RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITÉ ECHAHID LAARBI TBESSI-TÉBESSA

FACULTÉ DES SCIENCES EXACTES ET SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE

DÉPARTEMENT DE SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences

Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie de Sénonien inférieur du bassin des Aurès (Algérie Nord oriental).

Spécialité : Géologie des Ensembles Sédimentaires

Par : BENTAHAR FAHIMA

Devant le jury

GOUAIDIA Layachi	Président	Professeur	Université de Tébessa
DEFAFLIA Nabile	Directeur de thèse	Professeur	Université de Tébessa
FEHDI Chemseddine	Examinateur	Professeur	Université de Tébessa
LAAMOURI Bachir	Examinateur	Maître de conférence A	Université de Biskra
DJAIZ Fouad	Examinateur	Professeur	Université de Batna-2
ZEDAM Rabah	Examinateur	Maître de conférence A	Université d'Oum Bouaghi

Soutenue publiquement le 29/01/2025

Année universitaire: 2024/2025



آية الكرسي سورة البقرة آية ٢٥٥

Hommage

D'abord, je souhaite rendre hommage à mon cher directeur de thèse,

M. Yahiaoui Abdelouhab, pour ce travail.

Que DIEU le bénisse.

Remerciement

D'abord, je souhaite exprimer ma gratitude envers mon directeur de thèse Mr Dhfaflia Nabil d' avoir accepter de reprendre encadrement de ce sujet.

Je remercie Mr Gouaidia Layachi,Mr Dhfaflia Nabil,Mr Fehdi Chemseddine, ,Mr Laâmouri Bachir ,Mr Djaiz Fouad et Mr Zadam Rabah qui ont consenti à rejoindre mon jury de thèse.

Ce travail,aboutissant d'une longue formation universitaire,Je tiens à exprimer ma gratitude envers de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer ma reconnaissance.

J'adresse mes chaleureux remerciements à Mr. Frédéric Boulvain, Professeur à l'Université de Liège, En raison de ses nombreuses recommandations et de son accueil chaleureux au laboratoire de Liège dès que j'en avais besoin qui m'a été très utile avec sa longue et riche expérience géologique. Et pour la confection des lames minces

Merci à tous les enseignants de département de géologie et d'institut des Sciences de la Terre et l'univers de l'Université batna-2 qui ont contribué de loin ou de près même avec un soutien moral encouragent afin d'arriver à l'aboutissement de ce présent travail, à mes étudiants

Toute ma gratitude va également à Monsieur Inal Ahmed,Mr Brinis Nafaâ, Mr Elhadj Youcef Brahim et Mme Zouaoui Siham et Mme Benmansour Sana.

Je dédie ce travail à ma chère parente "Aicha, à mon frère Fouzi et mes sœurs: Sabah et Hayet qui m'ont fait confiance durant mes longues années d'étude et sans leur soutien, je ne serais pas arrivée à ces résultats.

Plus particulièrement, je tiens également à exprimer ma gratitude envers mon mari Kadour, qui m'a toujours encouragé à terminer mon travail. Son soutien moral a joué un rôle essentiel dans la réalisation de ma thèse. Je tiens à exprimer ma gratitude envers tous mes amis qui m'ont soutenu pendant les moments difficiles et pour leurs encouragements, ainsi que tous ceux qui m'ont apporté leur aide de près ou de loin dans la réalisation de mon projet de recherche. A Mohamed Abed Elghani , Mouadh, Nada .

Résumé

Cette thèse est consacrée à l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique, sédimentologique et paléoenvironnementale de la série sédimentaire d'âge Coniacien-Santonien du bassindes Aurès (Algérie nord-orientale). Ce présent travail est basé sur des observations et des approches précises de quatre (04) coupes lithostratigraphiques réparties dans l'ensemble des monts des Aurès. On cite successivement (1) la coupe d'El Kantara, qui est située dans le flanc méridional de DjMétlili, (2) la coupe de Beni Fdhala ; dans la vallée de Beni Fdhala, (3) la coupe d'El Assas, qui est localisée dans la partie est du flanc méridional du synclinal de Bouzina, et (4) la coupe de Yabous, qui est située dans la partie méridionale de la terminaison périclinal de l'anticlinal de Ghassira.

Le Sénonien inférieur des monts des Aurès est caractérisé par une épaisse série carbonatée. Cette série est composée de deux formations ; l'une est inférieure, généralement marno-calcaire d'âge Coniacien. Cette formation est composée de deux unités (unité 1 et unité 2). L'autre basale à dominance marneuse d'âge santonien. Cette dernière est composée de trois unités (unité 3, unité 4 et unité 5).

La stratigraphie de la série coniacien-santonien est étudiée dans ce travail en utilisant les principes de la biostratigraphie pour l'ensemble des foraminifères planctoniques. Cela permet de différencier diverses zones biologiques, telles que le Coniacien inférieur et le Santonien inférieur.On relève les biozones suivantes :la biozone à *Dicarinella primitiva*, la biozone à *Dicarinella concavata* et la biozone à *Dicarinella asymetrica*. Aussi par l'étude de quelques espèces d'ammonites. Cette étude propose, pour la première fois, une biozonation dans les Aurès.

L'étude biostratigraphique ainsi établie se révèle relativement précise et permet d'identifier pour la première fois dans les Aurès la limite Coniacien-Santonien.

La sédimentologie repose sur le modèle de définition et d'interprétation des divers microfaciès rencontrés. Plus de 300 microfaciès ont été étudiés, ce qui nous a permis de les répartir en quinze (15) groupes.

Ces groupes peuvent être rassemblés en trois associations de faciès représentant une plateforme type rampe avec une pente très faible.

Ce système de dépôts s'organise chronologiquement selon l'évolution paléogéographique suivante : (i) pendant le Coniacien inférieur ; une transgression marine est bien marquée dans les Aurès. Le milieu de dépôt est caractérisé par une installation d'une rampe interne à pendage très faible qui est représentée par une sédimentation très peu profonde et d'énergie élevée, où se généralisent les sables bioclastiques associés à des tempèstites oolithiques et oncolithiques. (ii) Le Coniacien moyen est représenté par une rampe médiane moyennement profonde. Le milieu de dépôt subit un approfondissement qui est marqué par une augmentation progressive du niveau marin et le changement des caractéristiques sédimentologiques. La sédimentation est à dominance marneuse riche en foraminifères planctoniques (iii) durant le Coniacien supérieur et le Santonien inférieur ; la transgression marine est continue pour atteindre une rampe externe avec une sédimentation à dominance marneuse très riche en foraminifères planctoniques.

L'empilement de ces sédiments s'agence dans deux séquences de dépôt à tendance, généralement, transgressive. Elles sont limitées par des discontinuités à valeur régionale et composées de plusieurs intervalles sédimentaires.

Mots clés : stratigraphie, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, Aurès

Abstract

This thesis is dedicated to the lithostratigraphic, biostratigraphic, sedimentological, and paleoenvironmental study of the Coniacian-Santonian age sedimentary series of the Aurès Basin (northeastern Algeria). This present work is based on precise observations and approaches of four (04) lithostratigraphic sections distributed throughout the Aurès Mountains. We successively mention (1) The El Kantara section, which is located on the southern flank of Dj Métlili, (2) The Beni Fdhala section; in the Beni Fdhala valley, (3) The El Assas section, which is located in the eastern part of the southern flank of the Bouzina syncline, and (4) The Yabous section, which is situated in the southern part of the pericline termination of the Ghassira anticline.

The Lower Senonian of the Aurès Mountains is characterized by a thick carbonate series. This series is composed of two formations; one is lower, generally marly-limestone of Coniacian age. This formation is composed of two units (unit 1 and unit 2). The other basal unit with a marl dominance from the Santonian age. The latter is composed of three units (unit 3, unit 4, and unit 5).

The stratigraphy of the Coniacian-Santonian series is studied in this work using the principles of biostratigraphy for all planktonic foraminifera. This allows for the differentiation of various biological zones, such as the Lower Coniacian and the Lower Santonian.The following biozones are identified: (Biozone with Dicarinella primitiva), (Biozone with Dicarinella concavata), and (Biozone with Dicarinella asymetrica). Also through the study of some ammonite species. This study proposes, for the first time, a biozonation in the Aurès.

The biostratigraphic study thus established proves to be relatively precise and allows for the identification for the first time in the Aurès of the Coniacian-Santonian boundary.

Sedimentology is based on the model of definition and interpretation of the various microfacies encountered. More than 300 microfacies were studied, which allowed us to categorize them into fifteen (15) groups.

These groups can be grouped into three facies associations representing a ramp-type platform with a very gentle slope.

This system of deposits is organized chronologically according to the following paleogeographic evolution: (i) during the Lower Coniacian; a marine transgression is well marked in the Aurès. The depositional environment is characterized by the establishment of an internal ramp with a very gentle slope, represented by very shallow and high-energy sedimentation, where bioclastic sands associated with oolitic and oncolitic tempestites are widespread. (ii) The Middle Coniacian is represented by a moderately deep mid-slope. The depositional environment undergoes a deepening marked by a progressive increase in sea level and a change in sedimentological characteristics. The sedimentation is dominated by marls rich in planktonic foraminifera (iii) during the Upper Coniacian and Lower Santonian;

the marine transgression is continuous, reaching an outer ramp with sedimentation dominated by marls very rich in planktonic foraminifera.

The stacking of these sediments is arranged into two depositional sequences that are generally transgressive in nature. They are limited by regional discontinuities and composed of several sedimentary intervals.

Keywords: Stratigraphy, Sedimentology, Sequence Stratigraphy, Aurès

ملخص

تتناول هذه الأطروحة الدراسات الليثوستراتغرافية والبيوستراتغرافية والرسوبية والبيئية القديمة لسلسلة الرواسب الكونياسية -السانتونية في حوض الأوراس (شمال شرق الجزائر) .يعتمد هذا العمل الحالي على الملاحظات والطرق الدقيقة لأربعة (04) أقسام ليثوستراتغرافية موزعة في جميع أنحاء جبال الأوراس .نذكر على التوالي (1) مقطع القنطرة الذي يقع على الجهة الجنوبية لحبل متليلي (1) (2) ،مقطع بني فضالة؛ في وادي بني فضالة (3) ،مقطع العساس ،يقع هذا القسم في الجزء الشرقي من الجهة الجنوبية لطية بوزينة و (4)مقطع يابوس الواقع في الجزء الجنوبي من النهاية المحيطة طية مقعرة لغسيرة,

يتميز الجزء السفلي من السينونيانفي جبال الأوراس بسلسلة كربوناتية سميكة .تتكون هذه السلسلة من تشكيلتين؛ الأولى وهي الأدنى ،وتتكون عمومًا من الحجر الجيري المارني من العصر الكونياسي وينقسم هذا التشكيل الى وحدتين (الوحدة 1 والوحدة2)والأخرى ذات غلبة مارنية من العصر السانتوني .ويتكون هي الأخرى من ثلاث وحدات (الوحدة 3 والوحدة 4، والوحدة 5).

تمت دراسة طبقات سلسلة الكونيسيان - سانتونيان في هذا العمل باستخدام مبادئ الطبقات الحيوية لجميع المنخربات العوالقية .يسمح هذا بالتمييز بين المناطق البيولوجية المختلفة ،مثل منطقة اكونياسيان السفلى ومنطقة والسانتونيان السفلى . يتم ملاحظة المناطق البيولوجية التالية(منطقة ديكارينيلا بريميتيفا ومنطقة ديكارينيلا كونكافاتا ومنطقة ديكارينيلا أسيمتريكا .وأيضا من خلال دراسة بعض أنواع الأمونيت .تقترح هذه الدراسة ،لأول مرة ،تقسيمًا حيويًا في منطقة الأوراس.

وتثبت الدراسة البيوستراتغرافية التي تم إنشاؤها بهذه الطريقة أنها دقيقة نسبيًا وتسمح لنا بتحديد الحدود الكونياسية - السانتونية لأول مرة في الاوراس.

يعتمد علم الرواسب على نموذج تعريف وتفسير مختلف الوجوه الدقيقة التي تم مواجهتها .لقد تمت دراسة أكثر من 300 من السمات المجهرية ،مما سمح لنا بتقسيمها إلىخمس عشرة (15)مجموعة.

يمكن تجميع هذه المجموعات في ثلاث جمعيات التي تمثل منصة من نوع المنحدر ذات منحدر لطيف للغاية.

تم تنظيم نظام الرواسب هذا ترتيبًا زمنيًا وفقًا للتطور الجغرافي القديم التالي (i) :خلال العصر الكونياسي السفلي؛ إن الانتهاك البحري واضح المعالم في منطقة الأوراس .تتميز البيئة الترسيبية بإنشاء منحدر داخلي ذو انحدار لطيف للغاية، يمثله ترسبات ضحلة للغاية وعالية الطاقة، حيث تنتشر الرمال الحيوية المرتبطة بالعواصف على نطاق واسع (2) .يتم

تمثيل الكونياسيان الأوسط بمنحدر متوسط عميق إلى حد ما، حيث تشهد البيئة الترسيبية تعمقًا يتميز بزيادة تدريجية في مستوى سطح البحر وتغير في الخصائص الرسوبية .يهيمن على الترسيب المارل الغني بالمنخربات العوالق (iii) خلال العصر الكونياسي العلوي والسانتوني السفلي؛ يستمر الانتهاك البحري في الوصول إلى منحدر خارجي مع الترسبات التي تهيمن عليها المارل الغنية جدًا بالمنخربات العوالق.

تم تنظيم هذا النظام من الرواسب زمنيًا وفقًا للتطور الجغرافي القديم التالي) :أ) خلال العصر الكونياسي السفلي؛ تم تحديد

يتم ترتيب تكديس هذه الرواسب في تسلسلين ترسبيين، بشكل عام مع ميل للتجاوز .وهي محدودة بسبب الانقطاعات الإقليمية وتتكون من عدة فترات رسوبية.

الكلمات المفتاحية:علم الطبقات، علم الرسوبيات، علم الطبقات المتتابع، ألاوراس.

Liste des figures

01	A) Localisation géographique des Aurès, B) Zone d'étude
02	Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (Durand-Delga, 1969)
03	**A**- Principales zones structurelles de l'Afrique du Nord-Ouest et situation de la zone d'étude à l'est de l'Algérie (Michard et AL. (2008) B-Extrait de la carte géologique des Aurès LAFFITE (1939).1- Coupe El Kantara 2- Coupe Beni Fdhala .3- Coupe El Assas
04	A : Topographie et principaux domaines structuraux du nord-ouest africain et la situation de la zone étudiée dans l'Algérie orientale (modifié par Michard, Hoepffner,Soulaimani, et Baidder, 2008). B : Principaux groupes structurelles dans le domaine Atlasique orientale et la localisation des sites de sectionnement (Herkat et Guiraud, 2006).
05	Localisation géographique de coupe d'El Kantara (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)
06	Colone lithostratigraphique du Dj Métlili -El Kantara.
07	Localisation géographique de la coupe Beni Fdhala (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)
08	Colonne litho-stratigraphique de la coupe du Beni Fdhala.
09	Localisation géographique de coupe d' El Kantara (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)
10	Colonne lithostratigraphique du Dj El Assas
11	Localisation géographique de la coupe deDj Khaled -Yabous (extrait de la carte topographique de Batna ouest à l'échelle 1/200.000).
12	Colonne lithostratigraphique de Dj Khaled -Yabous.

13	Colonne litho-biostratigraphique d'El Kantara (Dj Metlili) et répartition des espèces de foraminifères.
14	Colonne litho-biostratigraphique de Beni Fdhala. Distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.
15	Colonne litho-biostratigraphique du Koudiat El Assas et distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.
16	Colonne litho-biostratigraphique du Dj Khaled -Yabous-et distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.
17	Corrélation biostratigraphique des coupes étudies de Coniacien-Santonnien
18	Zone verticale des eaux marines (Pères, 1961). La zonation est principalement influencée par l'éclairage et l'exondation. Associé au découpage anglo-saxon basé sur le coefficient d'exondation.
19	Modèle paléogéographique proposé de la zone d'étude durant le Coniacien- santonien
20	Les différents cortèges sédimentaires
21	Interprétation en stratigraphie séquentielle du Coniacien- Santonien du l'Aurès
22	Evolution paléogéographique durant le Coniacien-Santonien de l'Aurès,

Liste des planches

01	Vue de la coupe Dj Metlili Elkantar; A. l'unité 1 : alternance marne calcaires (détaille marnes à oursins en boules) , B. Unité 2. C. Calcaire noduleux, D. Surface bioturbé. F. Bioturbation , G. Limite Unité3,H:unité3,I: Thalassinoides, G:Hemiaster,K surface a inocerames.	38
02	Vue de la coupe Beni Fdhala A. L'unité 1 : Marne avec des bancs de calcaires , B.Ammonites. C.Bryozoaires, D. L'unité 2 : Marno-	45

	calcaires. E. Calcaire noduleux, F. *Plasentoceras montilli*,G.sommet de l'unité 3,H.Calcaire noduleux a ammonites,I:*Hemitissotia turzoi*,KL: Zoophycos	
03	Vue de la coupe El Assas A. l'unité 1 : Marnes argileuses , B. alternance marnes calcaires C. Unité 1, D. Intervalle marneux à ammonites, E;Unité 02 F.Unité 03 :Marnes, G.Calcaires stratifies,H:Unité3; surface bioturbé et oxydé,	48
04	Vue de la coupe de Dj Khaled -Yabous-A. L'unité 1 : Marnes argileuses , B. Unité 2: Alternance marnes calcaires C. Unité 3, D. Marno-calcaires,	54
05	images de foraminifères planktoniques : (A-B) *Dicarinella asymetrica* (Sigal). (A) spiral view, (B) umbilical view ; (C) *Marginotruncana marginata (Reuss)). (D) Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno (Reuss);(E) Dicarinella primitiva (Dalbiez).(F) Dicarinella concavata (Brotzen);(G) Sigalia decoratissima (De Klasz);(H) Sigalia carpatica Salaj and Samuel;(I) Heterohelix cf. globulosa ;(J) Pseudotextularia nuttalli Voorwijk.*	77
06	MicrofacièsMF1:Grainstone à Oolithes: Oolithe à structure fibroradiée (A) provoquée par un phénomène diagénétique secondaire de transformation aragonite=>calcite: la cristallisation des prismes de calcite se fait en position radiaire. Noter que la structure concentrique est toujours visible. B.D.E) Oolithe a nucléus varier (C) Stylolitisation type up peak.	90
07	Microfaciès MF2 :Grainstones à pélletoides et algues;1cmA.B) flèches blancs les algues verts,flèche bleu débris d'échinodermes .C.D) alg,Algues ,pel;Pelletes, ech;Echinodermes, mi;Milioles	92
08	Microfaciès MF4 :Wackstone à algues et oncoïdes (ABCD)×10	94
09	Microfaciès MF4 :Wackstone à algues et oncoïdes.A,E)encroûtement	95

	algaire flèche bleu)sur un débris de bioclastes avec une dissolution (flèche blanc),B) Bioérosion;perforation d'une débris d'huîtres.CDF) Micritisatition des bioclastes.	
10	Microfaciès MF5 : Wackstone a Pithonella et Dasycladacé(A,Bx4),(C;x10) packstone a biomicrite tres riche en algues ,Textularia,Milioles, foraminifères globuleux.B)Pithonella,C) Calcisphères.	97
11	Microfaciès MF6 (Packstone a Bryozoaires et débris de rudistes);A.B) pélletes fécales(Bioturbation).CD)débris de bryozoaires.	98
12	Microfaciès MF7 : Packstone à pélloïdes et débris d'inocérâmes.AB)x4 A,B)accumulation des débris d'huitres avec des pelletes B fléches bleux coating irreguliaires des corpuscules.	101
13	Microfaciès MF8:Wackstones à annélides et entroques. ((Ax10)(BCDx4);A)wackstone à foraminifères globuleux et ophuirides .B,C) des annélides.D)débris d'inocérames avec débris d'échinodermes affecter par une bioerosion	102
14	MicrofacièsMF10:Wackestone à foraminifères planctoniques et d'échinodermes(ABCDx4) A)wackstone à Globigérines (Flèche blanc) et Hétérohelicides (Flèche noire.B)spicules Triactine des spongiaires.C) débris dinocerames partiellement dissous (Fèche blanc).E)débris d'échinodermes et des bioclastes micritisées.	104
15	Microfaciès MF11 : Wackstones à échinodermes et glauconie (ABCx4,Dx10)	106
16	Microfaciès MF12: (Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes (A,B,C,D,E) x10;A,B) section de gastropode et ophuirides débris de bryozoaires et inocérames.CDE.	108
17	Microfaciès MF13 :Wackstone à foraminifères planctoniques,	111

	d’échinodermes et algues.(ABCDx10)	
18A	Microfaciès MF15 : Wackstones à calcisphères et spicules des spongiaires(ABCDx10)	113
18B	Microfaciès MF15 : Wackstones à calcisphères et spicules des spongiaires	114
19	Microfaciès MF16:Mudstone à wackstone à filaments et débris des ostracodes (ABCDx10)deux textures wackstone(AC)et mudstone (BD) associes par le phénomène de bioturbation(A).	115

Sommaire

Remerciement ……. **I**
Résumé……. **II**
Abstract…… **IV**
ملخص…… **VI**
Listes des figures…… **IX**
Liste des planches..... **X**

INTRODUCTION GENERALE

I-Introduction et le but de travail…… 5
II-Structure du travail …….. 5
III-Aspects methodologique…… 6
VI-Travaux antérieurs……..... 9

CHAPITRE I. GÉNÉRALITÉS

I-Contexte géographique…….. 13
II-La géologie régionale ……. 15
II.1- Le domaine interne ……. 15
II.2- Le domaine des flysches…….. 15
II.3- La nappe numidienne……... 16
II.4- Le domaine externe : « le sillon tellien »……. 17
II.5- L'avant pays allochtone…….. 20
II.6- l'avant pays autochtone et parautochtone…….. 21
III- le cadre stratigraphique…… 23
III.1-Les formations du Secondaire……. 23
III.1.1-Le Trias……. 23
III.1.2-Le Jurassique……. 23
III.1.3-Le Crétacé…… 25
III.2-Les formations du Tertiaire…… 28
III.2.1-Le Paléogène (nummulitique)…….. 28
III.2.2-Le Néogene……..... 29
IV-Le cadre structurale…… 29
IV. 1- les plis……. 30
IV.2- les cassures…….. 31
IV.3- les pointements triasiques…… 32

CHAPITRE II. LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES ETUDIES

I-Introduction ……. 35
II-La description de la série Coniacien –Santonien…… 35
II.1. Présentation des coupes …….. 35
II.1.1. Secteur de Djebel Metlili -El Kantara …….. 35
II.1.1.1- La coupe du Dj Metlili…….. 35
II.1.1.1.1-Localisation géographique…….. 35
II.1.1.1.2-Déscription lithologique …… 36
Formation I :Marno- calcaire …… 36

Formation II: A dominance marneuse……. 39
II.1.2-Secteur de Beni Fdhala ……. 41
II.1.2.1-La coupe de Beni Fdhala …… 41
II.1.2.2.1-Localisation géographique…… 41
II.1.2.2.2-Déscription lithologique …….. 42
II.1.3- Secteur de Theniet El Abed……... 46
II.1.3.1-La coupe koudiat Al Assas ……. 46
II.1.3.2.1-Localisation géographique…… 46
II.1.3.2.1-Description lithologique ……. 47
II.1.4- Secteur de Yabous…… 50
II.1.4.1- La coupe de Dj Khaled …… 50
II.1.4.2.1-Localisation géographique…….. 50
II.1.4.1-Déscription Lithologique ……. 51

CHAPITRE III :BIOSTRATIGRAPHIE

I-Introduction……. 56
II-Biostratigraphie à partir des foraminifères planctoniques ……. 57
II.1-Coupe d'El Kantara …….. 57
II.1.1-Zone de *Dicarinella primitiva, (dalbiez) IZ* …….. 57
II.1.2-Zone de *Dicarinella concavata IZ*…….. 58
II.1.3-Zone de *Dicarinella asymetrica sigal* …… 59
II.2-Coupe de Beni Fdhala…… 61
II.3-Coupe de El Assas…… 61
II.4-Coupe de Dj Khaled -Yabous…… 61
III-La systématique des foraminifères planctoniques……. 66
VI- La limite du Coniacien- Santonien …… 78
VI.1-Signature paléontologique de la limite Coniacien –Santonien…… 78
VI.1.1-Macrofaune (ammonites et inocérames)……. 78
VI.1.2-Foraminifers planctoniques……. 79
V-Synthese et correlation biostratigraphique …… 81
V.1-Biozonation et stratigraphie de Sénonien inférieur …… 81
Conclusion…… 85

CHAPITRE IV :SEDIMENTOLOGIE ET MILIEUX DE DEPOTS

I-Introduction……. 87
II-Microfaciès et associations de faciès……. 87
II.1.1- Les microfaciès sédimentaires …… 87
III. Description microfaciologique…… 88
III.1-Rampe proximale……... 88
III.2- Rampe médiane ……. 94
III.3-Rampe distale…… 112
IV-Les associations de faciès …….. 116
IV.1- Association de faciès 1 ……. 116
IV.2- Association de faciès 2 …….. 116
IV.3-Association de faciès 3……. 116
Conclusion..... 118

V-La stratigraphie séquentielle…….. 119
V.1-Définition d'une séquence de dépôt …… 119
V.2-Cortèges sédimentaires …… 119
V.3-Transgressif system tract (TST)…… 120
V.4- Highstand system tract (HST)…… …….. 120
V.5- Lowstand system tract (LST)…… 120
V.6-Les surfaces stratigraphiques……. 122
VI- Hiérarchisation des séquences de dépôts ……. 122
VII-Identification des discontinuités sédimentaire ……. 124
VIII-Découpage séquentiel …… 125
VIII.1-Séquence de dépôt 1 ……. 125
VIII.1.1-Iintervalle transgressif ……. 126
VIII.1.2-Prisme de haut niveau marin ……. 126
VIII.1.3-Prisme de bordure de plateforme …….. 126
VIII.2-Séquence de dépôt 2 …… 126
VIII.2.1-Intervalle transgressif …….. 128
VIII.2.1- Prisme de haut niveau marin ……. 128
IIV-Evolution paléogéographique……. 129
IIV.I-Introduction ……. 129
IIV.2-Le Coniacien…… 129
IIV.3-Le passage Coniacien- Santonien…… 131
IIV.4-Le Santonien inferieur ……. 131
IIV.5-Conclusion……. 131
CONCLUSION GÉNERALE..... 133
Bibliographie……..... 138

INTRODUCTION GENERALE

I-INTRODUCTION ET LE BUT DE TRAVAIL

Depuis les recherches menées par Laffite (1932) et ses successeurs, notamment Guiraud (1973), Yahiaoui (1990), une attention particulière a été portée aux séries de l'Aurès, aux alentours des frontières algéro-tunisiennes. Ces séries sont marquées par des accumulations sédimentaires remarquables du Trias au Crétacé et au Quaternaire.

