Batna Ce travail			
		Zones à ammonites	Zones à foraminifères planctoniques	Zones à ammonites et à corail	Zones à foraminifères planctoniques	Formations	Unités lithologiques
92,1	Turonien	Sup.	<i>Subprionocyclus neptuni</i>	<i>Marginotruncana schneegansi</i>		Dolomies de L'Oued Skhoun	Unité IIA
		Sup.	<i>Collignoceras woollgari</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>			
92,6	Moy.		<i>Mammites nodosoides</i>				
			<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>				
93,2	Cénomaniens		<i>Watinoceras coloradoense</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	Marnes de Smail	Unité IB
		Inf.	<i>Neocardioceras juddii</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>	Filaments		
94,7	Moy.		<i>Metoicoceras geslinianum</i>				Unité IC
			<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>			
96,2	Inf.		<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>	<i>Aspidiscus cristatus</i>			Unité IA
			<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Rotalipora montsalvensis</i>			
96,2	Inf.		<i>Mantelliceras gr. dixonii</i>	<i>Sharpeiceras laticlavium</i>			Unité IB
			<i>Mantelliceras cantianum</i>	<i>Mantelliceras cf. dixonii</i> <i>Mantelliceras cf. picteti</i>			

Tableau 4 : Distribution des principaux taxons identifiés à Dj Bou Arif.

Âge (Ma)	Étages		Domaine téthysien Robaszynski <i>et al.</i> , 1993		Dj. Bou Arif, Batna Ce travail			
			Zones à ammonites	Zones à foraminifères planctoniques	Zones à non ammonites	Zones à foraminifères planctoniques	Formations	Unités lithologiques
92,1	Turonien	Sup.	<i>Subprionocyclus neptuni</i>	<i>Marginotruncana schneegansi</i>			Dolomies de l'Oued Skhoun	Unité IIA
		Moy.	<i>Collignoceras woollgari</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>				
		Inf.	<i>Mammites nodosoides</i>					
			<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>					
92,6			<i>Watinoceras coloradoense</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>		<i>Whiteinella archaeocretacea</i>		
93,2	Cénomanien	Sup.	<i>Neocardioceras juddii</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>	Aspidiscus <i>cristatus</i>	Filaments	Marnes de Smail	Unité ID
<i>Metoicoceras geslinianum</i>								
<i>Calycoceras naviculare</i>								
Moy.		<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>	<i>Rotalipora montsalvensis</i>	Unité IC				
		<i>Acanthoceras rhotomagense</i>						
94,7		Inf.	<i>Mantelliceras gr. dixoni</i>	<i>Rotalipora brotzeni</i>				Unité IB
			<i>Mantelliceras cantianum</i>					Unité IA
96,2								

I. Les biozones et les bio-événements

L'analyse originale des distributions respectives de la région de Batna met en évidence les biozones et les bio-événements suivants :

I.1. Biozone à *Sharpeiceras laticlavium*

Cette zone est définie par l'extension totale (première et dernière apparitions – FO et LO) de l'ammonite index éponyme *Sharpeiceras laticlavium* Sharpe. Elle est identifiable dans les marnes verdâtres à grisâtres, parfois sombres de l'unité IA de la Formation des « marnes de Smail » à Théniet El Manchar. Elle est associée à *Mantelliceras* cf. *dixoni* Spath et *Mantelliceras* cf. *picteti* Sharpe, *Exogyra conica* (Sowerby, 1813) et *Hemiaster gabrielis* (Péron & Gauthier, 1878).

Cette biozone est l'équivalent de la biozone standard à *Mantelliceras* définie, dans le Cénomanien inférieur (Robaszynski *et al.*, 1993) et à *Mantelliceras mantelli* (Grastein *et al.*, 2004) dans le domaine téthysien qui représente le Cénomanien inférieur.

I. 2. Biozone à *Aspidiscus cristatus*

Mise en évidence par la présence d'*Aspidiscus cristatus* (Lamarck, 1801), cette biozone est signalée dans la coupe de Théniet El Manchar et Bou Arif. Elle est repérée dans les marnes de l'Unité IC. Ce corail solitaire est relativement fréquent dans la région de Batna (Bureau, 1986 ; Gill et Chikhi, 1991 ; Yahaoui, 1994 ; Aouissi *et al.*, 2018). C'est un repère classique pour caractériser le Cénomanien moyen (Aouissi *et al.*, soumis) et moyen à supérieur (Gill et Chikhi, 1991).

I. 3. Biozone à *Neolobites vibrayeanus*

Marquée par la présence de *Neolobites vibrayeanus*, cette biozone est représentée dans un faciès marno-calcaireux de couleur grisâtre formant l'Unité ID à Théniet El Manchar.

Elle est en association avec les foraminifères suivants : *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Nummoloculina regularis* Philippson, *Pseudorhipydionina casertana* (De Castro), *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Merlingina cretacea* Hamaoui & Saint-Marc, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, et *Biplanata* sp. Cette espèce index marque la base du Cénomanien supérieur dans la région (Aouissi *et al.*, 2018).

I. 4. Biozone à *Whiteinella archaeocretacea*

La biozone à *Whiteinella archaeocretacea* est repérée à la base de la première unité (IIA) de la deuxième formation (Dolomies de l'Oued Skhoun) au niveau de l'échantillon DM114 en plaque mince et DM115 dans les formes dégagées « coupe de Théniet El Manchar » et à partir de l'échantillon DB80 « coupe de Dj Bou Arif ». Sa limite inférieure est marquée par le niveau à filaments. Dans la littérature de Sigal (1977), cette biozone est réputée de zone à grosses globigérines. Dans le domaine téthysien, cette biozone marque l'intervalle qui date le passage du Cénomanien supérieur au Turonien inférieur (Robaszynski et Caron, 1995).

La distribution de cette espèce est couramment utilisée, pour caractériser les évolutions biologiques et paléo-environnementales au sein de la limite Cénomanien supérieur-Turonien inférieur où elle constitue une zone d'extension partielle. Le passage Cénomanien-Turonien, contemporain de l'EAO2, perturbe inévitablement le développement des formes carénées spécialisées. Lorsque les conditions deviennent trop drastiques, elles ne peuvent que se raréfier voire disparaître et laisser la place aux formes opportunistes peu exigeantes comme les morphotypes globuleux.

I. 5. Biozone à *Helvetoglobotruncana helvetica*

La biozone à *Helvetoglobotruncana helvetica* est définie seulement dans la coupe de Firmet Riche "Dj Bou Arif". Elle a été rencontrée que dans deux prélèvements DB86 et DB92. Elle est en association avec d'autres foraminifères planctoniques: *Whiteinella brittonensis* (Loeblich & Tappan), *Whiteinella baltica* (Douglas & Rankin), *Hedbergella* cf. *simplex* (Morrow), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, (?)*Whiteinella*/ *Pg. aumalensis* (Sigal), *Heterohelix moremani* Cushman, *Whiteinella* cf. *aprica* (Loeblich & Tappan), et *Dicarinella* cf. *imbricata* (Mornod). L'*Helvetoglobotruncana helvetica* est une espèce index d'une extension totale c'est-à-dire depuis leur apparition jusqu'à sa disparition. Cette biozone s'étend du Turonien inférieur jusqu'à la partie moyenne du Turonien moyen (Robaszynski et Caron, 1995). Elle marque le début de retour aux conditions d'oxygénation normale. Même si les conditions demeurent hypoxiques, le milieu semble légèrement plus favorable et propice au développement de ces morphotypes qui tendent à acquérir une carène.

I. 6. Biozone à *Whiteinella* cf. *praehelvetica*

La *Whiteinella* cf. *praehelvetica* est repérée uniquement dans la coupe de Dj Bou Arif au niveau de l'échantillon DB88. Elle se développe dans un intervalle marneux attribuée à l'unité

IIA. L'association des foraminifères planctoniques observée dans cette biozone, est composée de : *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, *Dicarinella hagni* Scheibnerova, *Whiteinella* sp. ?, *Hedbergella simplex* Morrow, *Dicarinella imbricata* Mornod, *Praeglobotruncana* cf. *stephani* Gandolfi, *Whiteinella brittonensis* Loeblich & Tappan. Cette espèce s'étend du Cénomanien supérieur et persiste au Turonien (Robaszynski *et al.*, 1990).

I. 7. Evènement à calcisphères

La première apparition des calcisphères est notée sur le prélèvement DM113 dans la coupe de Théniet El Manchar et sur DB79 et se continuent jusqu'à l'échantillon DB84s dans la coupe de Firmet Riche à Dj Bou Arif. Ils se présentent donc à la partie supérieure de l'unité ID et la partie basale de l'unité IIA marquant ainsi le passage de la formation I, d'âge Cénomanien, et la formation II, d'âge Turonien. A ces niveaux, ils témoignent du déclenchement de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2). Ils sont le plus souvent associés aux Hétérohélicidés et des *Whiteinelles*.

I. 8. Evènement à filaments

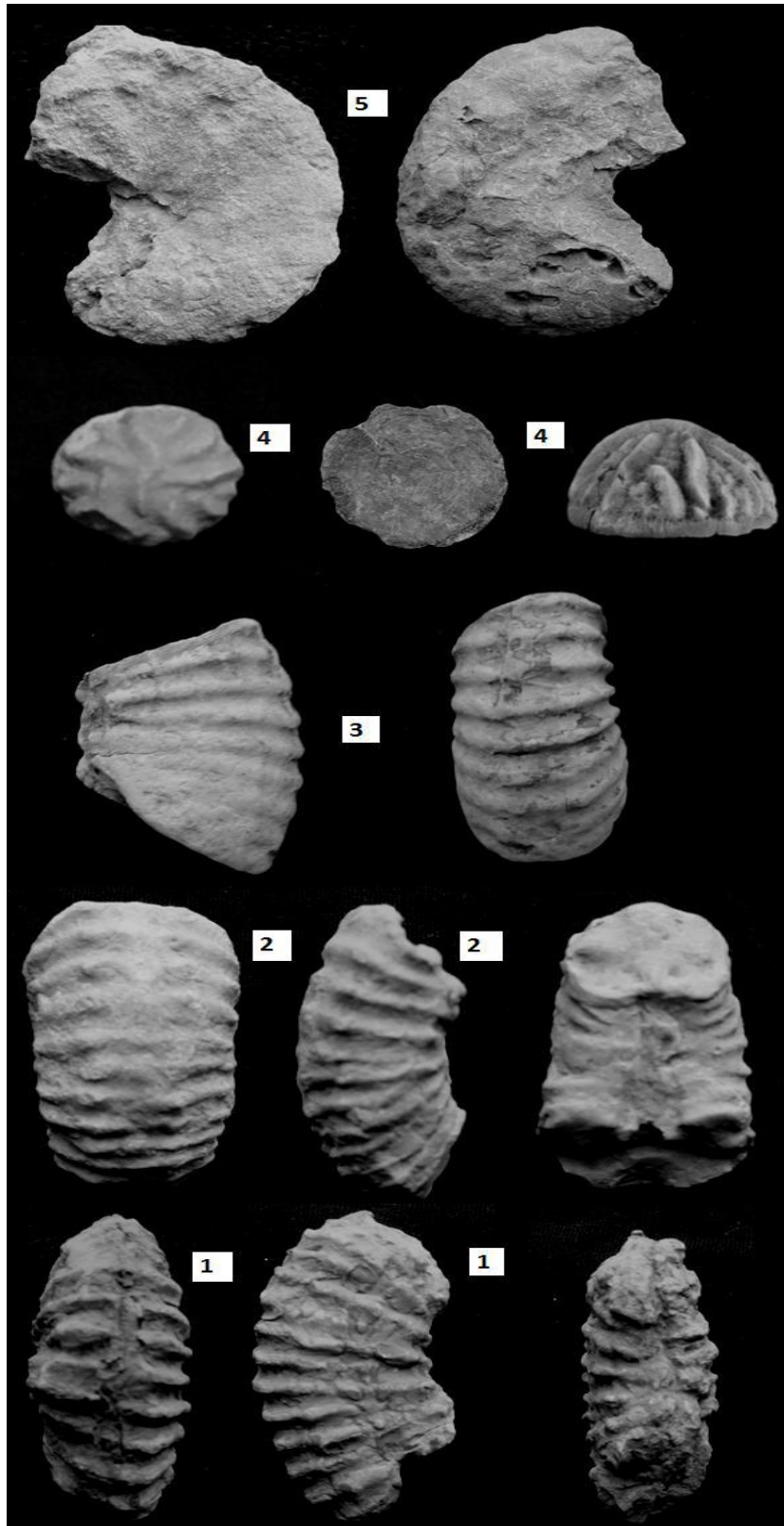
Cet évènement correspond à la présence en masse de bivalves juvéniles (Desmares, 2005). Il est signalé au niveau de l'échantillon DM113 « coupe de Théniet El Manchar » et DB84m1, DB84m2, et DB84s « coupe de Firmet Riche » au-dessus de l'intervalle de précision du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur. Les filaments sont considérés comme des bio-marqueurs témoignant et militant en faveur d'un milieu profond en déficit d'oxygène relatif à l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2). Ce critère a une valeur universelle, utilisable à des fins corrélatives et comparatives entre différents secteurs, même éloignés, à la caractérisation des perturbations paléoenvironnementales et l'établissement des corrélations globales (Naili *et al.*, 1995 ; Amédéo et Robaszynski 2008 ; Negra *et al.*, 2011 ; Ruault-Djerrab *et al.*, 2012).

La rencontre de cet événement dans les deux coupes menées dans la région de Batna révèle qu'il est synchrone à l'échelle régionale. Dans la littérature, la position stratigraphique de cet évènement est placée juste en dessus de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno.

I. 9. Evènement à *Heterohelix*

L'évènement à *Heterohelix* est observé à partir de l'échantillon DM113 dans la coupe de Théniet El Manchar et à partir de l'échantillon DB84b dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Les morphotypes globuleux de type *Heterohelix* sont des formes à arrangement de

loges bisérié, avec des lignes de sutures dépressées et un test calcaire perforé ornementé par de nombreuses stries longitudinales. Ils colonisent la tranche d'eau superficielle plus oxygénée, ce sont des formes opportunistes développant une stratégie de type r (Caron, 1983). L'essor de ce morphotype bisérié, peu exigeant, au détriment des autres morphotypes plus spécialisés, rend compte d'un important stress écologique. Celui-ci pourrait être en relation avec la progression de l'anoxie océanique. L'évènement à *Heterohelix* est désigné également sous le nom d'*Heterohelix shift* (terminologie proposée par Leckie *et al.*, en 1998, *In* Ettachifini *et al.*, 2005). Cet évènement est considéré comme un marqueur potentiel de la proximité de la limite Cénomanién-Turonien et accompagne l'évènement à Filaments. Selon (Desmares, 2005), cet évènement peut prétendre à une application stratigraphique globale et coïncide avec l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2).



Pl.5 : Principaux taxons d'Ammonites identifiés à Théniet El Manchar :

1 : *Sharpeiceras laticlavium* ; **2 :** *Mantelliceras* cf. *dixoni* ; **3 :** *Mantelliceras* cf. *picteti* ;
4: *Aspidiscus cristatus* ; **5:** *Neolobites vibrayeanus*.

II. Discussion

Les séries du Cénomanien-Turonien des coupes appartenant aux monts de Bellezma et la partie NO des monts des Aurès ont fait l'objet d'une étude biostratigraphique. Elles ont permis de constater l'apparition, la disparition ou même la prolifération des différents organismes au cours du temps dans les cortèges sédimentaires, et d'autres part de visualiser leurs relations avec les différents secteurs paléogéographiques. Ces dépôts sont riches en macrofaune : huîtres exogyrines, oursins, rudistes, coraux et ammonites évoquant de dépôts dans des milieux marins peu profonds et oxygénés. Cette faune est considérée comme à affinité sud-téthysienne (Dhondt & Jaillard, 2005).

Les observations paléontologiques font apparaître et précisent le degré de résolution du découpage biostratigraphique de la série sédimentaire dans la région de Batna, dans les deux domaines, à partir des deux coupes Théniet El Manchar et Firmet Riche « Dj Bou Arif ». L'étude biostratigraphique des deux formations: les Marnes de Smail et les Dolomies de l'Oued Skhoun renferment des taxons qui ont permis de préciser les limites de six biozones: (1) Zone à *Sharpeiceras laticlavium* Sharpe du Cénomanien inférieur; (2) Zone à *Aspidiscus cristatus* Lamarck du Cénomanien moyen; (3) Zone à *Neolobites vibrayeanus* D'Orbigny du Cénomanien supérieur; (4) Zone à *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno marquant le passage C/T ; (5) Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli, et Zone à *Whiteinella* cf. *prae-helvetica* Trujillo du Turonien inférieur. A ces biozones d'autres bioévénements, à filaments et aux *Heterohelix*, se rejoignent et complètent l'évolution des événements au cours du passage Cénomanien-Turonien dans les différentes coupes, soit dans les monts de Bellezma et les Aurès, permettant ainsi d'éventuelles corrélations biostratigraphiques. La distribution stratigraphique des bioévénements marqueurs permettant de situer la limite Cénomanien-Turonien dans les deux coupes. Caron *et al.*, (2006) signalent l'existence d'environ 15 événement avant et après l'apparition de *Watinoceras devonense* Wright et Kennedy. Ces événements de nature biologique sont marqués par apparition, disparition au sein des ammonites et de foraminifères planctoniques.

Les données biostratigraphiques montre que le passage Cénomanien-Turonien à Théniet El Manchar se situe entre la dernière occurrence de *Neolobites vibrayeanus* D'Orbigny et la première occurrence de *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno. La *Whiteinella archaeocretacea* est rencontrée en masse avec les filaments et précisément au niveau de l'échantillon DM114. Cette dernière est une espèce trochospiralée non carénée se développe dans les eaux subplates de subsurface même quand les conditions deviennent pénibles.

A Dj Bou Arif, le passage Cénomanién-Turonien se situe entre la dernière occurrence de corail *Aspidiscus cristatus* et la première occurrence de *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno ; succédée par l'occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli).

Dans la partie supérieure des deux coupes, nous avons observé l'apparition des *Mytiloides* qui coïncident avec la zone d'*Helvetoglobotruncana* définie à Firmet Riche « Dj Bou Arif ». L'*Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli caractérise la partie basale du Turonien. Cette datation est confirmée et validée grâce à la présence de genre d'Incérâmes *Mytiloïdes* (Chaabane, 2015 ; Salmi *et al.*, 2018). On rappelle que l'apparition de ce genre est parfois considérée comme le marqueur de la base du Turonien, en l'absence d'ammonites notamment (*in* : Ettachfini *et al.*, 2005).

Les taxons rencontrés dans la région d'étude sont semblables à ceux du Cénomanién du Tell (Ficheur, 1893), de la province de Constantine (Coquand, 1862), du Hodna (Glaçon, 1952), des Monts de Mellègue (Benkherouf, 1987, Naïli *et al.*, 1995, Ruault-Djerrab, 2012, Chaabane, 2015), à Béchar (Benyoucef *et al.*, 2012, 2016), du Sahara algérien (Busson, 1999) et de la Tunisie méridionale (Abdallah, 1995) (Tableau 5)

Tableau 5 : Distribution comparée des ammonitozones et biozones de foraminifères planctoniques de l'intervalle Cénomaniens-Turonien en Algérie.

Âge (Ma)	Étages		Domaine téthysien		Bassin tellien	Monts de Méllègues (Nord de Tébessa)			Monts de Morsott	Bellezma	Aurès	Béchar (Sud occidental)
			Zone d'ammonites	Zone de FMP								
			Robaszynski <i>et al.</i> , 1993	Robaszynski <i>et al.</i> , 1995	Ouikene 2011	Benkherouf 1988	Ruault-Djerrab 2012	Chabane 2015 Salmi <i>et al.</i> , 2018	Naili <i>et al.</i> , 1995	Yahiaoui 1990	Maandi 2011	Benyoucef <i>et al.</i> 2016
92,1	Turonien	Sup.	<i>Subprionocyclus neptuni</i>	<i>D. concavata</i>			<i>M. schneegansi</i>		<i>Fagesia</i> sp. & <i>Watinoceras</i> sp.	<i>M. sigali</i>	<i>M. schneegansi</i>	
		Moy.	<i>Collignoceras woollgari</i>	<i>M. schneegansi</i>					<i>H. helvetica</i> Filaments	<i>P. helvetica</i>		
		Inf.	<i>Mammites nodosoides</i>				<i>H. helvetica</i>			<i>H. asterospinosa</i>	<i>H. helvetica</i>	
92,6	Turonien	Inf.	<i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>		<i>W. archaeocretacea</i> Filaments	<i>H. helvetica</i> Filaments	<i>Vascoceras</i> sp. & <i>Pseudaspidoceras</i> sp.			<i>H. helvetica</i>
			<i>Watinoceras coloradoense</i>		<i>W. archaeocretacea</i>	<i>W. archaeocretacea</i>						<i>W. archaeocretacea</i>
					<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>D. hagni</i>			<i>D. hagni</i> & <i>D. algeriana</i>		<i>W. archaeocretacea</i>	<i>Metoicoceras geslinianum</i> & <i>Neocardioceras juddii</i>
93,2	Cénomaniens	Sup.	<i>Neocardioceras juddii</i>			<i>W. archaeocretacea</i>			<i>Rotalipora cushmani</i>			
		Moy.	<i>Metoicoceras geslinianum</i>	<i>W. archaeocretacea</i>		<i>Weiteinella</i> spp.						
			<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Calycoceras naviculare</i> <i>Eucalycoceras pentagonum</i> <i>Neolobites vibrayeanus</i>		<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i> & <i>Calycoceras guerangeri</i>
94,7	Cénomaniens	Moy.	<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>									
			<i>Acanthoceras rhotomagense</i>									
		Inf.	<i>Mantelliceras gr. dixonii</i>		<i>Th. globotruncanoides</i>	<i>R. brotzeni</i>	<i>Th. globotruncanoides</i>			<i>R. brotzeni</i>		
96,2			<i>Mantelliceras cantianum</i>				<i>Th. globotruncanoides</i> = <i>Th. brotzeni</i>			<i>R. appenninica</i>	<i>Th. globotruncanoides</i>	

Les différentes biozones établies et la succession des bioévénements conduit à caractériser le Cénomanien inférieur, le Cénomanien moyen, le Cénomanien supérieur et à situer avec précision la limite Cénomanien-Turonien. Les datations sont basées essentiellement sur la présence des ammonites, d'un corail, et des foraminifères planctoniques fournit un support biostratigraphique précis et renseigne sur les étapes de l'évolution de l'environnement marin au cours de cette période. L'étude biostratigraphique par foraminifères planctoniques couplées avec d'autres bio-marqueurs (Evènement à filament, Evènement à *Heterohelix*) a permis d'établir un étalonnage chronologique précis de ces sédiments et une corrélation à haute résolution avec d'autres contrées (Pueblo (USA), Eastbourne (England), Bahloul (Tunisie)) cités dans le tableau 6. Les trois bioévénements (à calcisphère, à filaments, et à *Heterohelix*) conduit à conforter la position de la limite Cénomanien-Turonien, ceci suppose que les extensions des différentes zones d'ammonites, de coraux « *Aspidiscus cristatus* », et quelques foraminifères planctoniques sont parfois variables et inégales ou quasi inexistantes comme la zone à *helvetoglobotruncana helvetica* et *Whiteinella* cf. *praehelvetica* qui correspond à l'unité IIA (absente dans la coupe de Théniet El Manchar). La position stratigraphique des différents bioévénements enregistrés dans la région étudiée et les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène montre que leur caractère est synchrone.

Intégrés au cadre global, les signaux biologiques sont sans surprise fondamentalement tributaires des fluctuations environnementales. L'extension temporelle de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, la zone à *helvetoglobotruncana helvetica* et les deux bioévénements (bioévènement à filaments et bioévènement à *Heterohelix*) semble diachrone entre les coupes relevées et à l'échelle mondiale (Pueblo (USA), Eastbourne (England), Bahloul (Tunisie)).

Tableau 6 : Comparaison biostratigraphique des biozones d'ammonites et de foraminifères planctoniques de l'intervalle Cénomaniens-Turonien reconnue dans le monde avec la région de Batna, NE Algérie (Présente étude).

GSSP Pueblo (Kennedy <i>et al.</i> , 2000)		Caron <i>et al.</i> , 2006		Keller et Pardo, 2004	Desmares <i>et al.</i> , 2007	Gale <i>et al.</i> , 2005	Présente étude	
Ammonites	FM Planctoniques	Pueblo (USA)	Bahloul (Tunisie)	Pueblo (USA)	Pueblo (USA)	Eastbourne (England)	Théniet El Manchar (NE Algérie)	Bou Arif (NE Algérie)
Turonien	<i>C. woollgari</i>							
	<i>M. nodosoides</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>			<i>H. helvetica</i>
	<i>V. birchbyi</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>	<i>H. helvetica</i>			
	<i>P. flexuosum</i>	<i>P. helvetica</i>	<i>P. helvetica</i>	<i>P. helvetica</i>	<i>P. helvetica</i>			
	<i>W. devonense</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. a</i>
Cénomaniens	<i>N. scotti</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. a</i>
	<i>N. juddii</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. a</i>
	<i>S. gracile</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. archaetaceae</i>	<i>W. a</i>	<i>W. a</i>

III- Réponse microfaunistique à l'installation de l'EAO2

La succession verticale des dépôts cénomaniens des deux coupes attestent d'une évolution depuis un milieu de type plate-forme externe pour les deux unités IA, et IB, intermédiaire pour l'unité IC, puis plate-forme interne pour la partie inférieure de l'unité ID. Dans les derniers termes de l'unité ID et la base de l'unité IIA, les sédiments évoluent graduellement vers la zone de transition plate-forme/bassin avec l'abondance des foraminifères planctoniques, une diminution drastique en ostracodes et l'apparition des filaments qui témoignent de l'approfondissement et de l'ouverture du milieu de dépôt. Les conditions à l'interface eau/sédiment, au cours de la transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, paraissent marquer par une anoxie globale et un manque relatif en oxygène. En Tunisie méridionale, Abdellah (1995) suggère que cette transgression a limité l'extension des groupes néritiques aux domaines intertidaux et a favorisé l'étalement de faciès à cachet bathyal en domaine de plate-forme. Notons que la base des calcaires marneux de l'unité IIA de la coupe de Théniet El Manchar, qui correspondent à la limite Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, montrent des faciès semblables à ceux des calcaires marneux gris feuilletés en fines plaquettes de la Formation "Bahloul" dans l'Atlas saharien oriental (Monts de Mellègue), qui sont riches en foraminifères planctoniques, glauconie et grains de phosphates et pauvres en matière organique (Salmi-Laouar *et al.*, 2018). D'autres part, dans la région de Batna (domaine préatlasique et atlasique), comme dans plusieurs régions en Algérie, le Turonien est représenté par une barre de calcaire massif, déposée dans un milieu peu profond (Bellion, 1972). A cette période, les conditions de stress écologique s'atténuent avec un retour progressif aux conditions normales d'oxygénation, validé par l'apparition des *Helvetoglobotruncana*.

La succession standard des événements déjà reconnus en Afrique du nord, à savoir : l'abondance de foraminifères planctoniques, la présence de 'filaments' et une réduction drastique de la faune d'ostracodes est bien marquée dans les deux domaines et indique que l'influence de l'EAO2 aurait une incidence globale.

Les différentes biozones identifiées coïncident absolument avec celle proposées par Robaszynski *et al.*, (1993).

CHAPITRE IV

Géochimie

Les marqueurs géochimiques sont communément utilisés pour caractériser l'extension spatiale et temporelle des événements paléoenvironnementaux d'une part, et effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques d'autres part (Soua, 2011).

De différents signaux géochimiques indiquent les périodes de déficit en oxygène. Ils apportent des données complémentaires sur le taux de la sédimentation, le climat, et l'eustatisme. L'importance de leur variation est favorable à l'expression de bons repères pour soutenir solidement une interprétation synthétique en termes de l'EAO2. Elle envisage aussi des corrélations précises afin de montrer l'enregistrement de cet événement paléogéographique entre les différentes régions au passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

Géochimiquement, le passage Cénomaniens-Turonien, soit l'événement anoxique océanique 2 (EAO2) est attesté par (1) l'enrichissement en matière organique, (2) la pauvreté en CaCO_3 , (3) l'excursion négative de $\Delta^{18}\text{O}$ et (4) l'excursion positive de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ coïncident parfaitement avec le comportement des marqueurs biologiques et en particulier des foraminifères planctoniques et l'apparition d'une sédimentation laminée (des calcaires marneux grisâtres feuilletés) qui correspond à la surface transgressive (ST).

L'événement anoxique océanique 2 implique des conséquences économiques majeures grâce à ses faciès laminés sombres riches en matière organique marine planctonique (COT de 1 à 27%) et aux minéralisations polymétalliques associées (ex : Bechtel *et al.*, 1998 ; Southam et Saunders, 2005).

Le présent travail porte sur les empreintes géochimiques de l'EAO 2 dans la région de Batna. Les prélèvements serrés pris le long de deux coupes Théniet El Manchar et Firmet Riche « Dj Bou Arif » dans des faciès cénomaniens à turoniens ont fait l'objet d'analyses géochimiques multidisciplinaires : calcimétrie, isotopes stables (carbone et l'oxygène) et carbone organique total (COT).

I. Résultats

L'évolution des données isotopiques du carbone et de celles de l'oxygène, est calibrée grâce aux données calcimétriques et aux teneurs en COT (Figure 15 et 16). Les courbes isotopiques du signal $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ comportent des excursions positives (enrichissement des valeurs) coïncidant avec le passage Cénomaniens-Turonien.

I.1. Coupe de Théniet El Manchar

Les Unités IA, IB et ID d'âge Cénomanién et l'Unité IIA d'âge Turonien inférieur, de nature marno-calcaires, montrent des taux moyens de CaCO_3 , de l'ordre de 45%. Les taux les plus élevés (>70%) sont enregistrés dans les niveaux calcaires de l'unité IC et quelques niveaux de l'unité ID, d'âge Cénomanién moyen à supérieur. Ces teneurs en CaCO_3 confirment la nature carbonatée de la série étudiée de la coupe de Théniet El Manchar.

Le profil de la courbe $\Delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ relatif à la coupe étudiée (Figure 15) montre une tendance négative avec des valeurs relativement homogènes dont la moyenne est de l'ordre de -7.9‰. Les valeurs de $\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sont généralement marquées par une excursion positive avec un enrichissement autour de la limite Cénomanién-Turonien et quelques pics négatifs, pouvant atteindre -7‰, marquant les niveaux calcaires des unités IB et ID. Le contenu en COT des échantillons du Cénomanién et du Turonien inférieur montre des teneurs relativement faibles, variant entre 0,037% et 0,100%, avec une teneur moyenne de l'ordre de 0,064%.

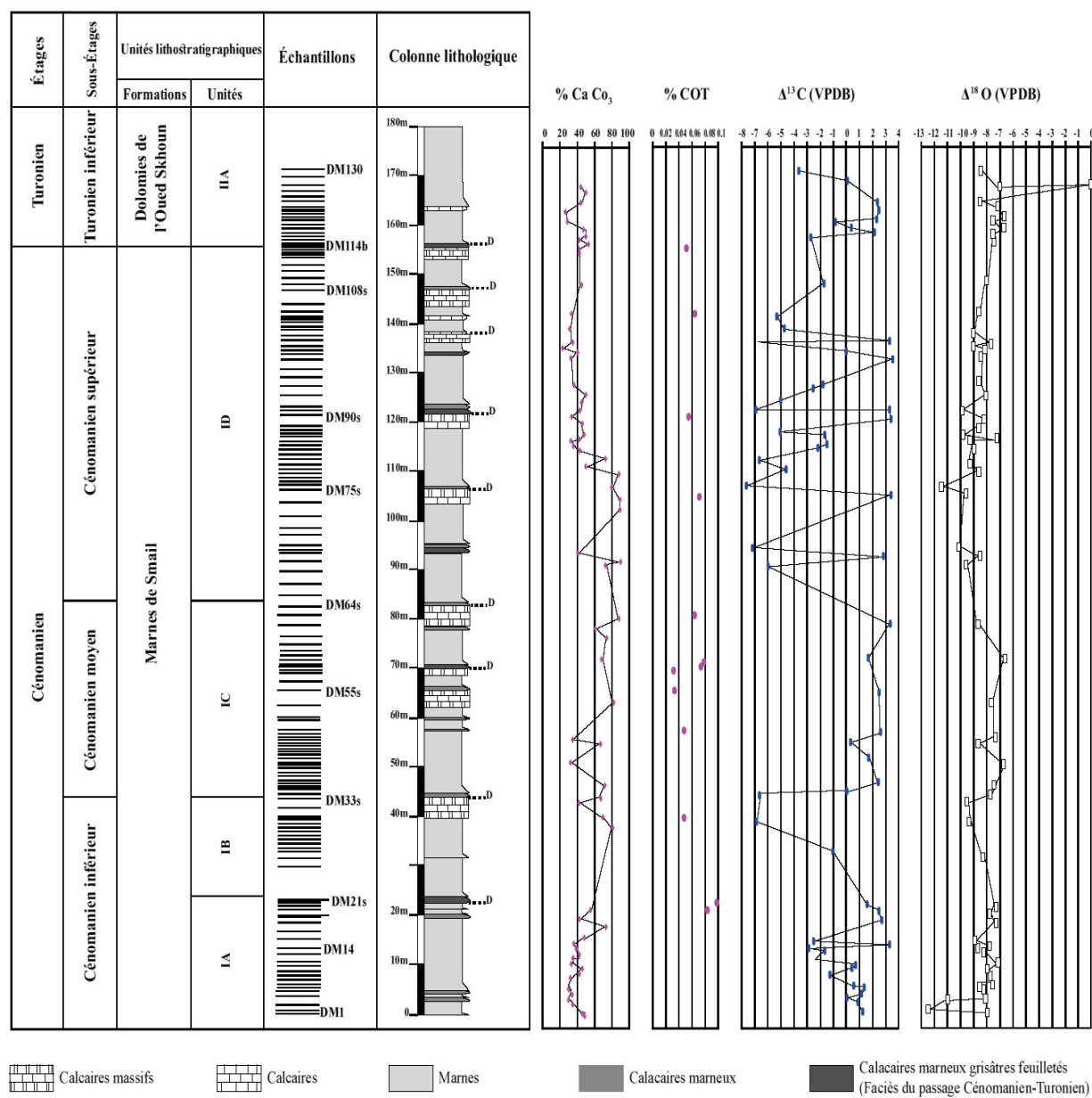


Figure 15 : Données géochimiques de la coupe de Théniet El Manchar.

I.2. Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »

Les Unités basales IA, IB de nature marno-calcaires, montrent des taux élevés de CaCO_3 , de l'ordre de 82,32%. Ces taux diminuent légèrement dans les deux unités qui se succèdent IC et ID avec un taux de l'ordre 74, 28% au niveau de l'unité IC et 74, 16% dans l'unité ID. Ces valeurs de CaCO_3 affirment la nature carbonatée du lithofaciès de la série étudiée de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».

Le contenu en COT des échantillons récoltés à la partie sommitale de l'unité ID du passage Cénomanién-Turonien et la partie basale de l'unité IIA d'âge Turonien inférieur montre des teneurs faibles, variant entre 0,2% et 1,5%, avec une teneur moyenne de l'ordre de 0, 694%.

Malheureusement, cette coupe n'a pas bénéficié d'analyses isotopiques.

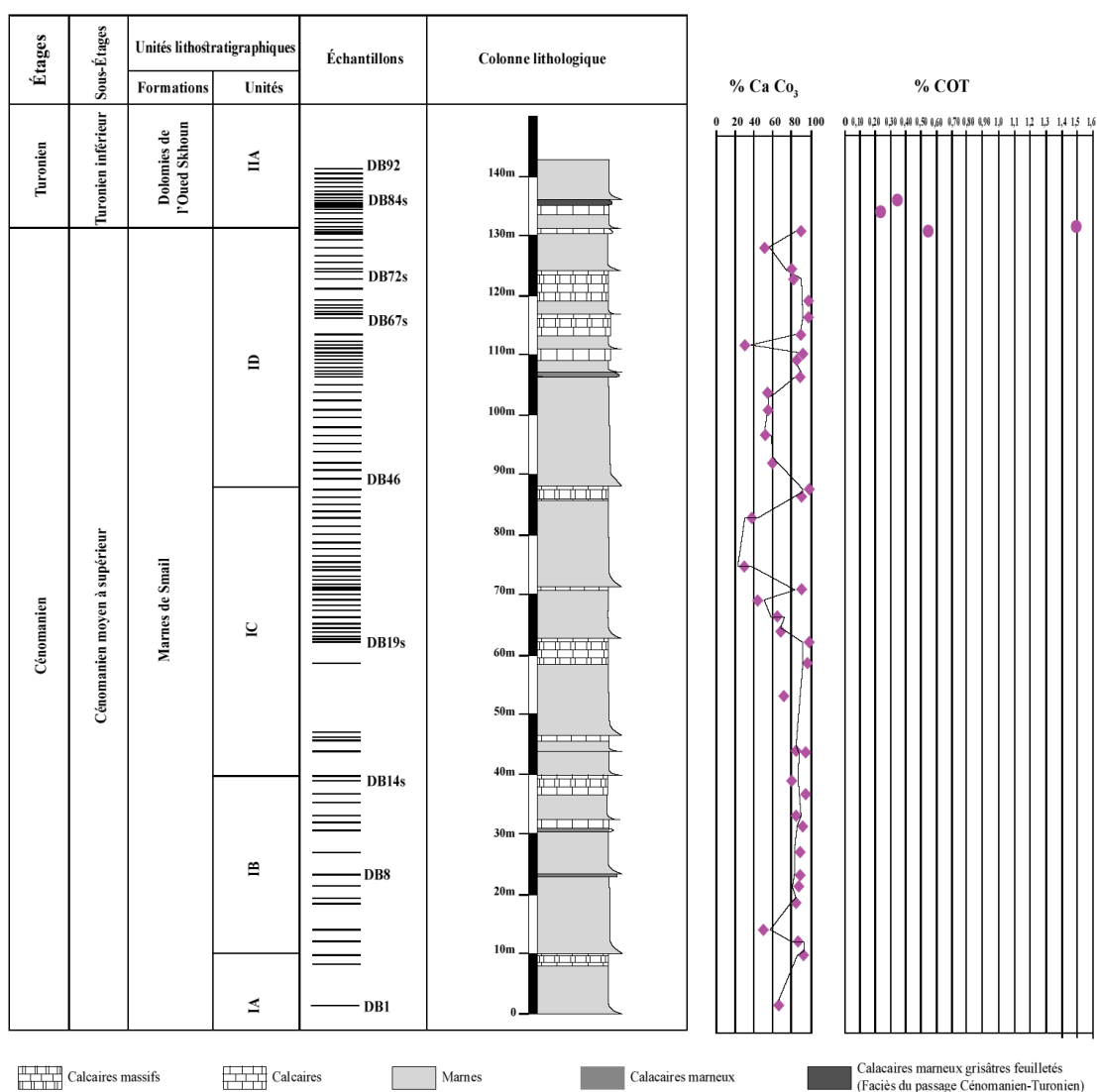


Figure 16 : Données géochimiques de la coupe de Firmet Riche " Dj Bou Arif ".

II. Discussions et interprétation des données

L'enregistrement isotopique du carbone et de l'oxygène est représentatif des conditions paléo environnementales ; la principale difficulté reste dans les multiples fractionnements que ces isotopes peuvent subir lors des processus diagénétiques. L'interprétation de leur signal isotopique nécessite donc une approche détaillée et prudente. Ainsi, la prise en considération du milieu de formation des sédiments et le croisement de plusieurs paramètres (pétrographique, biostratigraphique et géochimique) permettent de réduire les incertitudes quant aux conditions environnementales (température, salinité et profondeur) au passage Cénomanien-Turonien. Ils permettent également de mieux comprendre les facteurs locaux qui ont contrôlé la durée de cet événement et la quantité de la matière organique déposée. Les carbonates de Théniet El Manchar et de Firmet riche, constituent des archives majeures de paléo environnements marins, notamment grâce à leurs enregistrements des variations isotopiques (carbone et oxygène), calcimétriques et pourcentages en COT soutenus par un découpage biostratigraphique fiable. En effet, les paléo températures seront estimés par les données de $\Delta^{18}\text{O}$ et les taux calcimétriques, tandis que l'estimation et le calcul de la productivité de la matière organique sont assurés par les données de $\Delta^{13}\text{C}$ et du COT. A l'échelle mondiale, l'intervalle du passage Cénomanien-Turonien est marqué par une élévation du niveau marin accompagné d'une productivité primaire, d'une excursion positive de $\Delta^{13}\text{C}$ et d'une baisse importante des valeurs de $\Delta^{18}\text{O}$ (Hilbrecht et Hoefs, 1986) et de CaCO_3 (Keller *et al.*, 2001 ; Soua, 2005).