Durant le Crétacé supérieur, le bassin des Aurès dominé par une vaste plateforme carbonatée. Cette plateforme est caractérisée par une diversification dans les conditions de sédimentation et la nature des dépôts.cette sédimentation est représenté par des successions des séries qui dépassant les 2200 m d'épaisseur Laffite (1939).

L'objectif principal de ce travail est de comprendre la mise en place et l'évolution des dépôts carbonatés de cette plateforme durant le Coniacien et le Santonien inférieur des monts des Aurès, ces dépôts de plateforme ont été relativement peu étudiés du point de vue lithologique ,sédimentologique et biostratigraphique.

La compréhension de la formation des sédiments Coniacien-Santonien repose principalement sur une analyse sédimentologique approfondie sur le terrain et sur la pétrographie et la biostratigraphie. Ces analyses conduisent à la caractérisation de microfaciès correspondant à différents environnements de dépôt qui se succèdent latéralement selon un modèle idéalisé. La biostratigraphie est pour une subdivision des biozones de foraminifères planctoniques des coupes étudiées .

La définition des microfaciès permet également de mettre en évidence l'évolution paléogéographique des environnements au fil du temps.

I-Structure du travail

Dans le premier chapitre, nous avons montré la position du secteur d'étude dans les

Monts des Aurès, le placer dans un cadre géologique, et y citer les différents travaux réalisés.

Nous avons aussi cité et expliqué toutes les méthodes utilisées et leurs

intérêts dans le présent travail.

Le deuxième chapitre est consacré à une étude lithostratigraphique du secteur d'étude ; débute par présentation géographiques de chat coupe étudies puis,nous avons inventorié et décrit les différents faciès de Coniacien -Santonien

le troisième chapitre représente une étude biostratigraphique des coupe étudié avec une corrélation entre les quatre coupes étudiées . Ensuite une description taxonomique des différents espèces marquent dans les séries Coniacien -santonien . Et enfin precise la limite entre le Coniacien et Santonien.

Le quatrième chapitre est consacré à des analyses sédimentologiques (microfaciologique)

description et l'interprétation des microfaciès, décrits et intégrés au sein de successions d'environnements de dépôt, des zones les plus proximales aux plus distales.et associés dans des milieux de dépôt, afin de mettre en évidence les milieux de dépôts, pour esquisser des schémas paléogéographiques probables Et leur évolution paléogéographique durant le Coniacien- Santonien

On termine par une conclusion générale qui récapitule tous les résultats obtenus par le biais de ce présent travail.

II-Aspects méthodologique

Levés des coupes :

Les résultats obtenus dans cette étude sont principalement fondés sur nos propres recherches effectuées sur terrain.

Les séries que nous avons analysées sont des affleurements intéressants dans notre secteur, étendues sur une vaste étendue, allant d'El Kantara (Biskra), (Ain touta) Beni Fdhala et Théniat El Abed (koudiat El Assas) jusqu'au Yabous (Khenchela).

Trois étapes ont été suivies pour les levés des coupes. La première étape consiste à choisir le levé de la coupe et à effectuer des observations panoramiques. La deuxième étape implique

des observations et des analyses détaillées de la série à étudier. Enfin, la troisième étape consiste à étudier la série en utilisant la méthode banc par banc.

En détail, on examine les séries sédimentaires étudiées à trois échelles différentes :

A- En ce qui concerne l'affleurement : à cette échelle, les analyses permettent de conclure.

1) Dans l'ensemble, le contexte sédimentaire, les variations latérales à petite et moyenne échelle des épaisseurs et des paléomilieux ;

2) les principales ruptures sédimentaires et physiques : surfaces d'érosion, surfaces ferrugineuses, surfaces de bioturbation...

B- au niveau du banc : à cette échelle, notre recherche vise à décrire en détail tous les éléments de la roche. Cette observation à l'œil nu et parfois à la loupe du terrain permet de déduire les caractéristiques principales, telles que les caractéristiques pétrographiques, stratonomiques, sédimentologiques (structures et formes sédimentaires, composants inorganiques des roches carbonatées, discontinuités sédimentaires,etc.), ainsi que paléontologiques (Macrofossiles et microfossiles).

. C- Au niveau microscopique, les analyses du terrain sont complétées en laboratoire en préparant les échantillons en utilisant les techniques de lavage et de fabrication de lames-minces. Par la suite, les échantillons sont analysés à l'aide de la loupe binoculaire et du microscope polarisant. L'identification et la photographie de la microfaune sont effectuées à l'aide du microscope électronique à balayage.

D- l'identification des foraminifères planctoniques et benthiques faite à l'aide de documents scientifiques (atlas : Ellis et Messina (1940), Robaszynski et al., (1983); publications: Pessagno, (1967), Bolli et al. (1985), Caron (1978, 1985), Bellier (1987), classification utilisée est celle de Loeblich et Tappan (1988).

Grâce à ce type d'étude, il a été possible de déterminer à partir de quelques centaines de lames-minces 1) les microfaciès (Lithofaciès et biofaciès : texture, minéraux), en prenant en compte la composition et les structures à l'échelle du millimètre, et en utilisant un microscope

polarisant en dessous.

2) de réaliser les analyses micropaléontologiques. Ce genre d'études conduit à des interprétations chronostratigraphiques et sédimentologiques.

Les informations provenant de nos analyses sur le terrain et en laboratoire seront synthétisées sous forme de données stratigraphiques et d'une description lithologique et biostratigraphique des coupes, qui seront exposées dans les sections "lithostratigraphie" et "biostratigrapphique".

Quant à la description des coupes, elle se fait dans l'ordre ascendant des niveaux les plus anciens aux plus récents. La plupart des enregistrements stratigraphiques que nous exposons incluent les références des échantillons et seront numérotés de fond en bas.

Sur la carte topographique de la région, on peut voir la localisation des coupes, qui sera précisée dans la description des coupes. Les données sont récupérées dans le GBS.

Quant au volet micropaléontologique, le matériel qui est utilisé comme base est celui des microfossiles rencontrés dans les sections de lames-minces que j'ai développées moi-même et ceux des résidus de lavage des marnes

Un inventaire exhaustif des microfossiles sera exposé, mais seuls quelques taxons de foraminifères planctoniques appartenant aux super-familles seront décrits et révisés (étude taxonomique) dans les sections de lames minces. Pour les foraminifères repérés dans les niveaux tendres ou meubles (marnes et argiles), aucune observation systématique ne sera faite.

Ce manuscrit contient des illustrations photographiques de microfaciès et de foraminifères, représentées en planches.

Plusieurs coupes bien réparties à l'échelle du bassin sont étudiées dans le secteur étudié, nous citerons les coupes suivantes :

-Coupe Dj Metlili El Kantara (Wilaya de Biskra)

-Coupe Beni Fdhala (Wilaya de Batna)

-Coupe Theniet El Assass (Wilaya de Batna)

-Coupe Dj Khaled Yabous (Wilaya de Khenchela)

VI- Travaux antérieurs

Depuis le 19ème siècle, la région des Aurès a accordé l' attention des différents chercheurs

Fournel décrit dès 1849, la province de Constantine mentionne des fossiles qu'il attribuait aux terrains du Crétacé inférieur et qui en réalité correspondant à des faunes qui plus tard se sont avérées plus récentes (Crétacé supérieur).

Créé en 1882, le Service de la carte géologique de l'Algérie a pour objectif d'approfondir les études sur divers problèmes de géologie et de gîtologie. Durant cette période, des informations précieuses, principalement en géologie régionale, paléontologie et stratigraphie, ont été rassemblées dans les travaux de Coquand (1862), Péron (1883), Pomel (1889), Ficheur (1892). Les problèmes sont décrits de manière succincte dans les écrits de Péron intitulés « Essai sur la géologie de l'Algérie » (1889), qui abordent l'étage Tithonique, dont une partie concerne le secteur comprenant Batna et El Kantara. Il utilise à son compte les subdivisions introduites par Coquand, mais en leur donnant une acceptation faciologique.

Lors de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Algérie (1896), les membres ont visité les affleurements Crétacés entre Batna El Kantara, (Ficheur 1896), où ils ont collecté de nombreux fossiles. Les ammonites du crétacé supérieur de l'Algérie sont découvertes la même année par Péron.

Tissot donne une brève description du Crétacé inférieur en 1881. Les dimensions de celui-ci furent ajustées par Ficheur en 1898. La même année, Péron annonce la présence de l'Albien de Métlili, tandis que Laffitte évoque une probable absence de stratigraphie albienne dans le Aurès et le Métlili. Par la suite, Laffitte (1932) présente plus en détail la composition pétrographique du Crétacé inférieur dans les Aurès...

En 1920, Savornin rétablit la coupe du DJ Métlili à El Kantara, qui concerne les régions allant du Barrémien au Maestrichtien, qui sont recouvertes par le groupe suisse (Paléocène au Lutétien), avec une discordance avec le Miocène du bassin d'El Kantara.Au cours de leur étude géologique de la région du Hodna et des plateaux Sétifien,

En fin des années 30, R. Laffitte effectue des études géologiques dans la partie sud-est de la région des Aurès.

En 1939, il a publié « l'aperçu de la géologie de l'Aurès » et une carte géologique correspondant au 1/200000, qui illustre de manière fidèle les caractéristiques de la structure géologique aryenne. Il présente le schéma stratigraphique des dépôts rencontrés, accompagné d'une argumentation paléontologique et de caractéristiques lithologiques détaillées des unités stratigraphiques délimitées, ainsi que des descriptions des principaux éléments structuro-tectoniques.

Cette publication demeure l'une des meilleures sources d'information géologique pour les géologues de cette région.

Les travaux de Laffitte (1939) et l'esquisse géologique de l'Aurès au 1/200 000 qui l'accompagnent sont une fondation solide pour tous les travaux de la région et la première synthèse moderne de la série sédimentaire de ce massif. Il s'agit d'un ouvrage fondamental sur lequel reposent tous les travaux géologiques ultérieurs.

Entre 1939 et 1990, les travaux suivants portent principalement sur la géologie structurale : Selon une étude structurale menée par L.Glangeaud (1951), il a été établi que les failles transversales ou géo-sutures, qui se trouvent dans la méditerranée occidentale, sont des éléments structuraux importants.

J.C.Yves.Béllion (1972) ; il a souligné la stratigraphie du crétacé des monts de Béllezma dans sa thèse en géologie dynamique (étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des monts du Béllezma, Algérie.)

R.Guiraud (1973) ; dans le travail de sa thèse d'état poursuit un but structural et paléogéographique dans la région du Hodna et ces limitrophes (Aurès, Béllezma, Batna)

J.M.Vila (1980) ;sa thèse de doctorat en sciences, ces travaux au sujet de (La chaîne Alpine d'Algérie oriental et les confins Algéro-Tunisiens) ne concernent que peu les monts de Béllezma – Batna..

D.Bureau (1967-1986); Dans sa thèse de doctorat d'état des sciences naturelles (Approche sédimentaire de la dynamique structurale ; évolution Mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale de la fosse saharien (Sud- Ouest constantinois et Aurès, Algérie) .Il a

expliqué comment les monts de Bellezma-Batna avaient évolué en utilisant le modèle des blocs basculeés.

N.Kazitani (1986) : a étudié la géologie structurale, l'analyse séquentielle et la paléogéographie pour l'Algérie du Nord. Ses travaux mettent en évidence l'apparition de bassins rhombiques le long de la transversale de Béjaia-Négirie pendant le crétacé supérieur, et plus spécifiquement au turonien, dans les bassins de Bellezma, de Métlili et celui de l'Aurès.

A.Yahiaoui (1990) : il a donné plusieurs informations géologiques de la région durant le crétacé supérieur dans sa these ;« la partie inférieur de la série marno-calcaire du crétacé supérieur (Cénomanien supérieur à Coniacien inférieur), entre Batna et El Kantara (Algérie orientale)»,

M.Herkat (2000) : a publie l'article (genèse des séquence sédimentaires du crétacé supérieur des Aurès , rôle de l'eustatistisme , la tectonique et la subsidence) dans ce dernier , l'auteur montre l'influence des accidents tectoniques de direction NW-SE a WNW-ESE qui forment en dispositifs des blocs bascules dans la partie SW du bassin Eurasien.

F .Djaiz en 2011 a été signalé plusieurs événements tectoniques et sédimentologique sur la région dans sa thèse de doctorat

S. Benmansour (2018) : dans sa thèse doctorat donne un aperçu sur l'évolution la paléogéographique de la région pendant le Campanien et le Maastrichtien.

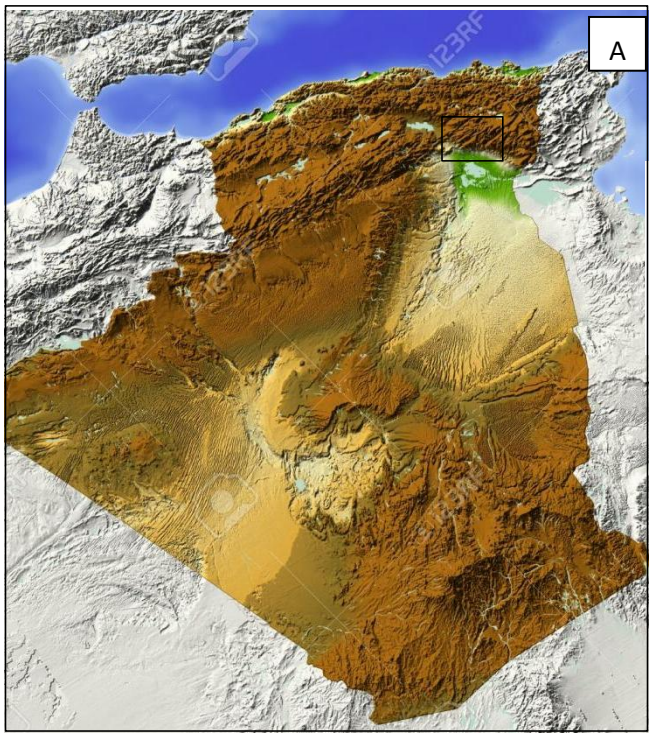
CHAPITRE I.
GENERALITES

CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE:

Le terme général de"massif de l'Aurès" désigne la vaste étendue montagneuse à l'est de la dépression où coule l'oued Kantara. Cette dépression est également traversée par la route nationale et la voie ferrée reliant Batna à Biskra. L'Aurès est délimité par les points géographiques Batna, Biskra, Khanga Sidi Nadji et Khenchela, formant ainsi un quadrilatère. Sa longueur d'est en ouest avoisine les 100 km,Sa largeur s'étend également du nord au sud à environ 100 km (Figure 01).

Les Aurès constituent la partie orientale de l'Atlas saharien, avec le mont Chélia culminant à 2 328 mètres d'altitude. Ces montagnes sont délimitées au nord et au nord-ouest par le bassin néogène de Timgad et la dépression de Batna-Ain-touta, à l'est par les monts de Némentcha, et au sud par laplateforme saharienne. À l'ouest, elles sont bordées par le bassin Néogène du Hodna-El Outaya.

Le relief de l'Aurès se caractérise par un pli étendu, orienté approximativement selon les directions ENE-WSW ou E-W. Ce pli est formé par des anticlinaux tels que Dj Métlili, Dj Ich Ali, Dj Igguedlène, Dj Lezreg, ainsi que des synclinaux tels que Bouzina et El Kantara. Souvent, ces structures subissent une fracturation perpendiculaire ou subperpendiculaire par rapport aux axes directionnels. Dans sa partie septentrionale, située immédiatement au sud des monts de Bellezma-Batna (Figure 01).



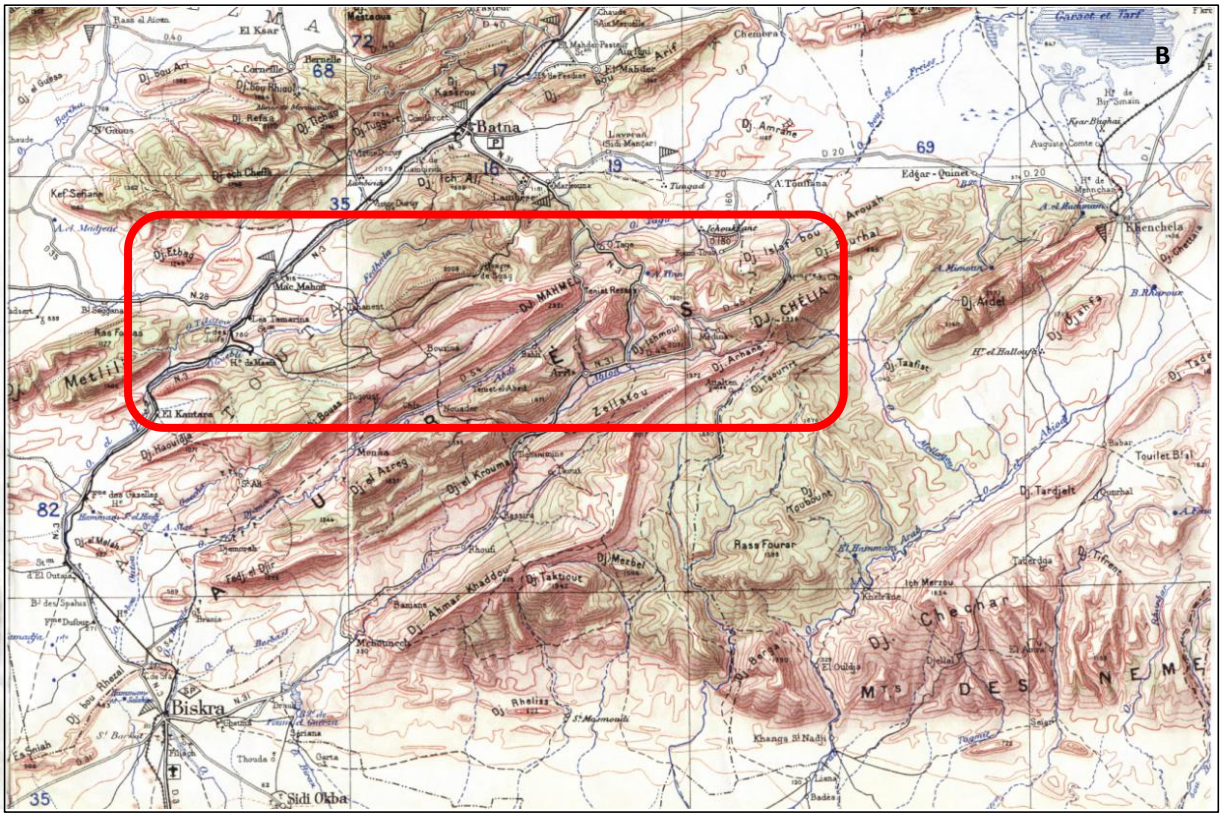


Figure 01:A) Localisation géographique des Aures

B) Zone d'etude :Extrait d'une carte topographique 1/200.000

II-LA GÉOLOGIE RÉGIONALE

le « Bassin maghrébin » ou« Téthys maghrébine » est suite a la tectonique alpine (Bouillin, 1992). Ce bassin constitue une chaîne de plus de 2 000 km de Gibraltar à la Sicile, rassemblant les régions orogéniques du Rif, de la Tèle, du Nord-Sicilien et du Calabrais (Durand-Delga et Fontboté, 1980)

La chaîne des Maghrébides est composée de trois domaines paléogéographiques qui se situent à l'extrême sud le domaine(domaine interne,domaine des Flyschs,domaine externe)

II.1- Le domaine interne

Le domaine interne résulte d'un déchirement de la « Microplaque méso-méditerrannéenne » au cours du Miocène inférieur (Durand Délga, 1980). C'est un socle cristallophyllien continental caractérisée par une couverture sédimentaire d'age Paléozoïque au Tertiaire (Fig.02).

Le socle est attribué à trois ensembles lithologiques (Bouillin J.P., 1977 et Raoult J.F., 1974) :

- Le premier est cristallophyllien inférieur (gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites).
- Le deuxième cristallophyllien supérieur (des schistes satinés ou phyllades, des grès et des porphyroïdes œillés).
- Le troisieme c'est une séries de sédiments du socle cristallin paléozoïque , peu ou pas

II.2- Le domaine des flysches

Selon Bouillin (1982), ce secteur est équilibré entre les régions internes péloritano-kabylo-rifains et le secteur externe d'Afrique du Nord et de Sicile.Il se distingue par une structure complexe. De plus, la faible quantité de fossiles dans cette région a longtemps été négligée. J.F. Raoult (1969) fait une distinction :

- Les flyschs de type « Guerrouch » (Tithonique- Crétacé inférieur), ou flyschs Maurétaniens.
- Les flyschs «schisto-quartzeux », (Flyschs Albo-aptiens de Glangeaud, 1932), ou flyschs Massiliens.

II.3- La nappe numidienne

Les séries maurétanienne (Bouillin ; 1977)

Selon les séries maurétaniennes, on distingue « un flysch calcaire » au Néocomien, un flysch avec de vastes bancs de grés jusqu'à l'Albien moyen et un flysch avec des micro-brèches calcaires plus ou moins sableuses de l'Albien supérieur au Lutétien.

1- Une puissante série gréso-micacée se dépose au-dessus pendant l'Oligocène, commençant par un flysch à microbrèches rousses et se terminant par le passage Stampien-Aquitanien.

L'ensemble de la série maurétanienne, de bas en haut :

a) Radiolarites attribuées au Jurassique supérieur.

b) Flysch schisto-gréseux d'âge Crétacé inférieur (Néocomien à l'Albien).C'est le flysch de type Guerrouch.

c) Cénomanien conglomératique présentant des bandes silicifiées blanches,surmontée d'une série d'âge Sénonien à Lutétien supérieur plus ou moins conglomératique.

d) Une immense série gréso-micacée commençant par un flysch à micro brèches rousses. Elle atteint le passage Stampien-Aquitanien.

La série cénomanienne et la puissante série gréso-micacée forment le flyschs de Penthièvre.

2. Les séries massyliennes

La série massylienne est décrive par (Bouillin, 1977 ,Lahondère, 1987). Elle est localisée au Nord du Kef Sidi Driss ,comprenant de bas en haut les termes suivants :

- Calcaires sableux et des argiles du Nèocomien sur 10m.
- Flysch pélito-quartzeux : C'est le flysch « Albo-Aptien » pouvant atteindre 300m d'épaisseur. Il est surmonté par des calcaires fins jaunâtres du Vraconien
- Des phtanites noirs et blancs sur 20m (Cénomanien et Turonien), localement remplacés par des brèches polychromes (J. F. Raoult, 1974).

- Un ensemble flyschoide marno-microbrèchique .Il est de 200m d'épaisseur, d'age Sénonien.
- Des formations tertiaires aujourd'hui décollées et poursuivie plus au Sud (série d'Ain el Kerma) formée par des argiles vertes et des niveaux de silexites. L'ensemble est atteint

jusqu'au l'Oligocène inférieur.

3. Le Numidien:

E. Ficheur (1890) a suggéré le terme Numidien pour la trilogie suivante :

- Argiles vrai colores à Tubotomaculum (argiles sous numidiennes).

-Bancs de grès épais à grains hétérogènes.

-Argiles, marnes et silexites (Supra-numidienne).

II.4- Le domaine externe:

Celles-ci sont de grandes masses allochtones avec des faciès marno-calcaires pélagiques au Nord et devenant progressivement pélagiques (néritiques) vers le Sud. Ces séries sont généralement réalisées dans le Crétacé inférieur, ce dernier ayant probablement été planté sur des « noyaux » rigides de carbonates jurassiques.

Les formations telliennes ont des caractéristiques distinctes non seulement du Nord au Sud, mais aussi d'Est en Ouest.

Trois unités ont été identifiées grâce à d'importantes variations de faciès : nous allons les regrouper en utilisant des critères simples, principalement sédimentologiques, mais aussi géographiques.

Les domaines suivants sont ainsi identifiés du Nord vers le Sud, selon J. C. Lahondère (1987) :

1. l'unité ultra-tellienne

Il s'agit de la zone où se développent des marno-calcaires de couleurs pâles qui abritent une microfaune abondante. Selon Durand Delga (1969) ils sont probablement caractéristiques J. C. Lahondére (1987), en se basant sur l'analyse des morphologies de l'Ultra-tellien, a identifié deux sous-ensembles ultra-telliens.

J. C. Lahondére (1987), en se basant sur l'analyse des morphologies de l'Ultra-tellien, a identifié deux sous-ensembles ultra-telliens.

- Le premier, le plus au sud, se manifeste dans la vallée de l'Oued Zenati et du Djebel Sbaa (Vila ; 1969), c'est le type d'Ulta-tellien caractéristique.

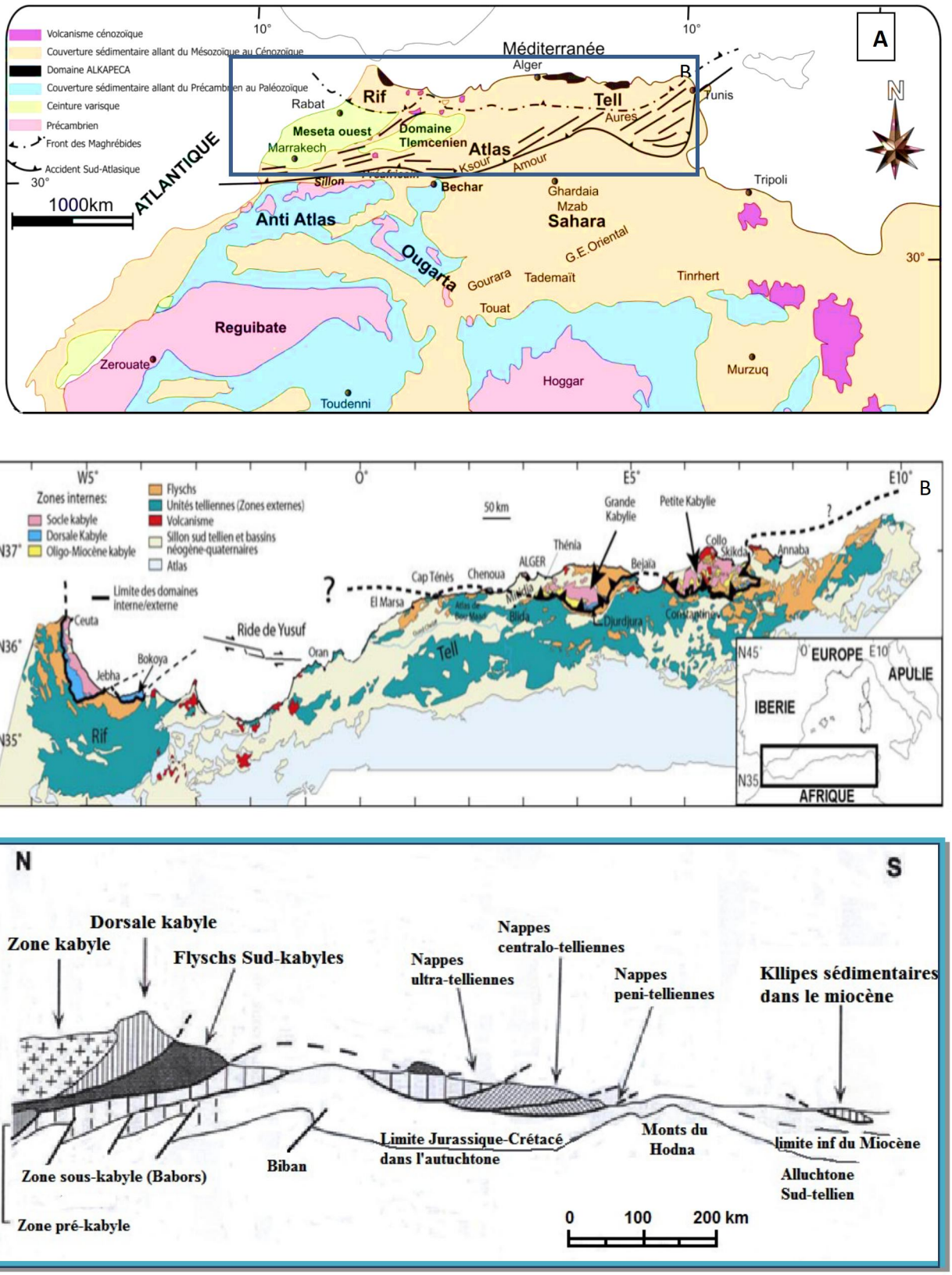


Figure 2: Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaine alpine d'Algérie orientale (Durand-Delga, 1969)

- Le deuxième : l'Ultra-tellien septentrional correspond aux formations de la série de Braham (J. F. Raoult, 1968) au Kef Sidi Driss, qui présentent un Sénonien inférieur de quelques mètres et un Sénonien supérieur avec des niveaux bioclastiques et parfois de très rares horizons de microbrèches.

2. Domaine central ou Tellien s .s

Il est interconnecté entre la zone ultra-tellienne et les régions télliennes externes (zone pénitéllienne et néritique).Elle est très présente dans les environs de Sétif, mais elle diminue considérablement vers l'Est. Elle obtient des sédiments vaseux de plusieurs milliers de mètres au Crétacé et au Paléogène.

À l'Ouest du Constantinois (Vallée de l'Oued el Kebir), d'El Milia (Durand Delga, 1955 ; Obert, 1981), les formations typiques sont très développées, puis elles deviennent plus rares vers l'Est.

Pendant le Sénonien et du Paléogène, le dépot est marneux ; pendant l'Eocène inférieur et moyen, il est calcaire et argiles.Cette région est extrêmement dépourvue de microfaune.

3.Domaine méridional

Il englobe les formations pénitelliennes ainsi que le domaine néritique et sa région de couverture. Le domaine du sud correspond à la hausse du bassin vers l'avant-pays. Il est couvert de sédiments divers, parfois de carbonates (Plateforme néritique Constantinoise), parfois de vases similaires à ceux qui envahissent le sillon téllien. La sédimentation présente de nombreux changements (Brèches intraformationnelles, lacunes) à la limite de ces formes, ce qui témoigne de l'instabilité de cette zone.

3.1. Les formations pénitelliennes

À l'Ouest et au Nord de Constantine, ces formations sont surmontées par les massifs néritiques tels que Djebel Chettaba, Djebel Grouz et Kheneg. La région pénitellienne est une zone de transition, elle présente de multiples niveaux de conglomérats intraformationnels (durant le Néocomien, le Cénomanien et le Santonien). Dans d'autres endroits, les formations pénitelliennes se dissipent sous les nappes et sous les formations mio-pliocènes du bassin de Mila, pour montrer leur apparition dans les massifs de la région de Sidi Marouane et au Djebel

Hellal. Selon J. C. Lahondère (1987), les structures pénitelliennes sont divisées en deux groupes :

a)Un groupe parautochtone, qui se trouve donc au nord-ouest de Constantine, où la série comprend des termes du Jurassique au Maastrichtien inférieur à moyen (Vila, 2008).

b)- Un ensemble allochtone, l'unité téllienne d'Oued Zenati.

3.2.Le domaine néritique :

Elle se caractérise par ses épaisses séries carbonatées du Mésozoïque du Trias au Sénonien. D. Délga, 1969 est considérée Cette zone comme autochtone. Cette unité a fait partie de la chaîne atlasique ou du continent africain avant-pays (J. Mr. Vila, 1980) et ensuite en tant que région dépendant des régions externes télliennes (J. D. Lahondère, 1987).

Selon J. M. Vila (1980), le domaine néritique aurait commencé à se émerger à partir du Crétacé supérieur.

Alors les formations marneuses et marno-calcaires du Sénonien supérieur et du Paléogène serait allochtones.Elle se superposent sur les formations carbonatées du Mésozoïque .

L'unité néritique a été rigide lors des phases tectoniques alpines, ses déformations se manifestant par des cassures et des plissements à large rayon de courbure.

II.5- L'avant pays allochtone

Il est constitué de :

1. L'ensemble sud Sétifien

Cet ensemble se trouve au Sud et à l'Ouest de la nappe néritique Constantinoise.Il est autochtone depuis les études de J. Savornin (1920) et J. Glaçon (1963).

J. Savornin (1920), dans ses travaux, montre une ligne tectonique avec de légers chevauchements et des plis à déversement vers le Sud. C'est cette ligne que suivra J. M. Vila et qu'il ajustera en fonction du contact anormal au front de l'ensemble Sud-sétifien.

2. Les formations allochtones de type Sellaoua.

L. David (1956) et de C. Voûte (1967) Appelée la zone à écaille .

J. M. Vila (1980) a également inclus cette zone dans l'avant pays allochtone, où il a observé des raccourcissements importants qui sont dus à des chevauchements de grandes ampleurs.

II.6- l'avant pays autochtone et parautochtone

Ce secteur englobe au-delà de la région du Nord du Sahara, du Sud vers le Nord (figure 02):

1. Le massif de l'Aurès

Le massif de l'Aures est caractérisé par de vastes plis plus ou moins réguliers orientés NE-SW, qui sont les traits marquants d'une phase tectonique post-lutétienne qui a conduit à l'émergence de ce massif.

2. Les monts de Batna-Bellezma

Il s'agit d'importants plis anticlinaux dont les flancs sud sont très redressés, en revanche les flancs nord sont plus faibles.

Avec des points supérieurs , (2 328m) du massif du Chilia . Le grand massif du L'Aurès est l'élément central du domaine Atlasique. Il est limité au Nord ;par la plaine du bassin de Timgad au nord ouest par la dépression de Ain touta.vers l'est , les mont des Nememtcha et au sud l'Aurès est bordé par la plaine de la plate forme saharienne. En fin vers l'ouest ,les monts des l'Aurès s'abaisse progressivement vers le bassin néogène du hodna et le bassin d'El Outaya (Figure 03A).

Quartes coupes ont été levées dans les monts d l'Aurès (Figure.03B) :

Dans la partie septentrional Dj Metlili

Dans la partie centrale la coupe de Beni Fdhala et la coupe de Théniet El Abed

Dans la partie orientale la coupe de Yabous.

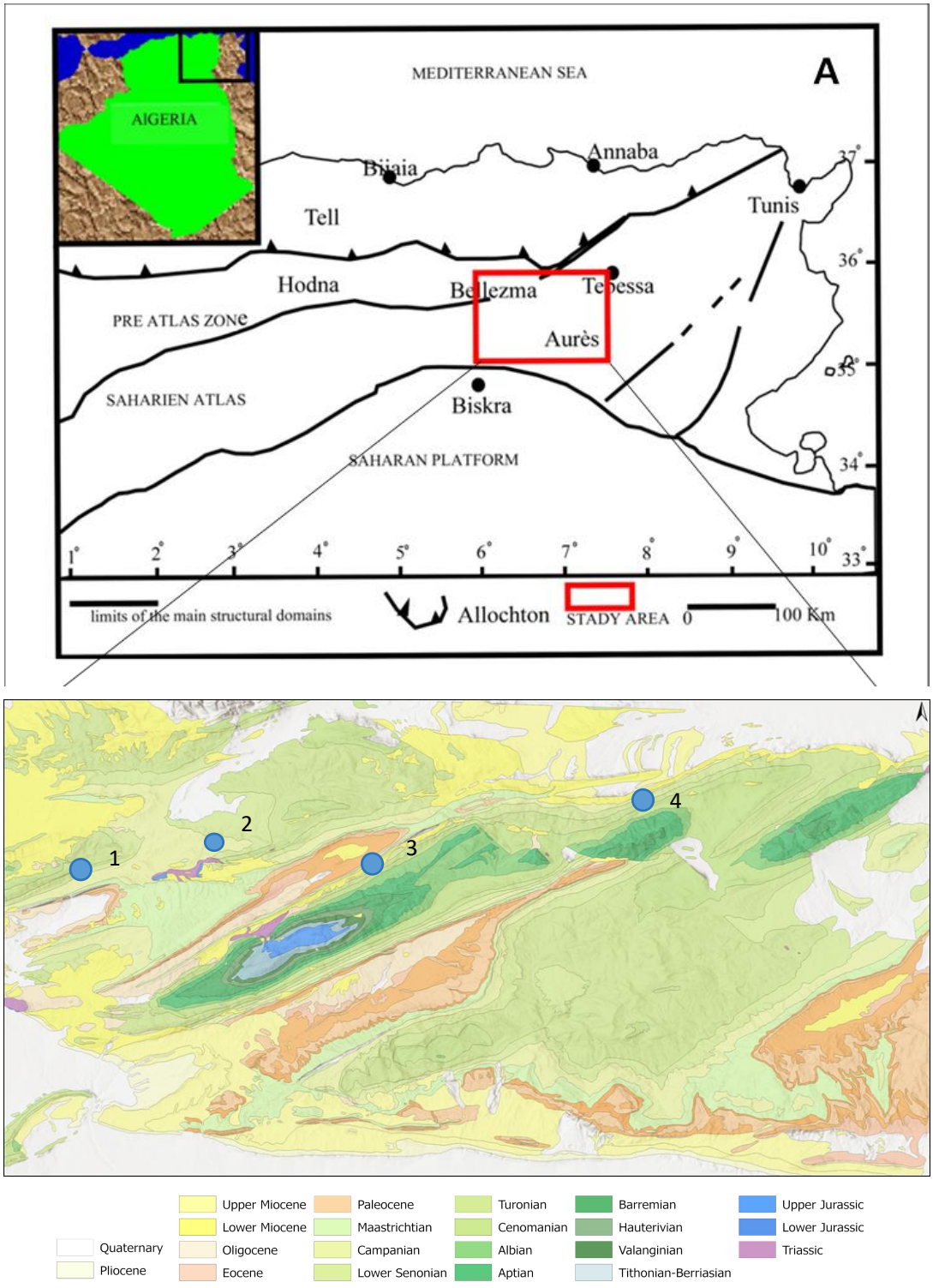


Figure3:A- Principales zones structurales de l'Afrique du Nord-Ouest et situation de la zone d'étude à l'Est de l'Algérie (Michard et AL. (2008) B-Extrait de la carte géologique des Aurès LAFFITE (1939)(1/200000).1- Coupe El Kantara 2- Coupe Beni Fdhala .3- Coupe El Assas 4- coupe El Assas.

III-LE CADRE STRATIGRAPHIQUE.

III.1-LES FORMATIONS DU SECONDAIRE

Les monts de l'Aurés présentent une combinaison de deux types de faciès : les dépôts marno-carbonatés et les dépôts gréseux. Les premiers sont présents de manière évidente dans les massifs qui bordent le bassin de Timgad, tels que Dj Bou Arif, Dj Amrane et le massif du Chelia, et sont recouverts de manière discordante par un Miocène gréseux (Djaiz, 2011).

1.LE TRIAS :

Les formations triasiques qui sont similaires aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne alpine.

Celles-ci perdent leur couverture Mésozoïque et Cénozoïque de manière inhabituelle.

Elles se manifestent sous la forme d'une structure diapiritique et de lames injectées le long des accidents tectoniques. Il y a plusieurs dizaines de points de trias dans les Aurès ou sur ses bordures (Herkat, 1982).

Ce type de faciès est représenté dans l'Aurès par des argiles gypsifères et saliféres.Ils n'ont pas de fossiles. On le retrouve dans le Trias germanique du pourtour de la Méditerranée occidentale.

Dans les Aurès, les formations triasiques sont représentées par une combinaison de faciès :

• Dans la région de Menâa, on peut observer des argiles de couleur violette et rouge, des gypses fibreux, l'ensemble étant associé à des dolomies sans fossiles (R. Laffite 1939).

• Dj.Melah (El Outaya) est entouré de fragments de marnes violettes présents. Des cristaux d'anhydrite, d'aragonite, de dolomie, de quartz, bipyramide et d'hématite

• À Khenchela, la quasi-totalité de l'affleurement attribué au Trias est constituée d'argiles bariolées gypsifères, y compris des blocs de dolomie de moindre importance.

• À Maâfa, le Trias est constitué de marnes rouges contenant des cristaux de quartz bipyramidé, de gypse et de dolomies noires bréchifiées.

2-JURASSIQUE

L'affleurement aux centre de l'anticlinal de Dj Azreg est caractérisée par une entaille de 20 à 25 Km de longueur forme le terrain le plus ancienne et complète d'âge jurassique .Il est située proche des vallées de Oued Abdi et Oued Labiod. La série est complètes reconnaissant depuis le Kimméridgien, le Portlandien jusqu'a le Berriasien

- **Jurassique inférieur :**

Il est composé de dolomies, de calcaires micritiques et de calcaires à algues datés d'*Involutina Liasica*, ainsi que d'ostracodes (Vila, 1980). On peut observer des formations telles que le faciès *Ammonitico-rosso,* des calcaires noduleux et des marno-calcaires datés par Lillia Byani, *L.comensis et Phylloceras Hetérophyllum* (Ficheur, 1896).

- **Jurassique moyen :**

Sans une datation précise , la série sédimentaire est formée par de calcaires a filaments, de calcaires micritiques a radioles et de calcaire a silex. Dans la coupe de Batna qui a été réalisé par ficheur (1896), il distingue des calcaires compacts réglés ,blanc ou grisâtres à *Coeloceras humplriesi* d'âge Bajocien lités ,cette formation est surmontée par bancs de calcaires verdâtres à nodules siliceux d'âge Bathonien .la série est clôtures par des calcaires lités rougeâtres a nodules siliceux dates au Calluvien.

- **Jurassique supérieure :**

Il est représenté par des calcaires, des marnes et de *l'Ammonitico-rosso* tel que *Peltoceras bimammatum, Perisphinctes martelli, Phylloceras polyplocum* encadres par des calcaires à silex d'âge Oxfordien.

Le kimméridgien représenté également par des marnes à intercalations calcaires a : Saccocoma, radiolaires, ostracodes et des ammonites tels que : *Ataxioceras cf. guentheri, A. striolare, Haploceras sublineatum* Vila (1980).

Le Thitonien constitué à la base par des alternances marnes et calcaires et aux sommet par des calcaires massif .

3-LE CRETACE

Dans les formations Crétacées, on distingue deux séries : une série gréseuse basale du Crétacé inférieur (Berriasien – Albien) et une série marno-calcaire sommitale du Crétacé supérieur (Cénomanien – Maestrichtien).

-Le Crétacé inférieur

Le Valanginien

Avec 150 à 200 mètres d'épaisseur. Le Valanginien se trouve au cœur du Dj El Ezreg. Il est constitué d'argiles blanches ou jaunes verdâtres à ammonites pyriteuses et à petits cristaux de gypse, avec, parfois, à leur sommet des bancs calcaires qui se chargent en grès auxquels se superpose une alternance de marnes, de grès et de quartzites à bélemnites, permettant quelques intercalations de calcaires à ostracées, de lumachelles et de calcaires pisolitiques. Il est représenté plus à l'Ouest par des marnes à huîtres et des lumachelles.

L'Hauterivien

La série Hauterivienne de l'Aurès est caractérisée par deux faciès: un faciès calcaro-gréseux, on observe des calcaires pisolitiques à algues au sud-ouest et un faciès gréseux dolomitique peu fossilifère au nord-est.

Environ 450 mètres d'épaisseur, l'Hauterivien est composé de calcaires lumachelliques (Mollusques, échinidés), de calcaires pisolithiques (ou oolithiques), de calcaires gréseux et de grès friables à stratifications entrecroisées, avec parfois des quartzites et des dolomies au sommet de la série. Environ 450 mètres d'épaisseur, l'Hauterivien est composé de calcaires lumachelliques (Mollusques, échinidés), de calcaires pisolithiques (ou oolithiques), de calcaires gréseux et de grès friables à stratifications entrecroisées, avec parfois des quartzites et des dolomies au sommet de la série. Ces différents termes présentent de fortes variations de forme (Latérale ou verticale) et correspondent à des dépôts peu profonds.

Le Barrémien

Avec une puissante série qui atteint 400 m d'épaisseur dans Dj El Azreg . Le Barrémien est composé de grès bréchique, de calcaires, de marnes gréseuses et de dolomies massives, avec parfois des calcaires marneux ou gréseux. Les types de grès sont très variés (moyens, grossiers, à graviers) et fréquemment présentent des stratifications entrecroisées. Les marnes ou argiles présentent différents couleurs. Il est composé de grès à dragées et d'argiles rouges avec, à leur sommet, des lentilles de gypse au sud-ouest de l'Aurès. Des quartzites sont présents à la base et des marnes marines fossilifères au sommet, au nord-ouest. Les quartzites de base s'intercalent avec des calcaires marins à foraminifères ou à céphalopodes vers le Nord et le Nord-Ouest.

L'Aptien

le faciès Aptien, se rencontre dans les anticlinaux de l'Aurès (Dj.El Azreg, Dj Bou Rhezel, IchMoul-Chélia, Khenchela, le Belezma et Dj.Bouarif) avec une épaisseur de 250 m.

Il s'agit de marnes à ammonites (*Douvilleiceras gr. Albrechtiaustriae, Parahoplites consobrinus D'ORB, P.deshayesi LEYM*),Elle est constituée de calcaires marneux, de marnes à bancs calcaires, de calcaires à intercalations marneuses, de calcaires gréseux ou massifs à orbitolines ou polypiers et se termine par une alternance de calcaires et de marnes.

Le niveau marno-calcaire se termine par un aptien inférieur marneux à échinidés, ostracés, brachiopodes et rares ammonites, suivi d'un aptien supérieur rudiste et orbitoline.

Les faciès sont plus gréseux au sud du massif de l'Aurès, avec une alternance importante entre couches gréseuses et calcaires à la base. Il ne reste que l'Aptien supérieur au Sud (Dj. Bou Rhezal), avec des calcaires tendres à orbitolines et plus pâles que ceux du Nord (Dj. El Azreg).

L'Albien

la série l'Albienne des monts de l'Aurès est formée par deux faciès bien distincts :

- l'ensemble basale est de 150 à 200 m marno-gréseux . Il est formé par de grès grossiers et

de marnes à quelques bancs de calcaires à ammonites ou de quartzites au NE. passe progressivement à des argiles bariolées et des grès rouges au SW du massif.

- l'ensemble sommitale,representée un faciès carbonaté . Il est formée par des calcaires bioclastiques à céphalopodes*(Desmoceras, Mortoniceras Hamite*) au NE . Un faciès marneux gréseux au NW et des calcaires subrécifaux à algues calcaires et orbitolines au SW.

Au niveau de l'anticlinal de Dj. El Azreg, où il est le plus développé dans les environs d'Arris, la base est composée de gréso-marneuses avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères, lesquels sont progressivement remplacés par des calcaires. Son relief est constitué de marnes noires et de calcaires lités.

Au SW. de Dj Metlili (Oued Merdedou) .Péron (1898) a trouvé dans les formations albienne de *Mortoniceras Rostratum,* moules internes de Gastéropodes et des débris d'Ostracées.

-le Crétacé supérieur:

Le Cénomanien

La série cénomanienne est peut atteindre jusqu' au 1000 mètres d'épaisseur. Elle est représentée par une série début par une alternance marno-calcaire et terminé par des marnes .