L'analyse du profil vertical de CaCO_3 montre des valeurs assez élevées au cours du Cénomanien, qui diminuent à l'approche du Cénomanien-Turonien. En effet, L'augmentation du taux de CaCO_3 traduit une diminution de la tranche d'eau tandis qu'une proportion décroissante s'explique généralement par un approfondissement du milieu de dépôt (Erba, 2004). Les crises de la production carbonatée sont généralement interprétées comme la conséquence de perturbations induites de manière plus ou moins directe par des émissions accrues de dioxyde de carbone (Soua, 2005, 2011). En fait, la précipitation des carbonates dépend et traduit tout à la fois une production élevée de la teneur en CO_2 atmosphérique et la dissolution des carbonates traduit une consommation (captage) de CO_2 , d'où un équilibre. D'autre part, l'augmentation de la température moyenne des océans diminue la solubilité du CO_2 dans l'eau, ce qui entraîne une augmentation de la teneur en CO_2 atmosphérique, expliquant en partie le fort taux de CO_2 atmosphérique au Crétacé. Un lien intime existe entre la précipitation des carbonates et le climat du Crétacé supérieur (- 93,5 Ma). Cette période est

caractérisée par une forte activité magmatique (Larson et Erba, 1999), entraînant une augmentation de chaleur et un rejet important de CO₂ dans l'atmosphère. Cette élévation importante des paléotempératures des eaux bathyales est confirmée par les valeurs négatives, relativement homogènes de l'ordre de -7,9‰, de l'oxygène des carbonates effectuées seulement dans la coupe de Théniet El Manchar. Ces valeurs témoignent d'une stabilité relative des conditions paléo-environnementales. En outre, et à l'approche de l'installation de conditions défavorables durant le Cénomanién-Turonien, l'accumulation de carbonate de calcium biogénique varie de façon significative et sa solubilité est favorisée par la présence de matière organique (Archer et Maier-Reimer, 1994).

La courbe de $\Delta^{13}\text{C}$ révèle, quant à elle, des valeurs en majorité positives avec un enrichissement local de plus de +3‰ au Cénomanién supérieur.

Cette anomalie positive, mesurée dans les carbonates, reflète donc l'enfouissement de quantités de matière organique riche en $\Delta^{13}\text{C}$ et l'extraction préférentielle de $\Delta^{12}\text{C}$ de l'eau de mer par le plancton marin (Jenkyns, 1980). Elle traduit, ainsi, une perturbation du cycle global du carbone (Scholle & Arthur, 1980). L'enrichissement en $\Delta^{13}\text{C}$ à l'approche du Cénomanién-Turonien, soit de l'évènement anoxique océanique 2, coïncide avec l'apparition des filaments, des calcisphères, de la glauconie et du phosphate, témoignant de l'approfondissement du milieu. Il indique d'importantes modifications paléoenvironnementales largement interprétées comme le résultat d'une chute en oxygène (Arthur *et al.*, 1987 ; Jarvis *et al.*, 1988, Soua, 2011) dans un milieu assez profond.

Toutefois, des pics négatifs, accompagnés de faibles taux de COT, alternent avec ceux positifs sont à signaler tout au long de l'Unité IB et ID d'âge Cénomanién moyen et Cénomanién supérieur. Ces variations isotopiques indiquent, que dans certains cas, un apport faible de productivité biogénique ou une oxygénation continue et un recyclage régulier du carbone organique (Jenkyns, 1980, Hilbrecht *et al.*, 1996) précède ou accompagne l'enfouissement du carbone organique dans les sédiments (Jenkyns, 2010).

Le taux de COT de l'intervalle Cénomanién-Turonien montre des teneurs variantes entre 0.056% à Théniet El Manchar et 1,5% à Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Ces teneurs restent relativement faibles par rapport à ceux du nord. Le Tell oriental par exemple révèle l'enregistrement des dépôts confinés où les teneurs les plus élevées en carbone organique total sont montrées au Sud-est du Constantinois avec une valeur moyenne de 4% (Askri *et al.*, 1995) avec des pics dépassant 13%. Au niveau de l'Atlas saharien oriental, et exactement

dans la région de Tébessa, les taux de COT est entre 0,8 et 2% dans la coupe de Chemla (Ruault-Djerrab, 2008) et de 1, 36% dans la coupe d'Es Souabaa (Chaabane, 2015). Dans les Aurès, ce taux varie de 2,7% à moins de 1% aux abords du Djebel Chélia (Naili *et al.*, 1995 ; Herkat, 1999, 2002). Au sud, les coupes menées dans le Hodna expriment un taux de COT de l'ordre de 2%. Plus au Sud, les argiles cénomano-turonienues de la plate-forme saharienne illustrent des teneurs assez fortes de COT (4 à 7%, Askri *et al.*, 1995). En Tunisie centrale (Kalaat Senan) montre un taux élevé de 1% à plus de 2% dans la formation Bahloul et plus de 1,5% dans la partie basse du Cénomanién inférieur (selon Robaszynski *et al.*, 1994).

Le taux résiduel de la matière organique est contrôlé par l'ampleur et la répartition locale de l'enregistrement de l'évènement anoxique océanique et sa conservation dépend de la profondeur et de paléomorphologie du fond. La comparaison des résultats du carbone organique total montre que la quantité est plus faible à Théniet El Manchar appartenant aux monts de Bellezma qu'à Firmet Riche « Dj Bou Arif » représentant les monts des Aurès. Ces résultats attestent que l'accumulation de la matière organique dans la région de Batna s'est opérée à des profondeurs différentes dans les deux domaines et que l'accumulation la plus importante est signalé au sud dans la région, réputée pour être profonde. Ces interprétations s'intègrent bien au contexte paléogéographique et géodynamique régional. Parallèlement, la distribution des indices géochimiques au cours de la période considérée, livre des indications complémentaires qui confortent l'idée que l'EAO2 a touché toute la marge sud de la Téthys et sur l'existence de relations marines entre cette dernière et la région étudiée.

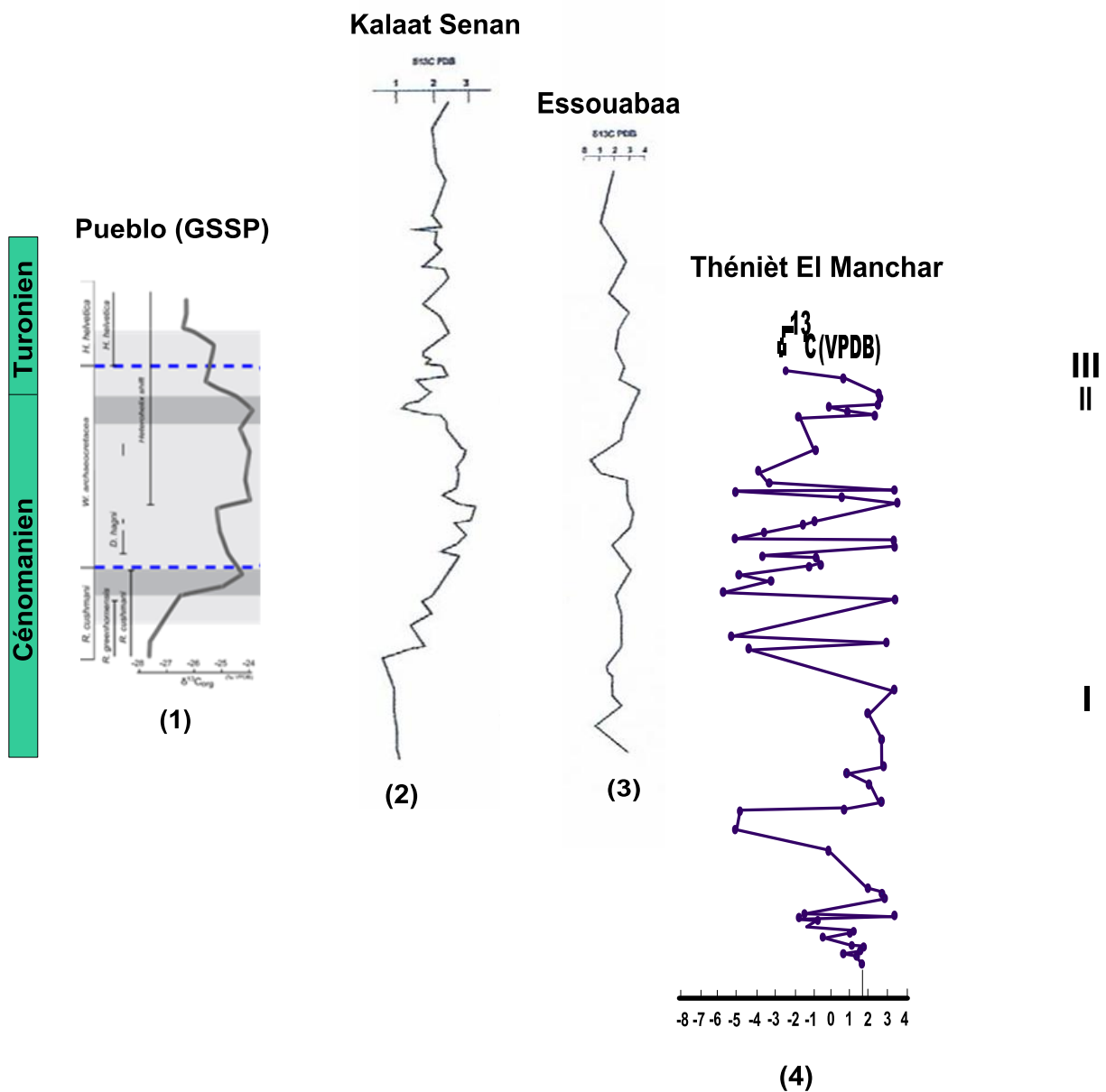


Figure 17 : Corrélations isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ de la coupe de Théniet El Manchar avec d'autres contrées : **(1).** Pueblo (GSSP) ; **(2).** Kalaat Senan ; **(3).** Essouabaa ; **(4).** Théniet El Manchar.

La combinaison des données lithologiques et micropaléontologiques de l'intervalle d'étude conduit à l'identification de trois phases majeures qui ont opéré avant, au cours, et après l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) au niveau de nos deux coupes et qui s'établissent comme suit ;

Phase I : Avant l'EAO2 d'âge Cénomanien inférieur et Cénomanien moyen à supérieur.

Le début de cette phase est marqué par une prolifération particulière de l'ostracofaune surtout à carapace lisse. Les foraminifères planctoniques sont quasi-absents, les formes benthiques sont présentes, surtout les agglutinées. Les formes à test calcitique hyalin sont très peu rencontrées, elles sont montrées par la présence de *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Globorotalites* sp. et *Gavelinella* sp. dans les formes dégagées. Les échinodermes, les lamellibranches, les ammonites, les gastéropodes, les coraux, sont assez fréquents.

Dans la partie moyenne de cette phase, les foraminifères benthiques agglutinés pullulent, ils sont représentés par une diversité spécifique faible, et sont associés à des ostracodes lisses. Mais le taux de cette dernière chute par rapport au début de cette phase, cette partie est caractérisée également par le développement de rudistes, des coraux, et de lumachelles d'huîtres.

La fin de cette phase est marquée par une diminution sur le plan qualitatif et quantitatif des assemblages macrofaunistiques, par l'apparition de structures sédimentaires (des lamines, des tempestites, et des structures en mamelons) avec une légère augmentation des foraminifères benthiques à paroi calcitique hyalin dans les deux coupes étudiées.

Phase II : Au cours de l'EAO2 d'âge Cénomanien supérieur à Turonien inférieur.

L'installation d'un régime anoxique avec des conditions dramatiques entraînant à un bouleversement notable dans les assemblages microfaunistiques de foraminifères planctoniques, benthiques, et ostracodes.

❖ Dans la coupe de Théniet El Manchar, cet événement mondial conduit à une quasi-disparition des foraminifères benthiques, seuls quelques formes opportunistes peuvent résister, dont : *Lenticulina rotulata* (Lamarck), *Textularia* sp., *Fronicularia* sp., *Dentalina* sp., et *Nodosaridés*. Ces morphotypes prolifèrent (Caron & Homewood, 1982) et sont capables de profiter de ces perturbations environnementales.

Une microfaune riche en foraminifères pélagiques qui supportent le déficit en O₂ se développe. Plusieurs espèces sont identifiées dans l'échantillon DM115 : *Whiteinella*

archaeocretacea Pessagno, *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, *Dicarinella hagni* Scheibnerova, *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *Dicarinella imbricata* Mornod, *Praeglobotruncana* sp., *Whiteinella brittonensis* Loeblich et Tappan, *Whiteinella* sp. ?, *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, *Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella simplex* Morrow, *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, et *Heterohelix moremani* Cushman.

- Les associations d'ostracodes déclinent avec une disparition de formes lisses. Les formes ornées sont caractérisées par un monospécifisme de l'espèce *Reticulocosta* sp.

❖ Dans la région de Firmet Riche, l'explosion de l'évènement anoxique océanique 2 est marquée par une diminution quantitative de foraminifères benthiques et ostracodes mais il s'agit, pas mal de formes qu'ils sont présents avec le début de la crise fini-cénomaniennne. Leur diminution, et après disparition est bien repérée dans la partie basale de l'unité IIA où l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) atteint son apogée. La quasi-absence d'ostracodes indique selon Andreu, 1992 des conditions de stress écologique très sévères. Une niche écologique, propre à la prolifération des foraminifères planctoniques et l'apparition des filaments, est observée. Ces critères traduisent une montée du niveau des mers qui s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre lors de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) au passage Cénomanienn supérieur-Turonien inférieur.

Phase III : Après l'EAO2 d'âge Turonien.

Les conditions de stress écologique caractérisant l'évènement anoxique océanique 2 commencent à disparaître progressivement, un retour aux conditions normales est bien marqué dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » par la réapparition de certains morphotypes ostracofauniques et de foraminifères benthiques.

Dans la région de Théniet El Manchar, cette phase est soulignée par la réapparition des oursins, des Pectinidés et l'épanouissement des ammonites (d'après le travail de doctorat en cours, Maandi 2014).

III. Réponse géochimique à l'installation de l'EA02

De point de vue géochimique, l'analyse des courbes de variation de CaCO_3 dans les deux coupes montrent des valeurs proches au cours du Cénomanién et un appauvrissement en carbonate dans ses derniers termes. Cette homogénéité traduit à la fois une sédimentation voisine dans les deux bassins et un approfondissement du milieu au cours du passage Cénomanién-Turonien. Ces niveaux sont accompagnés d'un taux plus au moins élevé de COT. La différence du taux de préservation de la matière organique dans les deux différents domaines structuraux traduit un approfondissement du milieu NO-SE, des monts de Bellezma vers les Aurès qui présentent une structure en forme de blocs basculés (Herkat et Delfaud, 2000) où des hausses eustatiques surviennent en même temps (Haq *et al.*, 1987).

Les résultats du carbone organique, obtenus sur la région de Batna, restent faibles par rapport à ceux de la bordure interne de la plate-forme sud téthysienne qui montre des teneurs en carbone organique total variant de 0,6 à 6,2% avec une moyenne de 2,8%. (Herbin *et al.*, 1986 ; Layeb et Belayouni, 1989 ; Ben Ferjani *et al.*, 1990 ; Askri *et al.*, 1995).

Les excursions isotopiques, positive du $\Delta^{13}\text{C}$ et négative du $\Delta^{18}\text{O}$, détectées à Théniet El Manchar sont des marqueurs géochimiques formels de l'installation de l'évènement anoxique océanique 2 à Batna et témoins des variations paléoenvironnementales au passage Cénomanién -Turonien.

CHAPITRE V

Sédimentologie

Tout au long de cette étude, il est apparu indispensable de tester la continuité de l'enregistrement sédimentaire car les corrélations à hautes résolutions peuvent être potentiellement biaisées par la présence de hiatus à grande ou petite échelle.

En l'absence de certains indices sur le terrain, il est essentiel de coupler plusieurs signaux afin d'obtenir un schéma de corrélation avec une résolution plus ou moins fine. Cette étude a permis de mener une réflexion sur l'influence qu'avaient certains facteurs sur la distribution des différentes associations et donc l'interprétation des mécanismes, des motifs d'agencement et de succession des faciès sédimentaires en termes d'environnement de dépôt. Cette approche, qui constitue l'un des piliers fondamentaux de l'analyse séquentielle, permet de déterminer et de mieux comprendre les variations du niveau marin par la combinaison des différentes données lithologiques, sédimentologiques, et micropaléontologiques et dont la synthèse permet la reconstitution du paléoenvironnements et de la paléogéographie.

I. Analyse pétrographique

L'étude pétrographique des dépôts du Cénomaniens et Turonien des deux coupes prélevées dans la région de Batna, a permis de ressortir des éléments microfaciliques dans les deux coupes (**Figures 18 et 19**) ayant une contribution dans la reconstitution des paléoenvironnements.

I.1.Éléments figurés biologiques : constituent la fraction la plus observable dans la série étudiée et surtout dans les parties basales et moyenne des deux coupes. Vers le sommet de ces dernières, par contre, cette fraction diminue et cède la place aux composantes minéralogiques. Plusieurs taxons ont été, alors, identifiés. Où on a pu distinguer :

I.1.1. Les foraminifères planctoniques : ils forment l'élément de base pour les microfaciès cénomaniens et turoniens rencontrés. Leurs représentants actuels nous permettent de proposer des analogues paléoenvironnementaux. Ils sont essentiellement représentés par des *Whiteinelles*. Les *Heterohelix*, foraminifères planctoniques globuleux, sont des opportunistes en se proliférant au cours de stress écologique de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2). Leur distribution au sein de la coupe de Théniet El Manchar est montrée exclusivement dans les termes du passage Cénomaniens-Turonien et le Turonien inférieur. A Firmet Riche « Dj Bou Arif », la présence des formes planctoniques est signée dans les deux étages Cénomaniens et Turonien, ils sont rarissimes au Cénomaniens (0-3%), très abondants au passage Cénomaniens-Turonien et le Turonien inférieur. L'abondance des formes planctoniques index, à intérêt stratigraphique, est observée au niveau de l'échantillon DM113 jusqu'à DM130 dans

la coupe de Théniet El Manchar et de DB 80 jusqu'à l'échantillon DB92 dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».

Cette étude a permis de distinguer deux formes de tests : les formes globuleuses et les formes carénées.

Les formes à test globuleuse sont représentées par : *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, *Hedbergella delrioensis* Carsey, *Hedbergella simplex* Morrow, *Hedbergella* sp., *Whiteinella aprica* Loeblich & Tappan, *Whiteinella brittonensis* Loeblich & Tappan, *Whiteinella* cf. *praehelvetica* Trujillo, *Whiteinella aumalensis* Sigal, *Whiteinella* sp., *Heterohelix moremani* Cushman, *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Heterohelix* sp., *Globigerinelloides* Cushman & Ten Dam, et *Lunatriella* Eicher & Worstell.

Les formes planctoniques carénées comme les Rotalipores, n'ont pas été rencontrées dans les deux coupes. Ces formes sont très spécialisées (développant une stratégie k) colonisant la tranche d'eau profond (Caron, 1983). Lorsque les conditions deviennent très drastiques au cours de l'installation de l'évènement anoxique océanique 2 (l'EAO2), contemporain au passage Cénomaniens-Turonien, ces formes disparaissent.

Les formes à test caréné sont représentées par *Dicarinella hagni* Scheibnerova, *Dicarinella imbricata* Mornod, *Dicarinella* sp., *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, *Praeglobotruncana* sp., et *Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli.

I.1.2. Les foraminifères benthiques : ils forment un groupe de microfossiles très important tant par le nombre des espèces que par leur abondance. Ils contribuent dans la caractérisation des conditions paléocéologiques et la reconstitution des milieux sédimentaires. Les foraminifères benthiques observés sont moyennement conservés, composés de formes enroulées, linéaires (uni et bisérié) et pelotonnées.

Leur distribution au sein de la coupe de Théniet El Manchar est inégale (**Figure 20**). Ils sont marqués par un pourcentage faible au niveau de l'unité IA, moyenne dans l'unité IB, et fort dans les unités IC et ID de la formation des Marnes de Smail. Ils sont rarissimes dans la deuxième formation des Dolomies de l'Oued Skhoun.

A Firmet Riche « Dj Bou Arif » (**Figure 21**), les différentes unités de la formation des Marnes de Smail révèlent l'abondance des foraminifères benthiques qui, à l'inverse, diminuent dans la formation des Dolomies de l'Oued Skhoun.

Cette étude a permis de distinguer trois natures de tests : agglutinés, calcaires hyalins et calcaires porcelanés.

Les formes à test agglutiné sont représentées par :

Dorothia oxycona Reuss, *Dorothia* cf. *trochus* D'Orbigny, *Dorothia* sp., *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Textularia chapmani* Lalicker, *Flabellamina alexanderi* Cushman, *Ammobaculites* sp., *Thomasinella punica* Schlumberger, *Merlingina cretacea* (Hamaoui et Saint-Marc), *Trochamminoides topagorukensis* Tappan, *Valvulammina* sp., *Cuneolina laurenti* Sartoni et Crescenti, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Cuneolina* sp., *Ammobaculites advenus* Cushman & Applin, *Textularia* sp., *Reophax* sp., *Chrysalidina gradata* D'Orbigny, *Nezzazata simplex* Omara, et des Lituolidés (ferruginisés).

Les formes à test calcaire soient hyalines ou porcelanées sont représentées par : *Cyclolina* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Textulariella* sp., *Pseudorhipydionina casertana* De Castro, *Pseudorhipydionina* sp., *Praesorites* sp., *Gavelinella* sp., *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., Miliolidés, *Globorotalites* sp., *Nummuloculina regularis* Philippson, *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint-Marc, et *Biplanata* sp.

L'abondance des foraminifères agglutinés surtout dans le Cénomanien moyen indiquerait selon les travaux de Sliter et Baker (1972), Saint-Marc (1982), Benkherouf (1988), Koutsoukos et Hart (1990) *in* Grosheny (2002) un environnement moins profond, entre 200 à 600m de paléoprofondeur. Les formes benthiques agglutinées sont souvent rencontrées dans des sédiments circalittoraux d'après Guérin, 1981 ; Tronchetti, 1981 ; et Benkherouf, 1988 correspond à un intervalle dysoxique suite à leur dominance avec les ostracodes lisses. Selon Koutsoukos et Hart, 1990, la dominance des formes agglutinantes indique également qu'ils s'agissent des biotopes à substrats vaseux. Notant que cette unité est riche en corail solitaire représenté par l'*Aspidiscus cristatus*.

Les foraminifères benthiques à test calcaire sont plus fréquents dans l'unité ID du Cénomanien supérieur et l'unité IIA du Turonien inférieur atteint un taux de 27% dans la coupe de Théniet El Manchar et 30% dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » évoquant un milieu de sédimentation profond dont la paléobathymétrie peut être estimée de 200 à 1000m selon Sliter et Baker (1972), Saint-Marc (1982), Benkherouf (1988), Saint-Marc (1989), Koutsoukos et Hart (1990) *in* Grosheny (2002).

La répartition des différentes associations de foraminifères benthiques a permis de caractériser l'un des facteurs principaux du milieu de dépôt c'est la paléobathymétrie et d'en déduire le sens croissant de l'approfondissement.

I.1.3. Les calcisphères : sont des formes marines, sphériques, de 100 à 250µm, à paroi calcitiques a une ou plusieurs couches de structures variables. Ils dominent exclusivement dans les niveaux du passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. Ils sont associés aux lamellibranches, foraminifères planctoniques : *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella arachaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, *Lunatriella* sp., foraminifères benthiques à test hyalin, ostracodes, glauconie, phosphate, pyrite incrustée dans les cavités et les loges des foraminifères.

Les calcisphères sont des indicateurs d'une productivité importante qui serait la conséquence des phases de hausse du niveau marin entraînant des quantités notables d'éléments nutritifs. L'enrichissement du milieu de dépôt en calcisphères et en foraminifères planctoniques est un indice d'océanité (Robaszynski *et al.*, 1993).

I.1.4. Les ostracodes : ils constituent l'élément microfaunistique le plus remarquable dans la région d'étude avec une dominance des formes à carapace lisses et entières. A Théniet El Manchar (**Figure 22**), les ostracodes occupent surtout les assises des deux unités IA et IB, ils diminuent dans les termes basaux de l'unité IC et au niveau de l'unité ID. L'unité IIA de la deuxième formation des Dolomies de l'Oued Skhoun a enregistré une raréfaction et se caractérise par l'omniprésence de *Reticulocosta* sp.

A firmet Riche (**Figure 23**), les ostracodes dominent dans l'unité IA et révèle des taux moyens dans l'unité IB et IC et la partie basale de l'unité ID. La partie moyenne, en revanche, montre des taux élevés pour diminuer ensuite vers la partie sommitale de l'unité ID. Ils sont très rares dans l'unité IIA.

L'ostracofaune de la région de Batna est en bon état de conservation des valves au moins pour la majorité des taxons triés témoignant généralement d'un milieu de dépôts de type circalittoral (Tronchetti, 1981 ; Benkherouf, 1987) et d'un faible hydrodynamisme (N'zaba-Makayo *et al.*, 2003).

Les principaux taxons présents sont : *Cytherella* sp., *Parakrithe* sp., *Cytherella sulcata* Rosenfeld, *Veeniacythereis maghrebensis* Bassoulet et Damotte, *Veeniacythereis* sp., *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze et Le Fevre, *Eocytheropteron* sp., *Monoceratina* ?

trituberculata Rosenfeld, *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte et Saint Marc, *Paracypris* sp., *Peloriops* cf. *ziregensis* Bassoulet et Damotte, *Peloriops* sp., *Cythereis algeriana* Bassoulet et Damotte, *Cythereis* sp., *Metacytheropteron* gr. *parnesi* Sohn, *Metacytheropteron* sp., *Metacytheropteron berbericus* Bassoulet et Damotte, *Bairdia* sp., *Reticulocosta* sp., *Amphicytherura distincta* Gerry et Rosenfeld, et *Kalipitovalva ? tifratinensis*.

I.1.5. Les huitres : ce sont des bivalves affectés parfois par le phénomène de micro-perforation de taille moyenne. A Théniet El Manchar, ils sont fréquents, principalement, dans l'unité IC et la partie basale de l'unité ID. Dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif », leur présence est significative à la partie sommitale de l'unité IA jusqu'à la fin de l'unité ID de la formation des Marnes de Smail d'âge Cénomaniens, traduisant une diminution dans la tranche d'eau.

I.1.6. Les rudistes : de taille assez notable représentés essentiellement par des *Caprinules*. Ils sont observés dans la partie sommitale de l'unité IC de la coupe de Théniet El Manchar et associés avec les huitres et les ostracodes. Ces éléments biologiques benthiques fixés, ont été, avec les Coraux, d'importants constructeurs de récifs dans des milieux peu profonds.

I.1.7. Les filaments : traces de valves au stade juvénile, les filaments se présentent sous forme de fines baguettes calcitiques associés le plus souvent à des grains de glauconies, phosphates et de débris organiques. Leur accumulation, en masse, est repérée dans les microfaciès du passage Cénomaniens-Turonien dans les deux coupes ; c'est-à-dire dans la limite entre les deux unités ID et IIA. Ils témoignent du bouleversement des conditions paléo-environnementales et de la variation du taux d'oxygène dissous lors de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2). Ils sont caractéristiques du domaine pélagique.

I.1.8. Les échinodermes : Les débris observés regroupent les radioles, épines, et les plaques d'échinodermes.

A Théniet El Manchar, ils sont abondants dans les calcaires des unités IA, IB, IC et se raréfie à partir de l'unité ID. Ils disparaissent dans la partie basale de l'unité IIA lors de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) pour réapparaître dans les calcaires du Turonien avec les Pectinidés. A Firmet Riche « Dj Bou Arif », la présence des échinodermes est montrée dans l'unité IA, IB, IC, et la partie moyenne et sommitale de l'unité ID.

Les Échinodermes sont des indicateurs paléoécologiques permettant de caractériser l'intensité d'hydrodynamisme du milieu.

I.1.9. Les bryozoaires : ils expriment des loges sub-rectangulaires, et montrant des microperforations dans leur périphérie. Ils sont observés à Théniet El Manchar et Firmet Riche « Dj Bou Arif » dans les microfaciès des unités IA, IB, IC et ID. Les microfaciès de l'unité IIA de la deuxième formation sont dépourvus de ce microbiotope. Les formes de croissance des bryozoaires peuvent être considérées comme des décrypteurs de faciès (Moissette, 1989). Cela reflète leurs habitats, les types de substrats, la force de courants et les taux de sédimentation (Schopf, 1969 ; Cuffey *et al.*, 1969).

I.1.10. Les algues : ils ont des formes sphériques pour la plupart, quelques-uns sont représentés sous forme des fragments montrant des tailles moyennes. Les algues constituent un support des encroûtements observés à Théniet El Manchar et Firmet Riche. Les Dasycladacées sont le groupe le plus dominant dans notre région d'étude. Ce sont des algues vertes calcaires marines dont le manchon et les rameaux sont généralement recristallisés, thalle incrusté de calcaire fixé sur le substratum, axe principal creux. Les algues rouges et les deux espèces *Heteroporella* sp. et *Likanella hammudai* (Radoicic, 1975), sont particulièrement bien signalés dans la région de Batna associés à d'autres genre indéterminables. Les algues se répartissent, à Théniet El Manchar à partir de l'unité IB, IC, et ID. Ils disparaissent à la limite entre les deux étages Cénomaniens et Turonien. A Firmet Riche « Dj Bou Arif », ils sont observés dans toutes les unités du Cénomaniens IA, IB, IC, et ID. Aucun débris d'algues est signalé à la limite Cénomano-Turonienne.

L'étude de cet élément biologique aide dans la caractérisation des paléo-profondeurs et l'hydrodynamisme du milieu.

I.1.11. Les gastéropodes : Leur distribution est bien marquée dans les deux coupes et sont représentés avec des sections transversales de taille essentiellement moyenne. A Théniet El Manchar, ils sont observés dans les unités IB, IC, et la partie basale de l'unité ID. A Firmet Riche, ils sont repérés dans les deux unités IC et ID. Les gastéropodes témoignent des eaux peu profondes. La diversité de leur habitat dépend de la diversité des régimes alimentaires.

I.1.12. Les annélides : ils montrent des formes sphériques de petites tailles ou en débris. Ils marquent les unités IA, IC, et ID du Cénomaniens de la coupe de Théniet El Manchar. Les annélides suggèrent une tendance à la lithification des fonds sédimentaires.

I.2.Éléments figurés non biologiques

I.2.1. La pyrite : elle est bien distinguée dans les niveaux du Turonien inférieur de la coupe de Firmet Riche au niveau de l'échantillons DB84 (b). Elle prend la forme automorphe à

subautomorphe. Elle est localisée, le plus souvent, dans les loges des foraminifères planctoniques, quelques bisériés et quelques valves d'ostracodes. Elle est associée à la glauconie et quelques tâches d'oxydation. La naissance de ce type de pyrite a besoin de conditions réductrices (Baudin *et al.*, 2008) *In* Ruault-Djerrab (2012).

I.2.2. La glauconie : observée dans les deux coupes, elle se présente le plus souvent sous formes de petits grains de formes arrondies parfois irrégulière en quantité assez remarquable dans les termes du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur de la coupe de Théniet El Manchar et les termes basals de Turonien inférieur de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».

La glauconie est un phyllosilicate, homéotype ferrique de l'illite indique un milieu marin et traduisant des conditions réductrices. Les études détaillées de cet élément ont permis même de proposer l'absence ou l'existence d'une phase transgressive au cours de la période considérée.

I.2.3. Matière organique : observée dans les deux coupes. Elle se présente sous formes des petits grains noirs opaques de forme arrondies à ovoïdes. Elle est rencontrée dans les microfaciès du passage Cénomanien-Turonien de Théniet El Manchar et du passage Cénomanien-Turonien et les niveaux inférieurs de Turonien inférieur de la coupe de Firmet Riche.

Elle est significative de l'installation de conditions anoxiques et indice de la productivité primaire principal facteur de la formation de matière organique marine.

I.2.4. Phosphates : en quantité assez notable dans les microfaciès de la transition Cénomano-Turonien, les grains de phosphates ont été observés à Théniet El Manchar. Ils sont sous forme de grains, de petite taille, arrondis à contour irrégulier ou épigénèse certains tests de foraminifères planctoniques Ils sont formés dans les mêmes conditions que la glauconie et témoignant d'un milieu ouvert et profond.

I.2.5. Dolomie : observés uniquement dans la coupe de Théniet El Manchar, elle se présente sous forme de rhomboèdres le plus souvent automorphe au niveau de la partie moyenne de l'unité ID en association avec lamellibranches et quelques foraminifères benthiques bisériées témoignant d'un environnement très peu profond à tendance à l'émersion.

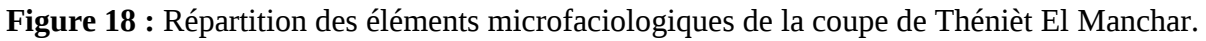
I.2.6. Pelletoïdes : observés dans les deux coupes, les pelletoïdes se présentent le plus souvent sous formes sphériques et parfois ovoïdes dans les termes sommitaux de l'unité IC d'âge Cénomanien moyen de Théniet El Manchar. A Firmet Riche les pelletoïdes sont

rencontrés dans les termes sommitaux de l'unité IB, les termes moyens de l'unité IC et sommitaux de l'unité ID d'âge Cénomaniens moyen à supérieur. Les Pelloïdes témoignent de la présence de brèves périodes assez agitées et des milieux de faible tranche d'eau.

I.2.7. Intraclastes : observés seulement dans la coupe de Théniet El Manchar et se présentent avec des formes différentes dans les niveaux basaux de l'unité ID d'âge Cénomaniens supérieur. Ils témoignent d'une diminution dans la paléo-profondeur.

I.3. Phase de liaison : tous les éléments figurés biogènes ou non biogènes observés dans les microfaciès sont généralement sertis par une phase dite de « liaison », représentée par une matrice carbonatée fine ou micrite.

Sa signification paléoenvironnementale réside dans la connaissance de conditions de sédimentation, le degré d'hydrodynamisme et l'énergie du milieu.



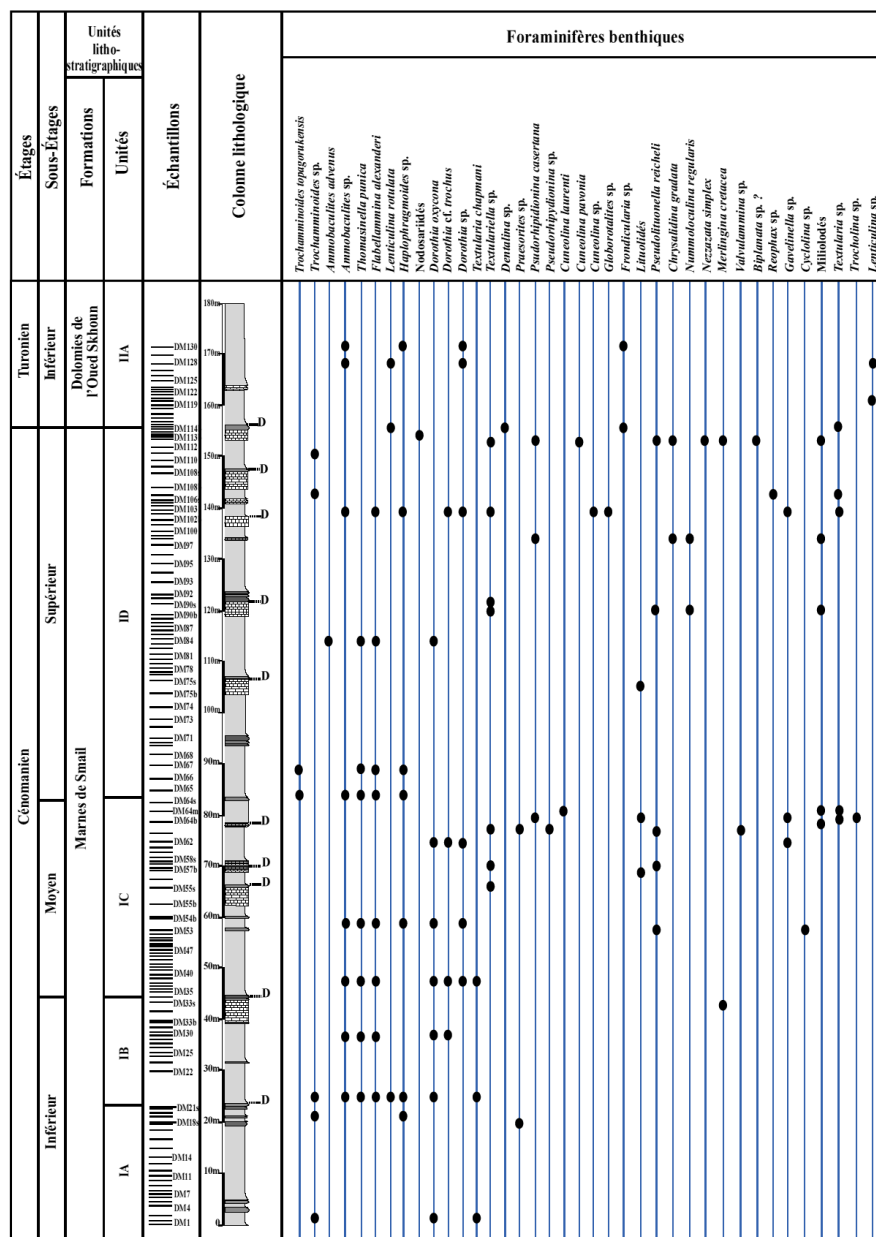


Figure 20 : Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques dans la coupe de Théniet El Manchar (NE Batna).

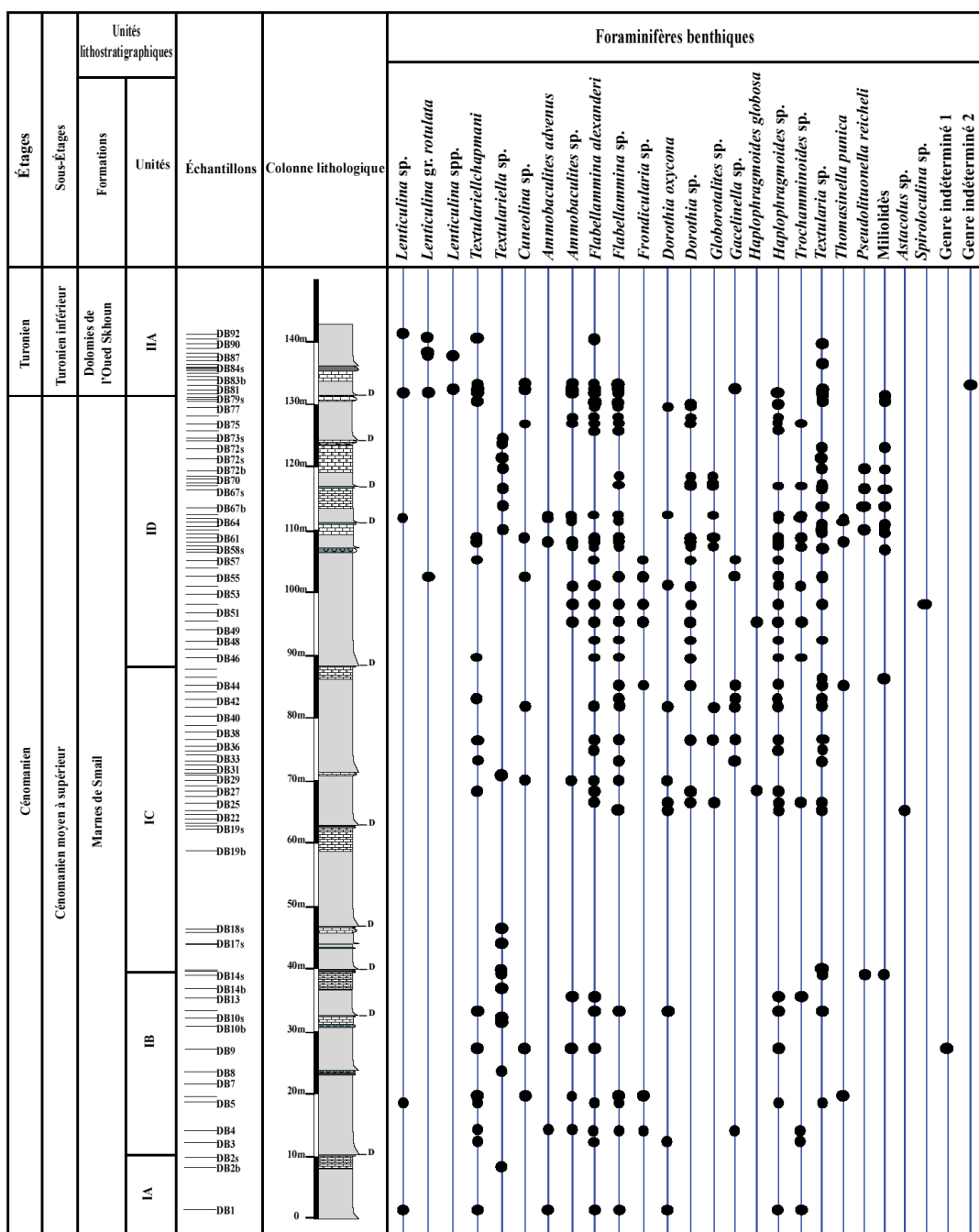


Figure 21 : Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).