Au sud de l'Aurès (Dj. Il se compose de calcaires gris jaunâtres à violacés, de marnes et de calcaires marneux à passées lumachelliques, surmontés de calcaires dolomitiques à orbitolines ou de dolomies blanches saccharoïdes. Dans le centre et l'est du massif (Dj. Les marnes noires dominant les argiles bariolées et les grés rouges albiens se superposent, avec des alternances de marnes et de calcaires marneux à orbitolines, et se terminent par des calcaires à radiolites, huîtres et échinidés.

Le Turonien

Dans tout le massif de l'Aurès et sa périphérie, le Turonien est l'étage qui couvre les plus grandes surfaces à l'affleurement de tous ceux du mésozoïque. Il est composé de récifs et de

calcaires rudistes (Radiolites, Hippurites, Plagioptychus...), de polypiers et d'algues calcaires (100 à 300 mètres), tandis que dans les zones axiales, il est principalement constitué de marnes et de calcaires à céphalopodes carracteristiques (Acanthoceras et turrilites) et échinidés (*Hemiasters*) (600 à 800 mètres).

La série turonienne commence dans la partie occidentale de l'Aurès (Dj. Métlili, El Kantara) par des calcaires bréchoides à rudistes et nodules siliceux, suivis de marnes et de calcaires à oursins, gastéropodes et polypiers, et se termine par des calcaires graveleux et ferrugineux. Le massif (DJ. El Ezreg) est composé au centre et au nord-est de calcaires compacts à rudistes et polypiers, qui se transforment ensuite en alternances de marnes à échinidés et de calcaires marneux ou de marnes calcaires. Dans la partie la plus orientale de Dj. El Ezreg, on observe une augmentation significative de la croissance des marnes en fonction des calcaires. À l'extrémité sud du secteur SE d'Ahmar Khaddou, il est constitué de calcaires à rudistes, de polypiers et d'algues.

Le Sénonien

avec une épaisseur attend jusqu'au 1500 à 2000 m. les formations Sénonienne sont constitué principalement par des marno-calcaire fossilifère. La base du Sénonien est caractérisée par la première zone à Ammonite ou l'apparition de *Barroisceras Haberfellneri* et les *Tissotia* d'age Coniacien .

Il est difficile de déterminer la limite supérieure en raison de l'absence des fossiles typiques du Danien. Dans la partie méridionale de l'Anticlinal de Bellezma, on trouve le Coniacien à Tissotia Fourneli et les échinides avec des couches de bryozoaires. Le Santonien présente également des échinides, tandis que le Campanien marno-crayeux présente des intervalles marneux et des bancs calcaires durs. Le Maastrichtien se distingue de celui d' El Kantara par des calcaires massifs à la base, suivis de transitions entre des intervalles marneux et des bancs calcaires durs (Laffite, 1939).

III.2-LES FORMATIONS DU TERTIAIRE

1-Le Paléogène

Le Paléogène est également présent dans tous les synclinaux de la partie méridionale du massif de l'Aurès et du Sillon présaharien, constitué principalement de deux séries bien distinctes :

À la base, il y a une série marine (Danien – Lutétien supérieur).

Au sommet se trouve une série continentale (Eocène supérieur – Oligocène).

2-Le Néogène

En 1849, Fournel a rassemblé les formations continentales souvent teintées de rouge d'âge mio-pliocène (Kilian, 1931) ainsi que toutes les formations rouges tertiaires de l'Aurès. Selon Guiraud (1978) ces formations sont fréquemment discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase Atlasique de l'Eocène supérieur et sont surmontées par des dépôts quaternaires légèrement discordant.

III-CADRE STRUCTURALE

Les anticlinaux et synclinaux de l'Aurès sont de grandes dimensions, réguliers et bien définis, d'axes N 50° à N60° E. La phase atlasique (Laffitte, 1939) est responsable de cette direction, ce qui a conduit à l'émergence de ce massif. Différents systèmes de failles affectent la direction Atlasique, autour de trois directions : failles directionnelles NE-SW, failles transversales NW-SE, failles E-W. Ils s'arrêtent vers le Nord avec la formation du synclinal de Timgad où la sédimentation post-tortonienne atteint le Pliocène (Guiraud, 1973) (Fig. 04).

Dans le domaine Atlasique ; deux grands ensembles morphostructuraux composé ce domaine .La zone préatlasique est faiblement tectonisée au Nord, tandis que la zone Atlasique est fortement tectonisée au Sud, ce qui entraîne des accidents dextres et des plissements de direction Atlasiques (Figure 04).

Les principales structures observées dans cette zone sont réparties de la manière suivante (phase Eocène supérieur):

-L’accident sud atlasique (ou flexure saharienne) au Sud

-Le faisceau de failles sur lesquelles s’intercalent les plis de l’Aurès, entre Kef Nsara et

Foum El Kherza.

-L'accident de Roumana- Chaiba à l'Ouest

- L'accident Nord-Atlasien qui traverse d'abord le côté sud du Djebel Meharga, puis se déplace légèrement vers le nord à partir de l'Oued El Melah, direction de la pointe nord-ouest du Djebel Métlili.

-L'accident NW-SE Négrine-Béjaia dextre traverse Khangat Sidi Nadji et Khenchela

-Meduine – Gafsa. Indiqué par Laffite (1939) et Dubordieu (1956) ; Vila (1981), Ghandriche(1991) et Marmi 1995).

-L'accident NE-SW senestre passent par Souk Ahras- Batna-Outaya. (Glangeaud, 1951) qui se prolonge vers Béja en Tunisie (Delteil et Al Turki, 1986).

1- Les plis:

Dans l'ensemble du domaine atlasique, on a deux types de plis :

-Les plis Atlasiques

Ce plissement est dû à la phase d'âge Lutétien -Burdigalien,;c'est le plissement majeur dans l'Aurès Appelé aussi anté- Burdigaliens ,

Ces plissements ont affecté tout le massif de l'Aurès . et les régions voisines, et sont

généralement, assez réguliers et de grande amplitude. Aussi, ces plis présentent des directions

qui varient de N10E à N80E (Figure 4).

- Les plissements post-burdigaliens

Dans l'Aurès ; Cette phase de plissement est caractérisée par la déformation d'âge Miocène

supérieur suite au mouvement plus au moins important de quelques structures Atlasiques avec une nouvelle surrection accompagnée de plissement affectant principalement les bordures du

massif.

Ces plis diffèrent des précédents (Atlasiques) par leur style plus cassant, leur ampleur

moindre et leur direction qui est grossièrement (E - W) .

La chaîne de Djebel Rheliss est constituée d'un ensemble discontinue de petits chaînons qui présentent un déversement évident vers le Nord.Ce second plissement, où le pliocène est présent lorsqu'il est conservé, est attribué à la phase du quaternaire basal (Guiraud R., 1973).

IV.2- les cassures:

Des nombreux accidents sont affecté le massif de l'Aurès ; d'âge et des directions différentes (Anté, intra ou post Miocène),(N-S à N 30° E, N 45 ° E), (N80 à 100° E) et(N 120 à 160° E).

Les deux dernières orientations, les plus courantes, présentent dans plusieurs domaines une transition graduelle de l'une à l'autre (Figure 04).

• Des cassures anté-miocènesrares, faiblement inclinées à l'Est (N – S à N 30° E). .

• Les cassures post-miocène de N 45° E et N60°E se rencontrent surtout dans la région de Branis.

• Les cassures situées entre N 80 et N 100° E sont attribuées aux accidents nord atlasiques qui ont provoqué un décrochement dextre à l'ouest de Dj. El Melah lors des plissements atlasiques et post-miocènes. De plus, il y a l'apparition de petits grabens et de bassins à matériel néogène qui sont restreints par des cassures E-W avec des rejets apparents importants, qui se sont superposés à des accidents anciens du Lutétien et du Miocène inférieur. Les mouvements les plus récents, post-pliocènes, se manifestent par des ruptures inverses.

• Les cassures à l'orientation N 120 et N 160° E ont principalement un impact sur la région M'Doukal- Biskra. Finalement, la limite ouest de L'Aurès est associée à une série d'accidents obliques sur l'Ouest qui ont eu lieu avant le Miocène avec des remouvements intra, post-miocènes et post-pliocènes. Les mouvements relatifs des différentes structures se manifestent

parfois comme des jeux de failles typiques, parfois comme des jeux de décrochements dextres. L'accident majeur se trouve entre la pointe du Dj.Métlili et Sidi Khelil, qui est le résultat de plusieurs accidents NW-SE décalés par des accidents E-W qui sont des relais (Guiraud, 1990).

IV.3- les pointements triasique:

Les Aurès sont caractérisées par une tectonique salifère, marquée par des points du Trias extrusif, qui révèle de manière anormale leur couverture Mésozoïque et Cénozoïque, reflétée par une dizaine de points dans l'Aurès ou sur ses bordures, notamment à Menâa, Nara et Ichmoul.

Les performances de Dj. El Melah d'El Outaya sont les plus significatives. C'est un dôme triasique salifère de 4 km de long, dont les sommets dominent la plaine d'El Outaya à plus de 300 m. Le Trias, dans ce domaine, est défini par des accidents qui entourent les lambeaux arrachés aux séries encaissantes et entouré par des formations miocènes (marno-gréso-conglomératiques).

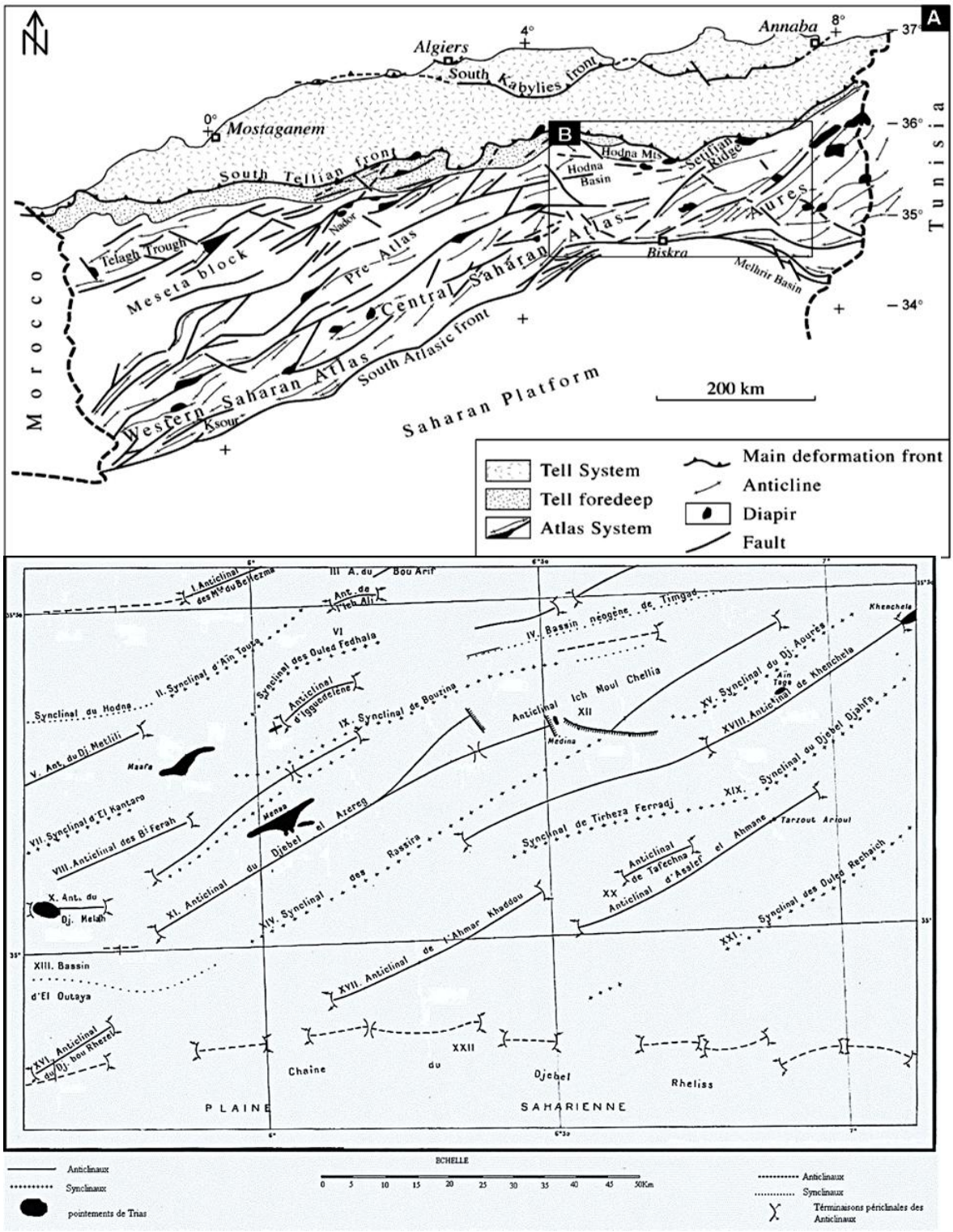


Figure 04- A : Topographie et principaux domaines structuraux du nord-ouest africain et la situation de la zone étudiée dans l'Algérie orientale (modifié par Michard, Hoepffner,Soulaimani, et Baidder, 2008). B : Principaux groupes structurelles dans le domaine atlasique orientale et la localisation des sites de sectionnement (Herkat et Guiraud, 2006).

CHAPITRE II

LITHOSTRATIGRAPHIE DES SERIES ETUDIEES

I.INTRODUCTION

Le but de ce chapitre est de compléter la description lithostratigraphique préalablement réalisée par nos prédécesseurs, tels que R. Laffite en 1939 et A. Yahiaoui en 2012, concernant les formations Crétacé des Monts des Aurès.

La description de la série du Coniacien-Santonien affleurant dans les Monts des Aurès repose sur une analyse approfondie de quatre coupes spécifiques : la coupe d'El Kantara, la coupe de Beni Fdhala, la coupe d'El Assas et la coupe de Yabous.

Dans cette description, nous avons adopté la terminologie classique. De plus, nous avons subdivisé cette série en formations identifiées et en unités lithostratigraphiques informelles.Chacune possédant ses propres caractéristiques lithologiques, paléontologiques, sédimentologiques et environnementales.

II. LA DESCRIPTION DE LA SÉRIE CONIACIEN –SANTONIEN

II.1. Présentation des coupes

II.1.1. Secteur de Djebel Métlili El Kantara :

II.1.1.1.1 Localisation géographique: Djebel Métlili est situé à environ 1 km au Nord du village d'El Kantara. Il est bordé au Nord par le village de Tilatou.Au Sud, par la route national N3 .à l'Est par le village de les Tamarins et à l'Ouest par Oued Skhoune (Figure 05).

⋈

Dans ce secteur, qui occupe la partie occidentale des Monts des Aurès, une coupe géologique nous avons levé banc par banc sur le flanc méridionale du Djebel Metlili (Figure 05). Elle est orientée NW-SE, et limitée par les coordonnées géographiques suivantes : (GPS: 35 ◦ 16',30"N et 5 ◦ 45',47"E)

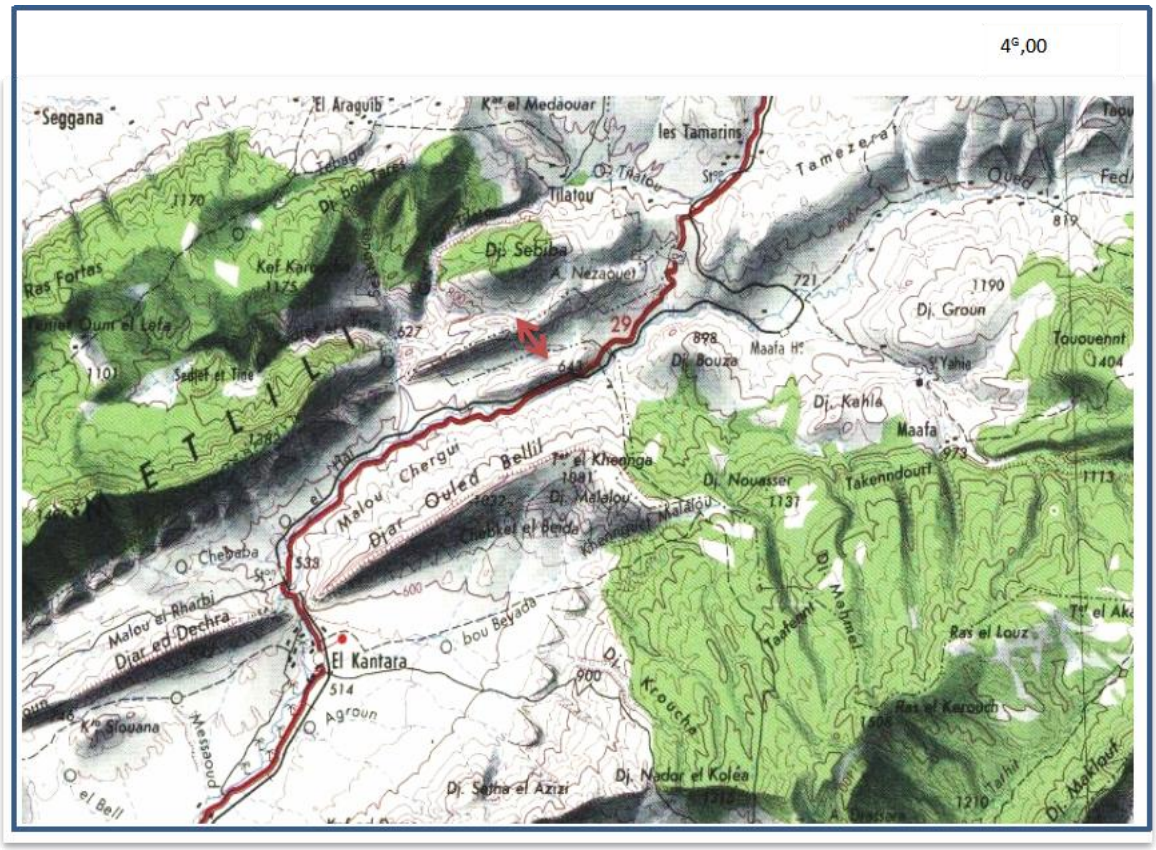


Figure 05: Localisation géographique de coupe d'El Kantara (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)

II.1.1.1.2-Déscription lithologique:

La série du Coniacien-Santonien affleure sur le flanc sud de Dj. Métlili et représente plusieurs dizaines de mètres à l'affleurement où l'on observe des marnes et des calcaires. Cette série est subdivisée en deux formations (Figure 06).

Formation I :Marno- calcaire

La première formation est principalement formée par une alternance de marnes et de calcaires. Cette formation épaisse d'environ 300 m, comprend des niveaux de calcaires lumachelliques qui s'intercalent au sein des marno-calcaires à gastéropodes, oursins et lamellibranches.

Elle est subdivisée en deux unités litho-stratigraphiques (MU1, MU2).

1-Unité 01 (MU1) : Marno-calcaires

Cette unité est de 200 m épaisseur. Elle est principalement formée essentiellement par une alternance de marnes et de calcaire-marneux très fossilifère ; Inocéramus, Gastropodes et d'ammonites tels que *(Barroisiceras cf.tunetanum,forrestria, Gouthiericeras roquei péron)* . Les marnes contiennent également des débris de Bryozoaires : (*Bifflustra Conopeum* et *Flustrina*, des Ostracodes et des échinodermes (oursins en boules) associés à des débris d' huîtres (Pl1.A).Les barres de calcaires sont bioclastiques ,terminés par une surface bioturbé et oxydé.

2-Unité 02 (MU2) : Alternance de marnes et calcaires.

Cette unité, d'environ 170m d'épaisseur, Elle est formée d'une alternance de calcaires bioclastiques, lumachelliques, noduleux et de marnes parfois associés à des dépôts phosphatés (PL.I.B). Les bancs de calcaires sont centimétriques à la base et s'épaississent vers le haut où les lits marneux à marneux calcaires deviennent à leur tour moins épaisse.Ils sont riches en gastéropodes, oursins, bivalves et ammonites tels que; Peroniceras (*Tissotia tissoto,Peron, (1896) Tissotia ficheuri, Tissotia ewaldi, Tissotia fourneli, Tissotia tissotia thomasi, Tissotia tissoti inflata).*

Cette unité a livré de nombreuses surfaces durcies. Elles sont intensément bioturbées et matérialiser parfois par des réseaux horizontaux de *Planolites* et *Thalassinoides* . Ce membre s'achève par une barre de calcaire noduleux (Pl.1,C,D) .Elle est matérialisée par une surface durcie (Pl.1. F,G), à empreinte d'inocérames et d'oursins.

3-Unité 03 (MU3): Marno- calcaires

Elle occupe 200 m .Cette unité est débutée par des marno-calcaires blanchâtres, phosphatés, bioclastiques à glauconie (Pl.1,H). les surfaces de ces bancs sont intensément bioturbés .Ces niveaux livrent plusieurs ammonites tels que *Peroniceras (Tissotia tissoto,Péron, (1896) Tissotia ficheuri, Tissotia ewaldi, Tissotia fourneli, Tissotia tissotia thomasi* ; l'intervalle devient marneux progressivement avec quelques passées décimétriques de calcaires

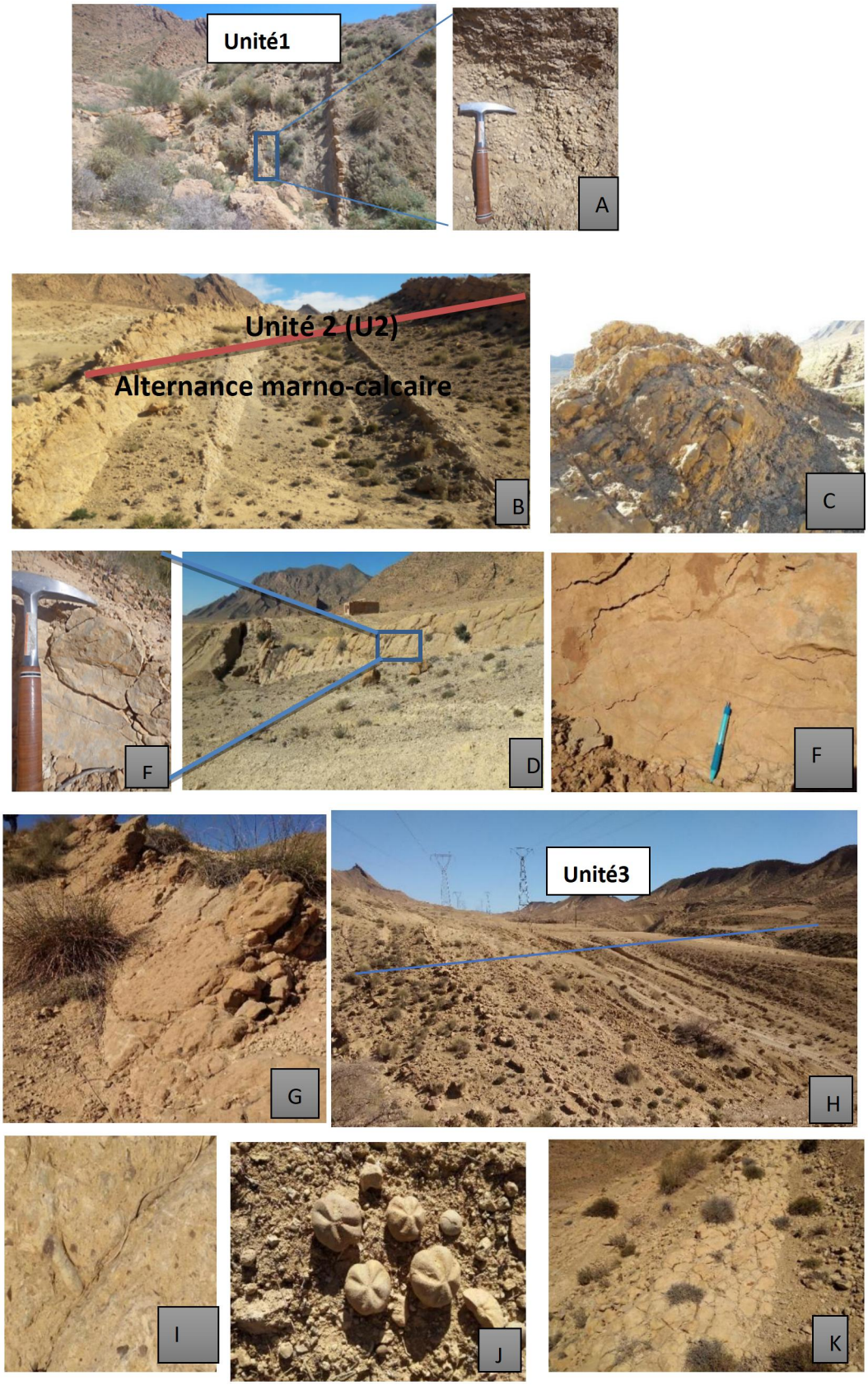


Planche I :Vue de la coupe Dj Metlili El Kantar; A. l'unité 1 : alternance marne calcaires (détaille marnes oursins en boules) , B. Unité 2. C. calcaire noduleux, D. surface bioturbé. F.

bioturbation , G. limite Unité3,H:unité3,I: Thalassinoides, G:Hemiaster,K surface a inocerames,lumachelliques .

Un banc centimétrique de calcaire bioclastique très riche en incérames de grande taille (*Platyceramus cf .mentelli*) terminé l'unité (Planche1,I,K).

Formation II : A dominance Marneuse

Avec une épaisseur d'environ 300 m, il s'agit d'une formation lithologique à dominance marneuse de couleur verdâtre. Elle est caractérisée par des passages formés de bancs calcaires noduleux, lumachelliques, comprenant notamment des gastéropodes, des oursins et des bivalves.Deux unités (MU3, MU4) composent cette formation.

1-Unité 4 (MU4) : Marnes à *Hemiaster*

L'épaisseur de cette unité atteignant jusqu'au les 150m . Elle débute par un banc de 2 m de calcaires noduleux bioclastiques à oursins et gastropodes et lamellibranches . Le banc est surmonté par une épaisse intervalles de marnes (200m) verdâtres a oursins *Hemiaster*(Planche1, J), et gastropodes avec des ammonites *Paratexanite*, Inocéramus sp., et *Cerithium sp*, intercalé par des banc centimétrique de calcaires argileux a terriers de grande taille. L'ensemble est recouvert par un banc de calcaire dur d'épaisseur centimétrique, avec une texture très fine et une surface fortement bioturbé, perforée et oxydée.

2-Unité 5 (MU5) : Marnes à ammonites

Cette unité est constituée d'une alternance de marnes grisâtres riche en oursins (*Hémiaster*) (Planche.1. J) . des marno- calcaires a inocérames (*Platyceramus cycloïdes*)

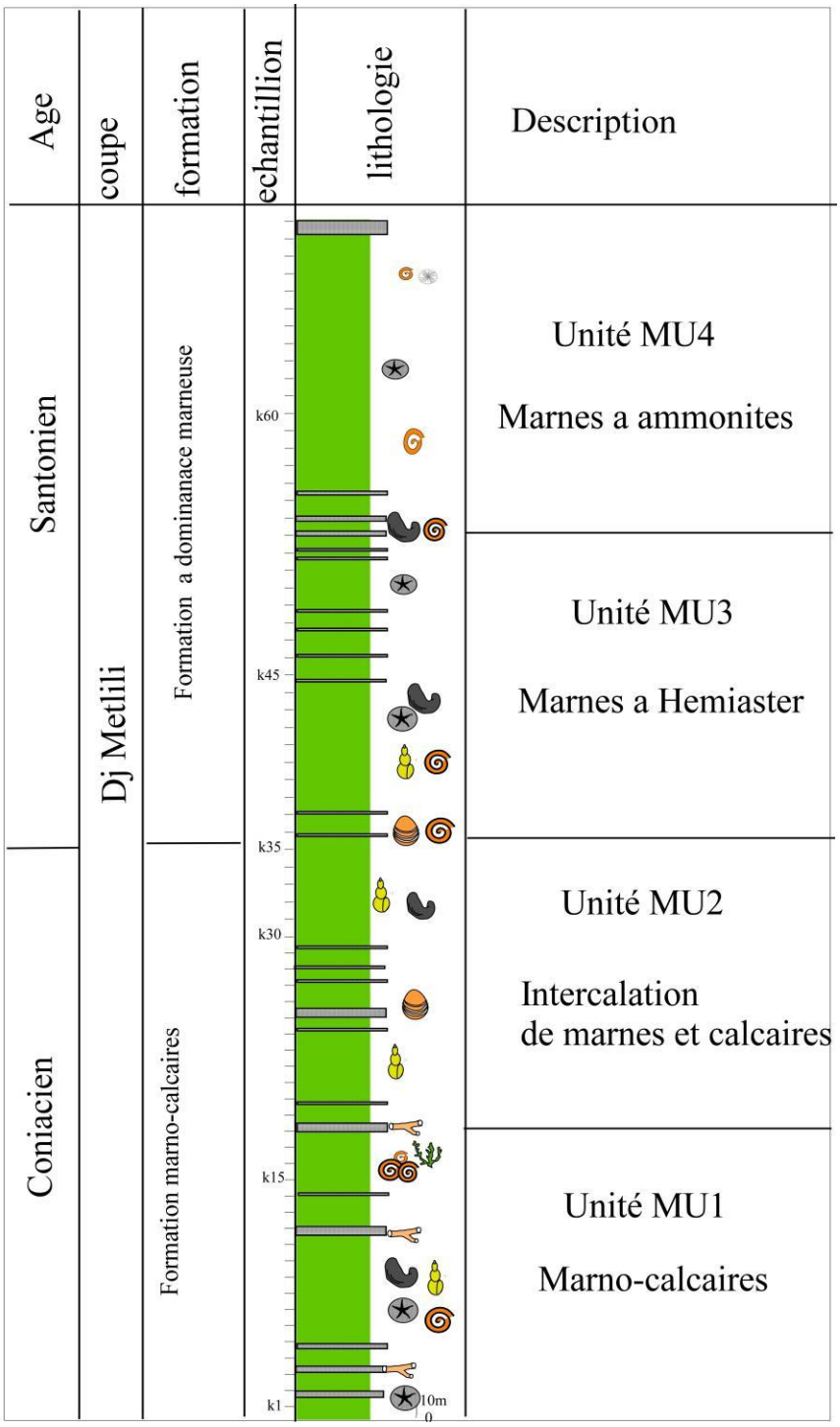


Figure 06:Colone lithostratigraphique du Dj Métlili -El Kantara.

II.1.2-Secteur de Beni Fdhala

II.1.2.1-La coupe de Beni Fdhala :

II.1.2.2.1-Localisation géographique:

Cette coupe a été réalisée sur le Flanc nord de synclinal de Dj. Bouzina. Parallèlement au bord de Oued Beni Fdhala (Figure 07), qui médiatise la commune de Beni Fdhala ; passant par le village de Tahenante puis Maâfa. Elle a trouvée à environ 16 km au sud-ouest du de la Daira d'Ain Touta et à 30 km au sud-ouest de chef-lieu de Batna.limité au Nord par Ain-touta,au Sud par Dj Akhal et Dj Djebrount et à l'est par Maâfa.

- La coupe orientée NW-SE. Elle est limitée par les coordonnées géographiques suivantes : (GPS:A- 35 ◦ 35',02 24"N et 6 ◦ 01',12 65".E B- 35 ◦ 33',56 27"N et 5 ◦ 98',87 67"E)

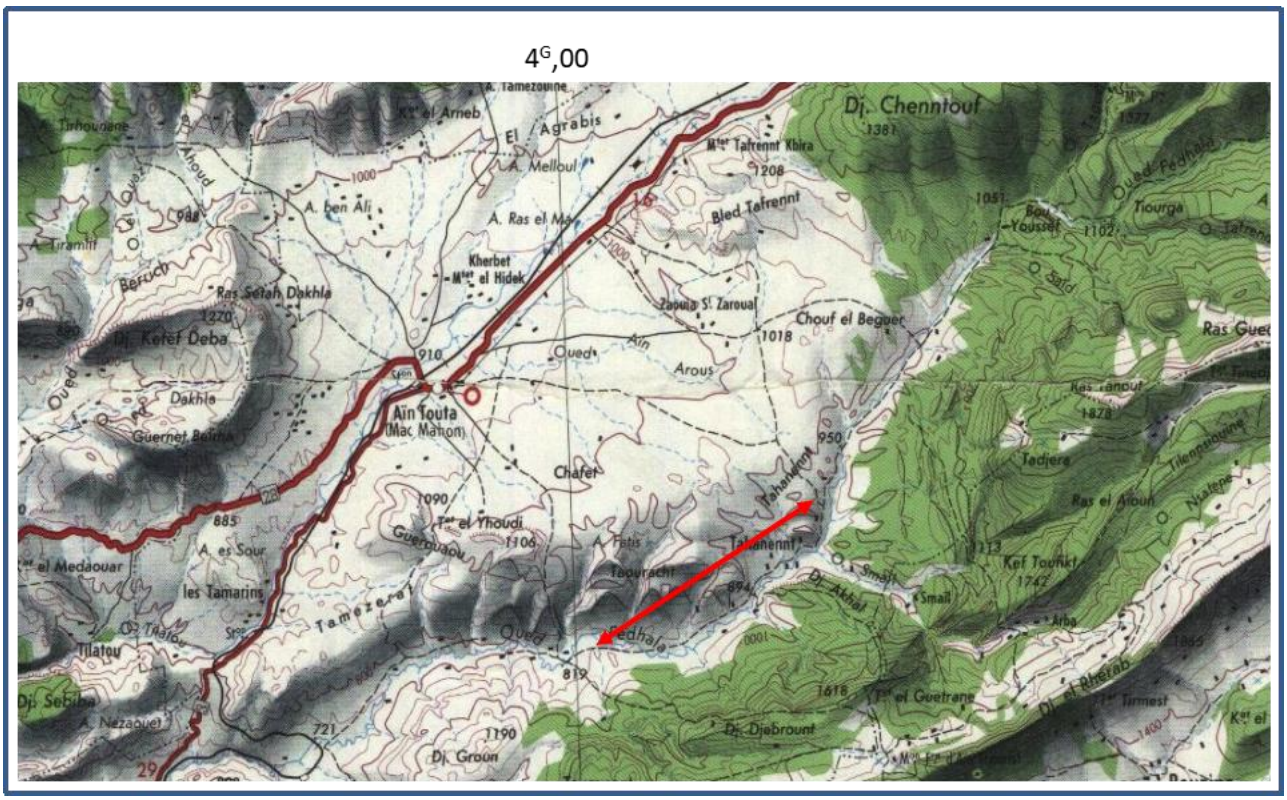


Figure 07: Localisation géographique de la coupe Beni Fdhala (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)

II.1.2.2.2-Déscription lithologique:

Une épaisse série marno-carbonatée d'âge Coniacien-Santonien d'environ 540 m d'épaisseur, affleure dans la vallée de Beni Fdhala. Cette série est subdivisée en quarte unités (BU1, BU2, BU3, BU4) (Figure 08) :

1-Unité 1 (BU1) : Marnes à ammonites

La base de cette unité est de~70m épaisseur. Elle est à dominance marneuse .Elle fait de niveaux métriques de marnes verdâtres à ammonites et des oursins, des Bryozoaires et des bivalves, des huîtres(Planche 2,A) . Ces niveaux marneuses sont intercalés par des bancs centimétrique (30cm à 50cm) de calcaires bioclastiques a quelques inocérames .au nivaux des intervalles marneux on livrons (Planche2 C,D.E) les ammonites suivants;*Tissotia ewaldi ,Gauthiericerac roquei (Péron) ,forrestria ,Barroisiceras tunetanum* . Les bancs de calcaires sommitaux se caractérisent par des bioturbations accompagnées de traces d'oxydes de fer.

2*-Unité 2 (BU2) : Alternance de marnes et marno-calcaires à oursins avec *Tissotia ficheuri

L'unité a attient 85m **.**La partie basale de cette unité est principalement constituée par des marnes grisâtres a une abondance d'ammonites tels que *Tissotia ficheuri, Tissotia ewaldi, Tissotia fourneli, Tissotia thomasi, Tissotia inflata*, ainsi que des oursins, des bivalves et des huîtres .

La partie médiane ,renferme alternance de trois bancs de calcaires dures avec des intervalles des marnes. Les calcaires sont bioclastiques, noduleux à inocérames (Planche2. E) . La surface de ces bancs est caractérisée par une oxydation et une bioturbation bien marquées. les intervalles métriques de marnes sont fossilifères riches en bryozoaires.

Le dessus de cette unité est constitué d'une alternance de trois bancs centimétriques de calcaires noduleux bioclastiques contenant des moules de bivalves, des gastéropodes et des oursins. Ces bancs de calcaires peuvent parfois être phosphatés.

3-Unité 3 (BU3) : Marnes à oursins

Cette unité atteint jusqu'a (250m) . La base de cette unité est principalement marquée par la présence de deux bancs d'épaisseur décimétrique (50cm) de calcaires noduleux bioclastiques contenant des grains de glauconie, de phosphates, des algues,et riches en *Inocéramus sp*.,

Cet ensemble est surmonté par un intervalle de marnes jaunâtres très fossilifères , huîtres, débris des Inocerames sp ,gastropodes, *Gauthiericeras margae, Platyceramus cf.mentelli Tissitia tissotia tissoti* (Planche2.F). Ces intervalles des marnes sont intercalées de passés de calcaires bioclastiques très fossilifères , lumachelliques à débris d'huîtres ,gastropodes de grande taille. La surface de bancs montre une bioturbation intense .Ce niveau se termine par une alternance des bancs centimétriques de calcaire noduleux bioclastiques à surfaces bioturbée et oxydé.

Au-dessus ; un intervalle de 200m de marnes verdâtres à ammonites telle que les *Hemitissotia péroni,Tissotia fourneli, Tissotia ewaldi, Paratexanite*, à huîtres, à oursins, et à débris des inocérames

L'ensemble est surmonté par un banc de de calcaires noduleux stratifiés à *Hemitissotia turzoi* (3m) (Pl.II.G,H,I) . Cet ensemble et se termine par une surface irrégulière bioturbé , oxydée a *Platyceramus cf.mentelli* et des traces fossiles zoophycos, *Texanites texanus texanus* (ROMER) d'après Péron (1896) (Planche 2. K,L),

4-Unité 4 (BU4) : Marnes à *Placenticeras polypsis.*

Cette unité est de 390 m .Elle débute par un épais ensemble marneux verdâtre à grisâtre très riche en *Placenticeras polypsis* ,oursins et bivalves (Inocerames)(Planche2. J) . L'unité est terminée par un banc centimétrique de calcaires argileux,noduleux, bioclastiques à *Eulophoceras sp*, *Tissotia ficheuri* apparaissent dans sa partie sommitale .

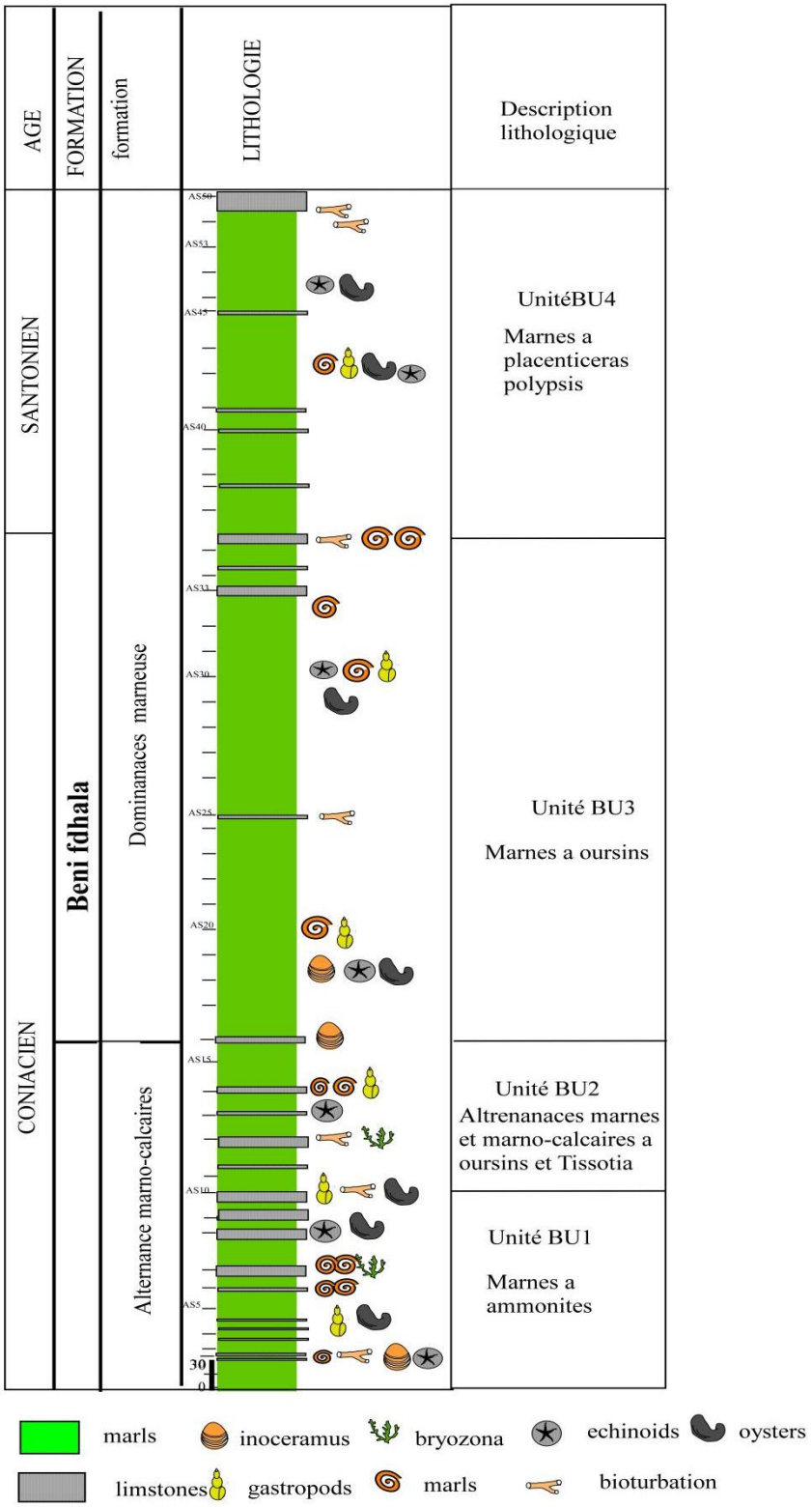


Figure 08 : Colonne litho-stratigraphique de la coupe du Beni Fdhala.



Planche 2:Vue de la coupe Beni Fdhala;A. l'unité 1 : Marne avec des bancs de calcaires , B.Ammonites. C.Bryozoaires, D. l'unité 2 : Marno-calcaires. E. calcaire noduleux, F.

*Platentoceras montilli,*G.sommet de l'unité 3,H.calcaire noduleux à ammonites,I:*Hemitissotia turzoi,*KL: Zoophycos

II.1.3- Secteur de Théniet El Abed:

II.1.3.1-La coupe koudiat Al Assas

II.1.3.2.1-Localisation géographique: La commune de Theniet El Abed est située à environ 59 km au Sud-Est de la wilaya de Batna. Elle est Limité au nord par OuedTaga, au Sud par Tighanimine, à l'Est par Arris et à l'Ouest par Bouzina (Figure 09).la coupe réalisée dans cette zone se situe à environ de (4) km au nord-est du village de Theniet El Abed sur le versant sud de synclinale de Bouzina. Elle est orientée (SE-NW),ayant les Coordonnées géographiques suivants:

(35°18'42.1''N - 6°16'47.3'' E) et (35°31'57.6''N - 6°27'79.1'' E

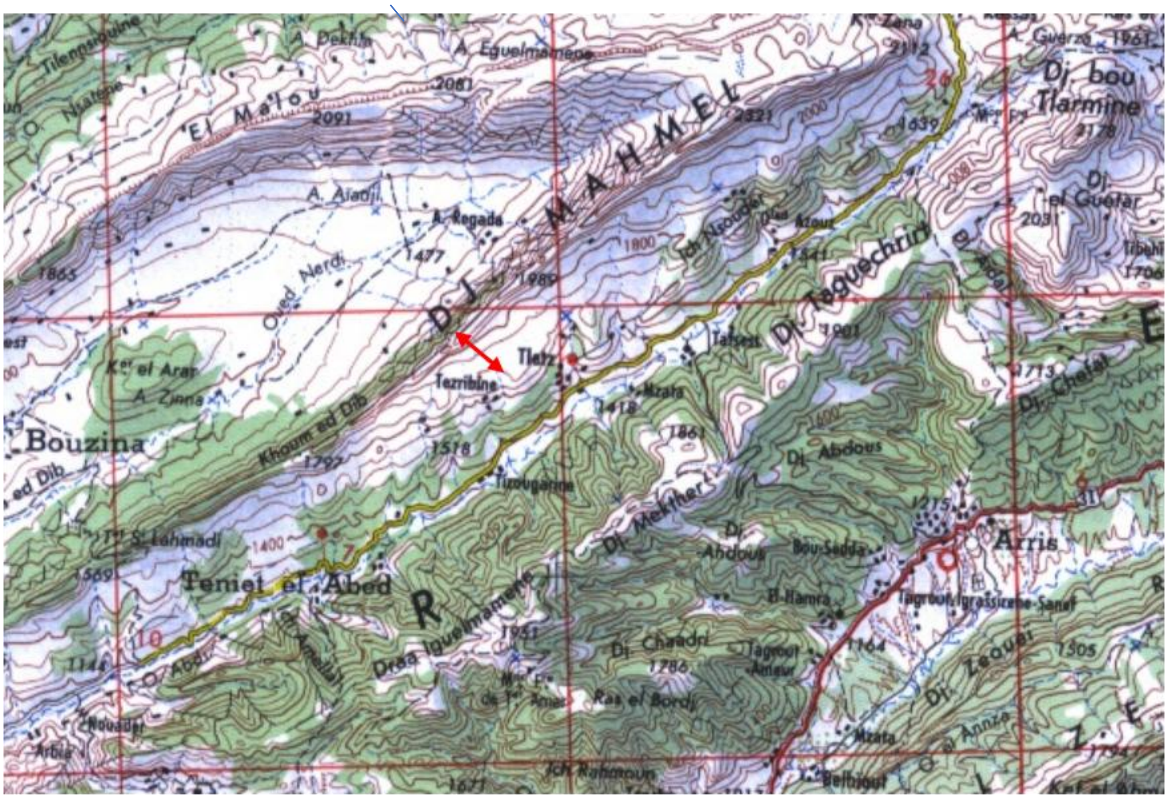


Figure09: Localisation géographique de coupe d'El Assas (extrait de la carte topographique de Batna (1 :200 .000)

II.1.3.2.1-Description lithologique :

Cette coupe est affleurée sur une épaisseur d'environ 460 m.Elle est localisé dans la partie septentrionale du synclinal de Bouzina. La coupe réalisé est subdivisée en trois unités (figure 10).

1- Unité 01(ASU1) : Marnes argileuses (160m)

L'unité 1 de la coupe dElassa est de 160m d'épaisseur. Elle est débutée par un intervalle de marnes argileuses, de couleur grisâtres, à rares débris d'ammonites (*Placentoceras*) (planche3,A). cet intervalle est suite par une alternance de intervalles marneuses et de bancs décimétriques de calcaires bioclastiques, lumachelliques, parfois phosphatés(planche 3,B,C,D).

2-Unité 2 (ASU2) : Alternances marno-calcaires à ammonites

Cette unité est de 220 m .Elle est à dominante marneuse, de teinte grise, où s'intercalent des bancs centimétriques à décimétriques de calcaires bioclastiques ,phosphatés(planche3,E,G). Les surfaces des bancs sont souvent bioturbés et renferment des débris des bivalves, des Gastéropodes et des bryozoaires. Certains intervalles marneux, métriques, renferment des ammonites *Hemitissotia Cazini, Tissotia ficheuri,Tissotia tissoti,* des gastéropodes et des oursins.

3- Unité3 (ASU3) : Marnes (80m)

Cette unité est essentiellement marneuse 80m .Elle est intercalée par des bancs de calcaires biomicritiques a surfaces bioturbé d'épaisseurs centimétriques à décimétriques (planche3,H). Les marnes sont de teinte grisâtre, fossilifères, où se rencontrent des oursins de taille variable, des gastéropodes, des huîtres et des ammonites *(Eulophoceras sp)*(planche3,F).