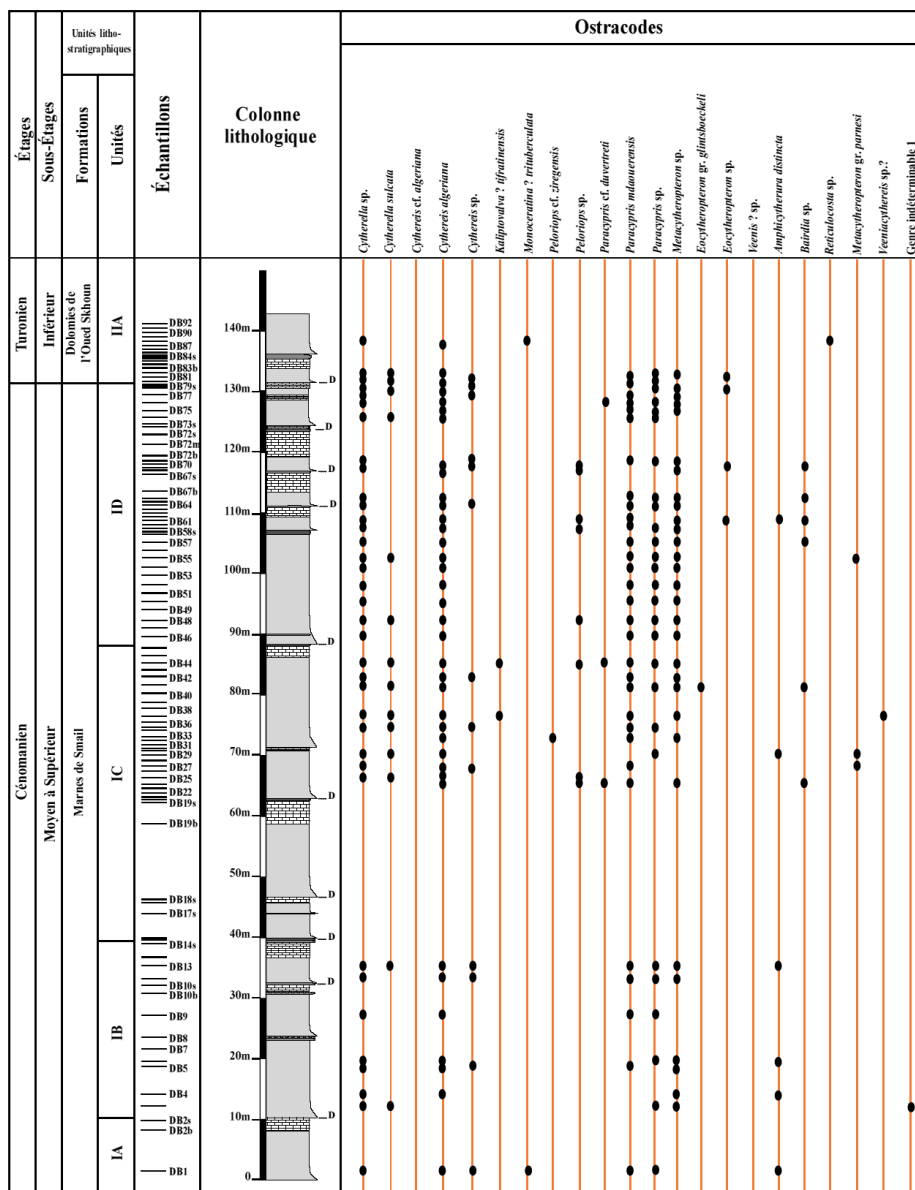


Figure 23 : Répartition stratigraphique des ostracodes dans la coupe de Firmet Riche (SE Batna).

II. Principaux faciès et microfaciès

L'étude de la composition et la répartition détaillée des coupes choisies dans la région de Batna a permis de faire ressortir les principaux faciès et microfaciès. Cette étape a pour objectif d'examiner de près les variations spatiales et temporelles enregistrées dans les dépôts marins et de reconstituer les paléoenvironnements. Ainsi, un découpage séquentiel plus ou moins précis pour la période considérée est établi. Du moins au plus profond, nous distinguons :

II.1. Marnes à *Aspidiscus cristatus*

Ce sont des marnes beiges à jaunâtres friables riches en *Aspidiscus cristatus*. Elles renferment également des échinides réguliers et irréguliers, certains aplatis de grande taille et d'autres en moules de petite taille, gastéropodes, lamellibranches et d'autres traces indéterminables des inocerames. Ces marnes représentent l'unité IC dans les deux coupes. La présence notable de ce corail solitaire témoigne d'un milieu relativement peu profond.

II.2. Calcaire à Rudistes

Il s'agit de calcaire de texture wackstone à rudistes « *Caprinules* sp. », et « *Radiolites* sp. », lamellibranches, ostracodes, foraminifères benthiques (*Textulariella* sp., *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Nummuloculina regularis* Philippon, et *Miliolidés*), débris d'algues et des débris de bryozoaires encroûtés. Ce calcaire est ferrugineux à fissures remplies de calcite. Ce microfaciès est observé dans la coupe de Théniet El Manchar au niveau de la partie sommitale de l'unité IC et la partie basale et moyenne de l'unité ID.

D'après Yahiaoui 1990, les faciès à rudistes appartiennent au milieu infratidal de salinité normale, peu profond et d'énergie modérée à faible. L'aire de dépôt est très proche de la zone productrice (biostrome). La bioérosion ou la biodégradation des biostromes joue un rôle très important dans la formation des sédiments bioclastiques (Philip 1972 et 1979 ; Bein 1976). Selon Herkat (1999), les récifs ⁽¹⁾ à rudistes se développent nettement vers la marge externe de la plate-forme proximale. L'association d'encroûtements d'algues et de bryozoaires caractérisent les pentes récifales à des profondeurs d'eau supérieures à 20 mètres (Bosence, 1985 ; Iryu *et al.*, 1995 *in* Fournier, 2003).

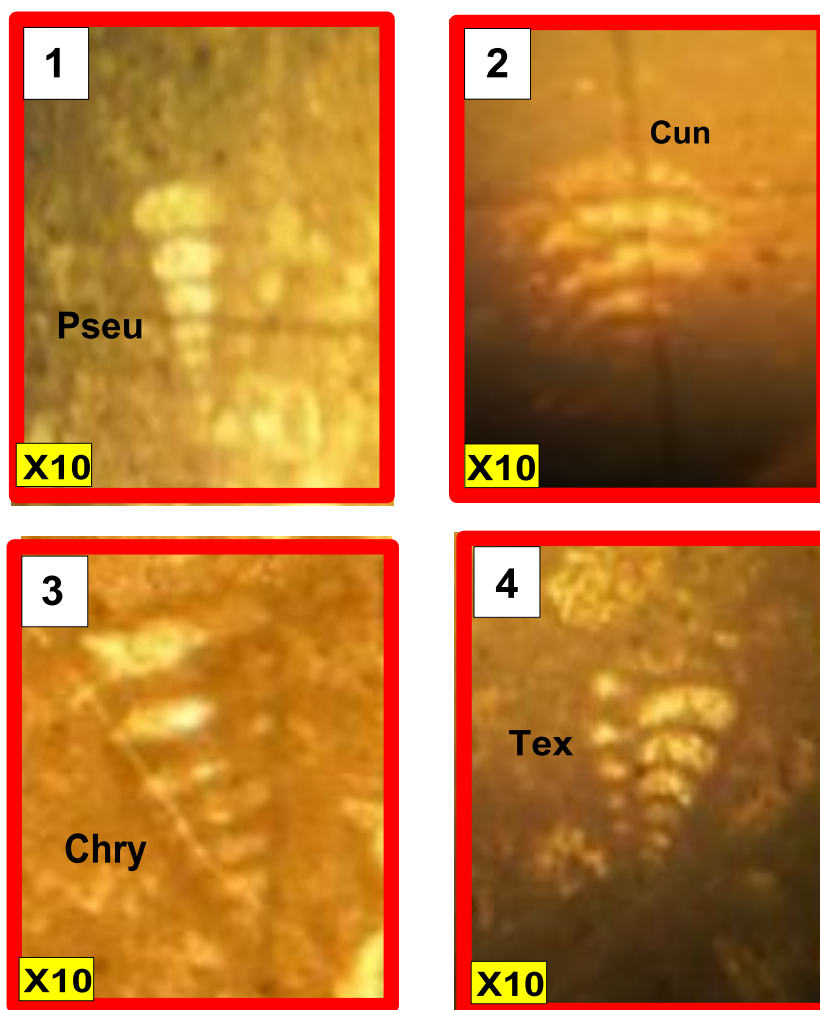
¹ - Les récifs qui se développent dans les Monts de Bellezma-Batna sont de petite dimension.

II.3. Marnes et calcaires à foraminifères benthiques

Ce sont des marnes ou bien des petits bancs calcaires de texture le plus souvent wackstone à foraminifères benthiques : *Textulariella* sp., *Pseudorhipydionina* sp., *Praesorites* sp., *Valvulammina* sp., *Pseudolituonella reicheli* (Marie) (**Pl. 6, Ph.1**), *Lenticulina* sp. et *Gavelinella* sp., "*Pseudorhipydionina casertana* (De Castro), *Merlingina cretacea* Hamaoui et Saint- Marc, *Cuneolina pavonia* D'Orbigny, *Cuneolina* sp. (**Pl. 6, Ph.2**), *Nezzazata simplex* Omara, *Biplanata* sp. ?, *Miliolidés*. *Nummuloculina regularis* Philippson, *Chrysalidina gradata* D'Orbigny (**Pl. 6, Ph. 3**), *Textularidés* (**Pl. 6, Ph. 4**) et lamellibranches. Des débris de bryozoaires, d'ostracodes, d'échinides parfois phosphatés, d'algues (*Heteroporella* sp. et *Dasycladacées*), de rudistes sont également présents. Ce microfaciès est observé dans les parties sommitales des deux unités IC et ID de Théniet El Manchar et la partie sommitale de l'unité IC et moyenne et sommitale de l'unité ID de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ».

La dominance de foraminifères benthiques et d'ostracodes correspondent à une mer peu profonde. La présence des échinides phosphatés souligne le caractère d'un milieu faiblement agité.

La présence d'algues *Dasycladacées* suggère un environnement habituellement marin normal, tropical à subtropical, sous la zone tidale. La profondeur peut aller jusqu'à environ 30m de (max 90m) dans un milieu d'énergie faible (Flügel, 1982 *in* Fournier, 2003). L'association de ces critères a conduit à interpréter ce milieu comme infratidal à hydrodynamisme faible à modéré confirmé par le caractère de la phase de liaison.



Pl. 6 : Calcaire à foraminifères benthiques : Ph.1 : Pseu : *Pseudolituonella reicheli* Marie, Ph.2 : Cun : Cuneolines ; Ph.3 : Chry : *Chrysalidina gradata* D'Orbigny ; Ph.4. Tex : *Textulariids*.

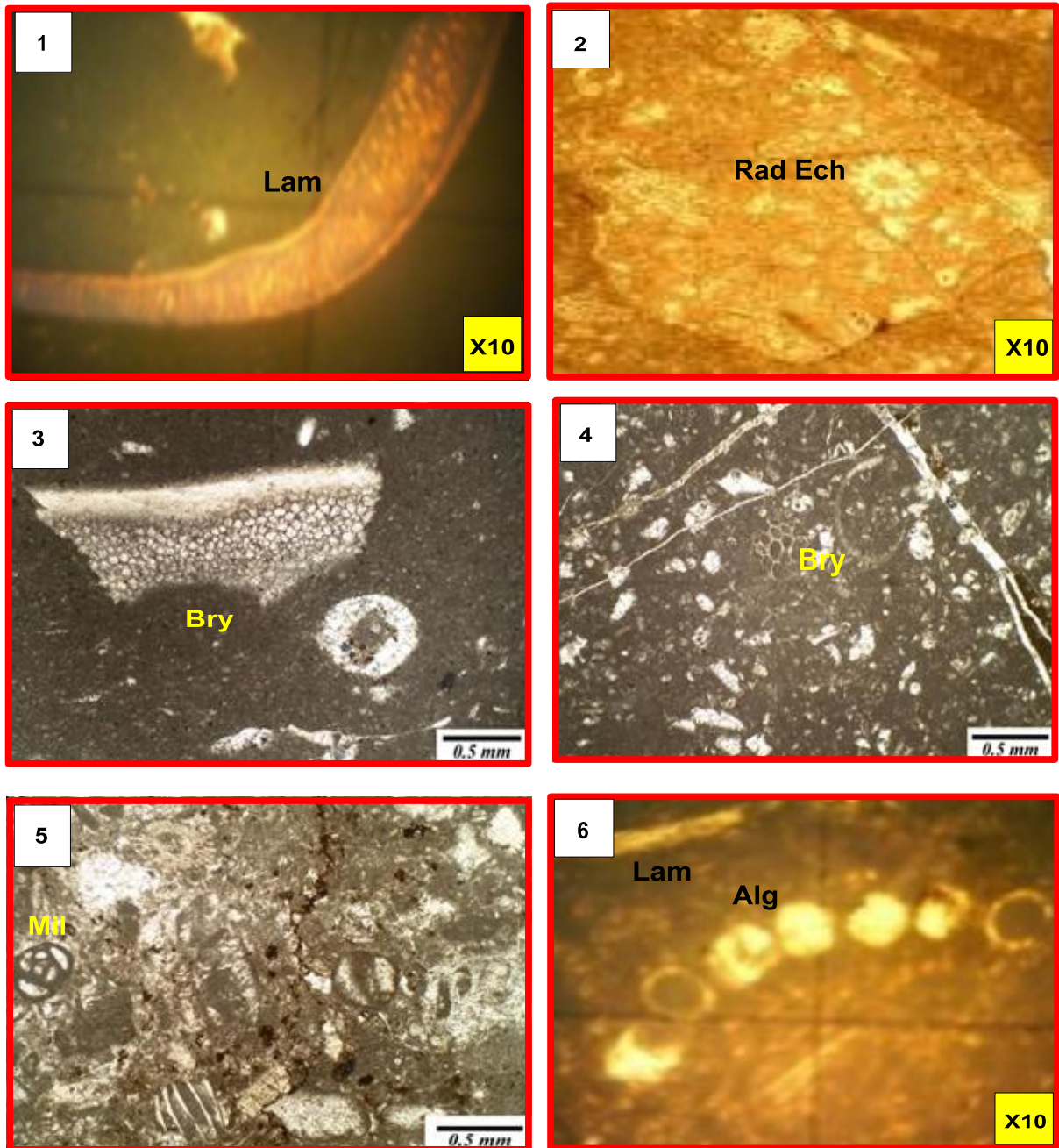
II.4. Calcaires à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires (Pl. 7 et 8)

Ce sont des calcaires grisâtres lumachelliques parfois noduleux et laminés phosphatés, fissurés et ferrugineux formant des épaisseurs différentes. Ces calcaires présentent des textures variables allant de mudstone à packstone. Ce microfaciès renferme des lamellibranches (**Pl.7, Ph.1**), plaques d'échinides (**Pl.7, Ph. 2**) (Ophiuridae), bryozoaires (**Pl.7, Ph. 3,4**), ostracodes, foraminifères benthiques (*Cyclolina* sp., *Pseudolituonella reichli* (Marie). *Gavelinella* sp., *Valvulamminidés*, Cunéoline, *Miliolidés* (**Pl.7, Ph. 5**), et d'autres genres unisériés, bisériés, arénacés et porcelanés indéterminables), annélides, débris d'algues calcaires (*Likanella hammudai* Radoicic (1975), et *Heteroporella* sp.) (**Pl. 7, Ph.6**), gastéropodes (**Pl.8, Ph 1**), débris d'un corail, algues rouges, éléments ferrugineux, pellets (**Pl.8, Ph.2**), phosphates et intraclastes. La matière organique (**Pl.8, Ph.3**), les stylolithes et les

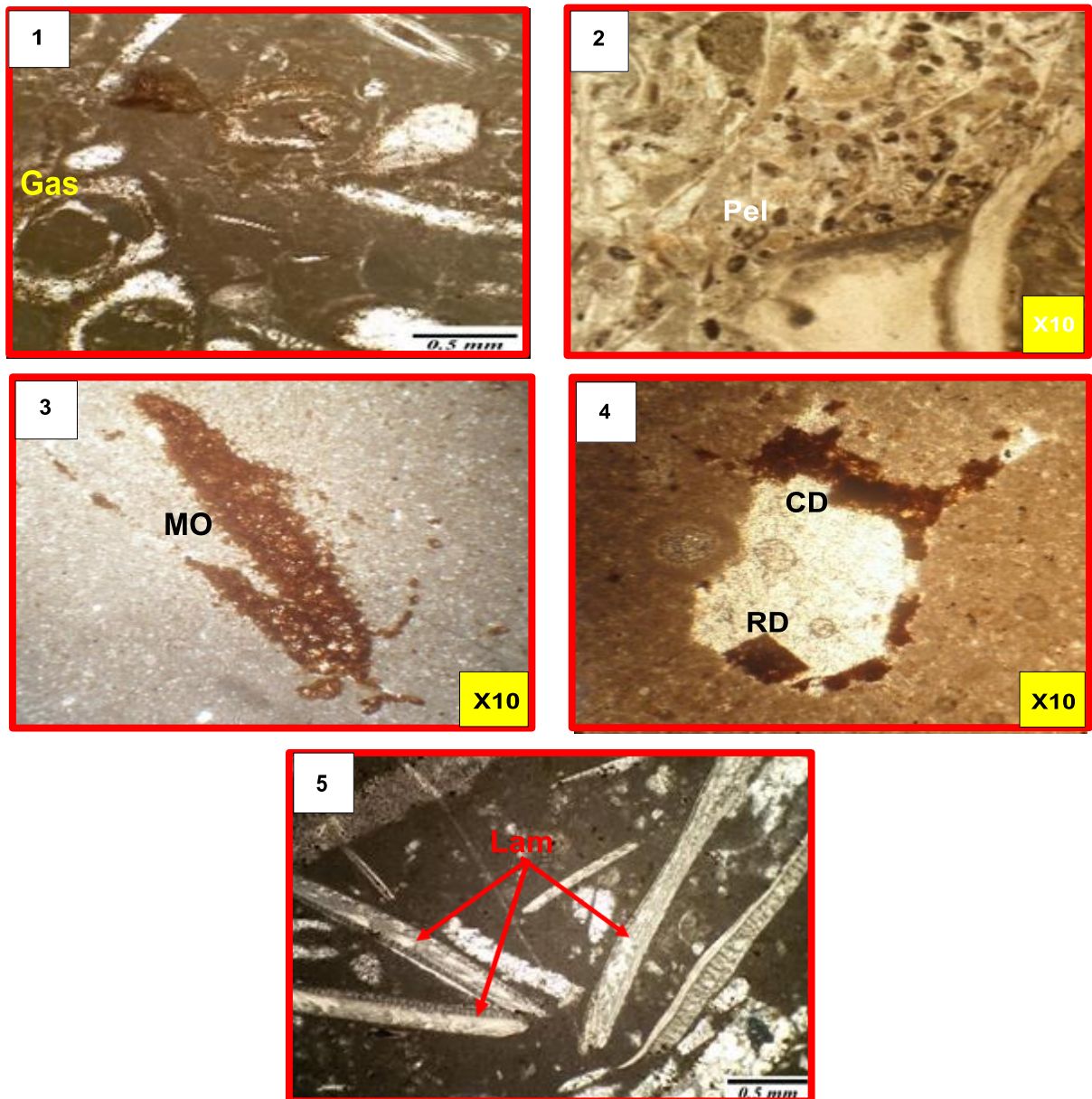
cavités de dissolution (**Pl. 8, Ph.4**) à remplissage sparitique y sont également présents. L'effet des phénomènes d'encroûtements, de la micritisation qui engendrent un faciès à péloïdes de forme elliptique et parfois sub-sphérique, de la micro-perforation (bio-érosion) est très remarquable au niveau de ce microfaciès. Ce microfaciès est observé dans toutes les unités de la formation des Marnes de Smail des deux coupes.

La prédominance des échinides et l'effet intense des phénomènes d'encroûtements et de la micritisation témoigne d'un milieu relativement calme confirmé par le faible état de fragmentation des bioclastes et reflétant parfois des fluctuations d'énergie hydrodynamique, comme des épisodes de haute énergie.

Grâce à la présence notable de lamellibranches (**Pl.8, Ph. 5**), bryozoaires, d'algues rouges et d'un débris de corail, faune qui considérée comme diversifiée, ce microfaciès correspond très vraisemblablement à la zone infratidale moyenne peu profond et oxygéné. Le passage progressif de certaines textures est interprété comme un indicateur d'une diminution de la profondeur et augmentation de l'agitation de l'eau (Yahiaoui,1990). La forme anguleuse de certains éléments figurés témoigne d'un faible transport. La présence des débris de la matière organique indique des conditions de dépôts légèrement réductrices. Suite à la présence notable des éléments ferrugineux, ce microfaciès montre très vraisemblablement la présence d'une discontinuité "*Hard ground*", et donc il s'agit d'un ralentissement de la sédimentation. Les stylolithes sont considérés comme un signe de compaction.



Pl. 7 : Calcaire à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires : Ph .1. Lam : Lamellibranches ; Ph. 2. Rad Ech : Radioles d'Echinides ; Ph. 3, 4. Bry : Bryozoaires, Ph. 5. Mil : Miliolidés ; Ph.6. Alg : Algues.

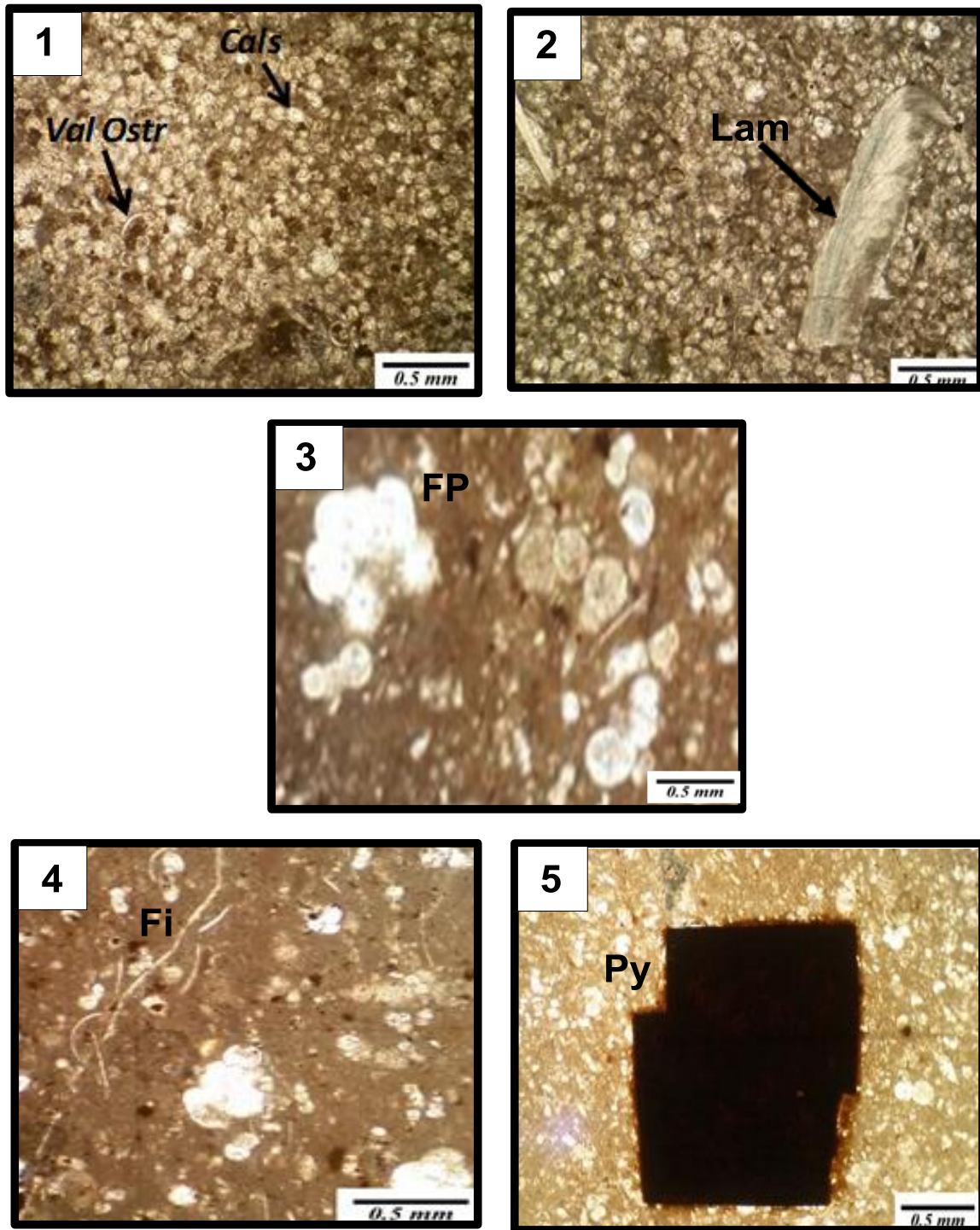


Pl. 8 : Calcaire à lamellibranches, plaques d'échinides et bryozoaires (la suite): Ph.1. Gas : Gastéropodes ; Ph. 2. Pel : Pelletoides. Ph.3. MO : Matière organique ; Ph.4. CD : Cavité de dissolution à remplissage sparitique, RD : Rhomboèdres de dolomies ferrugineux ; Ph.5. Lam. Lamellibranches

II.5. Calcaires à calcisphères et foraminifères planctoniques (Pl. 9)

Ce sont des calcaires en banc métrique de texture packstone et des calcaires marneux grisâtres feuilletés et laminés. Ces niveaux sont riches en calcisphères (**Pl. 9, Ph 1 et 2**), foraminifères planctoniques (**Pl.9, Ph.3**), filaments (**Pl.9, Ph.4**), glauconie, pyrite (**Pl.9, Ph. 5**) et quelques fragments d'ostracodes et de lamellibranches. Les foraminifères benthiques sont assez rares figurés essentiellement par les formes benthiques à test calcaire hyalin « Nodosariidés ». On distingue dans ces microfaciès la présence de microfissures à remplissage sparitique et des stylolithes pyriteux.

Ce microfaciès a été défini dans les deux coupes Théniet El Manchar et Firmet Riche « Dj Bou Arif » dans la partie sommitale de la formation des Marnes de Smail et à la partie basale de la formation de l'Oued Skhoun. Il correspond à un milieu très profond ouvert avec des conditions assez réductrices suite à la présence de la pyrite et de la glauconie. La présence de cette dernière est synonyme d'un milieu marin dont la profondeur varie de 50 à 500m et pouvant atteindre jusqu'à 1000m. L'ouverture du milieu est confirmée également par la présence des formes planctoniques « *Helvetoglobotruncana helvetica* ». D'après Robaszynski *et al.*, (1994), l'abondance des filaments dans les microfaciès, accompagné de l'augmentation des foraminifères planctoniques témoigne d'un indice d'océanité croissante, qui permet de préciser la position de certains intervalles transgressifs. Le foisonnement des filaments dans les calcaires à faciès pélagiques correspond à des épisodes de prolifération larvaire de ces bivalves en périodes de disaérobie prononcée, pendant lesquelles ils envahissent les milieux riches en nutriments (Savrda *et al.*, 1991 ; Sageman *et al.*, 1991 ; Robaszynski *et al.*, 1993). Ce faciès évoque celui décrit sous le nom de Bahloul en Tunisie (Burollet, 1970, Robaszynski *et al.*, 1990- 1993) et à Tébessa en Algérie (Salmi-Laouar *et al.*, 2018). Ce type de microfaciès coïncide avec le passage Cénomanien-Turonien, au cours duquel une phase d'anoxie s'installe.



Pl. 9 : Calcaire à calcisphères et foraminifères planctoniques : Ph. 1. Cals : Calcisphères, Valv Ostr : Valves d'Ostracodes ; Ph.2. Lam : Lamellibranches ; Ph. 3. FP : Foraminifères Planctoniques ; Ph.4. Fi : Filaments ; Ph. 5. Py : Pyrite.

II.6. Marnes à foraminifères planctoniques

Ce sont des marnes blanchâtres à verdâtres à foraminifères planctoniques permettant le passage de quelques termes de calcaires marneux grisâtres à *Mytiloïdes*. Elles sont observées à la base de l'unité IIA des Dolomies de l'Oued Skhoun, des deux coupes, avec une réapparition timide du benthos et principalement les Pectinidés et les oursins. Il apparaît, d'après les résultats des coupes étudiées, qu'au cours du Turonien inférieur un milieu marin relativement profond s'installe et qui correspond à la zone distale de la plate-forme externe en transition avec le bassin.

Les termes sommitaux de ce microfaciès attestent au retour aux conditions d'oxygénation et de salinité normales connues au Cénomaniens avec l'occurrence de nouvelles formes planctoniques carénées et le développement d'associations de foraminifères benthiques et d'ostracodes plus ou moins diversifiées. A ce stade l'ampleur de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) s'atténue progressivement.

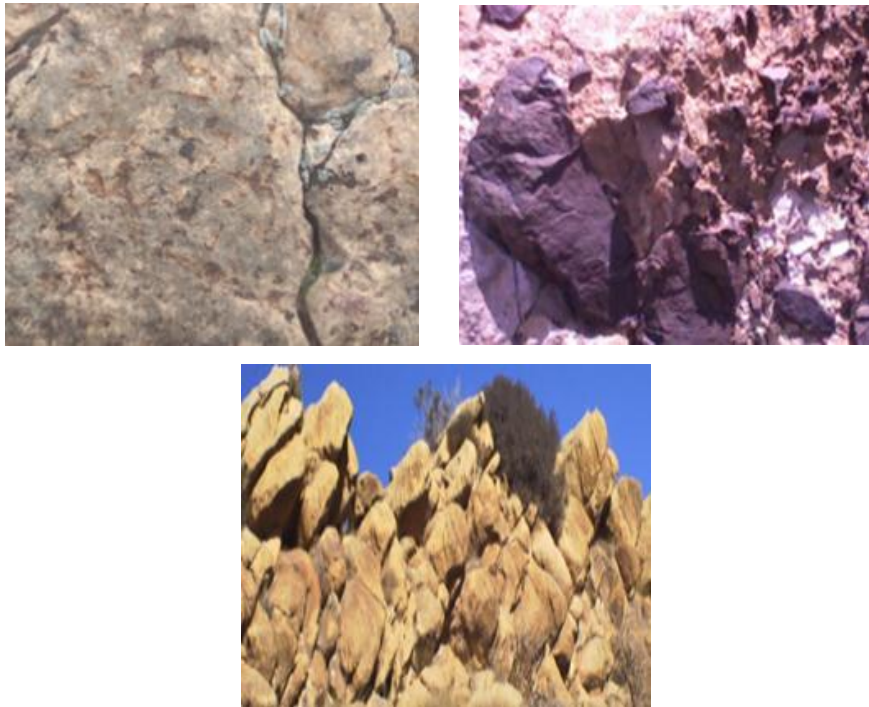
III. Description et signification des discontinuités sédimentaires rencontrées

La sédimentation est un processus discontinu (Sadler, 1981) et les systèmes de dépôts sédimentaires sont contrôlés par l'interaction de plusieurs phénomènes (niveau marin relatif, subsidence, climat et taux de sédimentation) qui varient (amplitude et fréquence) dans le temps (Barrell, 1917 ; Matthews et Perlmutter, 1994). Un changement graduel dans les conditions environnementales peut accompagner d'une réaction continue du système sédimentaire, mais une modification abrupte (changement environnemental drastique) peut conduire à une discontinuité de sédimentation. La reconnaissance des discontinuités est une phase indispensable pour identifier les séquences sédimentaires. Elles constituent des marqueurs de variation brusques des milieux de dépôt. Les observations sur terrain nous ont permis de distinguer les discontinuités suivantes :

III.1. Les surfaces ferrugineuses (Pl. 10)

Ce phénomène est très répandu dans la région d'étude. Il est marqué surtout dans les calcaires massifs localisés dans la partie supérieure de l'unité IA, la partie moyenne de l'unité IC et la partie supérieure de l'unité ID de la formation des Marnes de Smail d'âge Cénomaniens « Théniet El Manchar » et la partie supérieure des unités IA et IB, la partie inférieure et médiane de l'unité IC et la partie médiane et supérieure de l'unité ID de la même formation « coupe de Dj Bou Arif ». Il est représenté par une couverture rougeâtre, parfois

rubéfiée très ferrugineuse. En plaque mince, il est très fréquent, indiqué par la couleur rouge sombre ou opaque.



Pl. 10 : Surfaces ferrugineuses.

III.2. Les surfaces bioturbées (Pl. 11)

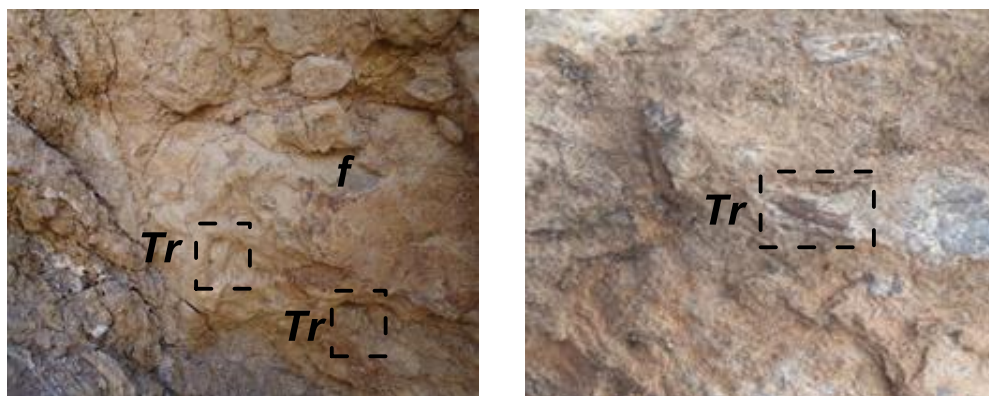
Ce sont généralement des surfaces irrégulières renfermant des empreintes d'activités des organismes. Dans la majorité des cas, elles apparaissent sous formes des taches circulaires de moyenne à grande taille. Elles sont fréquentes surtout dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » au niveau de la partie sommitale des unités IB et IC et la partie moyenne et sommitale de l'unité ID de la formation des Marnes de Smail d'âge Cénomanién. A Théniet El Manchar, ces surfaces sont repérées dans la partie sommitale de l'unité IB et la partie moyenne de l'unité IC de la même formation.



Pl. 11 : Une surface bioturbée indurée.

III.3. Les terriers (Pl. 12)

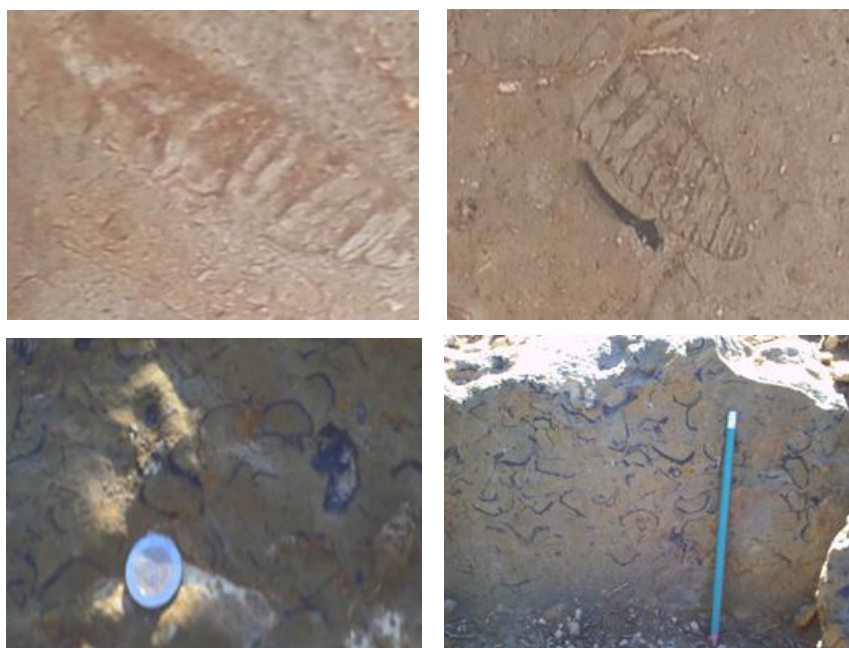
Ces éléments paléo-ichnologiques sont très peu répandus dans la région d'étude. Ils sont marqués dans les calcaires massifs localisés dans la partie supérieure de l'unité IA des deux coupes et à la partie médiane de l'unité ID dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Ils sont représentés par des formes tubulaires avec deux position (verticale ou horizontale).



Pl. 12 : Surfaces ferrugineuses indurées colmatant de nombreux terriers, de différentes tailles, sub-verticaux ou horizontaux (Tr : Terriers, f : ferruginisation).

III.4. Les surfaces durcies (Pl. 13)

Ces surfaces sont très répandues dans la région d'étude. Elles sont observées dans les calcaires lumachelliques à ostréidés en petites intercalations et à rudistes au niveau de l'unité IC de la formation des Marnes de Smail d'âge Cénomaniens moyen.



Pl. 13 : Surfaces durcies (surfaces de condensation de faune) à ostréidés et à rudistes.

III. 5. Les surfaces micro-perforées

Des microperforations peuvent être distinguées dans la série du Cénomaniens-Turonien de Batna. Elle est creusée par des bivalves et c'est la plus dominante dans cette région. Elle se développe essentiellement sur les tests des huitres. Elle se présente sous forme d'une sphère (accompagnée parfois du phénomène de dissolution). Selon Yahiaoui (1990), elle est probablement causée par des éponges. L'action bioérosive de ces organismes jointe à celle d'autres agents destructeurs (courants, vagues) est responsable du démantèlement d'un fragment de ces lamellibranches. Ces microperforations appartiennent sans doute au stade diagénétique précoce. Elles sont observées à la partie supérieure de l'unité IC de la formation des Marnes de Smail d'âge Cénomaniens moyen de la coupe de Théniet El Manchar.

IV. Les milieux de dépôt

La série céno-mano-turonienne rencontrée dans les deux coupes effectuées dans la région de Batna et couvrant deux domaines, préatlasique et atlasique, est composée, principalement de formations marno-calcaires. Leur analyse a permis de recenser des critères susceptibles d'orienter et d'aider à la reconstitution du milieu de sédimentation. Ces derniers sont de nature lithologique, paléontologique et pétrographique. Les données micropaléontologiques de l'analyse qualitative et quantitative des assemblages de foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes constituent un support complémentaire pour la définition des paléoenvironnements et particulièrement sur les paramètres du milieu de dépôt durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien. Nous distinguons alors deux domaines : un domaine de plate-forme et un autre de transition plate-forme/bassin.

IV. 1. Domaine de plate-forme

La plate-forme distale : elle est identifiée par des dépôts essentiellement marneux avec quelques intercalations de calcaires de texture mudstone à wackstone dont les éléments majeurs sont les échinides, les annélides et lamellibranches et certains éléments ferrugineux. Elle correspond à la zone circalittorale au cours des intervalles transgressifs et de haut niveau marin avec l'influence de la zone infralittorale pendant les cortèges de bas niveaux marin (Herkat, 1999). Elle recouvre les deux domaines atlasique et préatlasique avec des épaisseurs relativement variables. Les faciès de la plate-forme distale sont observables dans la partie inférieure (unité IA) de la coupe de Théniet El Manchar et la partie supérieure (le sommet de l'unité ID) des deux coupes.

La plate-forme proximale : montre des profondeurs faibles par rapport à la précédente où se développent la sédimentation carbonatée. Elle s'observe à la partie supérieure de l'unité IA, la partie moyenne à supérieure de l'unité IB et dans certains niveaux de la partie supérieure de l'unité ID de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » et dans quelques fines intercalations de l'unité IC des deux coupes. Les foraminifères benthiques, lamellibranches, les échinides constituent leurs composantes principales au sein des textures mudstone et wackstone à packstone.

La plate-forme médiane : Dans cette partie de plate-forme, le taux de la subsidence est moyen. Elle est représentée par des dépôts marno-calcaires correspondant au milieu peu profond favorable à l'installation des bioconstructions à rudistes et à coraux. Elle correspond globalement à l'unité IC des deux coupes et la partie inférieure de l'unité ID de la coupe de Théniet El Manchar.

La plate-forme interne : c'est un domaine très peu profond correspond à une subsidence très faible. Il s'étend essentiellement dans le domaine préatlasique. C'est dans la plate-forme interne que la diversité spécifique et générique des différents taxons microfaunistiques augmente. Elle est visible, essentiellement, dans la partie moyenne de l'unité ID de la coupe de Théniet El Manchar.

IV. 2. Domaine de la zone de transition plateforme/bassin : c'est le domaine relativement profond, il s'étend dans les deux domaines où il est plus subsident et plus ouvert dans l'atlasique que le préatlasique. L'empreinte de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) est bien conservée, dans les deux coupes de Théniet El Manchar et Dj Bou Arif, à ce stade de transition.

V. Découpage séquentiel

C'est une approche indispensable pour essayer de comprendre et de reconstituer l'évolution du milieu de sédimentation. Elle se base sur la combinaison des observations du terrain et celles issues de l'étude pétrographique et paléontologique.

Dans la région de Batna, les dépôts sédimentaires rencontrés, d'âge Cénomaniens et de Turonien, sont essentiellement carbonatés représentés par des séries monotones de marnes et de calcaires.

L'analyse des faciès et des microfaciès couplés à celle de l'analyse qualitative et quantitative de la microfaune, permet de proposer un découpage séquentiel précis et d'ordonner dans le temps les objets sédimentaires disponibles.

V.1. Séquence 1

C'est une séquence de deuxième ordre marquant la base de la formation des Marnes de Smail et représentée par l'unité IA et IB. Elle est d'âge Cénomaniens inférieur et rencontrée dans les deux coupes. Elle est formée par des marnes d'épaisseur plurimétriques se développant vers des calcaires au sommet. C'est une séquence strato et granocroissante. Les marnes sont riches en ammonites, exogyres, échinides irréguliers et huîtres. Leur lavage a révélé leur richesse en ostracodes à carapace lisse et foraminifères benthiques essentiellement agglutinés. Ces marnes admettent le passage des niveaux calcaires de texture mudstone et wackstone dans la coupe de Théniet El Manchar et wackstone à packstone dans la coupe de Firmet Riche dans les unités IA et IB, à radioles d'échinides, ostracodes, foraminifères benthiques et débris de bryozoaires. La présence notable d'échinodermes irréguliers, de valves de lamellibranches et celle des éléments bioclastiques assez abondant suggèrent une sédimentation progradante de haut niveau marin inférieur (Robaszynski *et al.*, 1994). Plusieurs espèces d'ostracodes ont été triées, bien qu'ils soient relativement fréquents, ils sont généralement bien conservés. Le milieu de dépôt analysé correspond à un milieu circalittoral formé lors de certaines phases transgressives. Cette séquence souligne une mer profonde avec des conditions d'oxygénation dysoxiques dans la coupe de Théniet El Manchar et oxique dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » et à hydrodynamisme globalement faible. Cette différence semble être liée au gradient bathymétrique et au cadre géodynamique des deux domaines.

Au Cénomaniens, pendant les intervalles transgressifs (IT) et les cortèges de hauts niveaux marins (PHN1 prisme de haut niveau marin inférieur), le milieu devait être à salinité normale et bien oxygéné où se développent de riches associations faunistiques. Lors de la formation des cortèges de hauts niveaux marins (PHN2 prisme de haut niveau marin supérieur), des modifications du taux d'oxygène dissous surviennent, le milieu devenant alors dysoxique, sous oxygéné et à salinité anormale sur le fond (limite eau / sédiment) ce qui explique le développement des associations cotonnées aux foraminifères benthiques agglutinés qui sont abondants dans certains termes mais montrant une diversité spécifique assez faible (*in* Maandi, 2011).

Le sommet de cette séquence est coiffé par un banc d'ordre métrique de calcaire à texture mudstone montrant des terriers au niveau de deux coupes. Il traduit un arrêt de dépôt progradant au cours de la remontée du niveau marin dans les prismes de bas niveau (Robaszynski *et al.*, 1994). Il est caractérisé par la présence de gastéropodes, d'ammonites,

lamellibranches, oursins et en plaques minces la dominance d'échinides, débris d'annélides, et débris d'algues calcaires : *Heteroporella* sp.

La limite supérieure de cette unité est soulignée par des grosses barres calcaireuse bioturbées ferrugineuses et noduleuses à la base.

Cette séquence est transgressive à tendance à la régression vers ses derniers termes

V.2. Séquence 2

C'est une séquence de deuxième ordre marquant la partie médiane de la formation des Marnes de Smail et représentée essentiellement par l'unité IC. Elle est d'âge Cénomaniens moyen et rencontrée dans les deux coupes. Elle est formée par des marnes d'épaisseur plurimétrique se développant vers des calcaires au sommet. C'est une séquence strato et granocroissante également. Les marnes sont riches en *Aspidiscus cristatus*, ostréidés, échinides irréguliers, huîtres, et gastéropodes. Leur lavage a révélé leur richesse particulièrement en foraminifères benthiques agglutinés et ostracodes à carapace lisse. Le taux des ostracodes à paroi orné augmente dans certains niveaux de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Ces marnes admettent le passage des niveaux calcaires de texture le plus souvent wackstone dans la coupe de Théniet El Manchar et variable dans la coupe de Firmet Riche à pelletoides, fragments de lamellibranches, plaques d'échinodermes, foraminifères benthiques, sections d'algues, grands fragments de gastéropodes, bryozoaires, annélides, débris d'ostracodes, débris de corail, ainsi que des éléments ferrugineux et phosphatés.

La dominance du corail *Aspidiscus cristatus* conjoint avec les observations du microfaciès témoigne d'un milieu de sédimentation relativement plus au moins profond à substrat vaseux dans la partie inférieure de cette séquence. Sa partie supérieure révèle la dominance de rudistes avec une taille assez particulière. Ces données reflètent donc que cette séquence est transgressive à tendance à la régression vers ses termes sommitaux.

V.3. Séquence 3

C'est une séquence de deuxième ordre marquant le sommet de la formation des Marnes de Smail et représentée essentiellement par l'unité ID. Elle est d'âge Cénomaniens supérieur et rencontrée dans les deux coupes. Elle est formée de marnes d'épaisseur plurimétrique se développant vers des barres du calcaire vers le sommet. C'est une séquence strato-granocroissante.

Les marnes révèlent la présence d'ammonites (*Neolobites vibrayeanus*), ostréidés, échinides irréguliers et gastéropodes. Leur lavage a révélé leur richesse en foraminifères benthiques principalement agglutinés (en présence des formes calcaires à test hyalin) et les ostracodes à carapace lisse. Ces marnes admettent, dans les deux coupes, le passage de niveaux calcaires de texture wackstone à packstone à échinides, gastéropodes, foraminifères benthiques, débris d'annélides, débris d'algues, lamellibranches, grands fragments de gastéropodes, bryozoaires, intraclastes, pellets, et certaines laminations de fer. Vers la partie supérieure, la macrofaune devienne rarissime. La fin de cette séquence est clôturée par des bancs carbonatés fissurés de texture essentiellement packstone riche en calcisphères, foraminifères planctoniques, filaments, phosphates, pyrite et la glauconie en présence de quelques foraminifères benthiques et des valves d'ostracodes.

La présence des huîtres, de rudistes et des Cunéolines à la partie basale de cette séquence témoigne d'un milieu peu profond agité et bien éclairé, à substrat carbonaté ; nous pouvons conclure que les dépôts de cette partie sont donc intralittoraux. Au sommet, l'apparition des éléments à caractère pélagique indique que les calcaires sommitaux sont considérés comme l'une des premières surfaces de transgression, ce qui souligne le début d'un vaste intervalle transgressif. La diminution de la diversité spécifique à la partie sommitale de l'unité ID confirme qu'il s'agit des modifications du taux d'oxygène.

Cette séquence est régressive à la base à tendance à la transgression vers ses derniers termes.

V.4. Séquence 4

C'est une séquence de deuxième ordre marquant la base de la formation des Dolomies de l'Oued skhoun et représentée essentiellement par l'unité IIA. Elle est d'âge Turonien inférieur et rencontrée dans les deux coupes. Elle est formée par des calcaires marneux grisâtres feuilletés d'épaisseur métrique se développant vers un intervalle marneux qui a une puissance d'environ 20m.

Les calcaires sont de texture packstone riches en foraminifères planctoniques, calcisphères, filaments, glauconie, phosphate, pyrite et débris organiques.

Les lavages des marnes réalisés ont révélé leur richesse en foraminifères planctoniques surtout les globuleux. Les foraminifères benthiques sont représentés, essentiellement, par les formes calcaires hyalins avec un mono-spécifisme de l'ostracofaune pour la coupe de Théniet El Manchar. La coupe de Firmet Riche, par contre montre la réapparition de certains genres et espèces mais avec une diversité assez faible. Ces marnes admettent le passage de calcaires

marneux grisâtres à *Mytiloides* dans les deux coupes avec le retour de *Pectinidés*, et oursins dans la coupe de Théniet El Manchar.

La différence entre cette unité (IIA) et l'unité ID réside dans la nature de lithofaciès (apparition de calcaires marneux grisâtres feuilletés) et biofaciès (apparition des formes principalement pélagiques et disparition du benthos) et le type de la discontinuité qui limite à la partie basale ; elle est d'ordre régionale dans l'unité ID et d'ordre globale dans l'unité IIA.

Cette séquence est franchement transgressive. Elle suggère une sédimentation dans un milieu marin profond en communication directe avec le bassin et témoignant d'une accumulation et d'une concentration de la microfaune planctonique probablement sous l'action de courants marins (upwellings) qui peuvent véhiculer le plancton, que ce soit en état de vie ou de mort, depuis le bassin jusqu'à des milieux relativement moins profonds de la plate-forme (mais assez profonds par rapport aux environnements des faciès sous-jacents) (d'après Soua 2005).

VI. Stratigraphie séquentielle

L'analyse séquentielle de ces dépôts montre la superposition de quatre séquences.

La première séquence d'âge Cénomanién inférieur transgressive coïncide avec l'unité IA et IB constitue la partie basale de la formation des Marnes de Smail. Elle est formée au niveau de l'unité IA, principalement, d'un puissant intervalle marneux dans laquelle s'insère des intercalations marno-calcaires et parfois de calcaires noduleux. Quant à sa partie sommitale, elle est couronnée par des calcaires à patine grisâtre ferrugineux bioclastiques à terriers assez remarquables dans la coupe de Théniet El Manchar et dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif »

La limite entre les deux unités est marquée par la première discontinuité (D 1) représentée par une surface ferrugineuse et bioturbée à terriers.

Dans la deuxième unité IB, nous retrouvons la même succession lithologique que l'unité précédente avec une épaisseur variable entre les deux coupes et intercalation de marno-calcaires à Théniet El Manchar et de calcaires noduleux millimétriques à centimétriques à Firmet Riche. Ces dépôts cèdent la place aux calcaires massifs dans la partie supérieure où elles enregistrent l'installation des concentrations pyriteuses dans la coupe de Théniet El Manchar.

Les deux premières unités (IA et IB) correspondent aux dépôts de la plate-forme distale et proximale. Cette première séquence se termine par une autre discontinuité (D2) représentée par une surface bioturbée.

La deuxième séquence est transgressive et d'âge Cénomanién moyen. Elle est bien individualisée dans les deux coupes Théniet El Manchar et Firmet Riche. Elle débute avec la discontinuité (D2) qui se matérialise par des surfaces bioturbées et par le passage graduel de la texture (du wackstone au packstone) et des dépôts marneux profonds vers des barres calcaires à rudistes observées, principalement, à Théniet El Machar. Ces dépôts s'installent dans la plate-forme médiane témoignant de l'installation du milieu subrécifale à *caprinidés* et *radiolites*. Cette séquence montre une tendance régressive dans les derniers termes.

La troisième séquence est à tendance générale transgressive et d'âge Cénomanién supérieur. Sa limite inférieure est marquée par la discontinuité (D3) représentée par une surface durcie. A sa base elle concorde avec l'agencement d'un régime subrécifal d'ampleur local avec un passage graduel des dépôts à caractère médiane vers des dépôts à caractères internes montré par les plaques minces taillées dans ces niveaux (la présence de formes benthiques porcelanées « *Milliolidés* », pellets, *Dasycladacées*, ...), affectées par une dolomitisation bien remarquable au niveau de Théniet El Manchar indiquant sur le plan séquentiel un demi-cycle régressif.

La partie médiane de cette séquence, avec le bio-événement à *Neolobites vibrayeanus*, s'est déposé dans un milieu de vasière infralittorale, et inscrite dans un cycle transgressif.

La partie terminale du Cénomanién supérieur est représentée par des marnes très pauvres en macrofaunes et sont coiffés par des calcaires métriques phosphatés à texture packstones riche en calcisphères et foraminifères planctoniques. Cette partie s'inscrit dans la plate-forme distale ouvert. La limite supérieure de cette séquence est marquée par une discontinuité d'ampleur majeur, voir globale (D4) représentée par la présence d'une surface ferrugineuse et notamment par le changement brutal du faciès (litho et biofaciès).

La quatrième séquence est franchement transgressive. Elle marque la remontée eustatique fini-cénomaniénne et son prolongement dans les premiers termes du Turonien inférieur et témoignant de bouleversement dans les conditions. Elle comprend des calcaires marneux grisâtres indurés feuilletés à granularité très fine. Dans sa partie supérieure, cette séquence est riche en *Mytiloides* avec la réapparition de quelques rares oursins irréguliers et de Pectinidés et évolue à des termes marneux verdâtres à blanchâtres. Elle est caractérisée par une

abondance particulière des formes planctoniques globuleuses et l'apparition des formes carénés (*Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli). Cette séquence couvre la partie inférieure du Turonien, elle est limitée à sa partie basale par la discontinuité (D4) qui correspond à l'installation d'un grand cycle transgressif avec des conditions de vie dramatiques très sévères.

Ces séquences de 2^{ème} ordre forment une mégaséquence de 3^{ème} ordre qui couvre tout le Cénomanien et la partie basale du Turonien inférieur. Elle est dominée principalement de dépôts carbonatés marins. Cette mégaséquence s'inscrit dans un cycle transgressif avec des tendances régressives au sommet de l'unité IC et à la base de l'unité ID dans les deux domaines (préatlasique et atlasique) formant les alentours de Batna.

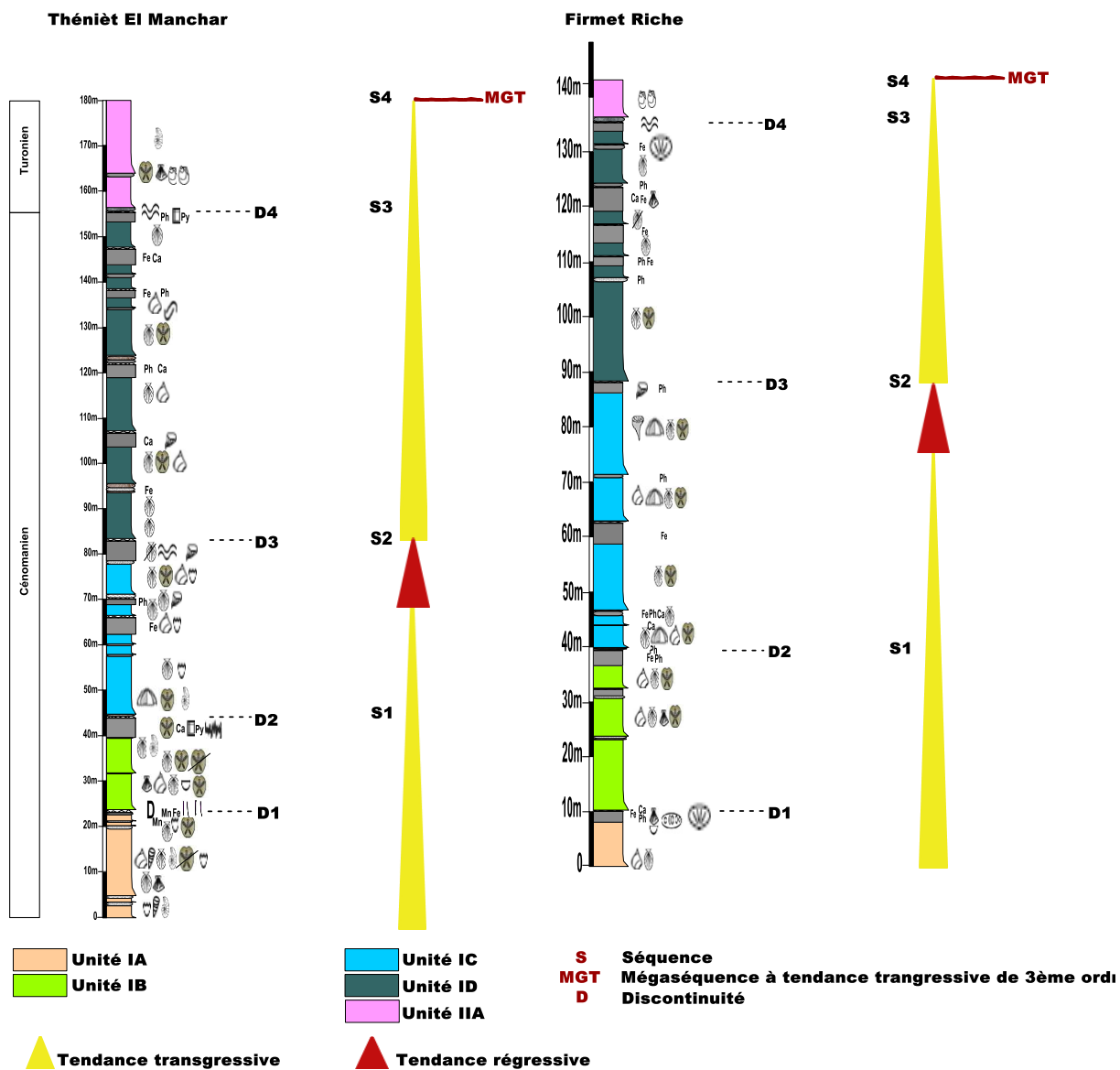


Figure 24 : Découpage séquentiel dans la région de Batna (NE Algérie).

VII. Évolution verticale des constituants et interprétation des paléoenvironnements

Les variations des paramètres quantitatifs des associations microfaunistiques dans les deux coupes étudiées qui s'orientent de Nord-Ouest vers le Sud-Est de la région de Batna ont été distinguées à la faveur des différents constituants biologiques : foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes. Cela nous a permis d'étayer l'analyse des paléoenvironnements par la caractérisation des paramètres paléoécologiques contrôlant la distribution des bio-associations dans toute la série cénomaniennne et la partie basale du Turonien.

En fonction de l'évolution verticale des différentes associations microfaunistiques, nous avons subdivisé les coupes étudiées en deux principaux épisodes : le Cénomanien et le Turonien inférieur et on a évalué leurs pourcentages et leurs rapports dans chaque unité lithologique. Nous décrivons également la composition de leur contenu microfaunistique et ses principales variations en la rapportant aux environnements de dépôt et essayons d'analyser la correspondance entre le milieu et ses constituants biologiques.

- Les foraminifères planctoniques sont dominants dans l'intervalle transgressif caractérisant le passage Cénomanien-Turonien et le cortège de haut niveau du Turonien basal où ils atteignent jusqu'à 100% dans certains niveaux traduisant une augmentation notable de la profondeur.
- Les foraminifères benthiques agglutinés montrent des pourcentages élevés dans les assises cénomaniennes par rapport aux foraminifères benthiques calcaires. Par contre dans les cortèges transgressifs du passage Cénomanien-Turonien et les termes basals du Turonien sont moins représentés (0-8%) à Théniet El Manchar et (0-59%) à Dj Bou Arif (Firmet Riche).
- Les foraminifères benthiques calcaires sont moins représentés que les foraminifères benthiques agglutinés. Leur pourcentage s'accroît à Dj Bou Arif que Théniet El Manchar. Dans l'intervalle transgressif, caractérisant l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) du passage Cénomanien-Turonien, ils montrent des proportions qui atteignent 27% à Théniet El Manchar et 30% à Dj Bou Arif.
- Les ostracodes sont abondants dans les niveaux cénomaniens. Leur dominance souligne le milieu de la plate-forme distale. Ils sont très peu représentés dans l'Atlas Tellien (eg. Les Bibans) où montrent seulement 20% en raison des profondeurs enregistrées dans ce bassin et qui sont relativement importantes (Herkat, 2005 ; Ouikene, 2011). Dans les intervalles transgressifs du passage Cénomanien-Turonien et les cortèges de haut niveau du Turonien, le taux d'ostracodes exprime une diminution drastique variant entre 0 à 32% à Théniet El

Manchar et de 0 à 28% à Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Ces teneurs sont plus ou moins élevés à ceux enregistrés dans le bassin Tellien (inférieurs à 10%) indique que notre région d'étude est structuralement moins élevée par rapport à l'Atlas Tellien et que la coupe de Théniet El Manchar est relativement moins élevée que la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » en liaison avec les blocs basculés.

- Avant l'installation de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2), la macrofaune jouissait d'une véritable diversité dans la région de Batna à travers les deux coupes réalisées dont les lamellibranches constituent le groupe le plus abondant suivi par les oursins, les ammonites, les coraux et les gastéropodes. Cette faune est fortement diversifiée dans la partie inférieure du Cénomanién que dans sa partie supérieure. Dans son pourcentage, la macrofaune révèle une légère augmentation à Dj Bou Arif qu'à Théniet El Manchar. Elle traduit la profondeur et les conditions favorables dans ce secteur. La bonne conservation, par contre, des valves d'Exogyres dans la plupart des gisements suggère un hydrodynamisme faible.

- Au passage Cénomanién-Turonien et le Turonien inférieur, la disparition de la majorité de la macrofaune dès le Cénomanién supérieur est expliquée par l'installation des conditions dramatiques dues probablement au réchauffement climatique comme l'indique la courbe des isotopes de l'oxygène observable à Théniet El Manchar. Un environnement assez profond s'installe alors et des échinides, Pectinidés, *Mytiloïdes*, formes globuleuses (perte de la carène) s'adaptent (Néraudeau et Floquet, 1991 ; In Herkat, 2005).

L'analyse des résultats obtenus indique que la sédimentation rencontrée dans le bassin des monts de Bellezma et celui des Aurès est très voisine avec, par contre un développement des carbonates à Théniet El Manchar et des marnes à Djebel Bou Arif. Une autre légère variation s'observe dans le contenu micro et macrofaunistique des deux coupes. Ces variations s'expliquent principalement par la différenciation dans les paramètres contrôlant l'évolution des deux domaines préatlasique et atlasique et en particulier la profondeur. Les faciès de Théniet El Manchar sont moins profonds et moins subsidents par rapport à ceux du Djebel Bou Arif. Selon Bureau (1986), au cours du Cénomanién, la structuration des monts de Bellezma s'est faite suivant des blocs basculés, séparés par des failles, organisés en marche d'escalier descendant du nord vers le sud. Laffitte (1939) place les Aurès dans un bassin ouvert vers la Téthys au Nord-Est. Kazitani (1986), propose qu'au cours du Cénomanién supérieur, ce domaine a connu des mouvements tectoniques précoces et synsédimentaires. Le bassin atlasique aurésien est un bassin intracratonique montrant un approfondissement d'Ouest en Est vers le sillon tunisien. Dans ce bassin, des phases de distension tectonique au

début de l'Albien terminal et du Turonien inférieur entraînent un jeu en blocs basculés (Herkat et Delfaud, 2000) et des hausses eustatiques surviennent en même temps (Haq et al., 1987 in Herkat, 2005).

L'intégration des coupes étudiées, selon leurs données, dans ces schémas paléogéographiques, proposés pour le domaine préatlasique et atlasique, fait apparaître que la coupe de Théniet El Manchar se trouve sur l'aire à caractère de rampe distale ouverte alors que celle de Dj Bou Arif se place sur l'aire de transition rampe/bassin.

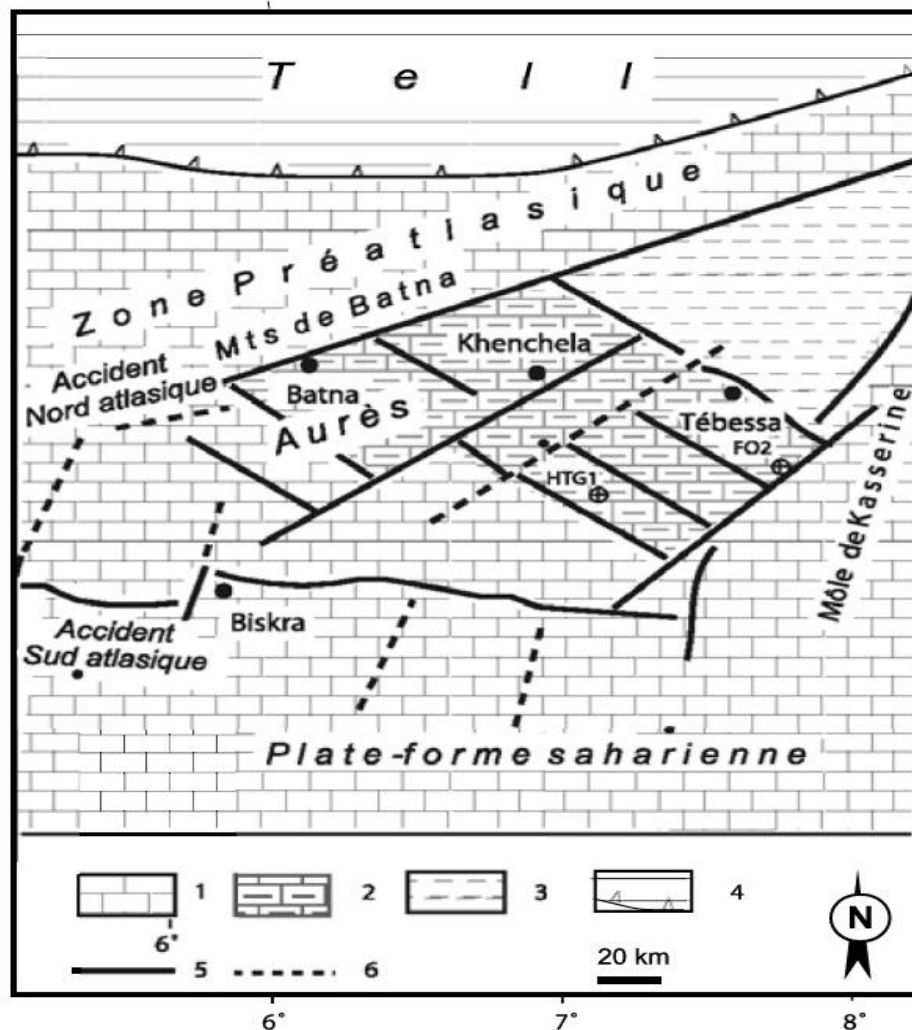


Figure 25 : Ensembles géologiques du domaine atlasique oriental : 1 : rampe, 2 : transition rampe / bassin, 3 : bassin, 4 : Tell (Herkat, 2005).

VIII. Réponse paléoenvironnementale à l'installation de l'EAO2

En termes de milieux de dépôt, les premiers termes de la formation des marnes de Smail d'âge Cénomaniens inférieurs riches en macroinvertébrés marins témoignent d'une mer profonde. Tandis que les termes moyens, d'âge Cénomaniens moyens, riches en *Aspidiscus cristatus* annoncent au sommet le retrait de la mer et la tendance à la régression. Dans les derniers termes d'âge Cénomaniens supérieurs, l'abondance des calcisphères et la disparition des formes carénées sont significatives d'une transgression relative, corrélative d'un appauvrissement en oxygène dissous dans les couches d'eau profondes et intermédiaires. Ces événements, déjà répertoriés à Kalâat Senan (Robaszynski et al., 1990) et à Tébessa (Salmi-Laouar *et al.*, 2018) sont attribués à un cortège de prisme de bordure de plateforme (PBPF). La remontée relative du niveau marin et l'entraînement en surface des nutriments favorisent la prolifération des hétérohélicidés et l'installation de niveaux siliceux riches en radiolaires avec, pour conséquences, le développement de conditions hypoxiques et la conservation de la matière organique sous le faciès Bahloul d'âge Cénomaniens supérieurs-Turonien inférieur, dans des dépôts sombres, feuilletés et laminés, riches en petits foraminifères planctoniques. Ces caractéristiques sont l'expression d'un approfondissement du milieu de dépôt caractérisant un intervalle transgressif (IT). Cet intervalle s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre (Hardenbol et al., 1993).

CHAPITRE VI

Systematique

La systématique est la science de classification des organismes vivants et fossiles. Elle est confondue à tort avec la taxonomie. La systématique a pour rôle l'étude de la diversité biologique, présente et passée, à travers l'établissement de leur relation de parenté afin de créer un système général de référence.

Ce chapitre reprend la systématique des individus les plus fréquents et les plus intéressants et permet aux lecteurs de mieux comprendre les bases de l'analyse micropaléontologique.

I. Systématique des Foraminifères

Les foraminifères, présentent un intérêt pluridisciplinaire tant biostratigraphique que paléoécologique jouent un rôle principal dans la caractérisation de l'évènement anoxique dans la région d'étude. Dans les deux coupes relevées, plusieurs espèces de foraminifères ont été observées. Les formes planctoniques sont dominantes, essentiellement, dans le régime anoxique au passage Cénomanien-Turonien. Ils se composent notamment de formes globuleuses, les morphotypes carénés sont au contraire assez rares.

Les formes benthiques sont principalement représentées par les agglutinées et les calcaires (hyalins ou porcelanées). Les foraminifères agglutinés et quelques-uns du formes calcaires porcelanés sont présents dans toute la série cénomanienne. Les foraminifères calcaires hyalins sont présents dans le Cénomanien moyen et le Cénomanien supérieur. Ils dominent notamment dans le régime anoxique au passage Cénomanien-Turonien et dans le Turonien inférieur.

L'étude systématique concerne les espèces de foraminifères planctoniques et benthiques reconnues dans les résidus du Cénomanien, du passage Cénomanien-Turonien, et du Turonien inférieur. La classification de ces Foraminifères adoptée à celle de Loeblich et Tappan (1964, 1988).

Les foraminifères planctoniques recensés, au nombre de 22 taxons, sont répartis en 7 genres et 15 espèces. Ils ont été déterminés dans les assises du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur et dans les termes basals du Turonien des deux coupes.

Les foraminifères benthiques ont permis d'identifier près de 23 genres et 17 espèces. Ils ont réparti surtout dans les termes du Cénomanien inférieur, Cénomanien moyen, et Cénomanien supérieur. Par contre, ils sont rarissimes dans les termes du passage

Cénomaniens-Turonien et les niveaux basaux du Turonien des deux coupes. Les seuls représentés sont les formes à test calcaire hyalin.

I.1. Liste des principaux taxons planctoniques

Dicarinella [Porthault, 1970](#)

Dicarinella hagni [Scheibnova, 1962](#)

Dicarinella imbricata [Mornod, 1949](#)

Globigerinelloides [Cushman & Ten Dam, 1948](#)

Hedbergella [Bronnimann & Brown, 1958](#)

Hedbergella delrioensis [Carsey, 1926](#)

Hedbergella simplex [Morrow, 1934](#)

Helvetoglobotruncana helvetica [Bolli, 1945](#)

Heterohelix globulosa [Ehrenberg, 1840](#)

Heterohelix moremani [Cushman, 1938](#)

Heterohelix spp.

Lunatriella [Eicher & Worstell, 1970](#)

Praeglobotruncana [Bermudez, 1952](#)

Praeglobotruncana aumalensis [Sigal, 1952](#)

Praeglobotruncana stephani [Gandolfi, 1942](#)

Whiteinella [Pessagno, 1967](#)

Whiteinella aprica [Loeblich & Tappan, 1961](#)

Whiteinella archaeocretacea [Pessagno, 1967](#)

Whiteinella aumalensis [Sigal, 1952](#)

Whiteinella baltica [Douglas & Rankin, 1969](#)

Whiteinella brittonensis [Loeblich & Tappan, 1961](#)

Whiteinella cf. *praehelvetica* [Trujillo, 1960](#)

Famille: Hedbergellidae Loeblich et Tappan, 1961

Sous-famille: Helvetoglobotruncaninae Lamolda, 1976

Genre: *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957

Espèce: *Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli, 1945

Pl. 15, Ph. h, i.

Description : Espèce appartenant au genre d'*Helvetoglobotruncana* a un profil trocho-convexe. Le test est de type calcitique hyalin a faible ou haute densité de pores. Ses loges sont hémisphériques du côté spiral, et globulaire du côté ombilical.

Les lignes de sutures sont droites sur la face ombilicale et courbée sur la face spirale. Le contour est lobé, l'ouverture est ombilicale.

Helvetoglobotruncana helvetica possède quatre loges très renflées et un ombilic large, les lignes de sutures sont déprimées à la face ombilicale. L'ouverture principale est ombilicale.

Matériel : très peu abondante. Elle est identifiée seulement dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » au niveau de l'échantillon DB86 et autre de cf. dans l'échantillon DB92 d'âge Turonien inférieur.

Répartition stratigraphique : Turonien inférieur dans le domaine téthysien : Maroc d'après Jati. M *et al.*, (2010), Tunisie Caron (1985) et France (Tronchetti & Grosheny 1991).

Super-famille: Rotaliporacea Sigal, 1958

Famille: Hedbergellinidae Loeblich & Tappan, 1961

Sous-famille: Hedbergellinae Loeblich & Tappan, 1961

Genre : *Whiteinella* Pessagno, 1967

Espèce : *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967

Pl. 14, Ph. a1, a 2; Pl. 15, Ph.d

Description : Le test de *Whiteinella* est calcaire finement perforé, de contour lobé. Il possède des loges globuleuses à surface pustuleuse et de profil arrondi, des sutures radiales et déprimées arquées dans les dernières loges. L'ombilic est généralement large avec une ouverture principale extraombilicale-ombilicale.

Whiteinella archaeocretacea espèce possède un contour lobé, des loges initialement globuleuses, puis allongées dans le sens de l'enroulement, des lignes de sutures radiales et déprimées. L'ouverture principale est presque ombilicale, et pour l'ombilic est peu profond et plus ou moins large.

Matériel : plus ou moins abondante. Elle est notée au niveau de Firmet Riche "Dj Bou Arif" (échantillons : DB80, DB82, DB86, DB89, DB90, DB91, et DB92) et Théniet El Manchar (échantillons : DM114 et DM115).

Répartition stratigraphique : Elle est notée dès le Cénomanien supérieur, en France, en Italie, Angleterre, Tunisie, et Maroc. Dans la région d'étude nous avons relevé cette espèce dans des niveaux du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur.

Espèce: *Whiteinella* cf. *praehelvetica* Trujillo, 1960

Pl. 15, Ph. b

Description: *Whiteinella* cf. *praehelvetica* se distingue par cinq loges globuleuses, subaplaties à la face spirale. Le contour du test est lobé. Les lignes de sutures sont radiales et légèrement déprimées. L'ombilic est relativement étroit.

Matériel : très peu observée. Elle est marquée dans la coupe de Firmet Riche (échantillon : DB88).

Répartition stratigraphique : L'espèce *Whiteinella praehelvetica* est repérée au sommet du Cénomanien jusqu'au Turonien moyen c'est-à-dire depuis la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani* jusqu'à la partie moyenne à supérieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce: *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, 1969

Pl. 14, Ph. i1, i2; Pl. 15, Ph. e

Description: le trochospire de cette espèce est basse déterminant un profil pratiquement symétrique, des loges très globuleuses et toutes rugueuses, des sutures radiales et déprimées. Le contour est carrément lobé et pour l'ombilic est généralement étroit.

Matériel : abondante. Observée dans les faciès du passage Cénomano-Turonien et du Turonien inférieur des deux coupes (Théniet El Manchar et Firmet Riche). Dans la coupe de Théniet El Manchar à partir de l'échantillons DM115 et coupe de Firmet Riche « Dj Bou

Arif » (échantillons : DB80, DB81, DB82, DB85, DB86, DB87, DB88, DB89, DB90, DB91, et DB92).

Répartition stratigraphique : Cette espèce est signalée dans le cénomanien supérieur jusqu'à la limite coniacien-Santonien. Dans notre matériel, elle est très fréquente dans les deux zones *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce: *Whiteinella aprica* Loeblich & Tappan, 1961

Pl. 14, Ph. b1, b2; Pl. 15, Ph. g

Description: Cette espèce possède un contour distinctement lobé, contient le plus souvent six loges globuleuses à surface uniformément pustuleuse dans la face spirale et à surface couverte de pustules régulièrement réparties dans la face ombilicale. Les lignes de sutures sont radiales déprimées. L'ombilic de *Whiteinella aprica* est peu profond et assez large, et pour la trochospire est basse déterminant un profil très faiblement dissymétrique avec une face spirale plane à légèrement convexe.

Matériel : très peu abondante. La coupe de Théniet El Manchar (échantillon DM 115) et la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB85, DB87, DB90 et DB 91).

Répartition stratigraphique : cette espèce est commune du Cénomanien supérieur au Turonien moyen (E.W.G.P.F., 1979). Dans notre matériel, *Whiteinella aprica* est associée à la zone de *Whiteinella archaeocretacea*.

Espèce: *Whiteinella brittonensis* Loeblich & Tappan, 1961

Pl. 14, Ph. d

Description: Cette espèce a un trochospire moyennement élevé déterminant un profil dissymétrique, un contour lobé, pratiquement circulaire, des lignes de sutures radiales déprimées. Le test possède cinq loges globuleuses à surface granuleuse. L'ouverture principale extraombilicale-ombilicale n'atteignant pas la périphérie et bordée par un porticus, et pour l'ombilic est généralement étroit.

Matériel : peu abondante. La coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB 86, DB87, DB88, DB89, DB90, DB91, et DB92).

Répartition stratigraphique : cette espèce est signalée dans le Cénomanien supérieur et dans le reste du Crétacé supérieur. Au niveau de cette étude, elle est observée dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce : *Whiteinella aumalensis* Sigal, 1952

Pl. 14, Ph. h

Description: *Whiteinella aumalensis* se distingue par des loges globuleuses, un léger pincement, et des lignes de suture arqués.

Matériel : très peu abondante. Elle est repérée au niveau de la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB80, DB90).

Répartition stratigraphique : L'apparition de cette espèce est montrée dans la zone à *Rotalipora cushmani* et leur extinction se coïncide avec la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce : *Whiteinella* sp.1

Pl. 15, Ph. j

Description: *Whiteinella* sp. 1 se distingue par des loges globuleuses, certains arrondies et autres de forme lobée, des lignes de suture rectilignes et obliques. La spire est bien individualisée.

Matériel : très rare. Observée dans la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB92).

Répartition stratigraphique : L'apparition de cette espèce est montrée dans la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce : *Whiteinella* sp.2

Pl. 14, Ph. e; Pl. 15, Ph. k

Description: *Whiteinella* sp. 2 se distingue par des loges globuleuses (le plus souvent de nombre 3), de forme arrondie. Les lignes de sutures sont arquées.