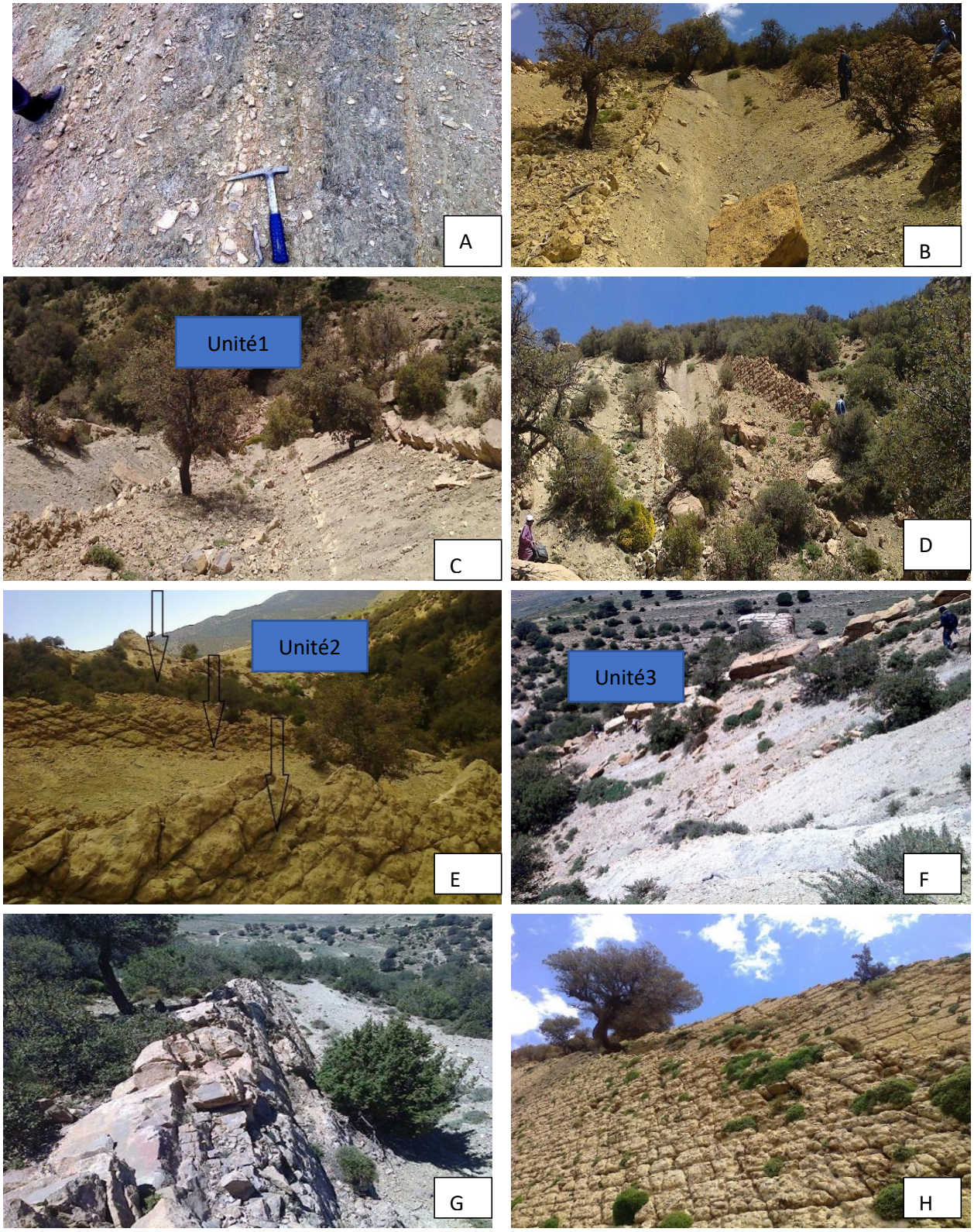


Planche 3:Vue de la coupe Elassa,A. l'unité 1 : Marnes argileuses , B. alternance marnes calcaires C. Unité 1, D. Intervalle marneux à ammonites, E;unité 02 F.Unité 03 :marnes, G.Calcaires stratifies,H:unité3 surface bioturbé et oxydé,

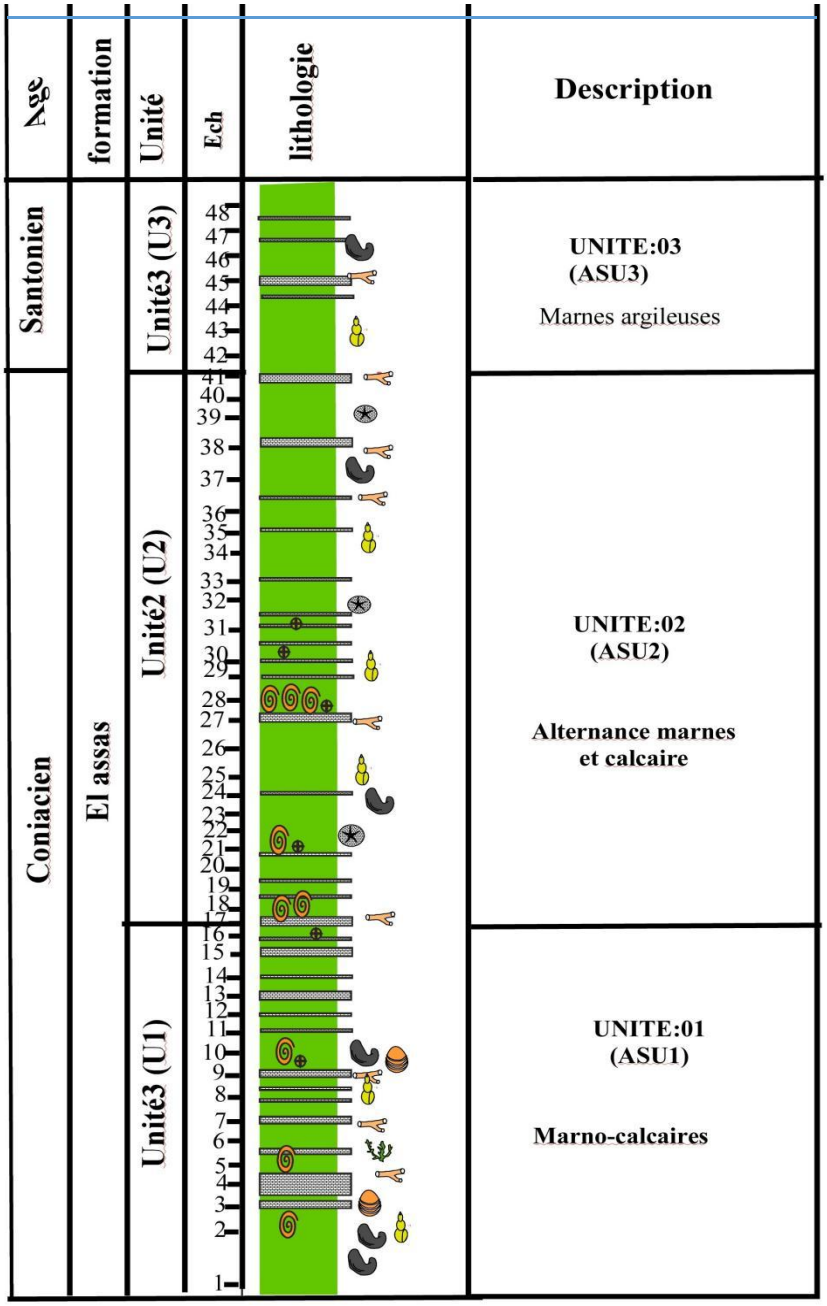


Figure10:Colonne lithostratigraphique du Dj El Assas.

II.1.4- Secteur de Yabous:

II.1.4.1- La coupe de Dj. Khaled

II.1.4.2.1-Localisation géographique: Cette coupe a été réalisée sur le flanc nord de la terminaison périclinale du synclinal de Ghassira et au bord de la RN°31 qui relie Chélia par khenchela, (Fig. 11)passant le long du barrage de l'Oued Abiod puis par le col d'Aïn Tinn. Elle se situe à presque 16 km au sud-ouest du village de Yabous et à 75 km au sud de chef-lieu de khenchela

La coupe réalisé est orientée (SE-NW). Elle est limité au Nord par Dj. Islaf Boularouah au sud par Dj Chélia,a l'est parDj Khaled et à l'ouest Dj. Boudjeza et Dj. Tkhizrant.sur les cordonnées suivants(35°37'72.66''N - 6°64 88.91'' E) et (35°38'34.57''N - 6°64'03.54'' E

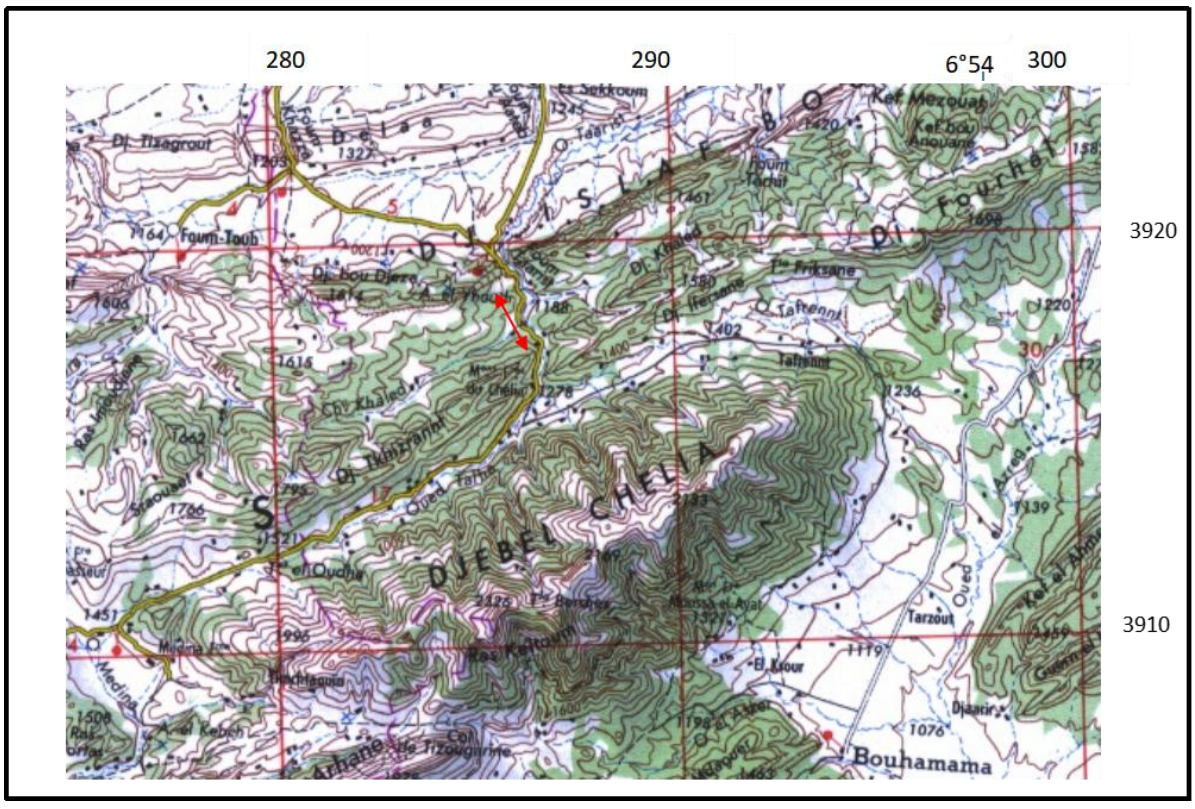


Figure11- Localisation géographique de la coupe de Dj Khaled -Yabous-(extrait de la carte topographique de Batna ouest à l'échelle 1/200.000).

II.1.4.1-Déscription Lithologique:

Dans la coupe deDj Khaled, la configuration générale de la composition lithologique change par rapport les coupes précédentes . On note une dominance de marnes argileuses avec quelques passées centimétriques de calcaires bioclastiques . La coupe de Dj Khaled est constituée de trois unités lithologiques (Figure 12) :

1-Unité I (YU1): Marno - calcaires (28 m)

Cette unité s'étale sur (28 m) d'épaisseur. Elle est représentée par un ensemble d'alternance marno-calcaire avec des bancs centimétriques de calcaires fin lumachélliques; légèrement laminée (planche 4,A). Cette unité est riche en fossiles tels que : les oursins *(Hemiaster sp.*), les huîtres ,les bivalves et les gastéropodes.

La partie inférieure de cette unité est composé par ensemble d'alternance marnes verdâtres et d'intervalles marno-calcaires bioclastiques très riches en débris d' huîtres et quelques oursins. Le sommet constitué par un banc de (1 m) de calcaire bioclastique à surface bioturbé et oxydé .

2-Unité 02 (YU2) :Alternance marnes et calcaires

Cette unité est généralement à dominance marneuse (Planche IV,B).Elle est très fossilifère tels que; les oursins, huîtres, bivalves et gastéropodes.
A la base,cette unité est représentée par des niveaux métriques (30 m) de marnes verdâtres à débris d'inocérames , oursins, huîtres, gastropodes .Au dessous on trouve une alternance de marnes jaunes à verdâtres intercalées de bancs calcaires d'épaisseur métrique à centimétrique (Planche 4,C) , bioclastiques à moules de bivalves, de gastéropodes et d'oursins. Les niveaux calcaires sont parfois bioturbés et présentent à leur sommet des oxydes de fer.

La partie supérieure de unité 2 est composée clairement par un intervalle de marnes verdâtre à rares passées marno-calcaires d'aspect noduleux avec oursins et huîtres .

3-Unité 03(YU3) : Marnes argileuses

Elle correspond à une épaisse intervalle de marnes argileuses (Planche4,C), feuilletées ,verdâtres. Ces marnes sont entrecoupées par de minces passées de marno-calcaires ,bioclastiques . Elles renferment des fragments d'huitres, d'Échinides.l'unité se chapeauté par un banc de marno -calcaire noduleux , bioclastique ,oxydé et bioturbé.

4-Unité 04 (YU4) : Marnes à ammonites

Cette unité est toujours à dominance marneuse. Les premiers 30 mètres sont constituées par des marnes moyennement dures entrecoupées par une intervalles marno-calcaires très riche en ammonites(*Texanite sp et Eulophoceras sp*) en suite ;sur cet ensemble se dépose une épaisse intervalle marneux de couleur verdâtre, friables à oursins .

III-Conclusion

La succession lithologique et sédimentologique attribuées au Coniacien -Santonien s'organisent dans l'Aurès en générale en deux formations lithostratigraphiques bien distinctes, selon leurs caractéristiques lithologiques et sédimentologiques (formation1) marno- calcaire ou les intercalation des bancs des marnes et des calcaires sont bien déterminées.(Formation II) est à dominance marneuse, ou les intervalles des marnes fossilifères sont très remarquables.

Les formation sont subdivisées en plusieurs unités stratigraphiques séparées parfois par des discontinuités d'extension régionale, avec des surfaces durcies

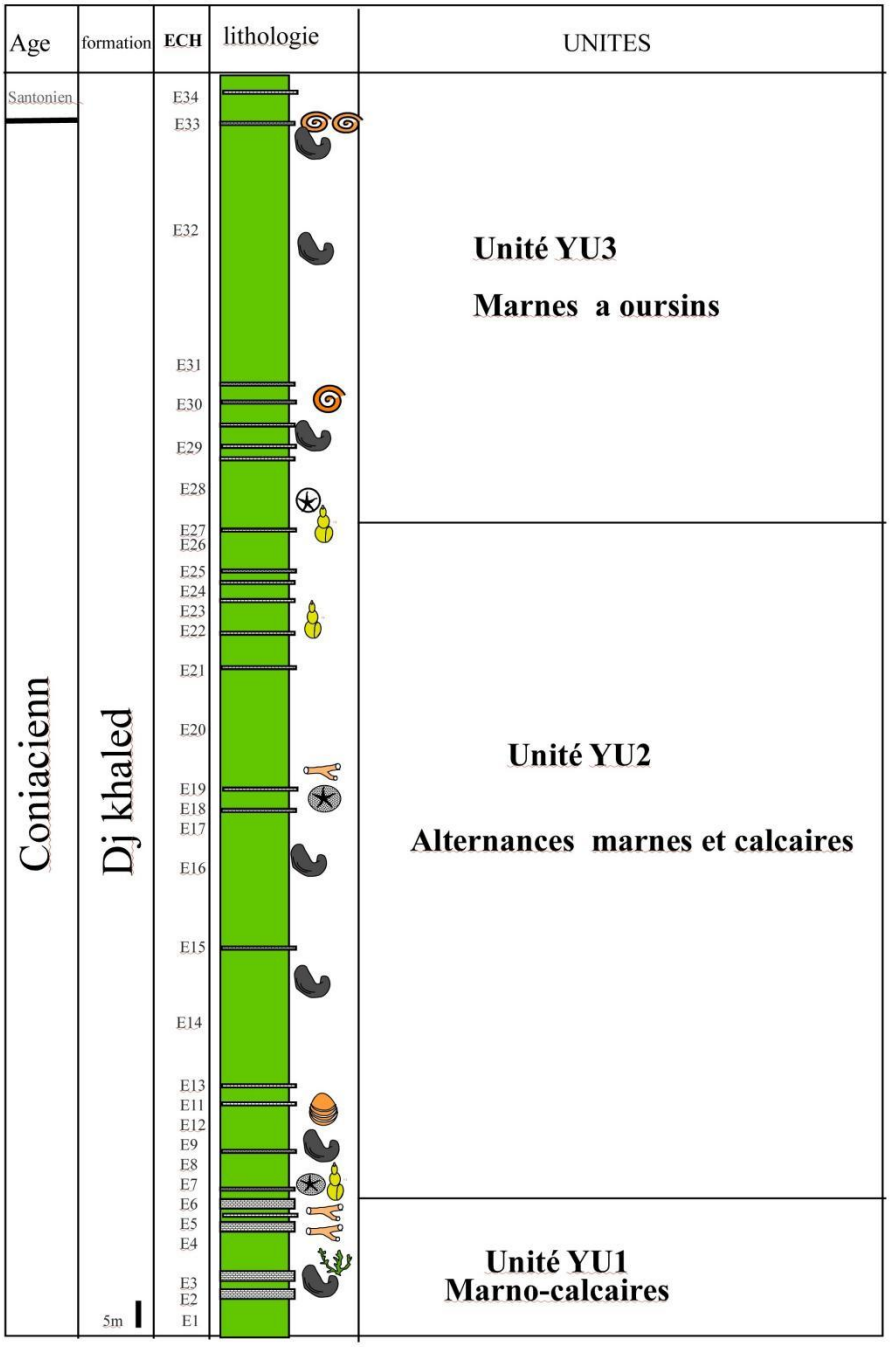


Figure 12:Colonne lithostratigraphique de Dj Khaled -Yabous.

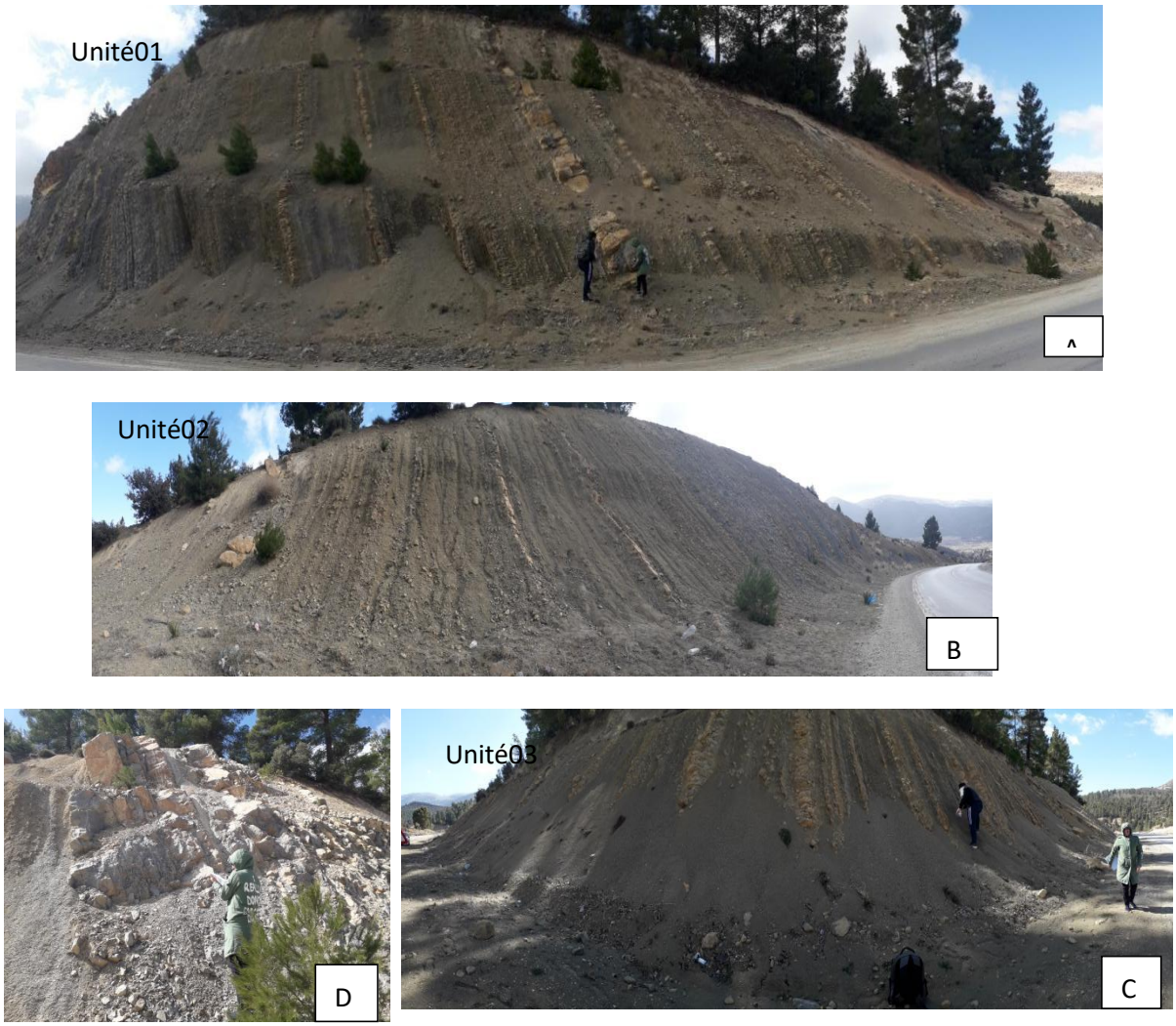


Planche 4 :Vue de la coupeDj Khaled Yabous; A. l'unité 1 : Marnes argileuses , B. unité 2: alternance marnes calcaires C. Unité 3, D. marno-calcaire,

CHAPITRE III :

BIOSTRATIGRAPHIE

Introduction

L'objectif de la recherche biostratigraphique est de définir une biozonation de l'intervalle Coniacien-Santonien en se basant sur l'analyse approfondie des foraminifères planctoniques.
Les biozones, telles qu'elles ont été définies par les auteurs anglais et américains (Blow W. H., 1969 ; Stainforth et al., 1975), ont été utilisées dans cette étude.
On distingue donc :
– La « Zone de Range Totale » (T. R. Z.) est une zone biologique qui représente la durée totale de vie d'un individu. C'est la zone de répartition globale du fossile indicateur ;
- La zone biologique appelée « Partial Range-Zone » (P. R. Z.) correspond à la période de temps, y compris le fossile marqueur, entre l'extinction d'un fossile ou d'un groupe de fossiles et la première apparition d'un autre fossile ou d'un autre groupe de fossiles.

– L'expression « intervalle-zone » (I. Z.) fait référence à une zone biologique qui correspond à la période de temps entre l'apparition du fossile marqueur de zone ou d'un groupe de fossiles et l'apparition ou l'extinction d'un autre fossile ou d'un système de fossiles.

Pour le choix des zones, la qualité de certains affleurements des séries du Crétacé supérieur et leur richesse en foraminifères planctoniques nous ont permis d'établir une échelle de biozonation continue pour l'intervalle Coniacien-santonien.

Les principaux marqueurs de la biozonation adoptée dans le domaine téthysien est celle de (Sigal J., 1977; Chitta N., 1979; Salaj J., 1980; Wonders A. AH., 1980; Bellier J. P., 1983; Gargouri Razgallah S., 1983; Caron M., 1985; Sigal J., 1987; Rami A., 1992; Maâmouri et al., 1994; Premoli Silva I. et Sliter W. V., 1995; Robaszynski F. and Caron M., 1995; Rami et al., 1996a; Rami A., 1998; Rami et al., 2013; etc. Certains de ces marqueurs ont une large répartition géographique, de telle sorte qu'ils ont été mis en valeur par la plupart des auteurs ayant étudié des séries du Crétacé supérieur dans différentes régions du monde (Bolli H., 1966; Pessagno E. A., 1967; Douglas R. G., 1969; Postuma J. A., 1971; Barr F. T., 1972; Moullade M., 1974; Van Hinte J.E., 1976; Linares Rodriguez D., 1977; etc.).

I-Biostratigraphie à partir des foraminifères planctoniques

II.1-Coupe d'Elkantara

34 espèces en été identifiés. Elles peuvent être assemblées en 3 biozones (Figure 13).

II.1.1-Zone de *Dicarinella primitiva, (Dalbiez) IZ*

Age : Coniacien inférieur

Par définition, c'est une zone d'intervalle (IZ) qui est déterminée par l'intervalle compris entre la première apparition de l'espèce indicatrice de *Dicarinella primitiva* jusqu'à l'apparition de *Dicarinella concavata BROTZEN*. Associée à 27 espèces de foraminifères planctoniques dont plusieurs espèces significatives :

Dicarinella imbricata,

Marginotruncana schneegansi,

Marginotruncana sigali,

Marginotruncana pseudolinneiana,

Witheinella paradubia,

Witheinella brittonensis

Preaglobotruncana gibba.