Matériel : très ré pondue dans les résidus triés. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB80, DB85, DB86, DB87, DB88, DB90, et DB91).

Répartition stratigraphique : L'apparition de cette espèce est montrée dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Genre : *Hedbergella* Bronnimann & Brown, 1958.

Espèce : *Hedbergella delrioensis* Carsey, 1926.

Description : Ce genre possède un test trochoïde biconvexe, avec un contour lobé à digitiforme. Le profil des loges est arrondi, sans carène ni bandeau périphérique imperforé. Il a une ouverture principale extraombilicale-ombilicale, s'étendant jusqu'à la périphérie. L'ombilic est étroit à moyennement large. Les lignes de sutures dans la face ombilicale sont déprimées, radiales ; et déprimées radiales à légèrement arquées dans la face spirale.

Le test d'*Hedbergella delrioensis* est modérément dissymétrique, a un contour lobé, des sutures radiales et déprimées dans les deux faces, parfois faiblement arquées dans la face spirale. Il possède 4 à 6 loges globuleuses, l'ouverture principale est généralement arquée.

Matériel : très rare. Coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115).

Répartition stratigraphique : *Hedbergella delrioensis* est connue de l'Aptien moyen au Coniacien (Caron, 1985). Dans notre matériel, cette espèce est présentée dans la partie inférieure de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

Espèce: *Hedbergella simplex* Morrow, 1934

Pl. 15, Ph. a

Description: *Hedbergella simplex* a un test faiblement dissymétrique à tendance concavo-convexe, le contour de cette forme est très lobé. Les lignes de sutures sont précisément radiales et déprimées dans les deux faces. Cette espèce possède 4 à 6 loges globuleuses, avec un ombilic le plus souvent étroit.

Matériel : peu récoltée. Elle est observée dans la coupe de Firmet Riche (échantillon : DB86, DB88, et DB90).

Répartition stratigraphique : *Hedbergella simplex* est connue de l'Albien inférieur à la limite Turonien-Coniacien (Caron, 1985). Elle a été décrite en Europe par Keller *et al.*, (2001) et en Amérique par Keller et Pardo (2004). Dans notre matériel, cette espèce est présentée depuis la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Sous-famille : Rotundinae Bellier & Salaj, 1977

Genre : *Praeglobotruncana* Bermudez, 1952.

Espèce : *Praeglobotruncana aumalensis* Sigal, 1952

Pl. 15, Ph. m

Description : Ce genre a un test trochoïde, biconvexe à spiro-convexe, contour peu lobé à lobé, des sutures radiales et déprimées à la face ombilicale, arquées et en relief à la face spirale. L'ouverture principale extraombilicale-ombilicale.

Praeglobotruncana aumalensis cette espèce possède 5 à 7 loges avec un profil pincé ou subanguleux, la forme des loges est trapézoïdales dans la face ombilicale, à tendance pétaloïde dans la face spirale. Le test a un trochospire moyennement élevé déterminant un profil dissymétrique, pour le contour est modérément lobé.

Matériel : très peu abondante. Coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB86 et DB87).

Répartition stratigraphique : Cette espèce est commune du Cénomaniens supérieur au Turonien moyen (E.W.G.P.F., 1979). Dans notre matériel, elle se distingue dans les deux zones à *Whiteinella archaeocretacea* et à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Espèce : *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, 1942

Pl. 15, Ph. o

Description: Cette forme possède 5 à 7 loges triangulaires à trapézoïdales dans la face ombilicale et pétaloïdes à surface légèrement bombée à plane dans la face spirale, des lignes de sutures radiales et déprimées dans la face ombilicale et arquées dans la face spirale. Le test de *Praeglobotruncana stephani* a un trochospire basse à moyennement élevé, un contour lobé, et un ombilic 1/5 à 1/4 du diamètre maximal.

Matériel : Quelques spécimens qui sont triées au niveau de la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB80, DB85, DB88, et DB89).

Répartition stratigraphique : Elle est connue de l'Albien supérieur (zone à *Rotalipora apenninica*) au Turonien inférieur (zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*).

Espèce : *Praeglobotruncana* sp.

Pl. 14, Ph. g

Description: cette espèce se distingue par des loges sub-triangulaires ne sont pas tous bien conservées, des lignes de sutures radiales et déprimées. L'ombilic est étroit.

Matériel : très peu abondante. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM115).

Répartition stratigraphique : L'apparition de cette espèce est montrée dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* dans les termes du passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur.

Ordre : Globigerinidae Orbigny, 1826

Famille : Globotruncanidae Brotzen, 1942

Genre : *Dicarinella* Porthault, 1970.

Espèce : *Dicarinella hagni* Scheibnerova, 1962

Pl. 14, Ph. c1, c2; Pl. 15, Ph. c

Description : Ce genre a un test trochoïde biconvexe à plan-convexe, avec une ouverture principale extraombilicale à ombilicale. Des sutures déprimées radiales dans la face ombilicale, arquées en relief sur la face spirale. Le contour est lobé à peu lobé et le profil des loges souligné par la présence de deux carènes.

Dicarinella hagni possède 5 à 8 loges de forme triangulaire à trapézoïdales, renflées à globuleuses dans la face ombilicale, et pétaloïdes, planes à faiblement bombées dans la face spirale. Pour les lignes de sutures sont radiales et déprimées dans la face ombilicale et en relief arquées dans la face spirale. Le contour est modérément lobé à lobé. Elle a une ouverture principale extraombilicale-ombilicale.

Matériel : peu récoltée. Coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB86 et DB88).

Répartition stratigraphique : *Dicarinella hagni* est repérée dès le Cénomaniensupérieur dans le domaine téthysien. Au niveau de ce travail, elle est triée dans les termes du passage Cénomaniensupérieur-Turonien et dans les niveaux du Turonien inférieur des deux coupes.

Espèce : *Dicarinella imbricata* Mornod, 1949

Pl. 14, Ph. f1, f2; Pl. 15, Ph. f

Description: *Dicarinella imbricata* a un trochospire basse et profil convexo-concave accentué. Le contour de cette forme est modérément lobé, des lignes de sutures arquées soulignées par le prolongement septal de la carène spirale dans la face spirale et radiales déprimées dans la face ombilicale.

Matériel : très peu récoltée. Coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB86, DB88, DB90, et DB92).

Répartition stratigraphique : Cette espèce est reconnue, dans le domaine téthysien, à partir du Cénomanién supérieur et continue jusqu'au Turonien. Nous l'avons reconnue dans des niveaux du Turonien inférieur des deux coupes.

Espèce : *Dicarinella* sp.

Pl. 14, Ph. j

Description: *Dicarinella* sp. possède 5 loges de forme sub-trapézoidales faiblement bombées dans la face ombilicale. Pour les lignes de sutures sont radiales et déprimées. Le contour est modérément lobé. Elle a une ouverture principale extraombilicale-ombilicale.

Matériel : peu récoltée. Elle est signalée au niveau de la coupe de Théniet El Manchar (échantillon : DM115).

Répartition stratigraphique : cette espèce est repérée dans le passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur et exactement dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

Super-famille : Heterohelicacea Cushman, 1927

Famille : Heterohelcidae Cushman, 1927

Sous-famille : Heterohelicinae Cushman, 1927

Genre : *Heterohelix* Ehrenberg, 1843

Espèce : *Heterohelix moremani* Cushman, 1938

Pl. 15, Ph. n.

Description: *Heterohelix moremani* montre un arrangement bisérié des loges globuleuses qui augmentent de taille progressivement donnant un aspect effilé au test. L'ouverture est en forme d'arc bordée par une lèvre.

Matériel : peu récoltée. La coupe de Théniet El Manchar (échantillon DM115) et coupe de Firmet Riche (échantillon : DB 86).

Répartition stratigraphique : Selon (Caron, 1985), *Heterohelix moremani* est défini de l'Albien supérieur jusqu'au Santonien. Elle est abondante dans les sédiments du passage C-T en USA, en Atlantique et en Europe (Leckie, 1987 ; Kuhnt et Thurrow, 1992 ; Keller *et al.*, 2001 ; Keller et Pardo, 2004).

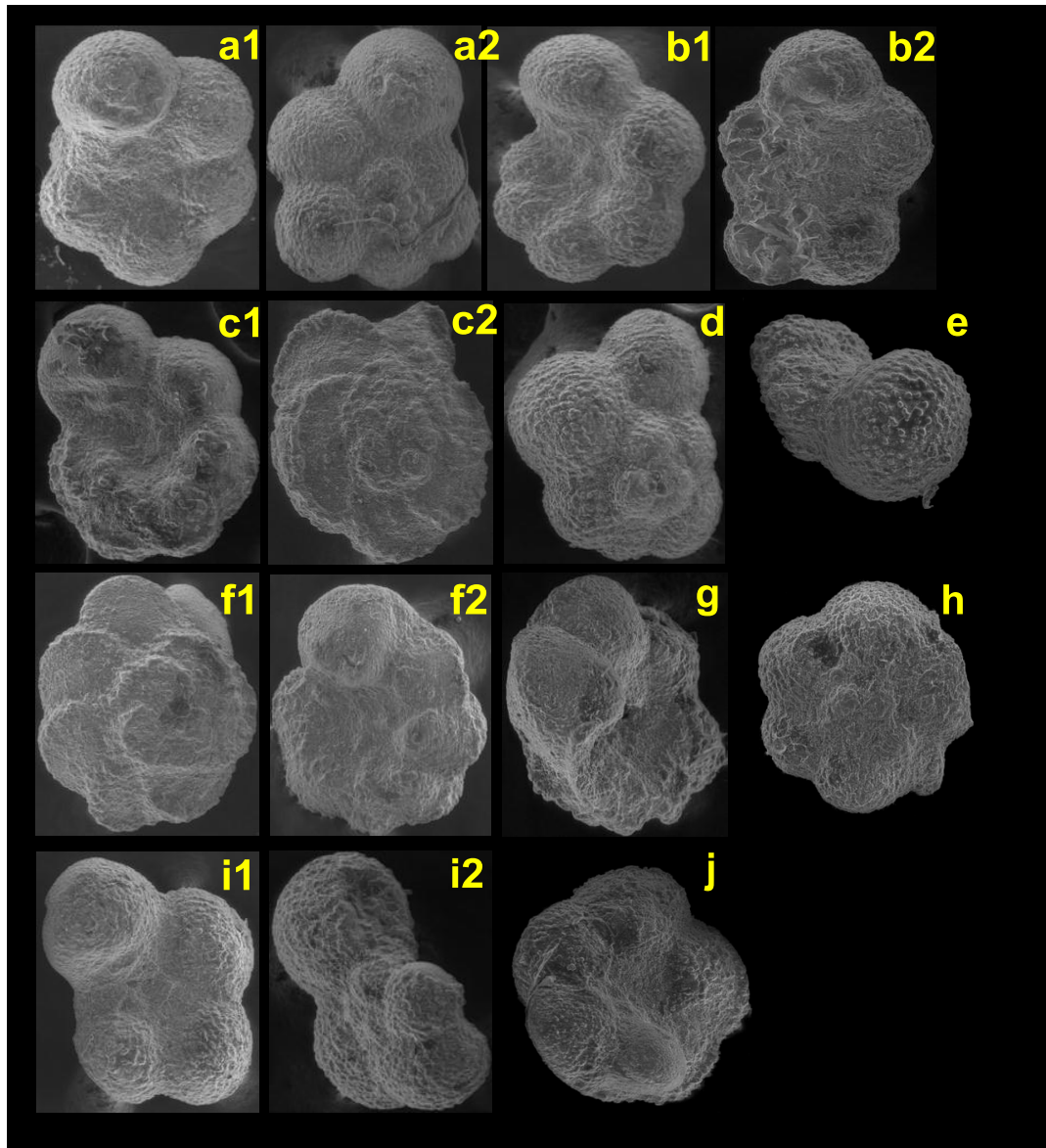
Espèce : *Heterohelix* sp.

Pl. 15, Ph. 1.

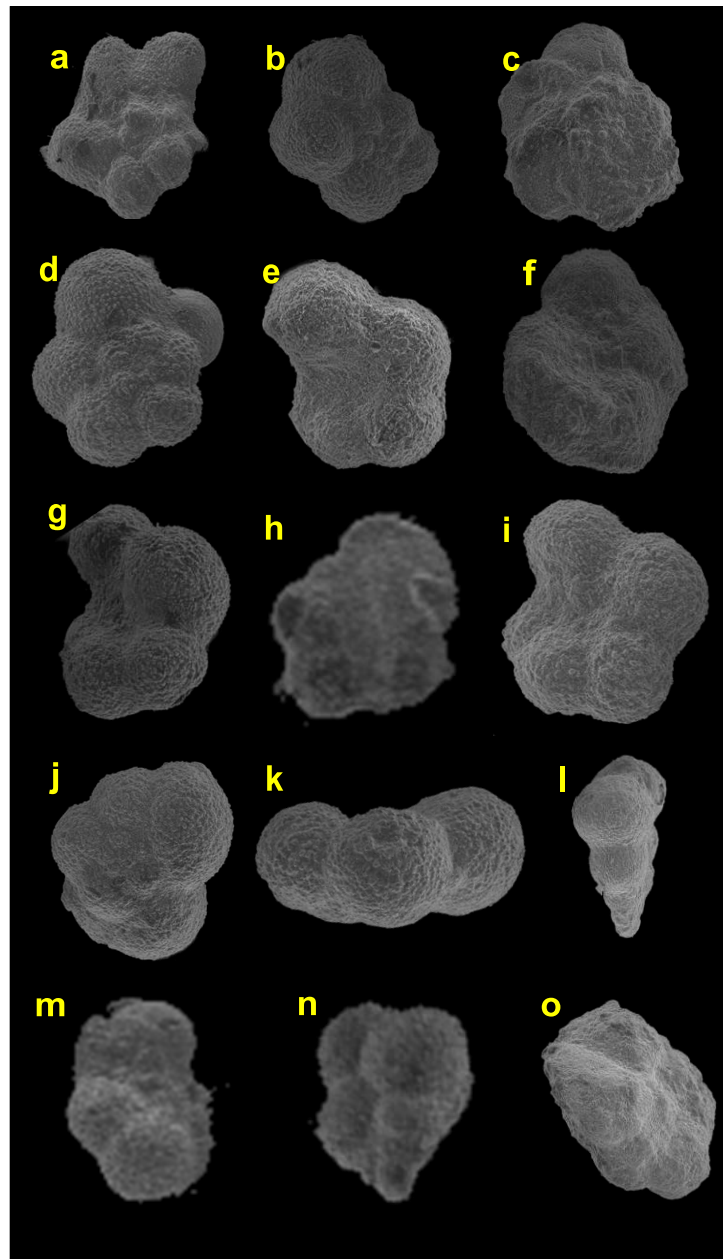
Description: Cette espèce présente des loges globuleuses avec un arrangement bisérié qui augmente de taille graduellement. Les lignes de sutures sont rectilignes. Le test est de moyenne taille, leur apex exprime une surface finement perforée. Il montre comme ornementation de très fines côtes.

Matériel : très peu triée au niveau de la coupe de Firmet Riche (échantillon : DB 92).

Répartition stratigraphique : Cette présente étude montre que l'apparition de cette espèce se coïncide avec la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.



Pl. 14 : Spécimens de foraminifères planctoniques photographiés au MEB (Coupe de Théniet El Manchar) : a. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, a1. Vue ombilicale, a2. Vue spirale ; b. *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, b1. Vue ombilicale, b2. Vue spirale ; c. *Dicarinella hagni* Scheibnerova, c1. Vue ombilicale, c2. Vue spirale ; d. *Whiteinella brittonensis* Loeblich et Tappan, vue spirale ; e. *Whiteinella* sp.2, vue latérale ; f. *Dicarinella imbricata* Mornod, f1. Vue spirale, f2. Vue ombilicale ; g. *Praeglobotruncana* sp., vue ombilicale ; h. *Whiteinella aumalensis* Sigal, vue spirale ; i. *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, i1. Vue ombilicale, i2. Vue spirale ; j. *Dicarinella* sp., vue ombilicale.



Pl. 15 : Spécimens de foraminifères planctoniques photographiés au MEB (Coupe de Firmet Riche): a. *Hedbergella simplex* Morrow, vue spirale ; b. *Whiteinella* cf. *praehelvetica* Trujillo, vue spirale ; c. *Dicarinella hagni* Scheibnerova, vue spirale ; d. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, vue spirale ; e. *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin, vue ombilicale ; f. *Dicarinella imbricata* Mornod, vue ombilicale ; g. *Whiteinella aprica* Loeblich et Tappan, vue ombilicale ; h. *Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli, vue spirale; i. *Helvetoglobotruncana* cf. *helvetica* Bolli, vue ombilicale; j. *Whiteinella* sp.1, vue spirale ; k. *Whiteinella* sp.2, vue latérale ; l. *Heterohelix* sp. ; m. *Praeglobotruncana aumalensis*, vue ombilicale ; n. *Heterohelix moremani* Cushman ; o. *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi, vue ombilicale.

I.2. Liste des principaux taxons benthiques

- Ammobaculites* [Cushman, 1910](#)
- Ammobaculites advenus* [Cushman & Applin, 1947](#)
- Astacolus* [de Montfort, 1808](#)
- Biplanata* [Hamaoui & Saint-Marc, 1970](#)
- Chrysalidina gradata* [D'Orbigny, 1839](#)
- Cuneolina* [D'orbigny, 1839](#)
- Cuneolina Laurenti* [Sartoni & Crescenti, 1962](#)
- Cuneolina pavonia* [D'Orbigny, 1846](#)
- Cyclolina* [D'Orbigny, 1846](#)
- Dentalina* [Risso, 1826](#)
- Dorothia* [Plummer, 1931](#)
- Dorothia oxycona* [Reuss, 1860](#)
- Dorothia cf. trochus* [D'Orbigny, 1840](#)
- Flabellamina* [Cushman, 1928](#)
- Flabellamina alexanderi* [Cushman, 1928](#)
- Frondicularia* [Defrance, 1826](#)
- Gavelinella* [Brotzen, 1942](#)
- Globorotalites* [Brotzen, 1942](#)
- Haplophragmoides* [Cushman, 1910](#)
- Haplophragmoides globosa* [Lozo, 1944](#)
- Lenticulina* [Lamarck, 1804](#)
- Lenticulina rotulata* [Lamarck, 1804](#)
- Merlingina cretacea* [Hamaoui & Saint-Marc, 1970](#)
- Miliolidés* [Ehrenberg, 1839](#)
- Nezzazata simplex* [Omara, 1956](#)

Nodosaria Lamarck, 1812

Nummoloculina regularis Philippson, 1887

Praesorites Douvillé, 1902

Pseudolituonella reicheli Marie, 1955

Pseudorhipydionina De Castro, 1971

Pseudorhipidionina casertana De Castro, 1971

Reophax Montfort, 1808

Spiroloculina D'Orbigny, 1826

Textularia Defrance, 1824

Textularia chapmani Lalicker, 1935

Textulariella Cushman, 1927

Thomasinella punica Schlumberger, 1893

Trochamminoides Cushman, 1910

Trochamminoides topagorukensis Tappan, 1957

Valvulammina Cushman, 1933

Classe: Foraminifera D'Orbigny, 1826

Ordre: Textularida Delage & Herouard, 1896

Sous-ordre : Textularina Delage & Herouard, 1896

Super-famille : Textulariacea Ehrenberg, 1838

Famille : Textulariidae Ehrenberg, 1838

Sous-famille : Textulariinae Ehrenberg, 1838

Genre : *Textularia* Defrance, 1824

Espèce : *Textularia chapmani* Lalicker, 1935

Pl. 17, Ph. a

Description : *Textularia* est un petit foraminifère benthique avec un test de nature agglutiné formée de loges à arrangement bisériée, des lignes de sutures et une aperture légèrement arquée. Ce genre est cosmopolite récolté dans les spécimens triés avec différentes tailles.

Textularia chapmani c'est une espèce avec une forme bisériée, des loges le plus souvent aplaties. Elle est entourée par une fine couche agglutinée, de taille petite à moyenne.

Matériel : Abondante. - La coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM3 et DM38), et la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB3, DB4, DB5, DB6, DB9, DB12, DB27, DB33, DB37, DB42, DB46, DB57, DB60, DB61, DB78, DB80, DB81, DB82, DB90, et DB91).

Milieu de vie : Selon Benkherouf (1988) *In* Muriel (2012), cette espèce semble préférer des milieux relativement profonds type talus supérieur.

Répartition stratigraphique : Albien-Santonien.

Super-famille : Eggerellacea Cushman, 1937

Famille : Eggerellidae Cushman, 1937

Sous-famille : Dorothisinae Balakhmatova, 1972

Genre : *Dorothia* Plummer, 1931

Espèce : *Dorothia oxycona* Reuss, 1860

Pl. 16, Ph. c et Pl. 17, Ph. b

Description : Ce genre est très abondant dans les différents niveaux examinés du Cénomaniens, surtout dans les environnements circalittoraux. Il possède un test de nature agglutiné, de forme allongée, et un aspect généralement hétérogène. L'arrangement des loges est bisérié, il a une aperture marginale très difficile à distinguer du fait de sa conservation qui est plus ou moins modérée.

Les individus attribués à cette espèce se caractérisent par un test agglutiné a aspect irrégulier, la plupart ont une petite taille, les autres propriétés ne peuvent être distingués car la plupart des individus récoltés sont mal conservés. Dans la région d'étude, elle se trouve en association avec *Dorothia* sp., *Flabellamina alexanderi*, *Haplophragmoides* sp., *Globorotalites* sp., *Trochamminoides topagorukensis*, *Trochamminoides* sp., *Textularia chapmani*, *Dorothia* cf. *trochus*, *Reophax* sp., *Gavelinella* sp., *Ammobaculites advenus*, *Ammobaculites* sp., et *Thomasinella punica*.

Matériel : Très abondante. La coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM3, DM29, DM38, DM61, et DM82). La coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB3, DB12, DB24, DB25, DB29, DB41, DB54, DB66, DB77).

Milieu de vie : Elle se trouve dans la partie supérieure de talus (Haig, 1981 ; Nyong et Olsson, 1984 *In* Benkherouf, 1988).

Répartition stratigraphique : Crétacé inférieur à supérieur.

Ordre : Lituolida Lankester, 1885

Sous-ordre : Lituolina Lankester, 1885

Super-famille : Lituolacea de Blainville, 1827

Famille : Haplophragmoididae Maync, 1952

Genre : *Haplophragmoides* Cushman, 1910

Pl. 16, Ph. b1- b3 et Pl. 17, Ph. d

Espèce : *Haplophragmoides globosa* Lozo, 1944

Pl. 17, Ph. l

Description : Les individus observés de ce genre ont une paroi très grossièrement agglutinée, l'arrangement des loges est enroulé planispiralé. Ces dernières sont larges pour un certain nombre de spécimens, de contour lobé. Les lignes de sutures entre les loges ne sont pas visibles, la surface aperturale de la dernière loge est allongée équatorialement. *Haplophragmoides* est un genre cosmopolite.

Cette espèce se caractérise par une taille moyenne à grande, planispiralée agglutinée à éléments grossiers et irréguliers, il se distingue par la présence de loges bien distincts et ont un agencement globuleux et assez bombées.

Matériel : Rarement observée. Elle est repérée au niveau de la coupe de Firemt Riche (échantillons : DB27, DB50).

Milieu de vie : Ce probable détritivore, *Haplophragmoides* genre infaunique et communément trouvé dans les substrats boueux à sableux dans des larges séries du marais à environnement bathyal. Il est principalement une forme marine. Mais plusieurs autres sont présentés dans les lagunes hypo-salines et les estuaires (Murray,1991).

Répartition stratigraphique : Crétacé à l'Actuel.

Famille : Lituolidae de Blainville, 1827

Sous-famille : Ammomarginnulininae Podobina, 1978

Genre : *Ammobaculites* Cushman, 1910

Pl. 16, Ph. f1, f2 et Pl. 17, Ph. f

Espèce : *Ammobaculites advenus* Cushman & Applin, 1947

Description : *Ammobaculites* possède un test libre, allongé, grossièrement agglutiné. Ses loges primaires en forme spirale, les dernières loges sont rectilignes et non spirales, la partie antérieure est simple. Il a une aperture terminale sub-circulaire, il est trouvé en associations surtout avec *Thomasinella punica*, et *Flabellamina alexanderi*.

Un grand nombre de cette espèce est cassé, elle est fréquente notamment dans les résidus de 630Um. Et elle montre un test à paroi agglutiné avec une disposition inégale des lignes de sutures. Les loges sont de différentes tailles.

Matériel :

Peu abondant. La coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM83). La coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB4, DB60, DB65, DB66).

Milieu de vie : *Ammobaculites* couvre presque toutes les niches écologiques dans les mers actuelles (Culver & Buzas, 1981). Il vit dans les sédiments boueux à salinité normale dans « les marais à environnement bathyal » (Murray, 1991).

Son occurrence est bien montrée dans certains sédiments du Crétacé. Il est caractérisé également par sa tolérance avec des baisses des niveaux d'oxygène (Koutsoukos *et al.*, 1990). Selon Gargouri-Razgallah (1983), son milieu de développement serait la plate-forme externe.

Répartition stratigraphique : le Cénomaniens moyen, Mississippian-Holocène.

Sous-famille : Lituolinae de Blainville, 1825

Genre : *Thomasinella* Schlumberger, 1893

Espèce : *Thomasinella punica* Schlumberger, 1893

Pl. 17, Ph. e

Description : *Thomasinella* est une forme branchue de grande taille, d'abord unisériée pour les premières loges (3 à 6), qui se dédoublent dans la partie supérieure (dichtomie). Les loges sont séparées par des sutures déprimées. Des différences morphologiques ont conduit certains

auteurs à distinguer plusieurs espèces (*T. aegyptica*, *T. fragmentaria*, *T. rugosa*), mais, selon d'autres auteurs (Gargouri-Razgallah, 1983), ces variations ne seraient en réalité liées qu'à des facteurs écologiques (type de sédiment, profondeur...). Au terme de ce travail, toutes les formes récoltées seront considérées comme appartenant à l'espèce *Thomasinella punica*⁽²⁾.

L'espèce *Thomasinella punica* a un test de nature agglutiné, large globuleux, et rectiligne dans les stades initiaux, ramifié dichotomiquement dans les stades finaux. L'aperture est simple de forme arrondie et parfois ovoïde.

Matériel : Nombreux spécimens de Théniet El Manchar sont observés uniquement dans la fraction 630µm et dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » au niveau de la fraction 224µm.

- La coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM29, DM38, DM65, DM67, et DM83) et la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB6, DB44, DB60, DB64, DB65). Elle est observée dans certaines localités en Algérie, Tunisie, Egypte, et L'Inde.

Milieu de vie : *Thomasinella punica* Schlumberger, est un foraminifère benthique caractéristique des milieux de plate-forme "interne à externe" (Saint-Marc ;1982 *In* Benkherouf ; 1988).

Selon Gargouri-Razgallah (1983), en Tunisie, cette espèce se rencontre exclusivement dans les vases fines de la plate-forme externe, dans un milieu circalittoral euryhalin (*In* Muriel, 2012). Elle estime que son milieu de développement est un milieu calme. Les résultats de notre étude ont montré, que le milieu de vie de cette espèce, devait être vraisemblablement "dysoxique".

Répartition stratigraphique : Cénomanien moyen.

Sous-famille : Flabellammininae Podobina, 1978

Genre : *Flabellamina* Cushman, 1928

Espèce : *Flabellamina alexanderi* Cushman, 1928

Pl. 16, Ph. d et Pl. 17, Ph. h

Description : Le test de ce genre est agglutiné, de forme allongée, compressé. Les stades primaires sont planspiralés puis deviennent rectilignes dans les derniers stades. Les septes sont simples, et pour l'aperture terminale a une forme arrondie à ovoïde.

2 - Pervinquière (dès 1903) définit ainsi, en Tunisie centrale, une zone à *Thomasinella punica*, d'âge Cénomanien moyen à supérieur.

Flabellamina alexanderi est caractérisée par ces particularités :

Cette espèce de grande taille a une paroi fortement agglutinée, des loges en forme de chevrons, une structure simple, et l'aperture terminale est le plus souvent ovale. Elle est associée avec surtout les genres *Dorothia*, *Haplophragmoides*, *Trochaminoides*, *Ammobaculites*, *Reophax*, et les deux espèces *Thomasinella punica*, et *Textularia chapmani*.

Remarque :

- Elle est proche de genre *Fronidularia*, mais s'en distingue par la nature de leur paroi.
- Il est difficile de compter et décrypter la forme des lignes de sutures, et donc il est impossible de connaître le nombre des loges.

Matériel : Assez fréquente (Plusieurs centaines d'individus). La coupe de Théniet El Manchar (DM38, DM65, DM67, DM83, et DM102). La coupe de Firmet Riche (échantillons :DB1, DB3, DB4, DB5, DB9, DB12, DB13, DB25, DB27, DB29, DB35, DB37, DB41, DB46, DB48, DB50, DB52, DB54, DB57, DB59, DB60, DB61, DB66, DB74, DB75, DB76, DB77, DB78, DB80, DB82, et DB91). Elle est observée également au Nord d'Amérique et en Europe.

Milieu de vie : Infra-à circalittoral. Les résultats de cette étude montrent que cette espèce supporte beaucoup plus les milieux dysoxiques, elle est très rare dans les milieux anoxiques.

Répartition stratigraphique : Crétacé inférieur à supérieur.

Super-famille: Lituotubacea Loeblich & Tappan, 1984

Famille : Trochamminoidae Haynes & Nwabufo-Ene, 1998

Genre : *Trochamminoides* Cushman, 1910,

Pl. 16, Ph. e1- e3 et Pl. 17, Ph. j.

Espèce : *Trochamminoides topagorukensis* Tappan, 1957

Pl. 17, Ph. k

Description : *Trochamminoides* possède un test enroulé, discoïde, de nature agglutiné. L'aperture est large, de forme arrondie.

Trochamminoides topagorukensis a un test agglutiné a éléments grossiers, présentant un profil très épais ; Il est de grande taille. Selon Benkherouf (1988), cette espèce ne peut être rapportée avec certitude, au type générique *Trochamminoides*, car elle en diffère par le mode d'enroulement, légèrement évolutive, et par la forme du profil, nettement plus comprimée.

Matériel : Très peu spécimens sont observables. Cette espèce est notée au niveau de la coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM65 et DM67). Elle a été fréquemment identifiée au Dj Dyr (Tébessa, Algérie).

Milieu de vie : Selon Eicher, 1967 ; Eicher et Worstell, 1970 ; cette espèce se développerait préférentiellement dans un milieu saumâtre.

Répartition stratigraphique : Crétacé à Holocène. Selon Benkherouf 1988, cette espèce est observée dans les niveaux du Vraconien supérieur, Cénomaniens inférieur et Cénomaniens moyen à supérieur du Dj Dyr (Tébessa, NE Algérie).

Super-famille : Ataxophragmiacea Schwager, 1877

Famille : Cuneolinidae Saidoua, 1981

Sous-famille : Cuneolininae Saidoua, 1981

Genre : *Cuneolina* D'Orbigny, 1839

Pl. 17, Ph. c

Description : Test libre de forme flabellée, antérieurement est subdivisé en loges de forme d'arcs parallèles. La nature de test est agglutinée à éléments hétérogènes. Ce genre est proche de celui décrit par Loeblich & Tappan, 1988, planche 155, Fig 2.

Matériel : Abondant. La coupe de Théniet El Manchar (au niveau de l'échantillon DM103). La coupe de Firmet Riche (échantillons : DB6, DB9, DB29, DB41, DB55, DB61, DB75, DB81, DB82).

Milieu de vie : Selon Andreu (1992), l'épanouissement des Cunéolines est marqué dans les milieux agités et bien éclairés à substrats carbonatés.

Répartition stratigraphique : Crétacé inférieur (Valanginien) à Crétacé supérieur Coniacien. Ils sont trouvés en China, USA, et l'Europe.

Sous-ordre : Lagenina Delage & Hérouard, 1896

Super-famille : Nodosariacea Ehrenberg, 1838

Famille : Nodosariidae Ehrenberg, 1838

Sous-famille : Nodosariinae Ehrenberg, 1838

Genre : *Dentalina* Risso, 1826

Pl. 17, Ph. m

Description : Ce genre est très faiblement répandu. Il se caractérise par une paroi calcaireuse hyalin lisse. Il est unisérié, rectiligne, et allongé, formé par plusieurs loges cylindriques. Les lignes de sutures sont rectilignes et parfois sub-obliques.

Matériel : Très rare observée uniquement au niveau de la coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM115).

Milieu de vie : Infra- à circalittoral.

Répartition stratigraphique : Crétacé inférieur à l'Holocène.

Sous-famille : Lenticulininae Chapman, Parr & Collins, 1934

Genre : *Lenticulina* Lamarck, 1804,

Pl. 16, Ph. a1-a4 et Pl. 17. Ph. g

Espèce : *Lenticulina rotulata* (Lamarck, 1804)

Pl. 16, Ph. a3 et Pl. 17, Ph. g

Description : Le genre de *Lenticulina* possède un test de nature calcaire hyalin perforé, de forme enroulé planispiralé évolutive et lenticulaire. La périphérie est anguleuse à carénée. Les lignes de sutures sont arquées, radiales et parfois obliques. L'aperture est radiée dans l'angle périphérique. La plupart des spécimens récoltés ont une taille moyenne à grande, ce genre est cosmopolite.

Lenticulina rotulata a une grande taille. Elle se caractérise par une paroi lisse bombée homogène, lenticulaire, calcaireuse hyaline et perforée. Les loges du test sont bien visibles et ont des sutures courbées.

Matériel : Très abondante dans les faciès du passage Cénomaniens-Turonien et dans les termes du Turonien inférieur. La coupe de Théniet El Manchar (la base de l'unité IB, DM115, et DM128). La coupe de Firmet Riche (échantillons : DB55, DB80, DB81, DB87, et DB88).

Milieu de vie : Infra-à circalittoral.

Répartition stratigraphique : Albien supérieur-Turonien. Selon Zghal (1994), cette espèce est connue essentiellement au Crétacé inférieur (Valanginien-Albien).

Super-famille: Chilostomellacea Brady, 1881

Famille: Globorotalitidae Loeblich & Tappan, 1984

Genre : *Globorotalites* Brotzen, 1942

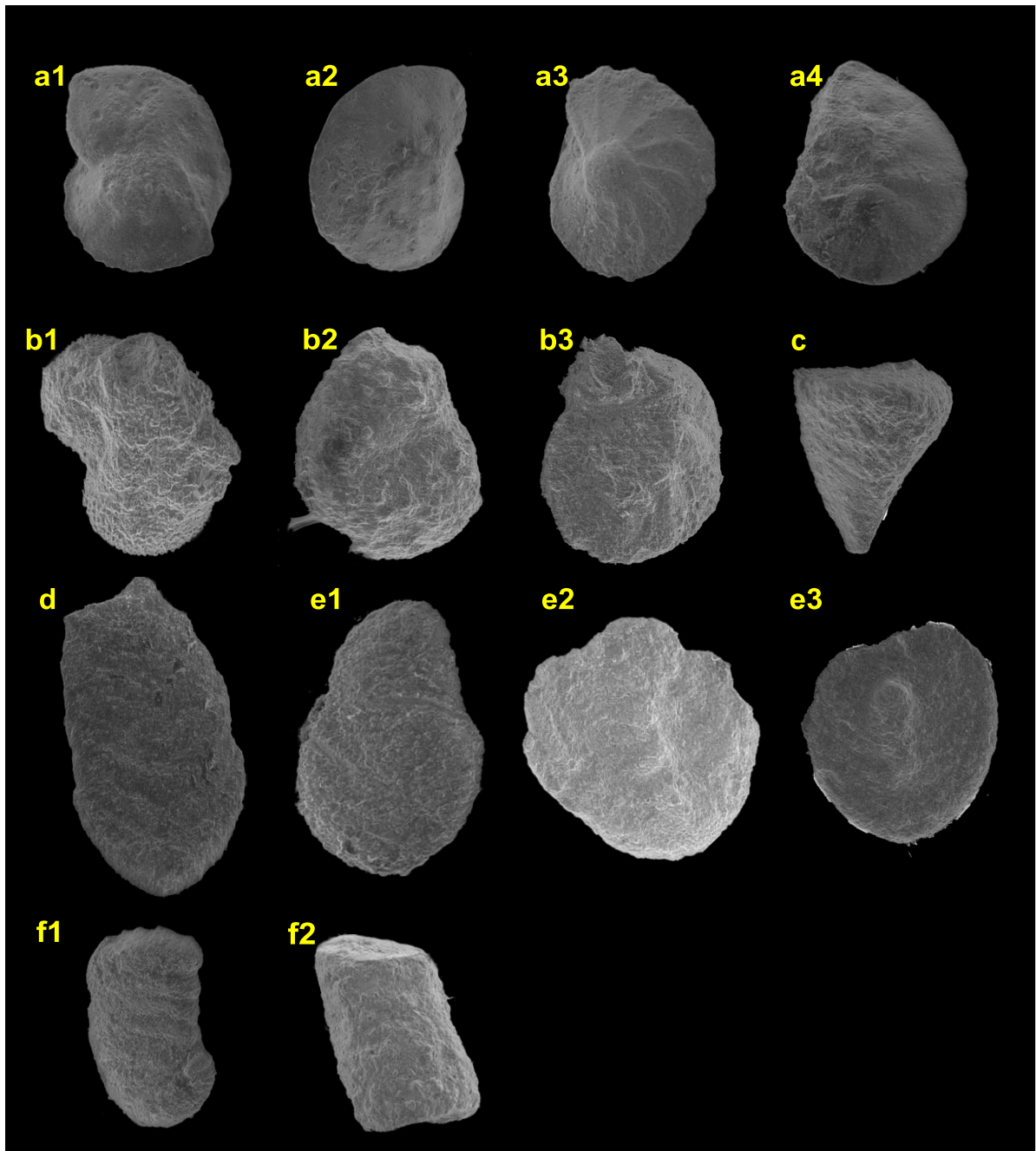
Pl. 17, Ph. i

Description : Ce genre est cosmopolite de petite taille, parfois moyenne à paroi calcitique, perforée. Il est trochospiralé. Les loges ne sont pas bien visibles, les lignes de sutures sont sub-obliques. Il se trouve en association avec : *Dorothia oxycona*, *Haplophragmoides* sp., *Dorothia* sp., *Flabellamina alexanderi*, *Dorothia* cf. *trochus*, et *Cuneolina* sp.

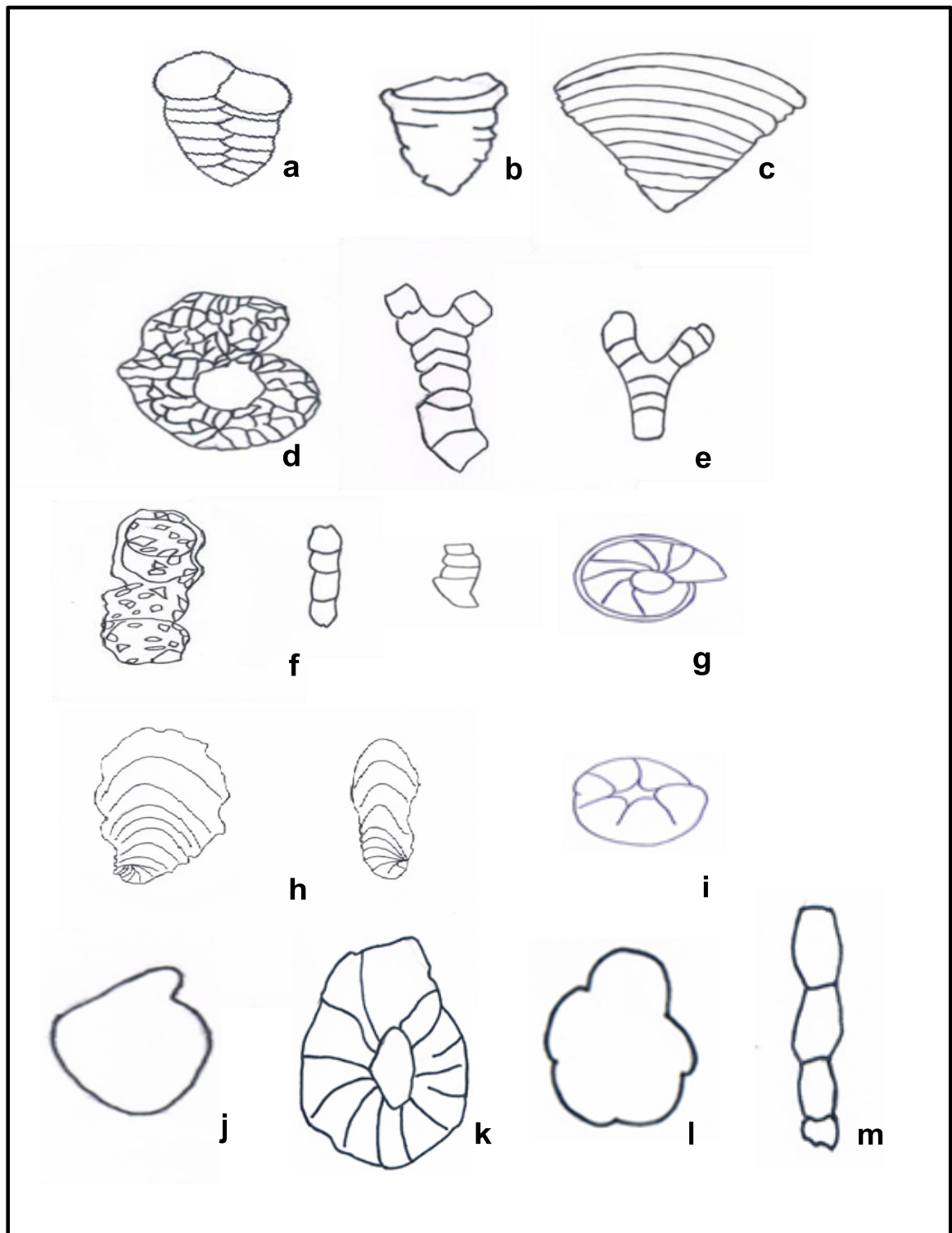
Matériel : Abondant dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif » au niveau des échantillons (DB25, DB37, DB41, DB59, DB61, DB66, DB68, DB69, et DB71). Dans la coupe de Théniet El Manchar, ce spécimen est très peu observé (échantillon : DM103).