Archaeoglobigerina blowi

Archaeoglobigerina cretacea

Dicarinella imbricata

Dicarinella primitiva

Globigerinelloides ultramicra

Heterohelix globulosa

Heterohelix navarroensis

Heterohelix pulchra

Heterohelix sphenoides

Heterohelix carinata

Marginotruncana coronata

Marginotruncana marginata

Marginotruncana sigali

Marginotruncana tarfayaensis

Marginotruncana undulata

Praeglobotruncana gibba

Pseudotextularia nuttalli

Whiteinella brittonensis

Whiteinella paradubia

II.1.2-Zone de *Dicarinella concavata IZ*

Age : Coniacien supérieur

Cette zone couvre un intervalle caractérisé par la rareté de l'espèce Dicarinella concavata jusqu' à l'apparition de l'espèce *Dicarinella asymetrica* : Sigal (1955). Cette zone à *Dicarinella Concavata* marque le Coniacien supérieur, Sigal, (1955); Bellier (1983); Robaszynski et al. (1984); Caron (1985); Rami et al. (1997); Robaszynski (1998); Robaszynski & Caron (1995); Premoli-Silva & Sliter, (1999); Özkanaltiner & Özcan (1999); Robaszynski et al. (2000); Sari (2009);Farouk & Faris (2012), et correspond à la zone à *Globotruncana concavata*. Plusieurs espèce de foraminifères planctonique associées dans cette zone et figurer dans figures(13,14,15,16) :

Archaeoglobigerina blowi

Archaeoglobigerina cretacea

Contusotruncana fornicata

Dicarinella imbricata

Dicarinella primitiva

Globigerinelloides ultramicra

Heterohelix carinata

Marginotruncana coronata

Marginotruncana marginata

Marginotruncana paraconcavata

Marginotruncana sigali

Pseudotextularia nuttalli

Whiteinella paradubia

Marginotruncana. Schneegansi

II.1.3-Zone de *Dicarinella asymetrica sigal*

Age :Santonien inférieur -supérieur

Il s'agit d'un « total range zone », où l'espèce *Dicarinella asymetrica* caractérise une extension totale. Cette zone inclue les unités :MU3, MU4 (Coupe d'El Kantara), ASU3 (Coupe d'El-Assas) et BU4 et BU5 (coupe de Beni fedhala) etYU3(coupe yabous). Cette zone est définie par l'indicateur « *Dicarinella asymetrica* » qui est signalé comme indicateur de la limite Coniacien-Santonien (Melinte et Lamolda (2002), (Gradstein et *al*.2012) ; (Robaszynski et al. 2000). Les foraminifères planctoniques sont identiques à l'association précédente avec quelques espèces nouvelles généralement peu abondantes comme *Ventilabrella décoratissima* et *Sigalia carpatica* et la disparition des espèces comme *Marginotruncana schneegansi.*

Witheinella paradubia,

Witheinella brittonensis,

Marginotruncana sigali .

Contusotruncana fornicata

Dicarinella asymetrica

Dicarinella concavata

Dicarinella imbricata

Globotruncanita stuartiformis

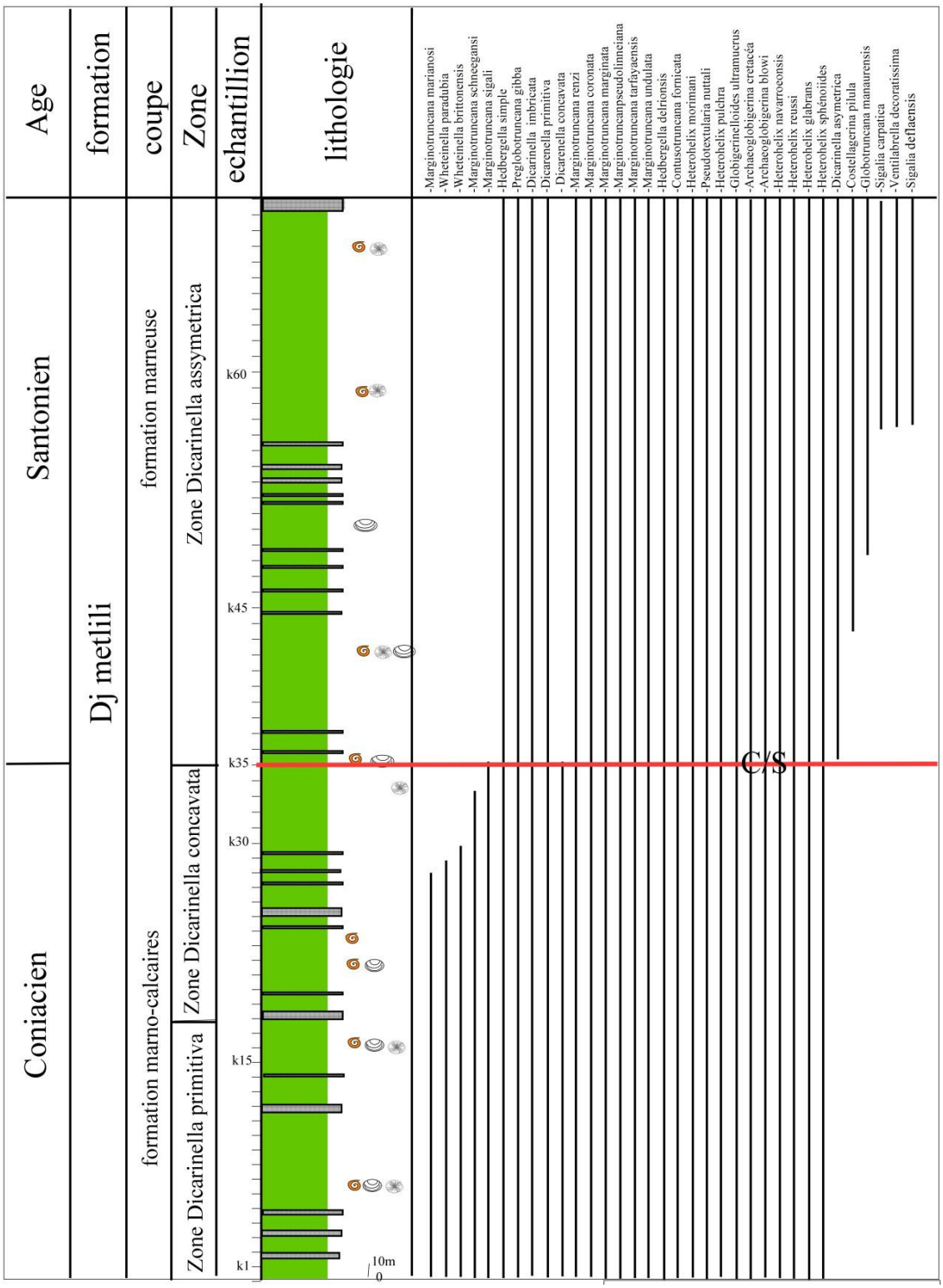


Figure 13 : Colonne litho-biostratigraphique d'El Kantara (Dj Métlili) et répartition des espèces de foraminifères.

Marginotruncana coronata

Marginotruncana paraconcavata

Marginotruncana pseudolinneiana

Marginotruncana tarfayaensis

Pseudotextularia nuttalli

Sigalia carpatica

Ventilabrella décoratissima

Remarques : *Dicarinella asymetrica* est rare dans les coupes étudies , et l'occurrence de cette espèce a été trouver à la base de l'unité ASU3 dans la coupe de El Assas,YU3 (Coupe Yabous) et BU3(Coupe Beni Fdhala) .

II.2-Coupe de Beni Fdhala

Dans la coupe de Beni Fdhala,34 espèces de foraminifères planctoniques ont été identifiées .

Elles peuvent être assemblées en trois biozones (Figure 14):

a-Zone à *Dicarinella primitiva*

b-Zone à *Dicarinella concavata*

c-Zone à *Dicarinella asymetrica.*

II.3-Coupe de El Assas

Dans la coupe d'El Assas,30 espèces de foraminifères planctoniques ont été identifiées .

Elles peuvent être assemblées en 3biozones (Figure 15)

a-zone à Dicarinella primitiva

b-Zone à Dicarinella concavata

c-Zone à Dicarinella asymetrica

II.4-Coupe de Yabous

Dans la coupe de Yabous , on a 31 espèces de foraminifères planctoniques ,assemblées en 3biozones (Figure16).

a-zone à *Dicarinella primitiva*

b-Zone à *Dicarinella concavata*

c-Zone à *Dicarinella asymetrica*

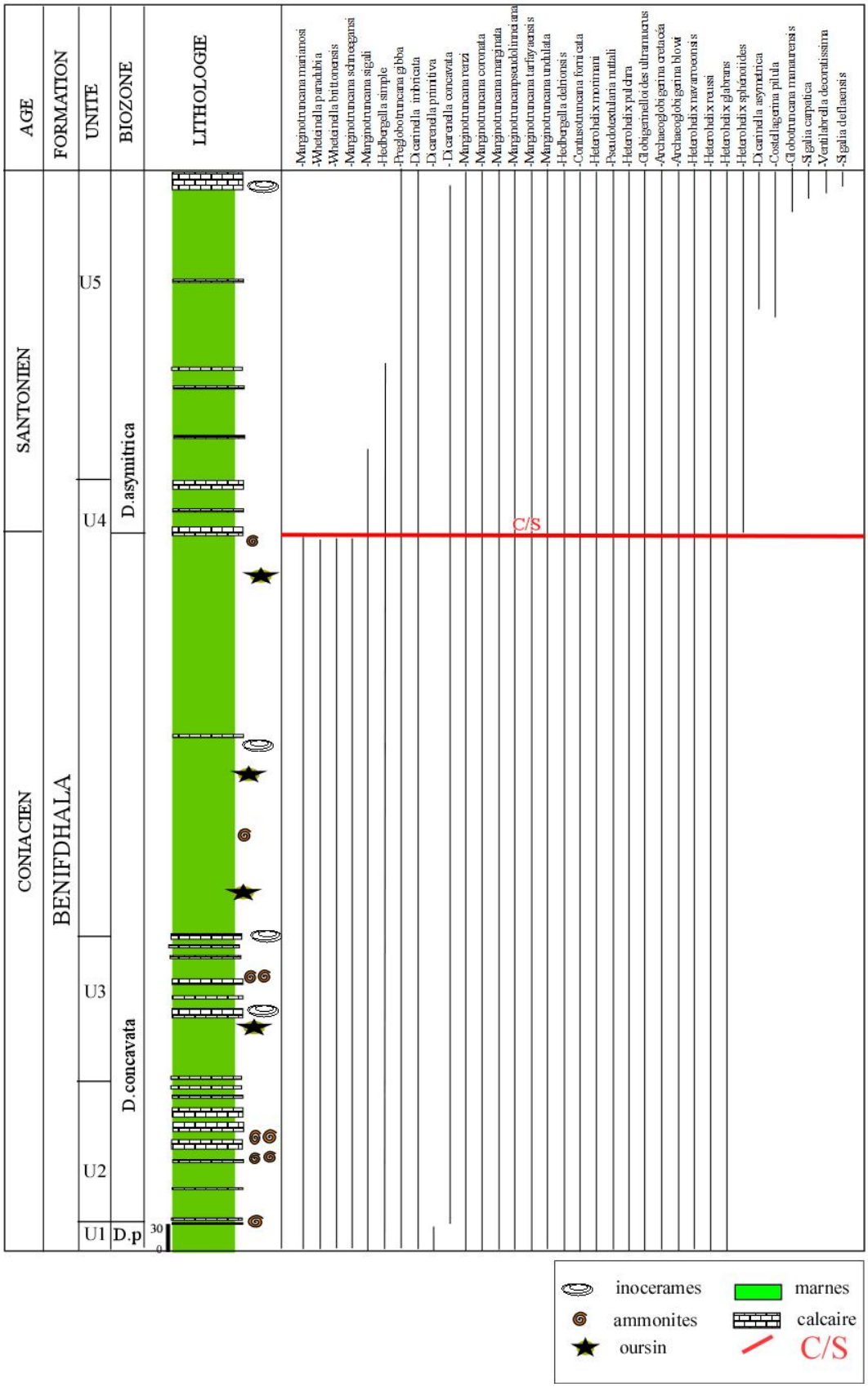


Figure 14 : Colonne litho-biostratigraphique de Beni Fdhala. Distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.

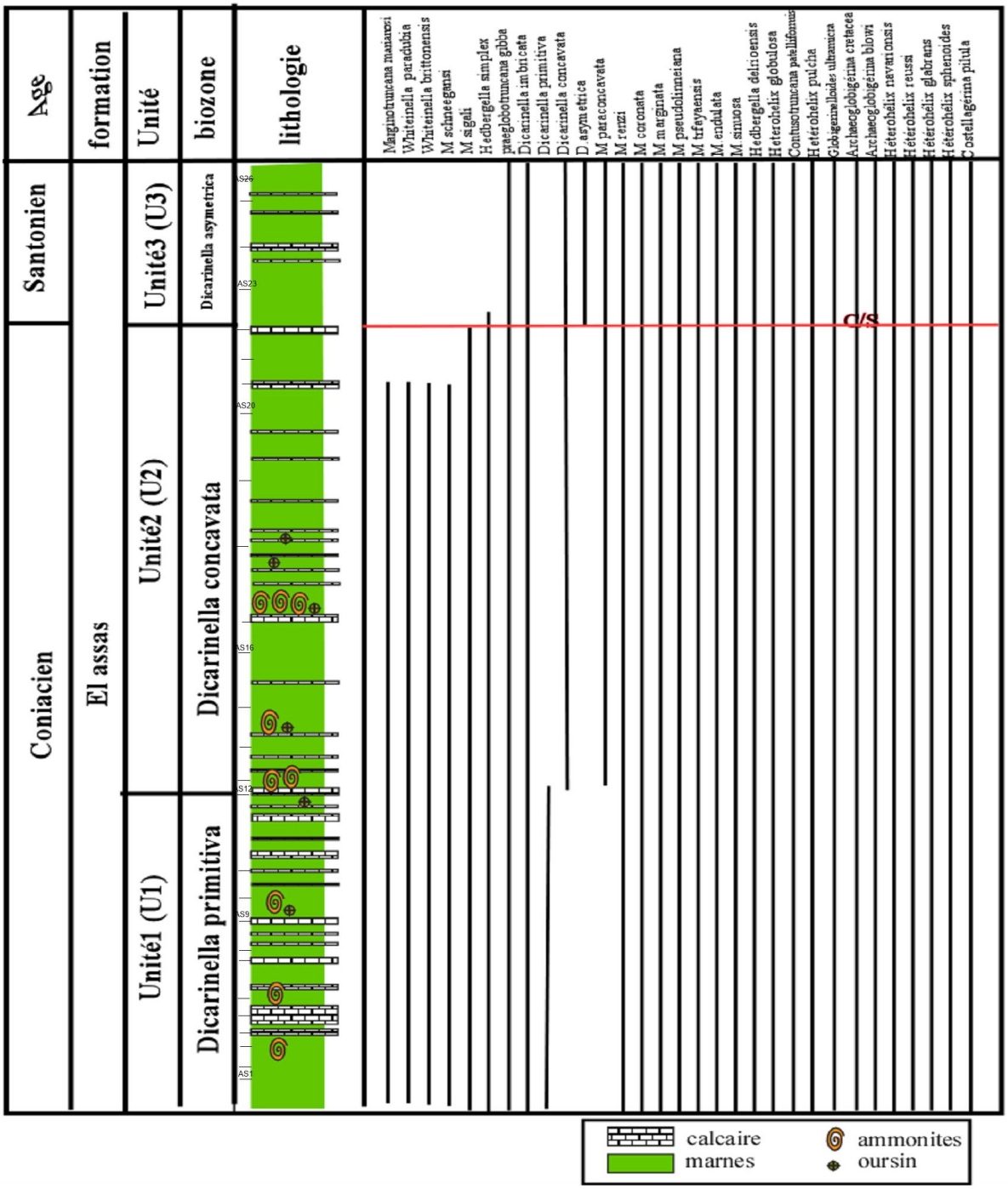


Figure 15: Colonne litho-biostratigraphique du Koudiat El Assas et distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.

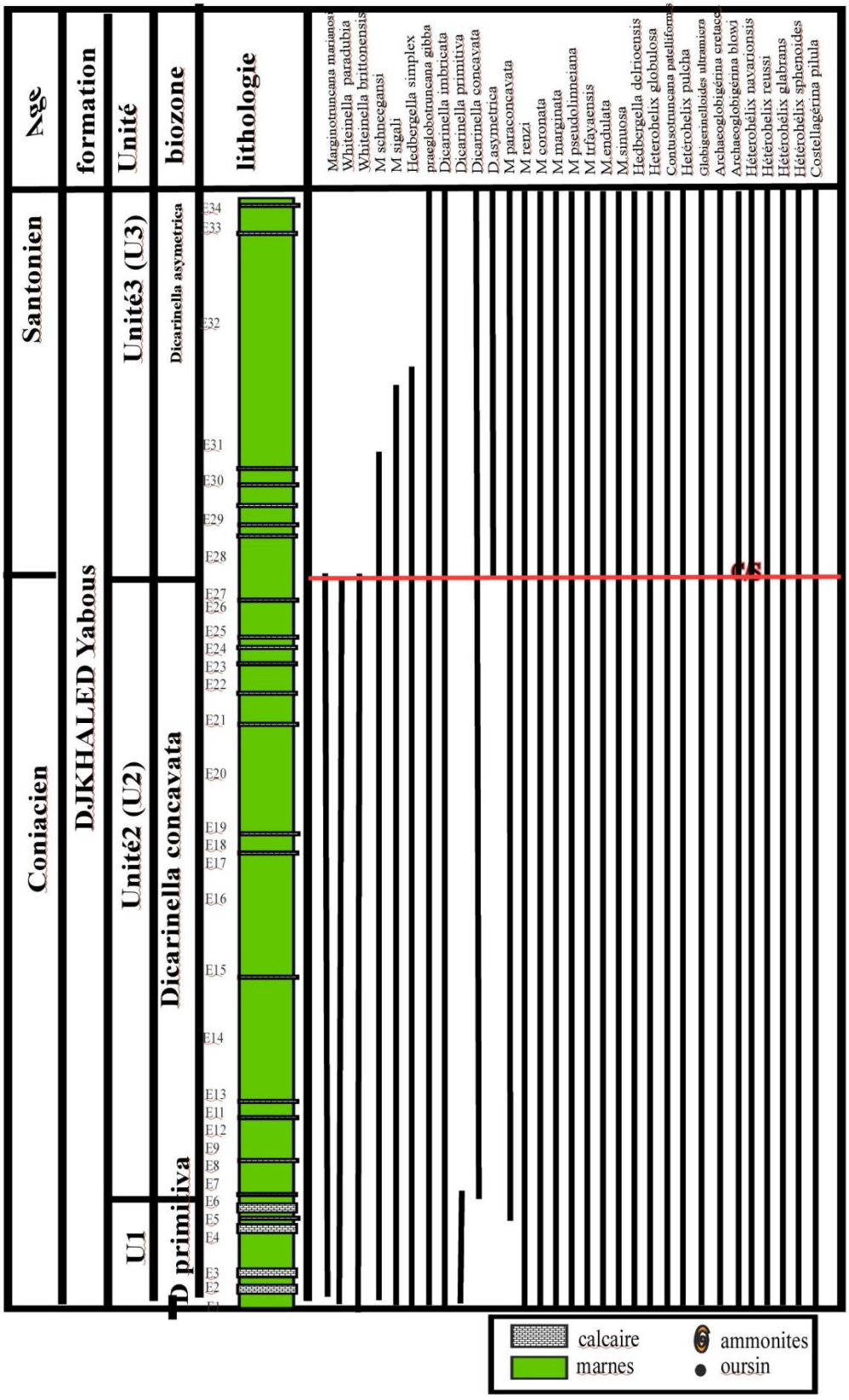


Figure 16: Colonne litho-biostratigraphique duDj Khaled -Yabous-et distribution bio-stratigraphique des espèces de foraminifères.

III-La systématique des foraminifères planctoniques

Des références pour les espèces décrites et leur synonymie peuvent être trouvées dans les compilations de Pessagno (1967), Caron (1985), Nederbragt (1991), Georgescu (1996, 2010) et Georgescu et Huber (2009).

Classe Foraminifera d'Orbigny, 1826

Ordre Globigerinina Delage et Herouard, 1896

Dicarinella Porthault, 1970

Dicarinella asymetrica (Sigal)

Planche 5-A.B

1952- Globotruncana asymetrica Sigal, p. 35, fig. 35.

2007 Dicarinella asymetrica (Sigal, 1952) - Lamolda, Peryt et Ion, p.28, figures M1-2, 6F1-2.

Caractères généraux Description :

Test de grande taille, planoconvexe, faiblement enrôlé, sous-circulaire, avec une spirale plate et un côté ombilical surélevé. Ombilic large et profond, entouré de hautes chambres coniques avec crête ad-ombilicale. Sutures en spirale fortement incurvées en relief et perlées, sutures ombilicales radiales déprimées. Périphérie à double quille.

Répartition stratigraphique:

Robaszynski et Caron (1979a) Coniacien et plus jeune; Caron (1985) Santonien supérieur (*D. asymetrica* Zone); Georgescu (1996)Santonian; Petrizzo (2003) première occurrence dans le tiers inférieur de Texanites zone d'ammonite, près de la base du santonien, Gale et coll. (2008) tous du Santonien au Campanien inférieur. Lamolda et coll. (2007) Coniacien supérieur au Santonien.

Occurrence : Espèce pas tout à fait caractéristique, n'apparaît que dans l'échantillon de la coupe Metlili K35,K45,K60 ,Coupe de Yabous Y35,Y40,Y42 et Coupe Beni Fdhala B28, B29, , coupe El Assas A22,A23,A26,

Dicarinella concavata (Brotzen)

Planche 5-G

-1934 Rotalia concavata Brotzen, p. 66, pl. 3, fig. B.

-2007 Dicarinella concavata (Brotzen, 1934) - Lamolda, Peryt et Ion, p.28, figures 6E1-2.

Caractères généraux : Test de grande taille, planoconvexe, avec un contour circulaire. Côté en spirale plat, avec des chambres pétaloïdes et des sutures perlées surélevées. Ombilic large, chambres sous-globulaires à sous-coniques, sutures ombilicales radiales. Périphérie à double quille.

Répartition stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a),Caron (1985) Coniacien Supérieur à Santonien (D. concavata à D. asymetrica Zone); Georgescu (1996) Coniacien supérieur au Santonien moyen; Gale et coll. (2008) commun dans le Santonien, FO dans le Coniacien inférieur.

Occurrence :

Dans la Coupe de Yabous Y7,Y19,Y30 et coupe Beni Fdhala B7, B20, coupe Métlili K1,K20,K35, coupe El Assas A12,A15,A20.

Dicarinella cf. imbricata (Mornod)

-1950 Globotruncana (Globotruncana) imbricata Mornod, p.589, fig. 5 (III ad).

-1985 Dicarinella imbricata (Mornod) - Caron, p. 45, figures 18.4-5.

Caractères généraux :Test de taille moyenne, trochospirale plate, spirale convexe et concave à plat côté ombilical. Les chambres pétaloïdes allongées du côté spiral sont légèrement imbriquées, les chambres de l'ombilical côté plat et avec des sutures radiales. Périphérie avec double quille perlée.

Répartition stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a) du Cénomanien

supérieur au Coniacien inférieur; Caron (1985) Turonien à Coniacien (*Whiteinella archaeocretacea baisser D. concavata Zone*).

Occurrence : Abondant dans toutes les coupes étudieés

Dicarinella primitiva (Dalbiez)

Planche 5-E

-1955 Globotruncana (Globotruncana) ventricosa Blanc sub sp. primitiva Dalbiez, p. 171, fig.6.

-1985 Dicarinella primitiva (Dalbiez) - Caron, p. 45, figures 18.6-8.

Caractères généraux: Test de taille moyenne, trochospiral avec spirale plate et côté ombilical conique bas, contour allongé à sous-circulaire, lobé, avec double quille étroite. Chambres en spirale pétaloïdes, dans la partie antérieure globuleuses, sutures indistinctes à légèrement déprimées. Chambres ombilicales gonflées, sutures radiales et déprimées.

Répartition stratigraphique : Robaszynski et Caron (1979a) du Turonien supérieur au Coniacien ; Caron (1985) Coniacien au Santonien inférieur (D.primitiva à D. concavata Zone).