Milieu de vie : Infralittoral.

Répartition stratigraphique : Crétacé inférieur (Albien)-Crétacé supérieur (Maastrichtien).



Pl. 16 : Spécimens de quelques foraminifères benthiques photographiés au MEB (Coupe de Firmet Riche).



Pl. 17 : Spécimens de quelques foraminifères benthiques observés et dessinés (des deux coupes étudiées).

II. Systématique des ostracodes

Les Ostracodes sont parfois définis comme des "mini-Crustacés à coquille" (Arthropodes) constituée de deux valves et connus du Cambrien à l'actuel. Leur taille, généralement voisine du mm, peut atteindre exceptionnellement 8 cm. Au niveau de ce travail, les ostracodes sont les plus nombreux et constituent nettement la proportion la plus importante dans les deux coupes. Les différents spécimens triés ont un bon état de préservation, et forment un axe prioritaire pour les recherches futures. La plupart des espèces rencontrées possède des carapaces à paroi lisse. Elles occupent surtout les niveaux basaux de la formation des Marnes de Smail et particulièrement les deux unités IA et IB. La détermination des ostracodes est fondée essentiellement sur les travaux de Vivière (1985) et Andreu (1991).

Les ostracodes du Crétacé supérieur de l'Algérie sont relativement peu connus. Nous devons la première étude des ostracodes cénomaniens et turoniens de la région de Batna.

Les quelques taxons récoltés dans la série Céno-mano-Turonien de Batna, le long de deux coupes effectuées, se sont montrés très riches en ostracofaune. Cette étude a permis de recenser 23 taxons déterminés (mais ils ne seront pas tous décrits). Cette partie est suivie d'une planche illustrant quelques formes génériques et spécifiques déterminées.

II.1. Liste des principaux taxons des ostracodes

Amphicytherura distincta [Gerry et Rosenfeld, 1973](#)

Bairdia [Mac Coy, 1844](#)

Cythereis [Jones, 1849](#)

Cythereis algeriana [Bassoulet et Damotte, 1969](#)

Cytherella [Jones, 1849](#)

Cytherella sulcata [Rosenfeld, 1974](#)

Eocytheropteron [Alexander, 1933](#)

Eocytheropteron gr. *glintzboeckeli* [Donze et Le Fevre, 1981](#)

Kalptoalva ? *tifratensis* n. sp.

Metacytheropteron [Oertli, 1957](#)

Metacytheropteron berbericus [Bassoulet et Damotte-Gargouri, 1983](#)

Metacytheropteron gr. *parnesi* [Sohn, 1968](#)

Monoceratina ? trituberculata Rosenfeld, 1974

Paracypris Sars, 1966

Paracypris cf. *dubertreti* Damotte et Saint Marc, 1972

Paracypris mdaouerensis Bassoulet et Damotte, 1969

Parakrithe Van Den Bold, 1958

Peloriops Al Abdul Razzaq, 1979

Peloriops cf. *ziregensis* Bassoulet et Damotte, 1969

Reticulocosta Grundel, 1974

Veenia Butler & Jones, 1957

Veeniacythereis Grundel, 1973

Veeniacythereis maghrebensis Bassoulet et Damotte-Guargouri, 1983

Embranchement : Arthropoda Siebold & Stannius, 1845

Sous-embranchement : Mandibulata Clairville, 1798

Classe : Crustacea Pennant, 1777

Ordre : Ostracoda Latreille, 1806

Sous-ordre : Platycopa Sars, 1866

Super-famille : Cytherelloidea Sars, 1866

Famille : Cytherellidae Sars, 1866

Genre : *Cytherella* Jones, 1849

Pl. 18, Ph. a

Description : le genre *Cytherella* montre une carapace lisse de forme ovale, une dimension assez remarquable, les bords dorsale et ventrale à grand rayon de courbure et contour régulier avec un profil symétrique.

Matériel : une centaine de carapaces presque dans tous les échantillons de la série. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM1, DM14, DM19, DM20, DM25, DM39, DM59, DM60, DM66, DM73, DM107, DM110), et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB3, DB4, DB5, DB6, DB9, DB12, DB13, DB25, DB27, DB29, DB35, DB37, DB41, DB42,

DB44, DB46, DB48, DB50, DB52, DB54, DB55a, DB57, DB60, DB61, DB64, DB65, DB66, DB69, DB71, DB74, DB76, DB77, DB78, DB80, DB81, DB82, DB88).

Milieu de vie : plate-forme carbonatée ; étage circalittoral.

Répartition stratigraphique : Cénomanien supérieur d'Algérie du Nord-est (Vivière, 1985), Cénomanien de la région des Rides Sud rifaines (Andreu, 1991).

Sous-ordre : Podocopa Sars, 1866

Super-famille : Bairdiacea Sylvester-Bradley, 1948

Famille : Bairdiidae Sars, 1888

Sous-famille : Bairdiinae Sars, 1888

Genre : *Bairdia* Mac Coy, 1844

Pl.18, Ph. b

Description : Ce genre montre une forme triangulaire de la carapace, le bord dorsal est régulièrement arrondi, la bordure des deux valves est anguleuse.

Matériel : Abondant plus ou moins. Coupe de Théniet El Manchar : (échantillons : DM25, DM103, DM127, DM129) et coupe de Firmet Riche ; (échantillons : DB24, DB41, DB57, DB61, DB66, DB69).

Milieu de vie : plate-forme carbonatée ; étage infralittoral restreint à circalittoral.

Répartition stratigraphique : Ce genre cosmopolite se rencontre de l'Albien moyen au Cénomanien d'Allemagne (Reuss, 1846 ; Mertens, 1956 ; Grindel, 1966 et 1970), de l'Albien moyen au Santonien supérieur de France (Oertli, 1963 ; Damotte, 1971 ; Colin, 1973 ; Babinot 1979 et 1980 ; Damotte & *al.*, 1981 ; Oertli (éd), 1985), de l'albien au Santonien inférieur d'Espagne (Andreu, 1978 ; Garcia Revuelta, 1984 ; Rodriguez-Lazaro, 1985), dans l'Albien d'Angleterre (Kaye, 1965), dans le Sénonien inférieur de Hollande et dans le Coniacien de Bohême (Pokorny, 1975 ; Babinot, 1980), le Cénomanien du Bassin de Guir, et le Cénomanien supérieur des Monts des Ksour.

Super-famille : Cytheracea Baird, 1850

Famille : Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948

Sous-famille : Trachyleberidinae Sylvester-Bradley, 1948

Genre : *Cythereis* Jones, 1849

Espèce : *Cythereis algeriana* Bassoullet & Damotte, 1969

Pl.18, Ph. c

Description : *Cythereis algeriana* est une espèce cosmopolite et atteint parfois des tailles considérables avec un bon état de conservation. Elle exprime des côtes dorsales et leur ornementation est très bien visible. Les deux faces montrent une certaine symétrie sur la vue latérale.

Matériel : Très abondante. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons :DM40, DM59, DM61, DM66, et DM104). Coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB4, DB5, DB6, DB9, DB12, DB13, DB24, DB25, DB27, DB29, DB33, DB35, DB37, DB41, DB42, DB44, DB46, DB48, DB50, DB52, DB54, DB55, DB57, DB59, DB60, DB61, DB64, DB65, DB66, DB68, DB69, DB74, DB75, DB76, DB77, DB78, DB80, DB82, DB87). Cette espèce est présentée également dans le Cénomanien supérieur du Bassin du Guir, de l'Atlas saharien occidental, (Bassoullet & Damotte, 1969) et du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Milieu de vie : plate-forme carbonatée interne ; étage infralittoral restreint.

Répartition stratigraphique : le Cénomanien supérieur-Turonien inférieur du Maroc (Andreu, 1991), le Cénomanien supérieur d'Algérie et de Tunisie (Ben Youssef, 1980 ; Gargouri, 1983 ; Vivière, 1985), le Cénomanien du Koweït (Al Abdul Razzaq & Grosdidier, 1981), l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur d'Iran (Grosdidier, 1973), et l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur d'Oman (Babinot & Bourdillon de Grissac, 1989).

Genre : *Peloriops* Al Abdul Razzaq, 1979

Espèce : *Peloriops* cf. *Ziregensis* Bassoullet & Damotte, 1969

Pl. 18, Ph. d

Description : *Peloriops* cf. *Ziregensis* se présente avec de petites tailles. Il montre des côtes avec une hauteur moyennement élevée. Les réticules sont absents.

Matériel : Très peu nombreuse. Trouvée à Théniet El Manchar uniquement dans l'extrême base de l'unité IB et dans la coupe de Firmet Riche (échantillon : DB33). Sa présence est montrée également dans le Cénomanien supérieur du Bassin du Guir et de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969), et dans le Cénomanien du NE de l'Algérie (Vivière, 1985 ; Majoran, 1989).

Milieu de vie : plate-forme carbonatée littorale ; étage infralittoral restreint.

Répartition stratigraphique : *Peloriops ziregensis* est une espèce fréquente dans le Cénomaniens de nombreux pays :

Maroc (Andreu, 1991), l'Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969 ; Vivière, 1985), Tunisie (BenYoussef, 1980 ; Bismuth & *al.*, 1981 ; Gargouri, 1983), Koweït (Al-Abdul-Razzaq, 1979), Irak (Le fèvre & Grosdidier, 1981), Jordanie (le Cénomaniens inférieur, Babinot & Basha, 1985).

Famille : Schizocytheridae Howe, 1961

Genre : *Amphicytherura* Bulter & Jones, 1957

Espèce : *Amphicytherura (Sondagella) distincta* Gerry & Rosenfeld, 1973

Pl. 18, Ph. e

Description : *Amphicytherura (Sondagella) distincta* montre des tailles petites à moyennes, des carapaces rectangulaires, des bords rectilignes. Leur ornementation est moyennement conservée à éléments hétérogènes, récoltée au sein d'une association riche et diversifiée.

Matériel : Très peu abondante. Récoltée à Théniet El Manchar uniquement dans le prélèvement : DM25 et dans la coupe de Firmet Riche au niveau de : DB1, DB4, DB6, DB13, DB29, et DB61.

Milieu de vie : plate-forme carbonatée moyenne à distale ; étage infralittoral à circalittoral.

Répartition stratigraphique : *Amphicytherura distincta* est une espèce cosmopolite retrouvée en bordure sud de la Téthys, dans le Cénomaniens des pays suivants :

Maroc-Algérie (Vivière, 1985), Tunisie (Ben Youssef, 1980; Bismuth & *al.*, 1981; Gargouri, 1983), Mozambique (Colin, obs, pers, *In*: Babinot & Colin, 1988).

Famille: Bythocytheridae Sars, 1926

Sous famille : Bythocytherinae Sars, 1926

Genre : *Monoceratina* Roth, 1928

Espèce : *Monoceratina ? trituberculata* Rosenfeld, 1974

Pl. 18, Ph. g

Description : Espèce montrant des tailles petites à moyennes. Le profil des deux carapaces est généralement dissymétrique de forme elliptique, bombé, le plus souvent dans un seul côté,

et présentant deux ou trois renflements bien distincts dans la face dorsale. La partie ventrale est très comprimée. L'ornementation est faiblement conservée.

Matériel : Peu nombreuse. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM13, DM17, et DM109) et la coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB88).

Milieu de vie : plate-forme carbonatée littorale ; étage infralittoral restreint.

Répartition stratigraphique : *Monoceratina* ? *Trituberculata* est une espèce cosmopolite mais rare, retrouvée dans le Cénomanien des pays suivants : Maroc, Algérie (Vivière, 1985), Tunisie (Ostracodes D8 Glintzboeckel & Magné, 1959 ; Ben Youssef, 1980 ; Bismuth & *al.*, 1981 ; Gargouri, 1983), Koweït (*Exophthalmocythere? bituberculata* Al Abdul Razzaq, 1977), Gabon (*Exophthalmocythere? bituberculata* Al Abdul Razzaq, 1977, *In* Grosdidier, 1979).

Sous-ordre : Cytherocopina Baird, 1850

Super-famille : Cytheroidea Baird, 1850

Famille : Cytheruridae Muller, 1894

Sous-famille : Cytheropterinae Hanai, 1957

Genre : *Eocytheropteron* Alexander, 1933

Espèce : *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze & Le Fèvre, 1981,

Pl. 18, Ph. f

Description : Plusieurs espèces triées sont jointes à ce genre. Elles montrent de fines tailles avec une ornementation légèrement conservée. Elles sont caractérisées par une forme très étirée en vue latérale avec un canal moyennement conservée.

Les spécimens de cette espèce sont triés avec un très petit nombre, dans les termes du Cénomanien inférieur et moyen. *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* a une paroi lisse et possédant des expansions alaires très étalées. La charnière est de type microdonte et anti-mérodonte.

Matériel : Très peu abondante. Coupe de Théniet El Manchar (uniquement dans l'échantillon DM1), et coupe de Firmet Riche (échantillon : DB41).

Milieu de vie : Les préférences paléo-écologiques de cette espèce est la plate-forme carbonatée externe où elle pullule ; Mais elle se retrouve également dans l'étage circalittoral

et se rencontre cependant sur toute l'étendue de la plate-forme de l'étage infralittoral restreint à l'étage circalittoral.

Répartition stratigraphique : Elle est observée dans le Gargasien-Cénomaniens moyen du Maroc (Andreu, 1991), le Vraconien-Cénomaniens inférieur d'Algérie du Nord-est (Vivrière, 1985), et le Vraconien-Cénomaniens inférieur de Tunisie (Ben Youssef, 1980 ; Bismuth & *al.*, 1981 ; Gargouri, 1983).

Genre : *Metacytheropteron* Oertli, 1957

Espèce : *Metacytheropteron berbericus* (Bassoullet & Damotte) -Gargouri, 1983,

Pl. 18, Ph. j

Description : Les spécimens de ce genre ont des moyennes tailles montrant un contour allongé.

Le bord dorsal de *Metacytheropteron berbericus* est légèrement convexe, tandis que le bord ventral est très faiblement concave. L'ornementation de surface montre des réticules sub-parallèles et sub-concentriques.

Matériel : quelques rares individus. Cette espèce est repérée dans le Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir et de l'Atlas sahariens occidentaux, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969), le Cénomaniens du NE de l'Algérie (Vivrière, 1985 ; Majoran, 1989). Dans notre matériel, elle est repérée au niveau de l'échantillon DM107 ; coupe de Théniet El Manchar.

Milieu de vie : *Metacytheropteron berbericus* est généralement typique des milieux peu profonds de la plate-forme interne ou littorale (Gargouri, 1983 ; Vivrière, 1985). Sa carapace massive, à face ventrale plane, sa forme fuselée et sa costulation longitudinale, doivent lui permettre de se poser (?) et/ou de nager près du fond (*In* Andreu, 1992).

Répartition stratigraphique : Cette espèce est reconnue au Cénomaniens supérieur. Elle est signalée en Tunisie, Iran, Sinaï, et Portugal. Le résidu étudié montre sa présence au niveau de l'unité ID dans la coupe de Théniet El Manchar qui coïncide stratigraphiquement avec le sous-étage : Cénomaniens supérieur.

Sous-ordre : Cypridocopina Jones, 1901

Super-famille : Cypridoidea Baird, 1845

Famille : Candonidae Kaufmann, 1900

Sous-famille : Paracyprinae Sars, 1966

Genre : *Paracypris* Sars, 1966

Pl. 18, Ph. i

Espèce : *Paracypris mdaouerensis* Bassoullet & Damotte, 1969

Pl. 18, Ph. h

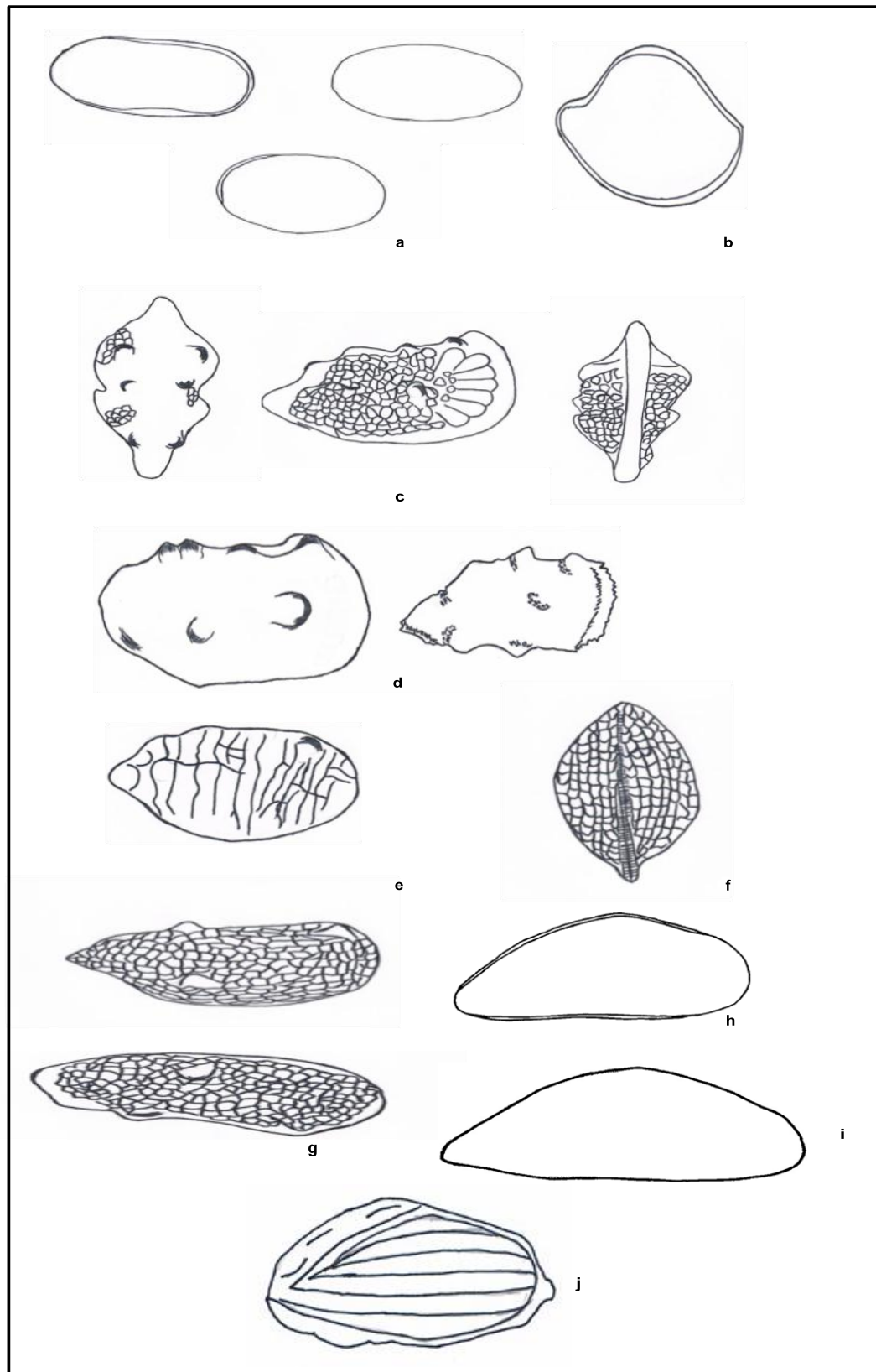
Description : Le genre de *Paracypris* est distingué par une carapace lisse montre une oscillation dimensionnelle assez importante. Leur bord dorsal exprime une allure courbée, tandis que le bord ventral est rectiligne. *Paracypris mdaouerensis* est semblable à celle décrite par (Andreu, 1991) montrant des dimensions variables, surface de carapace est lisse, un bord dorsal anguleux dont la partie antérieure, la plus courte, est légèrement concave ; la partie postérieure, la plus longue, est convexe et arrondie et un bord ventral sub-rectiligne.

Matériel : Abondant. Coupe de Théniet El Manchar (échantillons : DM20, DM127, DM129) et coupe de Firmet Riche (échantillons : DB1, DB5, DB9, DB12, DB13, DB24, DB27, DB33, DB35, DB37, DB41, DB42, DB44, DB46, DB48, DB50, DB52, DB54, DB55, DB57, DB60, DB61, DB64, DB65, DB66, DB71, DB74, DB75, DB76, DB77, DB80, DB81).

Milieu de vie :

- Plate-forme carbonatée indifférenciée ;
- Etage infralittoral restreint à circalittoral ;
- Cette espèce pullule sur l'étage infralittoral restreint de la plate-forme carbonatée littorale ;
- Les stades juvéniles ont été récolté en très grand nombre sur l'étage infralittoral ouvert à circalittoral de la plate-forme moyenne à externe (Andreu, 1991).

Répartition stratigraphique : Sa présence est montrée au : Clansayésien? -Turonien du Maroc (Andreu, 1991), le Cénomaniens à coniacien d'Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969 ; Vivière, 1985), le Cénomaniens inférieur de Jordanie (Babinot & Basha, 1985), et le Cénomaniens du Gabon (*Paracypris* cf. *mdaouerensis* In Neufville, 1973). Elle se rencontre également dans le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ? des Monts des Ksour, le Turonien inférieur de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969), Cénomaniens-Coniacien du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).



Pl. 18 : Quelques Spécimens d'ostracodes.

III. Conclusion

L'analyse micropaléontologique et taxonomique des différents assemblages microfaunistiques se solde par la détermination de 62 taxons de foraminifères ; dont 22 taxons de foraminifères planctoniques et 40 taxons de foraminifères benthiques. En outre, 23 taxons sont identifiés pour l'ostracofaune.

Les associations de foraminifères planctoniques recueillies au sein des deux coupes étudiées sont reconnues comme appartenant au passage Cénomaniens-Turonien. Cependant, dans la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif », la présence de l'espèce index *Helvetoglobotruncana helvetica* a permis d'identifier le Turonien inférieur dans l'unité IIA.

Les assemblages de foraminifères benthiques et ostracodes observés au sein de cette présente étude ont permis de reconstituer le cadre paléoenvironnemental des dépôts de la série céno-mano-turonienne et de caractériser l'état de l'oxygénation des eaux marqué par la survenue d'une crise d'anoxie sévère, mondialement reconnue (l'EAO2).

CHAPITRE VII

L'Evènement Anoxique Océanique 2 (EAO2) et ses empreintes dans la région de Batna et conclusion

Des événements anoxiques océaniques (EAOs), brefs et extrêmes se sont produits principalement au Crétacé. Ils sont définis par l'enfouissement de quantités massives de carbone organique (Schlanger et Jenkyns, 1976). À l'échelle mondiale (Arthur *et al.*, 2014), des dépôts riches en matière organique, souvent propices à la formation de black shales ; roche-mère pour les hydrocarbures, sont synchrones avec ces événements.

L'évènement anoxique océanique 2 (EAO 2), qui s'est déroulé à la limite Cénomanien – Turonien, est une des épisodes de forte réduction de la concentration en dioxygène à très grande échelle dans les océans, enregistrés de façon récurrente dans les sédiments au cours de l'histoire géologique de la Terre. Les études radioisotopiques et astrochronologiques sur l'intervalle de l'EAO-2 ont montré que la durée de cet évènement est d'environ 600 000 années (e.g., Voigt *et al.*, 2008 ; DuVivier *et al.*, 2014, 2015) au passage Cénomanien-Turonien à 93,90 Ma (Sageman *et al.*, 2006 ; Meyers *et al.*, 2012).

À l'instar de nombreuses régions à travers le monde, le domaine téthysien n'a pas été épargné par l'évènement anoxique océanique 2 (EAO 2). Durant cette courte période, s'installèrent des conditions paléo-environnementales défavorables (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Schlanger *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Kuhnt *et al.*, 1990). Il est généralement convenu qu'une telle sous-oxygénation océanique est provoquée par un emballement de la production primaire (ex : Higgins *et al.*, 2012) et non par un mécanisme de préservation différentielle, tel que la circulation ralentie, voire nulle, des océans (Demaison et Moore, 1980). L'hydrothermalisme intense évoqué à cette période tient son origine dans l'expansion rapide des fonds marins et d'importantes éruptions ignées (LIP : large igneous province ; Larson et Erba, 1999) avec pour conséquences : dégazage de CO₂, réchauffement temporaire, accélération du cycle hydrogéologique, dépôt massif de composés réduits dans les océans et taux d'altération élevé sur les continents (Sinton et Duncan, 1997 ; Kerr, 1998 ; Jones et Jenkyns, 2001). Ce dernier effet a causé l'accroissement du flux de nutriments dans le système marin, puis l'augmentation de la productivité primaire et celle des teneurs en phosphore au début de l'EAO 2 (Mort *et al.*, 2007a, 2007b ; Pogge von Strandmann *et al.*, 2013 ; Du Vivier *et al.*, 2014). L'analyse détaillée des différents évènements de cette crise biologique à l'échelle globale a révélé l'existence de dénominateurs communs aux dépôts sédimentaires des différents domaines paléogéographiques.

L'EAO 2 se trahit par la présence de marnes noires, ou 'black shales', tant dans des milieux profonds que dans des milieux peu profonds. L'installation de cet évènement est aisément identifiée au moyen d'anomalies importantes des isotopes stables du carbone des carbonates et de la matière organique ($\Delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ et $\Delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$). L'évènement anoxique implique des conséquences économiques majeures grâce à ses faciès laminés sombres riches en matière organique marine planctonique (COT de 1 à 27%) et aux minéralisations polymétalliques associées (ex : Bechtel *et al.*, 1998 ; Southam et Saunders, 2005). Bio-stratigraphiquement, l'EAO 2 chevauche et déborde la zone de disparition de foraminifères planctoniques marqueurs (fin de la TRZ à Cushmani - début de la TRZ à Helvetica), et comporte des niveaux riches en filaments et une prolifération des hétérohélécidés.

Cet événement a fait l'objet de recherches approfondies au cours des 40 dernières années, mais le mécanisme qui l'a déclenché reste, comme même, problématique et ses empreintes sont caractéristiques et propres pour chaque région. Dans cet optique, nous avons réalisé une étude biostratigraphique, sédimentologique et géochimique (isotopes stables O et C) sur deux coupes, à faciès marin, appartenant à deux contextes distincts aux alentours de la région de Batna.

I. L'empreinte lithologique

En terme lithologique, l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) se trahit par l'apparition des faciès de couleur gris sombre très compacts, finement feuilletés, qui se débitent en plaquettes d'ordres (millimétriques à centimétriques) rencontrés principalement dans la partie sommitale des deux coupes au niveau de l'échantillon DM114 dans la coupe de Théniet El Manchar et DB84 au niveau de la coupe de Firmet Riche « Dj Bou Arif ». Ces faciès montrent une abondance en calcisphères, et foraminifères planctoniques. Ils attestent aussi la présence de la pyrite automorphe, la glauconie, le phosphate, et quelques débris organiques significatifs d'une transgression relative, corrélative d'un appauvrissement en oxygène dissous dans les couches d'eau profondes et intermédiaires. Ces caractéristiques sont l'expression d'un approfondissement du milieu de dépôt caractérisant un intervalle transgressif (IT). Cet intervalle s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre (Hardenbol *et al.*, 1993). La structuration de la région en blocs tectoniques basculés formant des zones basses, et le reflux du Trias sous l'effet de la charge litho-statique créant des zones hautes, sont les principales causes de la distribution des eaux oxygénées (appauvrissement ou enrichissement). Ces preuves, analogues dans les deux coupes, déjà

répertoriés en Algérie à Tébessa (Salmi-Laouar *et al.*, 2018) et en Tunisie à Kalâat Senan (Robaszynski *et al.*, 1990), sont attribués à un cortège de prisme de bordure de plateforme (PBPF). Le faible taux du carbone organique enregistré dans les deux coupes montre que le concept de « black shale » n'est pas bien marqué et ne s'applique pas dans le cas de la région de Batna. Ce taux n'est que la conséquence d'une production marine primaire faible liée à niveau paléobathymétrique différent à celui signalé dans d'autres domaines paléogéographiques situés au nord.

II. L'empreinte biostratigraphique

En présence d'ammonites exploitables et de foraminifères planctoniques index le découpage bio-stratigraphique est établie et des bioévénements ont été décelés pour l'intervalle Cénomanién-Turonien. Dans la région de Batna, comme à Tébessa (Salmi-Laouar *et al.*, 2018) et en Tunisie (Robaszynski *et al.*, 2010), l'abondance de filaments est considérée comme un indicateur potentiel pour approcher le passage Cénomanién-Turonien. L'EAO 2 s'inscrit dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, repérée à la base de la première unité (IIA) de la deuxième formation (Dolomies de l'Oued Skhoun) au niveau de l'échantillon DM114 « coupe de Théniet El Manchar » et à partir de l'échantillon DB80 « coupe de Dj Bou Arif ». Dans la littérature de Sigal (1977), cette biozone est réputée de zone à grosses globigérines. Dans le domaine téthysien, cette biozone marque l'intervalle qui date le passage du Cénomanién supérieur au Turonien inférieur (Robaszynski et Caron, 1995).

L'évènement anoxique océanique 2 (EAO2), identifié pour la première fois dans la région de Batna, est également accompagné par d'autres événements biologiques à savoir :

- L'extinction de la majorité du benthos : le benthos constitue l'une des composantes biofaciologiques radicale dans le Cénomanién marqué par une densité macro et microfaunistique moyenne à élevée et par une diversité générique et spécifique faible où dominent les ammonites, les coraux, les échinides, les lamellibranches, les gastéropodes, les ostracodes et les foraminifères essentiellement les arénacées. La grande transgression globale, atteignant son apogée à la limite Cénomanién supérieur-Turonien inférieur (-93,5Ma) (Arthur *et al.*, 1987, Busson *et al.*, 1999) serait la cause principale de l'extinction de la majorité du benthos. Seuls les formes opportunistes (*hétérohélicidés*, *Whiteinelles*, et quelques formes benthiques hyalins) expriment une adaptation à cette crise et à ce changement spatio-temporel dans la topographie sous-marine (= variation bathymétrique).

- Apparition de *Mytiloides* dans l'intervalle Cénomanien-Turonien est significative d'une adaptation fonctionnelle à une vie sur des fonds anoxiques.
- Évènements foraminifériques et ostracofauniques : Les différentes données micropaléontologiques menées au cours de cette présente étude transportent des éléments clés et assez précis sur le comportement de chaque taxon dès l'installation d'un régime dramatique (l'EAO2). La limite Cénomanien supérieur-Turonien inférieur est une période de stress écologique ne présente pas les préférences acceptables dans les conditions de vie pour toutes les formes biologiques. La répartition dans l'espace des foraminifères benthiques et ostracodes diminue sur les deux plans qualitatif et quantitatif suite à une modification primordiale dans les facteurs biotiques, physiques, et même chimiques. Ces dernières influencent et limitent soit leur nombre, leur extension, leur abondance et densité, et leur diversité générique et spécifique. L'étude foraminiférique et ostracofaunique durant l'évènement anoxique océanique 2 est une empreinte typique pour distinguer le rôle de ces assemblages dans la reconstitution des différents scénarios de cet évènement et assez fiable pour préciser le caractère des paléoenvironnements au passage Cénomanien-Turonien.

Les données lithologiques et bio-stratigraphiques des deux coupes de la région de Batna, appartenant aux monts de Bellezma et des monts des Aurès, comparées avec celles de Tébessa (Salmi-Laouar *et al.*, 2018) et à Kalâat Senan (Accarie *et al.*, 1996) montrent des coïncidences évènementielles entre les différentes coupes au passage Cénomanien-Turonien et traduisent à la fois que l'EAO 2 est un phénomène qui affecte toute la bordure méridionale de la Téthys.

III. L'empreinte paléoenvironnementale

Sur le plan environnemental, l'analyse des microfaciès-type, et des différents paramètres micropaléontologiques permet d'apprécier l'évolution de l'environnement au cours de la période examinée. Elles ont fourni des précisions sur la paléobathymétrie, le taux d'oxygène, la température et parfois sur la salinité et la nature de substrat.

Les différents microfaciès définis en fonction des éléments figurés biologiques et non biologiques et la texture montrent qu'il s'agit un milieu de type plate-forme peu profond évoluant vers un milieu ouvert profond calme et transgressif. La diminution de la diversité spécifique voir la disparition de certains taxons du benthos témoignent le début de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) avec l'apparition de nouvelles conditions, apparemment dramatiques, au cours desquelles une zone à oxygène minimum est installée.

L'évènement anoxique océanique EAO2 est caractérisé par ses horizons grisâtres et les formes planctoniques prépondérant le passage Cénomanien-Turonien. En revanche, et comme d'autres localités téthysiennes, l'abondance des foraminifères planctoniques implique l'installation d'un grand cycle transgressif.

Les discontinuités sédimentaires définies au cours de ce présent travail sont d'une importance régionale à l'exception de la discontinuité fini-cénomanienne qui est d'ordre globale. Leur caractérisation combinée à l'examen des modalités d'empilement des unités lithostratigraphiques permettent d'identifier plusieurs séquences élémentaires bien différenciées par les données litho-biofaciologiques et sédimentologiques distinguées et attachées en leur totalité aux variations du niveau marin.

D'une manière générale, tous les organismes ont une répartition limitée dans l'espace et sont en relation étroite avec un milieu de vie bien déterminé. Leur répartition dépend donc de facteurs écologiques.

Dans des milieux de vie différente, les foraminifères benthiques et les ostracodes constituent des précieux marqueurs des milieux de dépôts anciens. Ils montrent des réponses morphologiques différentes aux diverses conditions de stress écologique.

Des méthodes d'analyses statistiques et quantitatives ont été mises au point et sont régulièrement employées afin d'extraire à partir de tels assemblages le maximum de données paléoécologiques (évaluation de la biodiversité ; fréquences relatives de taxons ; taux d'oxygène, ...). L'application de certaines de ces méthodes à la caractérisation de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) dans la région de Batna a permis d'appréhender le cadre paléoécologique des microfaunes triées. Elles ont permis de noter l'empreinte paléo-environnementale de cet évènement dans notre région.

IV. L'empreinte géochimique

L'application des méthodes géochimiques, à savoir le taux de carbone organique, la calcimétrie et les isotopes stables, sur les dépôts rencontrés dans les deux coupes étudiées, couvrant la région de Batna, tente de justifier l'affinité des corrélations à l'aide des lois de la chimie. Elles soulignent non seulement les variations lithologiques (Accarie *et al.*, 1996) mais aussi les modifications paléo environnementales (Amédéo *et al.*, 2005) d'un intervalle précis.

Le passage Cénomanien-Turonien à travers le monde est marqué par une excursion positive du $\Delta^{13}\text{C}$. Cette excursion résulte de l'extraction préférentielle de ^{12}C de l'eau de mer

par le plancton marin et l'enrichissement de la matière organique en ^{13}C (Jenkyns, 1980). Inversement, de faibles valeurs de $\Delta^{13}\text{C}$ trahissent une faible productivité biogénique, ou une oxygénation continue et un recyclage régulier du carbone organique. Il est aussi marqué par une excursion négative de l'oxygène des carbonates, où elle est interprétée par Hilbrecht et Hoefs (1986) comme une augmentation de paléo-température. Les résultats obtenus dans la région d'étude sont conformes à ceux, déjà, établis dans le domaine téthysien et qui paraissent être synchrones avec d'autres gisements paléogéographiques dans le monde. Elles indiquent, par contre, une productivité primaire faible. Les données du $\Delta^{18}\text{O}$, quant à elles, indiquent une augmentation des paléo-températures, cause principale probable du déclenchement de l'EAO 2.

V. Interprétations et discussions

Les évolutions paléoenvironnementales dépendent essentiellement de l'aspect morphologique de l'aire sédimentaire et l'extension temporelle et spatiale du lithofaciès et biofaciès, ces derniers sont considérés comme des facteurs locaux. Les facteurs globaux sont liés généralement aux mouvements des plaques tectoniques et l'influence des paléo-courants. L'ouverture et la fermeture actives des deux barrières maritimes isolant les îles ouest-européennes (respectivement l'Atlantique Nord et la Téthys), conjuguées aux variations eustatiques et aux données paléontologiques relativement limitées, rendant les interprétations d'ordre paléobiogéographiques particulièrement difficiles pour la période allant de la base du Crétacé jusqu'au Santonien (Rage, 1997). Mais l'apport des données micropaléontologiques et géochimiques nouvelles à faciliter et à éliminer toute ambiguïté concernant les reconstitutions paléoenvironnementales, paléo-écologiques et paléobiogéographiques au cours des évènements anoxiques océaniques. L'application des techniques de la micropaléontologie quantitative de la région étudiée aux dépôts céno-mano-turonien nous a permis de mettre en évidence des paramètres d'ordre paléo-écologiques ; en particulier : (1) la paléobathymétrie qui prend en considération la nature des tests chez les foraminifères benthiques, la présence ou non de la carène chez les foraminifères planctoniques, l'état de carapace chez les ostracodes, les rapports d'abondance entre les différents assemblages microfaunistiques ; (2) la nature du substrat qui tient en compte : l'étude et la détermination des microfossiles présents, l'étude du microfaciès par la définition des éléments figurés et le type de la texture présente, la caractérisation de la nature des tests pour les formes benthiques, la qualité de paroi chez les ostracodes ; (3) le taux d'oxygène dissous, fondé sur, l'examen du contenu

minéralogique, l'examen des variations enregistrées dans les taux de certains paramètres géochimiques notamment la mesure du % COT, $\Delta^{13}\text{C}$, et le type des microfossiles présents.

Les principaux facteurs qui contrôlent la distribution des foraminifères sont, comme nous l'avons déjà évoqué, la température, la luminosité, la quantité de nourriture disponible, la profondeur, la salinité et les taux d'oxygène dissous. Par ailleurs, les foraminifères sont d'excellents indicateurs de paléoenvironnement (Caron & Homewood, 1982 ; Hembelen *et al.*, 1990 ; Hart, 1999 ; Arnold & Parker, 1999 ; Claudine Moons, 2013). Les foraminifères planctoniques sont, aussi, des marqueurs typiques de la bathymétrie, pouvant parfois atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur (Hemleben *et al.*, 1989). Leur abondance, au passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur, permet de distinguer l'arrivée de la transgression fini cénomanienne.

A Batna, les données quantitatives menées sur les deux coupes révèlent une sédimentation qui s'est effectuée dans un milieu marin à bathymétrie variante. Les sédiments évoluent graduellement de la plate-forme externe (au cours du Cénomanien inférieur) à la plate-forme médiane (au cours du Cénomanien moyen), à la plate-forme interne (au cours du Cénomanien supérieur) vers la zone de transition plate-forme/bassin (au cours du passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur et au Turonien inférieur). Le rapport nul de l'indice d'océanité des dépôts cénomaniens correspond aux dépôts de plate-forme. Une évolution croissante de ce rapport, enregistrée aux termes du passage Cénomanien-Turonien et aux termes du Turonien inférieur, traduit une augmentation de la bathymétrie qui atteint son apogée à la limite Cénomanien-Turonien. La diminution des formes benthiques et des ostracodes, l'abondance des foraminifères planctoniques, l'apparition des filaments, la diminution de la diversité spécifique, l'abondance des formes opportunistes et la présence de pyrite à ces niveaux témoignent d'un milieu, à l'interface eau/sédiment, à tendance anoxique en déficit d'oxygène. Ces conditions se sont réalisées au cours de la transgression fini cénomanienne secondée par une anoxie. En Tunisie méridionale, Abdallah *et al.*, (1995) explique que cette transgression a, en effet, maintenu l'apparition des groupes néritiques en domaine intertidal et lagunaire et a favorisé, au contraire, l'étalement d'un faciès à caché bathyal en domaine de plate-forme. Sur la base d'arguments lithologiques et micropaléontologiques, l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) marquant le passage Cénomanien supérieur-Turonien inférieur dans la région de Batna et dans les deux domaines, Monts de Bellezma et des Aurès, est placé à la base des calcaires marneux de l'unité IIA. Ces faciès portent des caractéristiques proches de la Formation "Bahloul" de l'Atlas saharien

oriental (Monts de Mellègue, Salmi-Laouar *et al.*, 2018) à savoir : des calcaires marneux gris feuilletés en plaquettes (millimétriques à centimétriques) à foraminifères planctoniques, glauconie et grains de phosphates. Toutefois, ces niveaux sont moins riches en matière organique. Les réponses des assemblages biotiques, sédimentologiques et géochimiques à l'installation de l'évènement anoxique océanique 2 distinguée dans la région de Batna, jalonnent des changements assez notables dans la bathymétrie et la nature de substrat, contrôlés par la morphologie du plancher et la tectonique synsédimentaire. Par comparaison, ces réponses révèlent aussi un approfondissement appréciable du milieu de dépôt dans le domaine des Aurès par rapport à celui des monts de Bellezma. La valeur élevée du COT atteignant 1.55 %, la présence de formes carénées (*Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli), et la taille particulière de la pyrite sont les preuves. Les résultats du carbone organique, obtenus sur la région de Batna, restent faibles par rapport à ceux de la bordure interne de la plateforme sud téthysienne qui montre des teneurs en carbone organique total variant de 0,6 à 6,2% avec une moyenne de 2,8% (Herbin *et al.*, 1986 ; Layeb et Belayouni, 1989 ; Ben Ferjani *et al.* (1990), Askri *et al.*, 1995).

Au Turonien, les conditions de stress écologiques s'atténuent avec un retour progressif aux conditions d'oxygénation normales.

À l'aide des exemples présentés ci-dessous des affinités et des analogies téthysiennes marquant l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) peuvent être exprimés :

En Tunisie centrale et septentrionale, Burollet (1991), montre que l'évènement anoxique océanique 2 est marqué lithologiquement par la présence des calcaires feuilletés noirs à patine blanche, c'est l'horizon Bahloul se situe en milieu marin ouvert. Dans le même domaine, Robaszynski *et al.*, 1993 ; Maamouri *et al.*, 1994 ; Accarie *et al.*, 1996 ont montré que les formations du Bahloul, constituées de calcaire feuilletés et de passées argileuses riches en organismes planctoniques.

Par contre en Tunisie méridionale, cet évènement est placé au sein des faciès carbonatés et parfois lagunaires. Il s'agit une couche calcareuse blanchâtre riche en foraminifères planctoniques est suivi d'un faciès de calcaire dolomitique épais à rudistes ou de dolomies montrant une phase de haut niveau marin avec des températures exceptionnelles.

En Egypte et la Libye, les études corrélatives à cet évènement sont généralement rarissimes.

Au Maroc, au sud de l'Anti-Atlas « Région de Tarfaya », Leine, 1986 ; El Albani *et al.*, 1999a ; Kuhnt *et al.*, 2001 ; Kolonic *et al.*, 2002 ont signalés les dépôts caractérisant l'évènement anoxique océanique 2, comme des schistes bitumineux présentant un taux supérieur à 18% du COT. Dans la région d'Essaouira au nord et Agadir au sud, comme de marnes et de calcaires riches en nodules siliceux montrant d'après Stamm, 1981 ; Einsele et Wiedmann, 1982 ; Thein, 1988 un teneur en COT, dépassant 11%.

De même, l'examen des associations ostracofauniques récoltées au sein des unités de dépôt étudiées de la région de Batna exprime des analogies observées au Maroc. (Andreu, 1992, 1993, 2002 ; Andreu *et al.*, 1996 ; et Ettachfini, 2008) et en France (Tronchetti et Grosheny, 1991). Ces associations nous ont permis de préciser la relation existante entre le mode de vie et les facteurs de milieu qui influencent ou limitent leur présence et extension spatiale et temporelle avec bien sûr quelques légères différenciations dans le profil bathymétrique.

Les bioévènements mondialement enregistrés à l'EAO2 montrent des similitudes avec les deux coupes étudiées à savoir : 1- l'extinction des *Caprinidés* appartenant aux rudistes (Philip, 1981 ; Bilotte, 1985 ; Zaghib-Turki, 2003), 2- la quasi-absence des foraminifères benthiques (Tronchetti et Grosheny, 1991 ; Soua, 2005), 3- l'abondance des calcisphères (O'dogherty, 1994 ; Dali-Ressot, 1987 ; Soua et Zaghib-Turki, 2006b ; Salmi-Laouar *et al.*, 2018).

L'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) semble s'installer et progresser de l'Est vers l'Ouest le long de la marge sud-téthysienne, du Nord au sud le long de la marge atlantique, et du Sud-Ouest vers le nord-est dans le passage trans-saharien (Benyoucef, 2012).

VI. Conclusion

L'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) de la région de Batna démontre l'identité de la succession des évènements respectifs classiques de la transition céno-mano-turonienne et présente des affinités téthysiennes certaines.

Le dépôt et la conservation de matière organique d'origine essentiellement marine et sa distribution dépend essentiellement de la paléogéographie et du contexte structural dans la région. Son taux s'avère plus important dans le domaine des Aurès, où le milieu est plus profond contrôlé par la structure en blocs basculés (Herkat, 2003, 2004; Herkat et Guiraud, 2006) que celui des monts de Bellezma. Ces accumulations de la matière organique restent tout de même moindres aux autres provinces algériennes situées au Nord.

Cependant, les compositions isotopiques négatives de l'oxygène des carbonates mesurées sur la coupe de Théniet El Manchar indiquent une augmentation des paléotempératures et le rôle de la grande province ignée en tant que fournisseur d'éléments nutritifs et mécanisme de déclenchement de l'événements anoxique océanique 2. Ces nouvelles données concordent avec les études isotopiques précédentes dans le bassin méditerranéen.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abdellah, H. ; Memmi, L. ; Damotte, R. ; Rat, P. & Magniez Janin, F. (1995). Le Crétacé de la Chaîne Nord des Chotts (Tunisie du Centre Sud) : Biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research*, 16 (5) : 487-538.

Abdallah, H. ; Sassi, S. ; Meister, C. & Souissi, R. (2000). Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research 2000* (21): 35-106.

Accarie, H.; Emmanuel, L.; Robaszynski, F.; Baudin, F.; Amédro, F.; Caron, M.; Deconinck, J. F. (1996). La géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) comme outil stratigraphique : Application à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale. *Comptes-Rendus à l'Académie des Sciences de Paris (2a)* 322 : 579-586.

Addoum, B. (1995). L'Atlas Saharien Sud-Oriental : Cinématique des plis-chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-Est constantinois (confins algéro-tunisiens). *Thesis, University of Paris Sud, Orsay, France*: 1-158.

Agassiz, L. & Desor, E. (1846-1847). Catalogue raisonné des familles, des genres et des espèces de la classe des Echinodermes. *Annales des Sciences Naturelles, 3^{ème} série, Zoologie*, 6 : 305-374.

Ahmad, F. & Al-Hammad, A. (2002). Oysters and echinoids from the Naur Formation (Late Aptian-Early Cenomanian) of Central Jordan. -*Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*: 449-464.

Al Abdul Razzaq s. kh. (1977). Study of some Cretaceous Ostracode of Kuwait. *Thèse, Université, Michigan*: 436pp.

Al Abdul Razzaq s. kh. (1979). Hinge structure of *Cytherella sulcata* Rosenfeld, 1974.

Aly, M.F.; Smadi, A. & Abu Azzam, H. (2008). Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of Jordan. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 27 (1) : 43-71.

Amédro, F. ; Busson, G. & Cornée, A. (1996). Révision des ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara Algérien) : Implications biostratigraphiques. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 4th Sér., 18, Secion C 2- 3* : 179-232.

- Amédéo, F. ; Accarie, H. & Robaszynski, F. (2005).** Position de la limite Cénomanién-Turonien dans la formation Bahloul de Tunisie centrale : Apports intégrés des ammonites et des isotopes du Carbone ($\delta^{13}\text{C}$). *Eclogae. Geol. Helv* (98) : 151-167.
- Amédéo, F. & Robaszynski, F. (2008).** Zone d'ammonites et de foraminifères planctoniques du Vraconien au Turonien : Une comparaison entre les domaines boréals et téthysiens (NW Europe/ Tunisie centrale). *Carnets de Géologie* (02) : 06-10.
- Andreu, B. (1978).** Ostracodes albiens et cénomaniens dans la zone Sud. Pyrénéenne, les chaînes Iberiques Aragonaises, le Portugal. *Trav. Lab. Géol. Univ. P. Sabatier, Toulouse III*, 290 pp.
- Andreu, B. (1991).** Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, 2, (14) : 1-765.
- Andreu, B. (1992).** Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Thèse de Doctorat. Université Paul-Sabatier Toulouse, série 2* : 909pp.
- Andreu, B. (1993).** Ostracodes Cytherettidae et Trachyle berididae du Barrémien-Albien basal dans le bassin d'Agadir (Haut Atlas occidental, Maroc). *Revista Espanola de Micropaleontologia VOL.XXV*, (2) : 95-124.
- Andreu, B. ; Bilotte, M. ; El Mostafa, E. & Nicole, G. (1996).** Microfaunes (Foraminifères, Ostracodes) et Microflors (Algues, Charophytes) de l'Albien supérieur ? - Cénomanién-Turonien du bassin d'Essaouira (Haut Atlas Occidental, Maroc) : Biostratigraphie et paléoécologie. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud ; Actes Colloques Angers (1994)* : 521-539.
- Andreu, B. (2002).** Cretaceous Ostracode biochronology of Morocco, *Eclogae geol. Helv.* (95): 133-152.
- Archer, D. & Maier-Reimer, E. (1994).** Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature* 367: 260-263.
- Arnold, A.J. & Parker, W.C. (1999).** Biogeography of planktonic foraminifera. *In* Sen Gupta. B.K., 1999(Ed), Modern foraminifera. *Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Modern foraminifera Barun K. Sen Gupta (1999):* 103-122.

Arthur, M. A.; Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II: Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geological Society, London, Special Publications*, 26: 401-420.

Arthur, M.A. ; Dean, W.E. et Pratt, L.M. (1988). Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335 : 714-717.

Arthur, B. ; Léa, K. ; Thierry, M. ; Philippe, M. (2014). Mise en évidence de l'évènement anoxique océanique 2 (OAE2) dans le Bassin aquitain à Urrugne (Pays-Basque) et à la Couronne (Charente).

Askri, H.; Belmecheri, A.; Benrabah, B.; Boudjema, A.; Boumendjel, K.; Daoudi, M.; Drid, M.; Ghalem, T.; Docca, A. M.; Ghandriche, H.; Ghomari, A.; Guellati, N.; Khennous, M.; Lounici, R.; Naili, H.; Takherist, D. & Terkmani, M. (1995). Geology of Algeria, Proceedings of the Algerian Well evaluation conference: 1-93.

B

Babinot, J.F. & Colin, J.P. (1979). Taxonomic and paleoecologic comments on the genus *Trachyleberidea* Bowen 1953. *Proc. 5th. Int. Symp. Ostracodes, Serb. Geol. Soc.*: 55-58.

Babinot, J.F. (1980). Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence : Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. *Travaux du Laboratoire de Géologie Historique et Paléontologie, Université de Provence*, 10 : 1-634.

Babinot, J.F. & Basha, S.H. (1985). Ostracodes from the early Cenomanian of Jordan. A preliminary report. *Geobios*, 18, 2: 257-262.

Babinot, J.F. & Colin, J.P. (1988). Paleobiogeography of Tethyan Cretaceous Marine Ostracods. *In* Hanai, T.; Ikeya, N. & Ishizaki, K. (Ed.): *Evolutionary Biology of Ostracoda* (Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 11), *Elsevier, Amsterdam*: 823-839.

Babinot, J.F. & Bourdillon-de-Grissac, C. (1989). Associations d'Ostracodes de l'Albien-Maastrichtien du Dhofar (Oman): Affinités paléogéographiques et implications géodynamiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, V, 2 : 287-294.

Bandel, K. & Geys, J. F. (1985). Regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Hashemite Kingdom of Jordan. *Annales de la Société Géologique du Nord* 104: 97-115.

- Barrell, J. (1917).** Rhythms and the measurements of geologic time, *American Geological Society, Bulletin*, 28: 745-904.
- Bassoulet, J.P. & Damotte, R. (1969).** Quelques ostracodes nouveaux du Cénomanién-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 12: 130-144.
- Bassoulet, J.P. (1973).** Contribution à l'étude stratigraphique du mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse Doc. Scien Uni. Paris IV. Tome I et II* : 485pp., 32pl.
- Baudin, F. ; Moullade, M. & Tronchetti, G. (2008).** Characterisation of the organic matter of upper Bedoulian and lower Gargasian strata in the historical stratotypes (Apt and Cassis-la-Bédoule areas, SE France). *Carnets de Géologie/ Notebooks on Geology, Brest, Letter 2008/01 (CG 2008_L01)* : 1-9pp.
- Bé, A.W.H. (1977).** An ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In: Ramsay A.T.S. (Ed.): *Oceanic Micropaleontology*. Academic Press, London: 1-100.
- Bechtel, A. ; Pevaz, M. and Püttmann, W. (1998).** Role of organic matter and sulphate-reducing bacteria for metal sulphide precipitation in the Bahloul Formation at the Bou Grine Zn/Pb deposit (Tunisia). *Chem. Geol.* 144 : 1–21pp.
- Bein, A. (1976).** Rudistid fringing of Cretaceous shallow carbonate platform of Israel. *AA.P.G. Bull*, 60,2 : 258-272.
- Bellier, J.P. ; Mathieu, R. & Granier, B. (2010).** Court traité de foraminiférologie (l'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles). *Carnet de géologie, livre 2* : 10pl, 14 fig, 104pp.
- Bellion, Y. (1972).** Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). *Thèse de Doctorat de 3ème Cycle, Paris 6* : 186 pp.
- Benamane, K. & Laredje, N. (1991).** Sédimentologie et micropaléontologie du Cénomano-Turonien des Aurès (région de Batna). *Mémoire d'Ingéniorat. USTHB* :189 pp.
- Ben Ferjani, A. ; Burollet, P.F. & Mejri, F. (1990).** Petroleum geology in Tunisia. - ETAP (Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières), *Mémoire, Tunis*, n° 1 : 194 pp.
- Bengtson, P. (1996).** Cretaceous ammonites of Brazil. In W. Kuhnt (ed.) : Jost Wiedmann Symposium, 207–213. *Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Berichte–Reports* 76.

- Benkherouf, F. (1987).** Microbiostratigraphie et paléoenvironnement des marnes cénomaniennes du Djebel Dyr (Tébessa, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 30: 69-78.
- Benkherouf, F. (1988).** Les foraminifères cénomaniens des Alpes-Maritimes (SE de la France) et du Dj. Dyr (NE Algérie) : biostratigraphie et paléoenvironnement. *Thèse de Doctorat. Université Nice* n° 9 : 173pp.
- Benmansour, S. (2016).** La série Campano-Maastrichtienne de l'anticlinal de Dj. El Azreg : lithostratigraphie, paléobiodiversité et sédimentologie (Aurès, Algérie orientale). *Thèse de Doctorat, Université Batna 2* : 304pp.
- Ben Youssef, M. (1980).** Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé des Djebels Koumine et Kharroub. *Thèse Doctorat 3^e cycle, Univ. Nice* : 104 pp.
- Benyoucef, M. ; Meister, C. ; Bensalah, M. & Malti, F. (2012).** La plate-forme préafricaine (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) dans la région de Bechar (Algérie) : Stratigraphie, paléoenvironnement et signification paléobiogéographique. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 31 (1) : 205-218.
- Benyoucef, M. ; Meister, C. ; Mebarki, K. ; Läng, È. ; Adaci, M. ; Cavin, L. ; Malti, F.Z. ; Zaoui, D. ; Cherif, A. ; Bensalah, M. (2016).** Evolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région de Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie*, 16 (9) : 217-296.
- Berndt, R. (2003).** Cenomanian echinoids from Southern Jordan. -*Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* : 73-90.
- Bijma, J. ; Hemleben, C. & Wellnitz, K. (1994).** Lunarinfluenced carbonate flux of the planktic foraminifer Globigerinoides sacculifer (Brady) from the central Red Sea. *Deep - Sea Res, I*, 41 : 511-530.
- Bilotte, M. (1985).** Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata Ser.* 2, 5.
- Bismuth, H. ; Boltenhagen, C. ; Donze, P. ; Le Fevre, J. & Saint-Marc, P. (1981).** Le Crétacé moyen et supérieur du djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord), microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bull. Centre. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine*.t,5. n°2: 193-267,9fig ,11Pl.
- Blanckenhorn, M. (1925).** Die Seeigelfauna der Kreide Palästinas. – *Palaeontographica* 67: 83-113.

- Blanckenhorn, M. (1934).** Die Bivalven der Kreideformation von Syrien-Palästina nebst einem ergänzenden Anhang über Brachiopoden, Gastropoden und Pteropoden und einem Überblick über die gesamte Molluskenfauna. – *Palaeontographica* A81: 161- 296.
- Bosence, D.W.J.; Wood, J.L.; Rose, E.P.F. & Qing, H. (2000).** Low- and high-frequency sea level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of the Geological Society of London*, 157 : 61-74.
- Boumaaza, L. (2000).** Les Ostreoidea du Crétacé supérieur de l'Algérie. Etude systématique, contexte biostratigraphique et paléobiogéographique. *Magistère en Sciences de la terre, Usthb, Alger* : 169pp.
- Bureau, D. (1970).** Principaux traits de la structure des Monts du Bélezma (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2 : 210-213.
- Bureau, D. (1972).** Obliquité de la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna (Algérie). *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 5 : 206-207.
- 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 Es Science, Université Pierre et Marie Curie, Paris* : 441pp.
- Burollet, P.F. (1956).** Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des Mines et de la Géologie*, 18 : 1-345.
- Burollet, P.F. (1967).** General Geology of Tunisia. *Pet. Explor. Soc. Libya, 9th Annu. Field Conf., Tripoli*: 51-58.
- Burollet, P.F. (1991).** Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195 : 359-369.
- Busson, G. (1999).** La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur le Hamada Tinrhret (Sahara algérien) : Datation biostratigraphique, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20 (1): 29-46.

C

- Caron, M. (1983).** La spéciation chez les foraminifères planctoniques : Une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*. N°10 : 671-676.
- Caron, M. (1983).** Taxonomie et phylogénie de la famille des Globotruncanidae. *Zitteliana*. N°10 : 677-681.
- Caron, M. and Homewood, P. (1982).** Evolution of early planktonic foraminifers. *Marine micropaleontology*, 7: 453-462.
- Caron, M. (1985).** Cretaceous planktic Foraminifera. *In*: Bolli, H.M.; Saunders, J. B.; Perch Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy*. Cambridge Univ. Press: 17-86.
- Caron, M.; Robaszynski, F.; Amédéo, F.; Baudin, F.; Deconinck, J. F.; Hochuli, P.; Von Salis-Perch Nielsen, K. & Tribovillard, N. (1999).** Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomaniens/Turonien : Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 170, (2) : 145-160.
- Caron, M. ; Dall'Angolo, S. ; Accarie, H. ; Barrera, E. ; Kauffman, E. G. ; Amédéo, F. & Robaszynski, F. (2006).** High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): Stable isotope and bio-events correlation. *Géobios*. 39: 171-200.
- Caus, E.; Gomez-Garrido, A.; Simo, A. & Soriano, K. (1993).** Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research*, 14 : 531-551.
- Chaabane, K. (2015).** Le Cénomaniens-Turonien du Nord de Tébessa (Nord-Est Algérie). *Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar, Annaba* : 153pp.
- Chikhi-Aouimeur, F. (1998).** Distribution paléogéographique des rudistes du Cénomaniens moyen à supérieur en Algérie. *Geobios*, 31 : 93-99.
- Chikhi-Aouimeur, F. (1998).** Les Rudistes du Crétacé supérieur de l'Algérie : Etude paléontologique, données écologiques, biostratigraphiques et paléogéographiques. Thèse Es Sciences. *Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger* : 198 pp.

- Chikhi-Aouimeur, F.; Grosheny, D.; Ferry, S.; Herkat, M.; Jati, M.; Atrops, F.; Redjimi-Bourouiba, W. & Benkhrouf-Kechid, F. (2011).** Lithofaciès, paléogéographie et correlations au passage Cénomanién-Turonien dans l'Atlas saharién (Ouled Nail, Zibans, Aurès et Hodna, Algérie). *Mémoire du Service Géologique National*, 17 : 67-83.
- Claudine, M. (2013).** Évolution des associations de foraminifères comme bio-indicateurs des paléoenvironnements : Le bassin subalpin (bassin vocontien et sa marge occidentale) au Cénomanién. *Thèse de doctorat : Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'environnement : Strasbourg : 2013, 1 vol : 258 pp.*
- Colin, J.P. (1973).** Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Saint. Cyprien (Dordogne). *Thèse Doctorat 3ème cycle, Univ. Paris VI : 285pp.*
- Coquand, H. (1862).** Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoire de la Société d'Emulation de Provence*, 2 : 341pp.
- Cuffey, R.J. (1969).** Bryozoa versus Ectoprocta - the necessity for precision, *Systematic Zoology*, v. 18: 250-251.
- Culver, S. J. & Buzas, M. A. (1981).** Distribution of selected recent benthic foraminiferal genera in the western North Atlantic. In *Microfossils from recent and fossil shelf seas* (eds Neale, J. W. & Brasier, M. D.): 336-349 (*British Micropaleontological Society Series, Ellis Horwood, Chichester*).
- Culver, S.J. & Buzas, M.A. (1999).** Biogeography of neritic Benthic Foraminifera. *In* Sen Gupta, B.K. 1999 (Ed). *Modern foraminifera. Kluwer Academic Publishers*. Dordrecht: 93-102.
- Cushman, J.A. (1927).** Some characteristic Mexican fossil foraminifera. *Journal of Paleontology*, 1.
- Cushman, J.A. (1933).** Foraminifera, their classification and economic use. *Cushman Laboratory Foraminiferal Research, Spec. Publ.*, 4: 349 pp.
- Cushman, J.A. & Bermudez, P.J. (1937).** Further new species of foraminifera from the Eocene of Cuba. *Contr. Cushman Laboratory Foraminiferal Research*, 13.

D

- Dali-Rossot, M. D. (1987).** Les calcisphaerulidae des terrains albiens à maastrichtien de Tunisie Centrale : Intérêts systématique, stratigraphique et paléogéographique, *Thèse, 3^e cycle*.
- Damotte, R. (1971).** Quelques ostracodes du Cénomaniens de Dordogne et de Touraine. *Rev. Micropal.* 14, 1: 3-19.
- Damotte, R.; Babinot, J.F.; Colin J. P. (1981).** Les Ostracodes du Crétacé moyen européen. *Cretaceous Research*, 2 : 287-306.
- De Castro, P. (1981).** Cisalveolina fraasi (Gümbel), Foraminifèrida : diffusion geografica e problem stratigrafici. *Bull. Soc. Natur. Napoli, Naples, Volume XC* : 1-32.
- Demaison, G.J. & Moore, G.T. (1980).** Anoxic Environments and Oil Source Rock Bed Genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64 : 1179-1209.
- Desmares, D. (2004).** Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans cadre tephrochronologique. Le bassin du Western Interior Au passage Cénomaniens-Turonien. *Bull. Soc. Géol. Fr, T. 175, n°6* : 561-572.
- Desmares, D. (2005).** Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre tephrochronologique. Le bassin du Western Interior Au passage Cénomaniens-Turonien. *Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg I* : 440pp.
- Dhondt, A.V. & Jaillard, E. (2005).** Cretaceous bivalves from Ecuador and Northern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 19 : 325-342.
- Djaiz, F. (2011).** Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). *Thèse de Doctorat. Université Mentouri-Constantine* : 260pp.
- Djeffal, R. (2014).** Etude lithostratigraphique et sédimentologique de la série turonoconiacienne du Djebel Ich Ali -Aurès- et Djebel Tuggurt -Monts de Belezma-Batna- : *Mémoire de magister, Université Hadj Lakhdar, Batna*, 152pp.
- Dubourdieu, G. (1956).** Etude géologique de la région de l'Ouenza (Confins algéro-tunisiens). *Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie. Nouvelle série*, 10 : 659 pp.

Du Vivier, A.D.C. ; Selby, D. ; Sageman, B.B. ; Jarvis, I. ; Gröcke, D.R. ; Voigt, S. (2014). Marine 187Os/188Os isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth Planet Sci Lett* 389 :23–33

Du Vivier A.D.C. ; Jacobson, A.D. ; Lehn, G.O. ; Selby, D. ; Hurtgen, M.T. ; Sageman, B.B. (2015). Ca isotope stratigraphy across the Cenomanian-Turonian OAE-2 : links between volcanism, seawater geochemistry, and the carbonate fractionation factor. *Earth Planet Sci Lett* 416 :121–131.

E

Eicher, D.L. (1967). Foraminifera from belle fourche Shale and equivalents. Wyoming and Montana. *Jour. Pal.*, 41(1) : 16-31.

Einsele, G. and Wiedmann, J. (1982). Turonian black shales in the Moroccan coastal basins : First upwelling in the Atlantic Ocean. _In : v. Rad, U et al. (Eds.) : Geology of the North west African Continental Margin. *Springer, Berlin, Heidelberg, New york.*

El Albani, A. ; Kuhnt, W. ; Luderer, F. ; Caron, M. (1999a). Palaeoenvironmental evolution of the Late Cretaceous sequence in the Tarfaya Basin (Southwest of Morocco). *Geological Society London Special Publications* 153 (1) : 223-240pp.

El Albani, A. ; Vachard, D. ; Kuhnt, W. ; Chellai H. (1999b). Signature of hydrodynamic activity caused by rapid sea level changes in pelagic organic-rich sediments, Tarfaya Basin (Southern Morocco). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329: 397-404.

Elf-Aquitaine (1975). Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés.1. Eléments d'analyse. *Centres de Recherches de Boussens et de Pau* : 11-111.

Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic Events. *Marine Micropaleontology*, 52 : 85-106.

Ettachfini, E.M. ; Souhel, A. ; Andreu, B. ; Caron, M. (2005). La limite Cénomanien-Turonien dans le haut Atlas central, Maroc. *Geobios*. 38 : 57-68.

Ettachfini, E.M. (2008). La transgression au passage du Cénomanien au Turonien sur le domaine atlasique marocain. Stratigraphie intégrée et relations avec l'événement océanique global. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Chouaïd Doukkali, El Jadida, Maroc, Strata*,

série 2, 45 : 300 pp.

F

Fabre, J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. *S. N. E. d'Alger, ed.* : 422 pp.

Ficheur, E. (1893). Sur les terrains crétacés du massif du Bou Taleb. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), XX, Paris : 393-427.

Ficheur, E. (1896). Compte-rendu des excursions du 20 au 27 octobre dans la province de Constantine. *Bulletin de la Société géologique de France* 3 : 1150-1185.

Ficheur, E. (1897). Sur les formations Oligocènes de l'Aurès et en particulier dans la région d'El Kantara. *C. R. 25^e Congrès Ass. Fr. Avan. Sc. Tunis 1896, Paris, 1897* : 161pp.

Ficheur, E. (1898). Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le Sud du Constantinois. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 126* : 1826-1828.

Ficheur, E. (1901). Notice sommaire sur la carte géologique de l'Algérie (3ème édition). *Congr. Intern. Paris* : 14pp.

Ficheur, E. (1902). La carte géologique de l'Algérie. Aperçu historique et esquisse sommaire. *Extr. Bull. Soc. Géogr. D'Alger et de l'A.F.N.*

Flügel, E. (1982). Microfacies analysis of limestones. *Springer Verl.*: 633pp.

Fournel, H. (1849). Richesse minérale de l'Algérie. *Province de Constantine tomel, Paris.*

Fournier, F. (2003). Evolution de l'édifice carbonaté du champ de gaz de Malampaya, Tertiaire, offshore Palawan, Philippines. Implications pour la caractérisation du réservoir. *Thèse de doctorat. Univ de Provence.*193pp.

Frey, R. W. & Pemberton, S. G. (1984). Trace fossil facies models. *In:* Facies Models (Walker, R. G., Ed.). *Geological Association of Canada*: 189-207.

Frey, R.W.; Pemberton, S.G.; Saunders, T.D.A. (1990). Ichnofacies and bathymetry; a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64 : 155-158.

Friedrich, O. (2010). Le rôle des foraminifères benthiques dans le décryptage du message paléoenvironnemental des événements anoxiques océaniques de la partie moyenne du

Crétacé_ le paradoxe des « foraminifères benthiques anoxiques ». *Revue de micropaléontologie* 53 : 175-192.

G

Garcia Revuelta, J. R. (1984). Los Ostracodos des Albiense de las zonas externas de las Cordilleras Beticas. *Thesis, Univ. Madrid* : 148pp.

Gargouri-Razgallae, S. (1983). Le Cénomanién de Tunisie centrale : étude paléoécologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogéographique *Doc., Trav. IGAL, Paris*, 6 : 215 pp. *In* Andreu. B : Associations d'ostracodes et paléoenvironnement au passage Cénomanién-Turonien dans les régions d'Agadir (Haut Atlas) et de Boulmane (Moyen Atlas), Maroc. *Cretaceous Research* (1993) 14: 409-429.

Gebhardt, H. (2004). Planktonic foraminifera of the Nkhalagu formation type locality (southern Nigeria, Cenomanian-Coniacian): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation. *Cretaceous Research*. 25: 191-209.

Gertsch, B.; Keller, G.; Adatte, T.; Berner, Z.; Kassab, A.S.; Tantawy, A.A.A.; ElSabbagh, A.M.; Stueben, D. (2008). Cenomanian-Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *Springer-Verlag, Berlin, International Journal of Earth Sciences*: 1-18.

Ghandriche, H. (1991). Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). *Th.Sc., Univ., Paris XI*: 189pp.

Gibson, T.G. (1989). Planktonic/benthonic foraminifera ratios: modern patterns and Tertiary applicability. *Marine Micropaleontology*, (15): 29-52.

Gili, E.; Skelton, P.W.; Vicens, E.; Obrador, A. (1995). Corals to rudists -an environmentally induced assemblage succession. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 127-136.

Gill, G.A. & Chikhi, F. (1991). Remarks on new occurrences of *Aspidiscus*, a Cenomanian scleractinian coral in the Persian Gulf and in Algeria. *Lethaia*, 24 : 349-350.

Glaçon, G. (1952). Les Monts de Hodna (partie orientale). *Publication du 19e Congrès International de Géologie, Alger, Monographie Régionale*, 10 : 92 pp.

- Glantzboeckel, C. H.; Magne, J. (1959).** Répartition des microfaunes à plancton et à Ostracodes dans le Crétacé supérieur de la Tunisie et de l'Est algérien. *Rev. Micropal.*, 2 : 57-67.
- Gradstein, F. ; OGG, L. & Smith, A. (2004).** A geologic time scale. Cambridge University 598pp.
- Grosdidier, E. (1973).** Associations d'ostracodes du Crétacé d'Iran. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XXVIII, 2 : 131-171.
- Grosdidier, E. (1979).** Principaux Ostracodes marins de l'intervalle Aptien-Turonien du Gabon (Afrique occidentale). *Bull. Centres Rech Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 3, 1 : 1-35.
- Grosdidier, E. & Le Fevre, J. (1981).** Microfaunes et provinces paléoécologiques. Paléogéographie des Ostracodes de la Mésogée Méridionale. Stratigraphie et paléobiogéographie des ostracodes dans l'intervalle Cénomanién-Santonien du Sud de la Mésogée. *Elf-Aquitaine*, Div. Explor. Prod., rapport d'étude confidentiel.
- Grosheny, D. (2002).** Les foraminifères du Crétacé : indicateurs biostratigraphiques et témoins des modifications environnementales. *Habilitation à diriger des recherches Université Louis pasteur* : 840pp.
- Grosheny, D.; Chikhi-Aouimeur, F.; Ferry, S.; Jati, M.; Herkat, M.; Atrops, F.; Redjimi-Bourouiba, W. et Benkherouf-Kechid, F. (2007).** Le Cénomanién de l'Atlas saharién (Algérie). *Carnets de géologie-Memoir 2007/02, Abstract 09 (CG 2007_M02/09)*.
- Grosheny, D. ; Chikhi-Aouimeur, F. ; Ferry, F. ; Benkherouf-Kechid, F. ; Jati, M. ; Atrops, F. et Redjimi-Bourouiba, W. (2008).** The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bull. Soc. géol. Fr. t. 179, n° 6*, pp: 593-603.
- Guérin, S. (1981).** Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des Paléoenvironnements océaniques au Crétacé moyen : Application au matériel des forages D.S.D.P. de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. *Thèse. 3 e cycle, Micropaléontologie, Univers. Nice, Trav. Centre Rech. Micropal. 'Jean Cuvillier', Nice*, 2 : 198 pp., 82 tabl., 9pl.
- Guillocheau, F. (1991).** Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaín) : Nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Productiondu Société Naturelle Elf-Aquitaine* : 385-408.

Guiraud, R. (1973). Evolution post-triasique de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Doctorat ès Sciences, Nice* : 270 pp.

H

Hamaoui, H. et Fourcade, E. (1973). Révision des Rhapydioninae (Alvéolinidae, foraminifères). *B.C.R.D. Pau* 7, (2) : 361-435.

Haq, B.V. ; Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, 235: 1159-1167.

Hardenbol, J.; Caron, M.; Amedro, F.; Dupuis, C. and Robaszynski, F. (1993). The Cenomanian- Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation. *Cretaceous Research*, 14: 449-454.

Hart, M.B. et Bailey, H.W. (1979). The distribution of planktonic foraminifera in the Mid-Cretaceous of NW Europe. *In*: Wiedmann, J. (Ed.), *Aspekte der kreide Europas. Int. Union Geol. Sci., Ser. A*, 6: 527-542.

Hart, M.B. (1999). The évolution and biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera. *Géobios*, 32, 2: 247-255.

Haynes, J.R. (1981). Foraminifera, 15pl, 94 figs., 433pp.

Hays, J. D. & Pitman, W. C. (1973). Lithospheric plate motion, sea level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246: 18-22.

Hedberg, H. D. & Fischer, G. (1986). Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature* 321: 739-743.

Haig, D.W. (1981). Mid Cretaceous Foraminifera from the wahgi Valley, Central Highlands of Papua New Guinea *Micropaleontology, New-York*, vol 27, 4: 337-351, 3pl.

Hallam, A. (1985). A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 433-445.

Harries, P.J.; Kauffman, E.G. (1992). The ecology and life habits of Cenomanian-Turonian Inoceramidae in North America. *4th Int. Cret. Symp. Abstr.*, vol.225.

Hemleben, C.; Spindler, M. & Anderson, O.R. (1989). Modern Planktonic Foraminifera. *Springer-Verlag New York Inc*: 363 pp.

- Herbin, J.P.; Montadert, L.; Müller, C.; Gomez, R.; Thurow, J.; & Wiedmann, J. (1986).** Organic-rich sedimentation at the Cenomanian-Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. *Geol. Soc. of Lon. Spec. Publ.* 21 : 389-422.
- Herkat, M. (1999).** La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et les Aurès : Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse Es Sciences, Université des Sciences et de la Technologie d'Alger* : 802 pp.
- Herkat, M. et Delfaud, J. (2000).** Genèse des séquences sédimentaires du crétacé supérieur des Aurès. Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point –C.R. *Acad. Sci. Paris, II a*, 330, 11 : 785 -792.
- Herkat, M. (2002).** Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. *Mémoire du Service Géologique d'Algérie*, 11 : 133-154.
- Herkat, M. (2003).** Paleogeographic context of Cenomanian and Turonian carbonate platforms in the Eastern Atlasic domain. *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems. Earth and Environments Sciences. Vol.28. Kluwer Academic Publishers*: 143-160.
- 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. & Kechid-Benkherouf, F. (2006).** Distribution of the foraminifera and ostracod assemblages along paleogeographic zones of the Cretaceous basins of the Eastern Algeria. *Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology*, Vol. 3: 44-60.
- Herkat, M. and Guiraud, R., 2006.** The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic domaine (Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 46: 346-370.
- Herkat, M. (2007).** Application of correspondance analysis to paleobathymetric reconstitution of Cenomanian and Turonian (Cretaceous) rocks of Eastern Algeria. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 254: 583-605.

Higgins, M. ; Robinson, R.S. ; Husson, J.M. ; Carter, S.J. & Pearson, A. (2012). Dominant eukaryotic export production during ocean anoxic events reflects the importance of recycled NH_4^+ . *Proc Natl Acad Sci U. S. A.* 109 :2269-2274.

Hilbrecht, H. & Hoefs, J. (1986). Geochemical and paleontological studies of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 53: 69-189.

Hilbrecht, H.; Frieg, C.; Tröger, K. A.; Voigt, S. & Voigt, T. (1996). Shallow water facies during the Cenomanian-Turonian anoxic event: bio-events, isotopes, and sea level in southern Germany. *Cretaceous Research*, 17: 229-253.

Huber, B.T.; Leckie, R.M.; Norris, R.D.; Bralower, T.J. & Cobabe, E. (1999). Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. - *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 392-417.

I

Iryu, Y.; Nakamori, T.; Matsuda, S. & Abe, O. (1995). Distribution of marine organisms in the modern reef complex of the Ryukyu Islands and its geological significance. -*Sedimentary Geology* 99 :243-258.

J

James, N.P. (1984a). Introduction to Carbonate facies models. *In*: Walker R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint*, Serie 1: 209-211.

Jarvis, I.; Carson, G.; Cooper, M.; Hart, M.; Leary, P.; Tocher, B.; Horne, D. & Rosenfeld, A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) OAE. *Cretaceous Research*, 9: 3-103.

Jati, M. (2007). Le passage Cénomanién-Turonien du continent nord-africain (Maroc, Algérie, Tunisie). Comparaison avec le bassin subalpin : apport de la sédimentologie et de la géochimie isotopique. *Thèse Doc, Université Louis Pasteur, Strasbourg1, France*.

Jati, M. ; Grosheny, D. ; Ferré, S. ; Masrour, M. ; Aoutem, M. ; Içame, N. ; Gauthier-Lafaye, F. and Desmares, D. (2010). The Cenomanian-Turonian boundary event on the

Moroccan Atlantic margin (Agadir basin) : Stable isotope and sequence stratigraphy. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, vol. 296 : 151-164pp.

Jean, C. & Eric, D. (1976). Microfaciès et ordinateur : 88pp.

Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society of London*, 137: 171-188.

Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *AN AGU JOURNAL*.

Jones, R.W. & Charnok, M.A. (1985). « Morphogroups » of agglutinating foraminifera: their life positions and feeding habits and potential applicability in paleoecological studies, *Revue de Paléobiologie*, 4: 311-320.

Jones, C.E. & Jenkyns, H.C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *Am J Sci* 301 :112-149.

K

Kaye, P. (1965). Some new british Albian Ostracoda. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist., Ged.*, 11, 5: 217-254.

Kazi-Tani, N. (1986). Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine : Le domaine intraplaque Nord-Algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse de Doctorat Es-Sciences, Université de Pau et des pays de l'Adour* : 871pp.

Keller, G.; Han, Q.; Adatte, T. & Burns, S. (2001). Paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22: 391-422.

Keller, G. & Pardo A. (2004). Paleoecology of the Cenomanian-Turonian Stratotype Section (GSSP) at Pueblo, Colorado. *Marine Micropleontology* 51: 95-128.

Kerr, A.C. (1998). Oceanic plateau formation : a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian-Turonian boundary. *J Geol Soc Lond* 155 :619-626.

Kolonic, S.; Sinninghe Damsté, J.S.; Böttcher, M.E.; Kuypers, M.M.M.; Kuhnt, W.; Beckmann, B.; Scheeder, G.; Wagner T. (2002). Geochemical Characterization of Cenomano/Turonian Black shales from the Tarfaya basin (SW Morocco). Relationships between palaeoenvironmental conditions and early sulphurization of sedimentary organic matter. *J. Petr. Geol.* 25: 325-350.

Koutsoukos, E.A.M & Malcom, B. H. (1990). Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe basin, Brazil. *Transactions of the Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*. 81:221-246.

Kuhnt, W.; Thürow, T.; Wiedmann, J.; Herbin, J.P. (1986). Oceanic anoxic conditions around C/T boundary at the response of the biota – *Mitt. Geol-Paläont. Int. SCOPE/UNEP* 60: 205-246.

Kuhnt, W.; Herbin, J.P.; Thürow, T. & Wiedman, J. (1990). Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In *Depositional of organic facies*, Huc, A. Y. (ed.) *AAPG studies in Geology*, 30: 133-160.

Kuhnt, W.; Chellai, E.H.; Houlbourn, A.; Luderer, F.; Thürow, J.; Wagner, T.; El Albani, A.; Beckmann, B.; Herbin, J.P.; Kawamura, H.; Kolonic, S.; Nederbragt, S.; Street, C.; Ravilious, K. (2001). Morocco Basin's sedimentary record may provide correlations for Cretaceous paleoceanographic events worldwide. *Eos, Trans. -Am. Geophys. Union* 82 : 361-364.

L

Laffite, R. (1939). Etude géologique de l'Aurès. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, (15) : 484 pp.

Larson, R. L. & Erba, E. (1999). Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14 : 663- 678.

Layeb, M. & Belayouni, H. (1989). La formation Bahloul au Centre et au Nord de la Tunisie un exemple de bonne Roche mère de pétrole à fort intérêt pétrolier, mémoires de l'ETAP, n°3, *Actes des 2èmes journées de géologie Tunisienne appliquée à la recherche des hydrocarbures* (Tunis, Nov, 1989) : 489-503.

Lekie, R.M. (1985). Foraminifera of the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo Colorado. *In*: Pratt, L.M.; Kauffman, E.G.; Zelts, F.B. (Eds), *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*. SEPM, *2nd Annual Meeting*, Golden, CO, Field Trip Guide-book 4: 139-149.

- Leckie, R. M. (1987).** Paleocology of mid Cretaceous Planktonic Foraminifera: A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropal.* Vol. 33, n°2: 164-176.
- Leckie, R. M. (1989).** An oceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 73: 107-138.
- Leckie, R.M.; Yuretich, R.F.; West, O.L.O.; Finkelstein, D.; Schmidt, M. (1998).** Paleooceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 6: 101-126.
- Leine, L. (1986).** Geology of the Tarfaya oil shale deposit, Morocco. *Geology* 65: 57-74.
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1964).** Sarcodina, chiefly Thecamoebians and Foraminiferida. R. C. Moore. Treatise on Invertebrate Paleontology. *Geological Society of America/ University of Kansas, New-York.*
- Loeblich, A. R. & Tappan, H. (1988).** Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold, New York*, 2 vol: 74-629 pp.
- Luning, S.; Kolonic, S.; Belhadj, E. M.; Cota, L.; Baric, G. & Wagner, T. (2004).** Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic rich strata in North Africa. *Earth- Sciences Review*, 64 : 51 -117.

M

- Maamouri, A. L. ; Zaghib-Turki, D. ; Matmati, M. F. ; Chikhaoui, M. et Salaj, J. (1994).** La formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale : variations latérales, nouvelle interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Journal of African Earth Sciences*, 18, 1 :37-50.
- Maandi, N. (2011).** Biostratigraphie et paléoenvironnements du Crétacé moyen des Aurès et de Morsott (chaîne atlasique orientale d'Algérie). *Mémoire de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene* : 268 pp.
- Majoran, S. (1989).** Mid-Cretaceous Ostracoda of northeastern Algeria. *Fossils and Strata*. (27) : 1-67.

- Matthews, M.D. & Perlmutter, M.A. (1994).** Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 19 : 459-481.
- Mebarki. K (2017).** Stratigraphie et sédimentologie des formations céno-mano-turonien de l'atlas saharien occidental et du bassin du guir (Sud-ouest algérien). *Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen* : 186pp.
- Meister, C. ; Alzouma, K. ; Lang, J. & Mathey, B. (1992).** Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomanien - Turonien. *Géobios, Lyon, n° 25, fasc. 1* : 55-100.
- Meister, C. ; Alzouma, K. ; Lang J. & Mathey, B. & Pascal, A. (1994).** Nouvelles données sur les ammonites du Niger occidental (Ténéré, Afrique occidentale) dans le cadre de la transgression du Cénomanien - Turonien. - *Géobios, Lyon, n° 27, fasc. 2* : 189-219.
- Meister, C. & Rhalmi, M. (2002).** Quelques ammonites du Cénomanien-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnid-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, 21 (2) : 759-779.
- Meister, C. & Abdallah, H. (2005).** Précision sur les successions d'ammonites du Cénomanien-Turonien dans la région de Gafsa, Tunisie du Centre-Sud. *Revue de Paléobiologie*, 24 (1): 111-199.
- Meister, C. & Piuz, A. (2013).** Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of the Southern Tethys margin from Morocco to Oman: biostratigraphy, paleobiogeography and morphology. *Cretaceous Research*, vol. 44: 83-103.
- Mertens, E. (1956).** Zur Grenzziehung Alb. / Cenomanin Nordwest deutschland mit Hilfe von Ostracodem. *Geol. Jb.*, 72: 174-230.
- Meyers, S.R.; Siewert, S.E.; Singer, B.S.; Sageman, B.B.; Condon, D.J.; Obradovich, J.D.; Jicha, B.R. & Sawyer, D.A. (2012).** Intercalibration of radioisotopic and astrochronologic time scales for the Cenomanian-Turonian boundary interval, Western Interior Basin, USA. *Geology* 40 : 7–10.
- Moissette, P. (1989).** Interactions bryozoaires-sédiment dans les environnements actuels et fossiles. *Géologie Méditerranéenne*, 16: 341-353.

- Mort, H.P. ; Jacquat, O. ; Adate, T. ; Steinmann, P. ; Föllmi, K. ; Matera, V. ; Berner, Z. & Stüben, D. (2007a).** The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli level in Italy and Spain : enhanced productivity and/or better preservation ? *Cretac Res* 28 :597–612.
- Mort, H.P. ; Adate, T. ; Föllmi, K.B. ; Keller, G. ; Steinmann, P. ; Matera, V. ; Berner, Z. & Stüben, D. (2007b).** Phosphorus and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic anoxic event 2. *Geology* 35 :483-486.
- Moullade, M. (1966).** Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse Vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 15 : 369 pp.
- Murray, J.W. (1973).** Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. Richard Clay, Ltd, Bungay, Suffolk: 274pp.
- Murray, J.W. (1976).** A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine geology*, 22 : 103-119.
- Murray, J.W. (1991).** Ecology and paleoecology of benthic Foraminifera-Longman. *Sc. Tech., Harlow* :1-397.

N

- Naili, H.; Belhadj, Z.; Si-Hamdi, N.; Saidani, A. (1993).** Essai de synthèse stratigraphique du Jurassique de quelques régions d'Algérie. *In*: Actes des III^{ème} journées de géologie Tunisienne appliquée à la recherche des hydrocarbures. *ETAP's Memoir Series* 5 : 219-233.
- Naili, H. ; Belhaj, Z. ; Robaszynski, F. & Caron, M. (1995).** Présence de roches mères à faciès Bahloul vers la limite Cénomanien-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie orientale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 61 : 19-32.
- Nederbragt, A. & Fiorentino, A. (1999).** Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Melleg, North-western Tunisia. *Cretaceous Research* 20 : 47-62.
- Negra, M. H. ; Zagrarni, M. F. ; Hanini, A. and Strasser, A. (2011).** The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia. *Bull. Soc. Géol. France*, 182 : 507-519.
- Néraudeau, D. ; Floquet, M. (1991).** Les échinides Hemiasteridae : Marqueurs écologiques de la plate-forme castillane et navarro-cantabre (Espagne) au Crétacé supérieur. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 88(3-4) :265-281.

Néraudeau, D. ; Busson, G. & Cornée, A. (1993). Les échinides du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert oriental et central (Sahara algérien). – *Ann. Paléont.*, 79 (4) : 273-313.

Néraudeau, D. ; David, B. ; Al Muellem, M.S. (1995). Cretaceous echinoids from Saudi Arabia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 197 : 399-424.

Néraudeau, D. & Courville, P. (1997). Cenomanian and Turonian echinoids from Nigeria. *Geobios*, 30 : 835-847.

Neufville, H.M.E. (1973). Ostracoda from the Ese Aku shale (Turonian, Cretaceous)

N kalagu, Nigeria. *Bull. Géol. Inst. Univ. Uppsala*, 4, 3: 43-52.

Nyong, E. & Olsson, R.K. (1984). A paleoslope model of Campanian to lower Maestrichtian Foraminifera in the North American basin and adjacent continental margin. *Marine. Micropal.* Amsterdam, vol.8, n°6 : 437-477.

N'zaba Makaya, O. ; Andreu, B. ; Rey, J. ; Brunel, F. ; Monterde, R. & Rocha, R.B. (1998). Les peuplements d'ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien. *Comun. Inst. Geol. Mineiro*, Lisboa, 84 (1): A53-A56, fig: 1-3.

O

O'Dogherty, L. (1994). Biochronology and paleoecology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie* (Lausanne), v. 21 : 415pp.

Orbigny, A. d'. (1839). Voyage dans l'Amérique méridionale – *Foraminifères*, vol. 5, pt. 5.

- Paris & Strasbourg, P. Bertrand : 86 pp.

Orbigny, A. d'. (1839). Foraminifères. - *In* : Sagra R. de la (éd.), Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. - 33 *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - Article 2007/04 (CG2007_A04) Arthus Bertrand*, Paris : 224 pp.

Ouikene, K. (2004). Etude sédimentologique et biostratigraphique du Cénomano-Turonien de la coupe de Belhiout (Aurès). *Mémoire d'Ingénieur, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene* : 85 pp.

Ouikene, K. (2011). Étude biostratigraphique et sédimentologique du Cénomano- Turonien du Tell central et oriental. *Mémoire de Magister, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene* : 171 pp.

P

Péron, A. & Gauthier, V. (1878). Echinides fossiles de l'Algérie, 4° et 5° fascicules : étage Cénomaniens (Paris, in-8°, 235pp., 16pl.).

Péron, A. (1883). Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. *Ann. Soc. Géol.*, t, 14 : 202 pp., Paris.

Pervinquière, L. (1907). Études de paléontologie tunisienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires, système crétacique. - Carte géologique de Tunisie, de Rudeval, Paris, v + 438 pp.

Pessagno, E. A. (1967). Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Pal. Amer.*, Vol. 5, N° 37 : 243-244.

Petitot, J.M. (1961). Contribution à l'étude des échinides fossiles du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 146 : 1-183.

Philip, J. (1972). Paleoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - L'exemple du SE de la France. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 12,3 : 205-222.

Philip, J. (1980). Crétacé supérieur de Provence. *Geobios, Mim. Spicial* 4: 99-109.

Pokorny, V. (1975). Revision of *Bairdia septentrionalis* (Ostracoda, Crustacea) from the upper Cretaceous of the Netherlands. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3 : 237-248.

Pogge von Strandmann, P.A.E ; Jenkyns, H.C. & Woodfine, R.G. (2013). Lithium isotope evidence for enhanced weathering during Oceanic Anoxic Event 2. *Nat Geosci* 6 :668-672.

Pomel, A. (1872). Le Sahara. Observations de géologie et de géographie physique et biologique avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan et discussion de l'hypothèse de la mer saharienne à l'époque préhistorique. *Publication de la Société de Climatologie, Alger* : 139pp.

R

Rachid, A. ; El Hajjaji, KH. ; Poignant, A. ; Civis, J. (1999). Les associations de foraminifères benthiques et relation avec le plancton des séries Messiniennes du bassin de

- Zeghanghane (Maroc, Nord-Oriental). *Revue de Société Géologique. Espana*, 12, (1) : 137-145.
- Raddadi, M. C. (2004).** Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques. *Thèse de doctorat, Université Grenoble I & Université de Sfax (cotutelle)* : 220pp.
- Radoicic, R. (1975).** On *Likanella hammudai* sp.nov. from the Upper Cretaceous of the Tripoli area (Lybia) and the age of strata containing *Dissocladella undulata* RAINERI. - *Ann. Geol. Penins. Balk., Beograd*, 34 :150-152, Belgrade.
- Rage, J.C. (1981).** Les continents Péri-atlantiques au Crétacé supérieur : Migrations des faunes continentales et problèmes paléogéographiques. *Cretaceous Research* 2 :65-84.
- Razgallah, S.; Philip, J.; Thomel, G.; Zaghib-Turki, D.; Chaabani, F.; Ben Haj Ali, N.; M'Rabet, A. (1994).** La limite Cenomanien-Turonien en Tunisie centrale et méridionale : Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Cretaceous Research* 15 : 507-533.
- Redjimi-Bourouiba, W.S. (2002).** Etude paléontologique des ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie : Systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Magister en Sciences de la terre* : 178pp.
- Reuss, A. E. (1846).** Die versteinerungen der boh msc hen Kreide Formation.E. Schweizerbart, Stuttgart, II: 148 pp.
- Robaszynski, F. ; Caron, M. et le Groupe de Travail Européen des Foraminifères Planctoniques ; (1979).** Atlas des Foraminifères Planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie* 1 : 185pp., 2 : 181pp.
- Robaszynski, F. ; Caron, M. ; Dupuis, C. ; Amédro, F. ; Gonzalez-Donoso, J.M. ; Linares, D. ; Hardenbol, J. ; Gartner, S. ; Calandra, F. ; Deloffre, R. (1990).** A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*. 14. 1: 213-384, 35 Fig, 44 Pl.
- Robaszynski, F.; Amedro, F. & Caron, M. (1993).** La limite Cénomanien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous. Research* 14: 477-486.

Robaszynski, F.; Caron, M.; Amedro, F.; Dupuis, C.; Hardenbol, J.; Gonzalez Donoso, J.M. & Gartner, S. (1994). Le Cénomaniens de la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale), litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de Paléobiologie* vol. 12, n°2 : 351-505.

Robaszynski, F. & Caron, M. (1995). Foraminifères planctoniques du Crétacé, commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, (6): 681-692.

Robaszynski, F. ; Zagarni, M.F. ; Caron, M. & Amédro, F. (2010). The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul formation of Boughanem (central Tunisia). *Cretaceous. Research* 31 : 1-15.

Rodriguez Lazáro, J. (1985). Los Ostracodos des Coniaciense y Santoniense de la Cuenca Vasco-Cantabrica occidental. *Thesis, University of Pais Vasco* : 1-527pp.

Ruault-Djerrab, M. (2008). Biostratigraphie et paléoenvironnement du Crétacé moyen des Hameimets à partir de l'étude de la faune et de la microfaune, coupe de Djebel Chemla (Morsott, NE Algérie), *Mémoire de Magister, Université Larbi Tebessi, Tébessa* : 98 pp.

Ruault-Djerrab, M. (2012). Biostratigraphie et paléoenvironnement du Crétacé supérieur du SE constantinois (Monts des Hamimats, Tébessa et Méllègues), à partir de l'étude de la faune et de la microfaune, *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene* : 257 pp.

S

Sadler, P.M. (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of the stratigraphic record. *Journal of Geology*, 89: 569-584.

Sageman, B.B.; Wignall, P.B. & Kauffman, E.G. (1991). Biofacies Models for Oxygen-Deficient Facies in Epicontinental Seas: Tool for paleoenvironmental Analysis: *In*: "Cycles and events in stratigraphy". Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds). *Springer Verlag Berlin*: 542-564.

Sageman, B.B.; Meyers, S.R. & Arthur, M.A. (2006). Orbital time scale and new C. Isotope record for Cenomanian-Turonian boundary stratotype. *Géologie*, 34: 125-128.

- Saint-Marc, P. (1988).** Distribution paléoécologique et paléobiogéographique des grands foraminifères benthiques du Cénomanién. *Rev. Esp. de micropaléontologie*, vol XIV : 247-262.
- Salmi-Laouar, S., Ferré, B. ; Chaabane, K. ; Laouar, R. ; Boyce, A.J. ; Fallick, A.E. (2018).** The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria) : bio-events and stable isotope study.
- Sanders, D. & Pons, J.M. (1999).** Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148 : 249-284.
- Savornin, J. (1920).** Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e série n°7 : 502pp.
- Savrda, C.E. ; Bottjer, D.J. & Seilacher, A. (1991).** Redox-Related Benthic Event. *In*: "Cycles and events in stratigraphy". Einsele, G.; Ricken, W. & Seilacher, A. (Eds). *Springers Verlag Berlin*: 524-541.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. (1976).** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55 : 179-184.
- Schlanger, S. O. ; Arthur, M. A. ; Jenkyns, H.C. & Scholle, P. A. (1987).** The Cenomanian- Turonian Oceanic Event, I. Stratigraphy and distributions of organic-rich beds and the marine ^{13}C excursion. *Spec. Pub. Of Geol. Soc. Of London*, 26: 371-399.
- Scholle, P. A. & Arthur, M. A. (1980).** Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 64: 67-87.
- Schopf, T. J. M. (1969).** Palaeoecology of ectoprocts (bryozoans), *Journal of Paleontology* v. 43: 234-244.
- Scotese, C.R. (2002).** <http://www.scotese.com> (PALEOMAP website).
- Sigal, J. (1956).** Notes Micropal. Nord-Afric. 6. Sur la position systématique du genre *Thomasinella* Schlumberger (Foraminifères). *CR. Soc. géol. France*, 6, 6 : 102-105.
- Sigal, J. (1977).** Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. - *Géologie Méditerranéenne*, Marseille, t. 4, n° 2 : 99-108.

- Sinton, C.W. & Duncan, R.A. (1997).** Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxic and the Cenomanian-Turonian boundary. *Econ Geol* 92 :836-842.
- Skelton, P.W.; Gili, E.; Vicens, E.; Obrador, A. (1995).** The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 127-136.
- Skelton, P.W.; Gili, E.; Rosen, B.R.; Valldeperas, F.X. (1997).** The growth facies of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Espanole d'Histoire Naturelle*, 92(1-4) : 225-239.
- Slami, R. (2014).** Biostratigraphie et Paléoenvironnement de la limite Cénomano-Turonienne de la région de Batna, à partir de l'étude de la faune et la microfaune. *Mémoire de magister, Université Hadj Lakhdar, Batna* : 229 pp.
- Slami, R. ; Salmi-Laouar, S. ; Ferré, B. ; Aouissi, R. ; Benkherouf-Kechid, F. (2018).** Biostratigraphie, géochimie et réponse des composantes microfauniques aux variations environnementales au passage Cénomanien-Turonien à Théniet El Manchar (Monts de Bellezma, Batna, NE Algérie). *Journal Estudios Geológicos, Vol 74, N01*.
- Sliter, W. & Baker, R.A. (1972).** Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifera. *Journal of foraminiferal research*, v.2, n°4: 167-183.
- Smith, A.B. & Crimes, T.P. (1983).** Trace fossils formed by heart urchins: a study of Scolicia and related traces. *Lethaia*, 16: 79-92.
- Smith, A.B. & Wright, C.W. (1990).** British Cretaceous echinoids. Part 2, Echinothurioida, Diadematoidea and Stirodonta (1, Calycina). – *Palaeontographical Society Monographs*, 143: 101-198.
- Smith, A.B. & Bengtson, P. (1991).** Cretaceous echinoids from north-eastern Brazil. *Fossils and Strata*, 31: 1-88.
- Smith, A.B. (1995).** Late Campanian-Maastrichtian echinoids from the United Arab Emirates- Oman border region. – *Bulletin of Natural History Museum* 51: 121-240.
- Soua, M. (2005).** Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanien-Turonien et impact de l'évènement anoxique EAO2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. *Mémoire de master, Université El-manar Tunis* : 169 pp.

Soua, M. ; Zaghib-Turki, D. & O'Dogherty, L. (2006). Les réponses biotiques des radiolaires à l'événement anoxique du Cénomanien supérieur dans la marge sud Téthysienne (Tunisie). *Proceedings of the 10th Tunisian petroleum exploration and production conference*: 195-216.

Soua, M. (2011). Le passage Cénomanien-Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat, Université El-manar Tunis* : 354 pp.

Southam, G. ; Saunders, J. (2005). The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology* 100 (6) : 1067-1084.

Stamm, R. & Thein, J. (1982). Sedimentation in the Atlas Gulf III: Turonian carbonates. *Geologie of the Northwest African Continental Margin. Springer-verlag, Berlin*: 459-474.

Strasser, A.; Pittet, B.; Hillgärtner, H.; Pasquier, J.B. (1988). Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128 : 201-221.

Sylvain, D. & Rage, J.C. (1997). Les remplissages kastiques polyphasés (Eocène, Oligocène, Pliocène) de Saint-Mascimin (phosphorites du Gard) et leur apport à la connaissance des faunes Européennes, notamment pour l'Eocène moyen : Amphibiens et reptiles.

Sylvain, A. ; Romain, A. ; Julien, C. ; Sébastien, C. ; Anne-Laure, D. ; Vincent, F. ; Grégoire, M. ; Brigitte, M. ; Serge, D.M. ; Brigitte, S. ; Thierry, T. (2013). Principes de paléontologie. *Dunod, Paris* : 329pp.

T

Takashima, R. ; Nishi, H. ; Hayashi, H. ; Okada, H. ; Kawahata, H. ; Yamanaka, T. ; Fernando, A.G. & Mampuku, M. (2009). Litho- bio- and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 273 : 61-74.

Taylor, A. & Goldring, R. (1996). Short course in trace fossil analysis: interpretation and application. *Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau*: 221pp.

Tchenar, S. ; Zaoui, D. ; Adaci, M. & Bensalah, M. (2010). Répartition de la microfaune au passage Cénomanien-Turonien dans le bassin de Tinrhert (Sud-Est Algérien) : 333-336, *1^{ier} Congrès sur la géologie du Maghreb, Tlemcen.*

Thein, J. (1988). Turonian paleogeography of the high Atlas Mountains (Morocco) and the North Atlantic. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 139: 261-287.

Tissot (1881). Carte régionale aux 1/400000 de l'Algérie avec notice explicative.

Tronchetti, G. (1981). Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique-Biostratigraphie, Paléoécologie-Paléogéographie. *Thèse de Doctorat d'état, Marseille* : 599 pp.

Tronchetti, G. & Grosheny, D. (1991). Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomanien-Turonien à Vergons, S-E France. *Geobios, n°24, Fasc.1*: 13-31.



Vickerman, K. (1992). The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodiversity and Conservation* 1 : 334-341.

Vila, J. M. (1977). Carte géologique de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), avec notice explicative détaillée, *publ. Comm. Serv. Carte géol. Algérie/SONATRACH*, not. Expl. Détaillée : 45pp.

Vila, J.M. (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doctorat*. Tomes I et II : 662 pp. *Université Pierre et Marie curie, Paris VI*.

Ville (1868). Etablissement de carte géologique au 1/800000 de l'Algérie avec notice explicative.

Vivière, J.L. (1985). Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconnien à Companien basal) de la région de Tébessa. (Algérie du Nord-est) : Stratigraphie, paléoécologie, systématique. *Thèse Doc. 3^{ème} cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI* : 261pp.

Voigt, S. ; Erbacher, J. ; Mutterlose, J. ; Weiss, W. ; Westerhold, T. ; Wiese, F. ; Wilm-sen, M. ; Wonik, T. (2008). The Cenomanian–Turonian of the Wunstorf section (North Ger-many) : global stratigraphic reference section and new orbital time scale for Oceanic Anoxic Event 2. *Newsl. Stratigr* 43 : 65-89.

W

Wiedmann, J.; Butt, A.; Einsele, G. (1982). Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at Moroccan continental margin. *In*: Von Rad, U.; Hinz, K.; Sarntheim, M.; Seibold, E. (Eds.), *Geology of the North West African Continental Margin*: 366-395. Springer, Berlin.

Wiese, F. & Schulze, F. (2005). The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (D'Orbigny, 1841) in the Middle East: taxonomie and palaeoecology remarks. *Elsevier, Cretaceous Research* 26: 930-946.

Wilson (1975). Carbonate facies in geologic history. *Springer Verl*: 471 pp.

Wright, C.A. & Murray, J. W. (1972). Comparaison of modern and Palaeogene foraminiferid distributions and their environmental implications. – *Mémoire. BRGM.* 79 : 87-96.

Y

Yahiaoui, A. (1990). La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé Supérieur (Cénomanien supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale) : Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie, *Thèse de Doctorat, Université de Nancy I*: 207 pp.

Z

Zaghib-Turki, D. (2003). Cretaceous coral-rudist formations in Tunisia, Paleogeography and paleoecology. *In* North African Cretaceous Carbonate Platform Systems Gili E., Negra M.H. and Skelton P.W. (Edit.), *Nato Sciene Series, Earth and Environmental Sciences* 28: 85-110.

Zghal, I. (1994). Etude microbiostratigraphique du Crétacé inférieur de la Tunisie du centre ouest (Régions de Kasserine. Sbeitla et de Tadjerouine). *Thèse de Doctorat de l'université de Tunis II, Tunisie* : 304 pp., 42 planches.

ANNEXE

Fiches des analyses géochimiques :

1. Fiche des analyses isotopiques : « Coupe de Théniet El Manchar »

N° d'échantillon	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB
DM1	1,3	-7,9
DM2	1,3	-12,2
DM3	1,0	-10,8
DM4	0,2	-8,0
DM5	1,1	-8,1
DM6	1,4	-8,4
DM7	0,7	-7,4
DM9	-1,2	-7,6
DM10	0,6	-7,8
DM11	0,8	-7,0
DM12	-2,2	-8,1
DM13	-1,6	-8,1
DM14	-2,8	-8,6
DM15	3,4	-7,7
DM16	-2,3	-8,8
DM18s	2,8	-7,1
DM19	2,7	-7,7
DM21s	1,8	-7,2
DM25	-0,8	-8,1
DM33b	-6,9	-9,2
DM34	-6,6	-9,3
DM36	0,1	-7,6
DM39	2,5	-7,4
DM47	1,9	-6,7
DM52	0,4	-8,6
DM53	2,8	-7,2
DM55s	2,7	-7,6
DM60	1,7	-6,5
DM64m	3,4	-8,7
DM69	-6,0	-9,6
DM70	2,9	-8,4
DM71	-7,1	-10,1
DM75s	3,5	-9,6

DM77	-7,7	-11,4
DM80	-4,6	-8,7
DM82	-6,7	-9,2
DM86	-2,1	-9,0
DM87	-1,3	-9,2
DM88	-1,7	-7,1
DM89	-5,1	-9,8
DM90	3,4	-8,5
DM91	3,3	-8,1
DM93	-6,9	-9,9
DM94	-5,0	-8,0
DM95	-2,5	-8,0
DM96	-1,8	-8,5
DM99	3,7	-8,4
DM100	0,0	-8,1
DM101	-6,9	-9,0
DM102	3,4	-7,7
DM104	-4,7	-9,0
DM107	-5,3	-8,6
DM109	-1,7	-8,0
DM115	-2,8	-7,3
DM116	2,1	-7,5
DM117	0,3	-6,7
DM119	-0,9	-7,6
DM122	2,3	-6,6
DM124	2,5	-7,1
DM125	2,3	-8,4
DM127	/	0,0
DM128	0,1	-7,0
DM130	-3,7	-8,4

2. Fiche des analyses calcimétriques :

2. 1. Coupe de Théniet El Manchar :

N° d'échantillon	Le % de CaCO ₃
DM1	52,08
DM2	51,25
DM3	38,10
DM4	33,06
DM5	32,24
DM6	37,20
DM7	32,24
DM9	33,06
DM10	47,12
DM11	50,42
DM12	34,72
DM13	35,54
DM14	41,33
DM15	40,50
DM16	39,14
DM17	52,91
DM18	77,71
DM19	42,16
DM21	48,77
DM32	81,01
DM33	70,27
DM34	41,97
DM36	68,61
DM39	74,40
DM47	33,06
DM52	67,79

DM53b	36,37
DM55s	81,01
DM60	69,44
DM64b	77,71
DM64m	60,35
DM64s	Calcaire pure
DM69	77,71
DM70b	Calcaire pure
DM71	40,50
DM75b	Calcaire pure
DM75s	Calcaire pure
DM77	80,19
DM80	Calcaire pure
DM82	52,91
DM84	73,57
DM86	42,98
DM87	36,45
DM88	36,37
DM89	40,50
DM90b	48,77
DM90s	49,60
DM91	33,06
DM93	43,81
DM94	46,29
DM95	54,56
DM96	38,85
DM99	32,24
DM100	40,50
DM101	21,49

DM102	34,37
DM104	31,85
DM107	32,37
DM109	44,64
DM113	42,98
DM114	42,98
DM115	56,21
DM116	41,33
DM117	50,42
DM119	49,60
DM122	34,72
DM124	33,89
DM125	45,46
DM127	50,42
DM128	45,46

2.2. Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »

N° d'échantillon	Le % de CaCO ₃
DB1	64,00
DB2s	97,00
DB3	88,66
DB4	55,33
DB5	81,00
DB7	83,66
DB8	86,00
DB9	90,33
DB10	95,00
DB12	81,33
DB14b	96,00
DB14s	80,00
DB17b	93,00
DB17s	86,00
DB19b	91,00
DB19s	92,00
DB22	68,00
DB25	67,00
DB28	46,00
DB30b	86,00
DB35	30,66
DB42	39,00
DB45b	90,00
DB45s	97,00
DB48	59,33
DB51	54,00

DB54	55,66
DB56	55,66
DB58b	86,00
DB62b	85,33
DB62m	88,66
DB62s	89,66
DB65	31,33
DB67b	87,33
DB67s	92,33
DB72b	96,00
DB72s	82,00
DB73s	80,66
DB76	51,66
DB79b	91,00

3. Fiche des analyses du Carbone Organique Total (COT):

3.1. Coupe de Théniet El Manchar :

N° d'échantillon	Le % de C Organique Total
DM01	0.085
DM03	0.100
DM08	0.050
DM10	0.050
DM14	0.037
DM17	0.037
DM18	0.080
DM19	0.075
DM23	0.065
DM27	0.075
DM30	0.058
DM35	0.064
DM40a	0.056

3.2. Coupe de Firmet Riche : « Dj Bou Arif »

N° d'échantillon	Le % de C Organique Total
DB79	0,6576
DB80	1,5553
DB83	0,2302
DB84s	0,3366

Fiches de recensement microfaunistique :

1. Fiche de recensement : « Coupe de Théniet El Manchar »

Ech	FM	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	% Ost liss	% Ost orné	P/P+B	F/F+O	Ost liss/Ost orné
DM1	11	289	00	04	00	00	90	06	00	00	16
DM2	26	274	00	08	00	00	90	02	00	00	38
DM3	38	79	00	32	00	01	64	03	00	00	19
DM4	32	268	00	11	00	00	88	01	00	00	88
DM6	31	78	00	28	00	01	68	03	00	00	25
DM7	26	75	00	26	00	00	71	03	00	00	36,5
DM9	11	32	00	26	00	00	74	00	00	00	/
DM10	05	67	00	07	00	00	92	01	00	00	66
DM11	55	89	00	38	00	00	60	02	00	00	29
DM12	67	233	00	22	00	00	76	02	00	00	32
DM13	33	267	00	11	00	00	87	02	00	00	52
DM14	26	274	00	08	00	00	89	03	00	00	29
DM15	01	299	00	00	00	00	99	01	00	00	74
DM16	05	295	00	02	00	00	98	00	00	00	/
DM17	52	248	00	17	00	00	81	02	00	00	40
DM20	105	195	00	35	00	00	61	04	00	00	15
DM22	20	280	00	07	00	00	92	01	00	00	139
DM23	20	280	00	07	00	00	93	00	00	00	279
DM24	16	284	00	05	00	00	94	01	00	00	141
DM25	110	140	00	44	00	00	55	01	00	00	46
DM26	147	153	00	49	00	00	49	02	00	0,5	24,5
DM27	182	68	00	73	00	00	24	03	00	01	09
DM28	233	67	00	77	00	00	20	03	00	01	07
DM29	270	30	00	90	00	00	08	02	00	01	04
DM30	226	74	00	76	00	00	18	06	00	01	03
DM31	228	22	00	91	00	00	08	01	00	01	06
DM32	210	40	00	84	00	00	14	02	00	01	09
DM35	142	158	00	46	01	00	17	36	00	0,5	0,5
DM36	265	35	00	88	01	00	10	01	00	01	08
DM37	288	12	00	96	00	00	04	00	00	01	11
DM38	205	45	00	82	00	00	14	04	00	01	03
DM39	190	60	00	76	00	00	18	06	00	01	03
DM40	239	61	00	80	00	00	15	05	00	01	03

DM41	202	48	00	81	00	00	16	03	00	01	06
DM42	37	263	00	12	00	00	82	06	00	00	14
DM43	113	137	00	45	01	00	38	16	00	00	02
DM44	08	242	00	03	00	00	95	02	00	00	59,5
DM45	42	208	00	16	00	00	78	06	00	00	13
DM46	10	240	00	04	00	00	89	07	00	00	12
DM48	37	213	00	15	00	00	70	15	00	00	05
DM49	28	66	00	27	03	00	58	12	00	00	05
DM50	09	241	00	04	00	00	77	19	00	00	04
DM51	19	231	00	07	00	00	77	16	00	00	05
DM52	57	193	00	23	00	00	49	28	00	00	02
DM56	89	161	00	36	00	00	60	04	00	00	14
DM60	124	126	00	50	00	00	23	27	00	0,5	01
DM61	100	150	00	40	00	00	36	24	00	00	01
DM62	108	192	00	36	00	00	54	10	00	00	05
DM63	123	127	00	49	00	00	36	15	00	0,5	02
DM65	263	37	00	88	00	00	07	05	00	01	01
DM66	36	214	00	14	00	00	76	10	00	00	08
DM67	46	204	00	18	00	00	78	04	00	00	22
DM68	200	50	00	79	01	00	08	12	00	01	01
DM73	91	159	00	36	00	00	57	07	00	00	08
DM74	194	56	00	77	00	00	09	14	00	01	01
DM78	213	37	00	85	00	00	13	02	00	01	06
DM79	238	12	00	95	00	00	03	02	00	01	01
DM80	222	28	00	89	00	00	07	04	00	01	02
DM81	158	92	00	63	00	00	30	07	00	01	04
DM82	186	64	01	74	00	00	19	07	00	01	03
DM83	211	39	00	82	02	00	10	06	00	01	02
DM84	198	52	00	78	01	00	01	20	00	01	00
DM85	179	71	00	72	00	00	22	06	00	01	04
DM86	207	93	00	69	00	00	27	04	00	01	06
DM87	244	56	01	80	00	00	16	03	00	01	05
DM88	13	237	00	05	00	00	89	06	00	00	16
DM89	06	244	00	02	00	00	95	03	00	00	34
DM94	233	17	00	93	00	00	04	03	00	01	01
DM95	214	86	00	71	00	00	25	04	00	01	06
DM96	160	90	00	64	00	00	32	04	00	01	09
DM97	61	189	00	24	00	00	75	01	00	00	93,5
DM98	203	47	00	81	00	00	18	01	00	01	15

DM100	233	17	00	93	00	00	02	05	00	01	00
DM101	194	56	00	75	03	00	11	11	00	01	01
DM104	186	64	00	74	00	00	22	04	00	01	06
DM107	220	30	00	87	01	00	03	09	00	01	00
DM111	136	114	00	54	00	00	26	20	00	0,5	01
DM112	149	101	00	60	00	00	29	11	00	01	03
DM115	250	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/
DM116	220	30	71	08	09	00	03	09	01	01	00
DM117	234	16	83	04	07	00	03	03	01	01	01
DM118	245	05	87	01	10	00	00	02	01	01	00
DM119	237	13	91	00	04	00	01	04	01	01	00
DM120	248	02	94	00	05	00	00	01	01	01	00
DM122	281	19	76	02	15	00	02	05	01	01	00
DM123	169	81	51	03	14	00	26	06	01	01	04
DM125	250	00	98	01	01	00	00	00	01	01	/
DM126	210	40	80	00	04	00	02	14	01	01	00
DM127	242	08	81	04	12	00	01	02	01	01	01
DM128	289	11	64	05	27	00	03	01	01	01	03
DM129	247	03	99	00	00	00	00	01	01	01	00
DM130	232	68	72	03	02	00	13	10	01	01	01

2. Fiche de recensement : « Coupe de Firmet Riche ; Dj Bou Arif »

Ech	FM	Ost	%FP	%FBA	%FBH	%FBP	% Ost liss	% Ost orné	P/P+B	F/F+O	Ost liss/Ost orné
DB1	173	127	00	48	09	00	37	06	00	0,5	06
DB3	12	24	03	25	05	00	50	17	00	00	03
DB4	159	91	00	63	00	00	27	10	00	01	03
DB5	194	56	00	77	01	00	10	12	00	01	01
DB6	130	120	00	52	00	00	37	11	00	0,5	03
DB9	36	20	00	64	00	00	29	07	00	01	04
DB12	229	21	00	91	00	00	07	02	00	01	04
DB13	120	130	00	48	00	00	47	05	00	0,5	10
DB24	219	31	00	87	00	00	05	08	00	01	01
DB25	204	46	00	82	00	00	03	15	00	01	00
DB27	213	37	00	85	01	00	06	08	00	01	01
DB29	155	95	00	61	01	00	28	10	00	01	03
DB33	138	112	00	49	07	00	04	40	00	0,5	00
DB35	138	112	00	54	02	00	36	08	00	0,5	04
DB37	204	46	02	73	06	00	11	08	00	01	01
DB39	223	77	00	73	01	00	11	15	00	01	01
DB41	204	46	01	64	17	00	09	09	00	01	01
DB42	162	88	00	64	01	00	28	07	00	01	04
DB44	161	89	00	63	02	00	25	10	00	01	02
DB46	203	47	00	81	00	00	13	06	00	01	02
DB48	199	51	00	79	01	00	16	04	00	01	04
DB50	220	30	00	88	00	00	09	03	00	01	03
DB52	126	124	00	50	00	01	38	11	00	0,5	03
DB54	152	98	00	61	00	00	29	10	00	01	03
DB55	102	148	00	39	02	00	46	13	00	00	03
DB57	138	112	02	54	00	00	34	10	00	0,5	03
DB59	218	32	00	84	03	00	07	06	00	01	01
DB60	223	27	00	89	00	00	08	03	00	01	03
DB61	207	43	00	83	00	00	06	11	00	01	0,5
DB64	37	213	00	14	01	00	77	08	00	00	10
DB65	64	186	00	25	00	00	72	03	00	00	26
DB66	89	161	00	34	02	00	52	12	00	00	4,5
DB68	221	29	00	68	21	00	01	10	00	01	00
DB69	201	49	01	19	60	00	04	16	00	01	00

DB71	39	11	02	66	10	00	16	06	00	01	03
DB74	59	191	00	23	00	00	75	02	00	00	31
DB75	166	84	01	65	00	00	19	15	00	01	01
DB76	151	99	00	60	00	00	24	16	00	01	1,5
DB77	104	146	00	41	00	00	37	22	00	00	02
DB78	163	87	00	66	00	00	24	10	00	01	02
DB80	201	49	34	30	17	00	15	04	00	01	03
DB81	215	35	30	26	30	00	11	03	00	01	03
DB82	180	70	09	59	04	00	24	04	00	01	07
DB85	300	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/
DB86	250	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/
DB87	297	03	94	01	04	00	00	01	01	01	00
DB88	294	06	96	00	02	00	00	02	01	01	00
DB89	250	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/
DB90	250	00	98	01	01	00	00	00	01	01	/
DB91	247	03	96	01	02	00	01	00	01	01	/
DB92	300	00	100	00	00	00	00	00	01	01	/