Occurrence : Dans la Coupe de Yabous Y1,Y5,Y7 et Coupe Beni Fdhala B7, B20, coupe Metlili K1,K20,K35, Coupe El Assa A1-A12.

***Marginotruncana Hofker*,** 1956

Marginotruncana coronata (Bolli)

-1945 Globotruncana lapparenti Brotzen, subsp. coronata Bolli, p. 233, texte-fig. 1 (21-22), pl. 9, figures 14-15.

1985- Marginotruncana coronata (Bolli) - Caron, p. 60, figures 26.1-2.

Caractères généraux: un grand Test trochospiral circulaire, plat, seulement légèrement convexe des deux côtés. Côté en spirale avec des chambres basses en forme de croissant avec des sutures perlées surélevées. Côté ombilical avec large ombilic, chambres sous-pétaloïdes

avec un bord antérieur, avec sutures perlées en relief. Périphérie à double quille séparée par une zone plate.

Réparation stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a) du Turonien moyen à Coniancien et plus jeune; Caron (1985) du Turonien moyen au Campanien inférieur (Helvetotruncana helvetica baisser Globotruncanita elevata Zone); Georgescu (1996) du Santonien (Supérieur?)au Campanien inférieur ; Gale et coll. (2008)

Occurrence : abondant dans toutes les coupes étudieés

Marginotruncana marginata (Reuss)

Planche 5-C

-1845 Rosalina marginata Reuss, p. 36, pl. 13, figures 18 ab.

-1985 Marginotruncana marginata (Reuss) –Caron, p. 61,figues26.34.Contusotruncana Korchagin,

Caractères généraux: Test trochospiral plat et de taille moyenne. Côté spirale légèrement voûté avec chambres pétaloïdes et sutures perlées. Contour périphérique circulaire, lobé à double quille. Côté ombilical avec chambres sous-globulaires et sutures radiales déprimées.

Répartition stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a) du Turonien supérieur au Coniacien; Caron (1985) du Turonien supérieur au Santonien (le plus haut H. helvetica à D. asymetrica Zone); Georgescu (1996) Santonien(Supérieur?).

Occurrence: abondant dans toutes les coupes étudiées.

Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno

planche 5-D

-1967 Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, p. 310, pl.65, figures 24-27.

-1985 Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno- Caron, p.61, figures 26.7-8.

Caractères généraux: un grand Teste trochospiral plat avec un aspect en forme de boîte, sous-circulaire, légèrement lobé. Côté en spirale plat, avec des chambres en forme de croissant

et des sutures perlées surélevées. Côté ombilical avec un large ombilic, des chambres sous-pétaloïdes avec une épaule surélevée autour de l'ombilic et des sutures fortement perlées. Périphérie plate avec deux quilles largement espacées.

Répartition stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a) du Turonien moyen au Coniacien; Caron (1985) du Turonien moyen au Santonien (supérieur H. helvetica à D. asymetrica Zone); Georgescu (1996) (? Supérieur) du Santonien au Campanien inférieur.

Occurrence: abondant dans toutes les coupes étudiées

Marginotruncana sinuosa (Porthault)

-1979b Marginotruncana sinuosa Porthault - Robaszynski etCaron, p. 147, pl. 74, figures 1-2; PL. 75, fig. 1-2.

-1985 Marginotruncana sinuosa Porthault- Caron, p. 61, figues 27.9-11.

Caractères généraux: Test de grande taille trochospirale plate, légèrement biconvexe. Côté en spirale avec des chambres en croissant et des sutures perlées surélevées, la surface de la chambre est généralement ondulée. Côté ombilical avec un large ombilic, les chambres s'allongent dans le sens de l'enroulement avec des sutures en forme de V fortement perlées. Périphérie à double quille, étroite dans la partie postérieure de la chambre et s'élargissant dans la partie antérieure.

Répartition stratigraphique: Robaszynski et Caron (1979a) Coniacien et plus jeune; Caron (1985) Coniacien à Santonien (*D. primitiva* baisser *D. asymetrica* Zone); Georgescu (1996) Coniacien au Santonien supérieur.

Occurrence: abondant dans toutes les coupes étudiées

Contusotruncana Korchagin, 1982

Contusotruncana cf. fornicata (Plummer)Fig. 9 / 12-15

-1985 Rosita fornicata (Plummer) - Caron, p.67, figures 28.3-4.

Caractères généraux: Test trochospiral de taille moyenne, faible à moyenne élevée, avec une surface en spirale légèrement ondulée. Chambres en spirale croissant avec des sutures perlées. Côté ombilical avec des chambres allongées et des sutures perlées en forme de V. Périphérie à large double quille.

Répartition stratigraphique: Caron (1985) Santonien à Maastrichtien (D.asymetrica à Gansserina gansseri Zone); Georgescu (1996) (? Supérieur) du Santonien au Maastrichtien supérieur.

Occurrence: abondant dans toutes les coupes étudiées

Sigalia Reiss

-1957 Sigalia carpatica Salaj et Samuel Fig. 12 / 1-2

-2007 Sigalia carpatica Salaj et Samuel,

Caractères généraux: Test biserial, subriangulaire, comprimé latéralement, périphérie arrondie. Chambres larges, courbes, sutures épaisses, partiellement perlé, paroi lisse

Répatition stratigraphique: Nederbragt (1991) Santonien (partie inférieure à moyenne D. asymetrica Zone); Georgescu (1996) première occurrence autour de la frontière Coniacien-Santonienne. Lamolda et coll. (2007) du Coniacien supérieur au Santonien inférieur.

Occurrence :Uniquement au Dj Metlili K58-K70 ,coupe Beni FdhalaB33,B35

Sigalia décoratissima (De Klasz)

Planche 5-G

-1953 Ventilabrella decoratissima Deklasz, p. 228, pl. 4, figues 5a-b.

-1991 Sigalia decoratissima decoratissima (Deklasz) - Neder-se vanter, p. 368, pl. 11 figues 4 ac.

Caractères généraux: Test similaire à S. carpatica mais devenant multisériel au stade adulte. Suturé en relief et perlé. Mur lisse.

Repartition stratigraphique: Nederbragt (1991) Santonian (partie médiane de D. asymetrica Zone).

Occurrence :uniquement dans coupe Beni Fdhala B36

Praeglobotruncana gibba KLAUS, 1960

– 1960 Praeglobotruncana stephani var. gibba KLAUS, p. 301

–2005 Praeglobotruncana gibba KLAUS, Soua, Pl.5, fig.9-10

Caractères généraux : Le test de cette espèce se compose généralement de huit loges triangulaires ou trapézoïdes avec une surface légèrement bombée et granuleuse, avec une croissance modérée et séparées par des sutures arquées et des pustules. L'ombilic est assez étroit, il représente 1⁄4 du diamètre maximal. L'ouverture principale se situe à l'extérieur de l'ombilic et est bordée par une lèvre bien développée qui émet un prolongement vers lui.

Répartition stratigraphique :

Différents auteurs ont abordées la répartition de *Gibba*, car elle est considérée comme l'espèce la plus évoluée parmi les *Praeglobotruncana*. La plupart d'entre eux la considèrent comme ayant commencé pendant le Cénomanien moyen et continué au Turonien supérieur. Plus précisément, elle se trouve dans la partie terminale de la zone à *Rotalipora brotzeni* et disparaît dans la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Occurrence:Dans les coupes de El Kantara, coupe de Beni Fdhala , coupe d 'El Assas et la coupe de yabous.cette espèce est présente depuis le premier échantillon correspondant à la zone à *Dicarinella primitiva* .

Whiteinella paradubia (SIGAL, 1952)

1952– Globigerina paradubia SIGAL, fig. 28, p. 28

2005 – Whiteinella paradubia (SIGAL), Soua, Pl.1, fig.8-9

Caractères généraux : Whiteinella paradubia se caractérise par une trochospire extrêmement élevée, ce qui entraîne un profil très inégal. Le test de cette espèce est généralement composé de sept loges globuleuses, avec la dernière loge ayant une surface granuleuse. L'ouverture

principale se situe à l'extérieur de l'ombilic et est bordée par un porticus. Les loges sont formées d'un lobe subcirculaire séparé par des sutures, elles sont radiales et déprimées. La seule caractéristique qui distingue cette espèce de W. brittonensis est la taille de la spire.

Répartition stratigraphique : Whiteinella paradubia s'étend du Cénomanien supérieur jusqu'au Crétacé supérieur.

Occurrence:cette espèce est présentée dans toutes les coupes étudiées

Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

1961 – Hedbergella brittonensis LOEBLICH et TAPPAN, pl. 4, fig. 1-8, p. 274

2005 – Whiteinella brittonensis (LOEBLICH et TAPPAN), Soua, Pl.8, fig.5

Caractères généraux : Le test présenté au dernier tour de cette espèce est généralement constitué de six loges globuleuses à croissance lente et à surface granuleuse. Le profil est subcirculaire lobé. Les sutures sont affaiblies et ondulées. Les ouvertures principales sont extraombilicales-ombilicales, sans atteindre la périphérie, et chacune se termine par un porticus sur la face ombilicale. En profil, W. brittonensis se démarque des autres Whiteinelles par une trochospire moyennement élevée qui entraîne un profil dissymétrique.

Répartition stratigraphique : On trouve Whiteinella brittonensis dans le Cénomanien supérieur et dans le reste du Crétacé supérieur.

Occurance: Dans touts les coupes étudiées

Heterohelix pulchra (BROTZEN, 1936)

1936 – Guembelina pulchra BROTZEN, p.121, pl.9, fig. 3a-b

2005 – Heterohelix pulchra (BROTZEN), Soua, p. 103, Pl.3, fig.7-8

Caractères généraux : Le test est lisse avec un profil aplati. On distingue cette espèce par des loges en croissant qui se recouvrent de manière à ce que la suture médiane déprimée prenne la forme d'une dent de scie. Cette espèce présente une ouverture assez large.

Occurrence:le *Heterohelix pulchra* est présente dans tous les coupes étudiés .Elle est fréquente aussi dans la coupe de Yabous

Heterohelix navarroensis LOEBLICH, 1951

1844- Spiroplecta americana EHRENBERG, p. 75

2005- Heterohelix navarroensis LOEBLICH, Soua, p. 102 Pl.3, fig.3-4

Caractères généraux: Cette espèce est bisériée. En général, cette espèce présente un premier stade planispiral mais avec une croissance constante. Le test est petit, à l'apex non pointu, avec une surface très finement perforée et très finement costulée. L'orifice est entouré d'un bourrelet. C'est une espèce proche de *Heterohelix globulosa*, qui peut également être planispirale à sa phase initiale, mais qui se distingue par les dernières paires de loge qui sont beaucoup moins dilatées.

Répartition stratigraphique: La famille des Heterohelix navarroensis est connue du Cénomanien supérieur au Maastrichtien.

Heterohelix globulosa (EHRENBEG, 1838),

Planche 5-I

1938-Guembelina reussi CUSHMAN, p. 11, pl. 2, figs. 6-9.

(1996) 1-Heterohelix globulosa (EHRENBEG): Ayad et al., p. 264, fig. 6b.

Description des principaux caractères: Le test des représentants de cette espèce est bisérié, formé par des loges globuleuses qui augmentent de taille rapidement. Il est orné, parfois, par de fines côtes. Les spécimens à test planispiralé au stade initial n'ont pas été observés dans le matériel que nous avons étudié. Chez l'espèce *Heterohelix reussi* CUSHMAN, au niveau de la suture médiane, les différentes loges du test se chevauchent légèrement entre elles, en formant une dépression triangulaire . Ce dernier caractère est difficile à mettre en évidence. Pour cette raison, et comme d'autres auteurs, nous considérons cette espèce comme synonyme de *Heterohelix globulosa*.

Répartition stratigraphique: Dans le matériel analysé, *Heterohelix globulosa* est l'espèce la plus abondante du genre Heterohelix. Nous l'avons trouvée dans presque toutes les coupes étudiées. Elle est caractérisée par une grande extension stratigraphique (depuis la zone intervallaire à *Whiteinella archaeocretacea* du la limite Cénomanien-Turonien jusqu'au sommet de la zone à *Abathomphalus mayaroensis* du Maastrichtien supérieur). Pour Salaj , cette espèce débute déjà pendant le Cénomanien inférieur; pour d'autres auteurs .Elle s'étend jusqu'au Paléocène inférieur.

***Pseudotextularia nuttalli (VOORWIJK, 1937*)**

Planche5, J

1937- Guembelina nuttalli VOORWIJK, p.192, pl. 2, figs. 1-9.

1996-Pseudotextularia nuttalli (VOORWIJK): Mancini et al., fig. 5, 10.

Description des principaux caractères:

L'espèce *Pseudoextularia nuttallit* diffère de P. élégans par un test orné par des côtes fines et discontinues.

Dans le présent travail, *P. nuttalli* est interprétée comme une espèce variable. En effet, en vue de profil, les spécimens représentant cette espèce présentent un test biconvexe ou biconcave; en outre, son épaisseur est variable. Notons la présence dans le matériel analysé, de formes intermédiaires entre cette espèce et Heterohelix globulosa de taille nettement plus petite.

Répartition stratigraphique : Nous l'avons trouvée dans la majorité des coupes étudiées. Sa répartition stratigraphique est du Coniacien (zone à Dicarinella concavata) au Santonien (Dicarinella asymetrica*)*

Pseudotextularia Rzehak, 1891

Planche 5-J

1937 Guembelina nuttalli Vorwijk, p. 192, pl. 2, figures 1 à 9.

2007 Pseudotextularia nuttalli (Voorwijk, 1937) – Lamolda, Peryt et Ion, p. 28, figures 4N1-2, O1-2.

Description des principaux caractères:

Test de grandes chambres bisériales, gonflées, plus larges que hautes, augmentant rapidement en taille. Périphérie arrondie, donnant un aspect en éventail comparution devant les larges chambres finales. Paroi très finement costée contrairement à la *Pseudotextularia élégans* (Rzehak) grossièrement costée.

Repartition stratigraphique : Nederbragt (1991) du Coniacien au Maastrichtien ; Gale et coll. (2008) au Santonien et très rare au le Campanien inférieur.

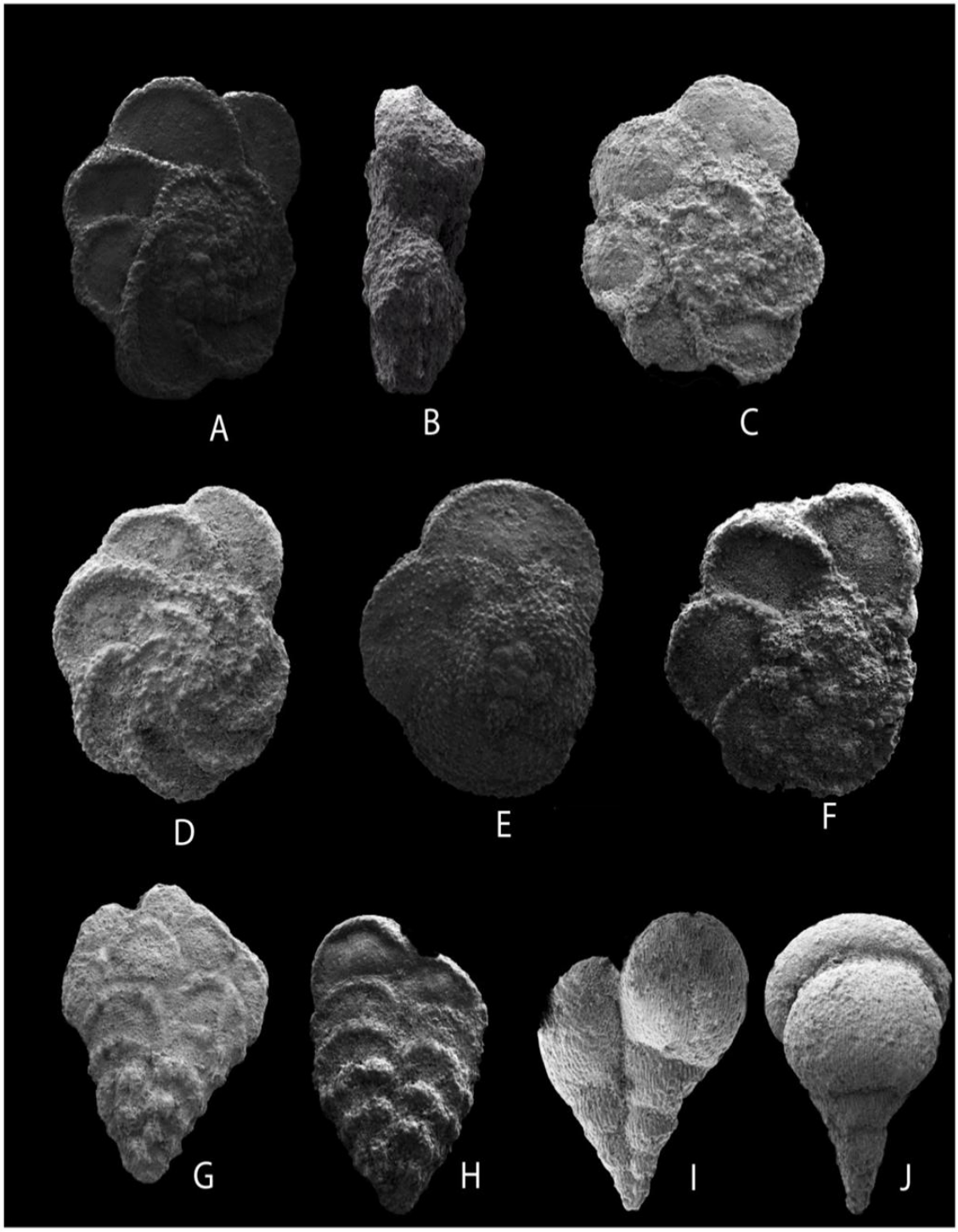


Planche 5:Image de foraminifères planctoniques : (A-B)*Dicarinella asymetrica (Sigal). (A) spiral view, (B) umbilical view ; (C) Marginotruncana marginata (Reuss)). (D) Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno (Reuss);(E)Dicarinella primitiva (Dalbiez).(F) Dicarinella concavata (Brotzen);(G) Sigalia decoratissima (De Klasz);(H) Sigalia carpatica Salaj and Samuel;(I) Heterohelix cf. globulosa ;(J) Pseudotextularia nuttalli Voorwijk*

IV-**La limite du Coniacien- Santonien**

Durant le deuxième symposium international sur les limites des âges du Crétacé à Bruxelles, 1995), Différents indicateurs ont été suggérés pour définir la limite entre le Coniacien et le Santonien.

Cette limite Coniacien -Santonien est désormais définie par la première occurrence de *l'Inocerame Cladoceramus undulatoplicatus* et par l'apparition de l'ammonite *Texanite*.

Selon Morel (1998), cette espèce se situe au-dessus de la première occurrence de *Rotalipora cushmani* et au-dessous de la première occurrence de *Helvetoglopbotruncana helvetica.* L'apparition du nannofossile calcaire *Quadrum gartneri* est aussi proche de la première occurrence de *Watinoceras devonense*.
Watinoceras devonense est d'ailleurs une espèce facile à reconnaître. Selon Bengtson (1996), les espèces de foraminifères planctoniques associées, qui ont une grande étendue géographique et sont connues pour faciliter les liens entre les différents domaines paléogéographiques, se réduisent généralement à *Rotalipora cushmani*, W. archaeocretacea et *Helvetoglopbotruncana helvetica.*

VI.1-Signature paléontologique de la limite Coniacien –Santonien:

Une biozonation précise pour le passage Coniacien/Santonien a été établie grâce aux nombreux travaux biostratigraphiques menés dans les domaines Téthysien et Boréale.

VI.1.1-Macrofaune (Ammonites et inocérames):

La biozonation des ammonites proposée par Kennedy & Cobban (1991).Pour le bassin Nord Américain, il est possible de la comparer à celle établie pour l'Europe.

De plus, la base de la zone à *Paratexanites serratomarginatus*) peut être retenue comme bon repère stratigraphique. *Protexanites bourgeoisi*, qui a une large répartition géographique, n'est pas une approximation du CSB comme on l'appelle les enregistrements se situent bien en dessous de la première occurrence (FO) de *Cladoceramus undulatoplicatus.* Plusieurs espèces

d'*Hemitissotia* ont leurs dernière occurrence (LO) proches et supérieures aux première occurrence FO de *Cladoceramus undulatoplicatus* dans le nord de l'Espagne . Ils pourraient donc être un proxy pour le CSB, mais d'intérêt local uniquement. La première occurrence FO des *Kitchinites emscheris* peut être un bon proxy pour le CSB, mais exclusivement dans le Münsterland Bassin, Allemagne (Kaplan et Kennedy 2000). La première occurrence de *Placenticeras polyopsis* dans le Santonien le plus inférieur a été considéré par Dhondt et al.(2007) comme un bon indicateur pour le CSB, mais les vérifications d'autres sections sont nécessaire pour déterminer s'il s'agit ou non d'un marqueur fiable.

En Tunisie(Elamri et Zaghbib-Turki (2005).; a proposé *Platyceramus cycloides* et *Texanites* pour définir la limite Coniacien/Santonien car cette espèce d'inocérames semble avoir une répartition géographique plus large.

Dans notre travail, le passage Coniacien/Santonien dans les Aurès est matérialisé par la première apparition de *l'espèce Texanite texunum* .Cette espèces est présente dans la coupe de Yabous et Elkantara. Aussi, l'apparition d'espèces *Placenticeras polypsis* et la présence de *Platyceramus cycloides cf*.

Les variations des faciès et des épaisseurs des unités lithostratigraphiques des coupes étudiées et le changement du contenu fossilifère comme les ammonites, les inocérames et les foraminifères, mettent en évidence une forte augmentation de la paléoprofondeur entre le Coniacien inférieur ,moyen à supérieur et le Santonien inférieur .

VI.1.2-Foraminifers planctoniques

L'apparition de *Dicarinella asymetrica* dans la zone Dicarinella asymetrica a été signalé comme la première marqueur de la limite Coniacien-Santonien par Melinte & Lamolda (2002); Gradstein et al. (2012) ; Robaszynski et al. (2000)

Cette zone inclue les unités : MU3, MU4, MU5 (Coupe d'El Kantara), ASU2 (Coupe d'El-Assas) et BU2 (Coupe de Beni Fdhala). la présence de espèces de *Dicarinella asymetrica* est pauvre dans les coupe étudiées

Le marqueur secondaire de la limite Coniacien-Santonien est Sigalia carpatica. Cette espèce de foraminifère planctonique est répandue dans la région méditerranéenne de la Téthys. Le *Sigalia carpatica* est associée à *Inoceramus siccensi*s et *Texanites* en Tunisie. Dans le nord de l'Espagne (Navarre), cette espèce se trouve tout très près de la plus faible occurrence de *Cladoceramus undulatoplicatus*.

V-**Synthese et corrélation biostratigraphique:**

A partir des données biostratigraphiques et paléontologiques .Une corrélation biostratigraphique ont été proposée entre les coupes étudiées du bassin de l'Aurès durant le Coniacien et le Santonien inférieur (Figure 17).

V.1-Biozonation et stratigraphie de Sénonien inférieur:

1-Le Coniacien

Deux biozones sont mise en évidence (Figure 17) :

Zone à Dicarinella primitiva DALBIEZ (I.Z) :

Définition: Cette zone couvre l'intervalle entre la première occurrence de *Dicarinella primitiva* et la première occurrence de *Dicarinella concavata BROTZEN*.
Auteur: CARON (1978).

Age : Coniacien inférieur

Associations :Les espèces accompagnées sont: *D. primitiva (Dalbiez), Globigerinelloides sp, Globigerinelloides ultramicra (Subbotina), Hedbergella delrioensis (Carsey), Hedbergella flandrini (Porthault), Hedbergella Planspira (Tappan), Heterohelix globolusa (Ehrenberg), Marginotruncana marginata (Reuss), Marginotruncana praconcavata Porthault, Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, Marginotruncana renzi (Gandolfi), Marginotruncana sigali (Reichel), Marginotruncana schneegansi (Sigal), Marginotruncana undulata (Lehmann), Praeglobotruncana gibba Klaus, P. stephani (Gandolfi), Schackoina multispinata, Cushman, Ventilabrella eggeri (Cushman), Whiteinella aprica (Loeblich et Tappan), Whiteinella. brittonensis (Loeblich et Tappan), Whiteinella paradubia (Sigal).*

Remarques:

Cette zone a été signalée dans de nombreux endroits tels que: Atlantic (Mc Nnulty, 1976, Premoli-Silva et Sliter, 1981), West. Tethys (Wonders, 1979, 1980), Centre Tethys (Fleury,

1980, Sigal, 1977). Est Tethys (Gorbachik, 1971a, b, Maslakova, 1971), Royaume du Pacifique (Gradstein et al., 1978, Pessagno et longorria, 1973a, b), où il on lui à donné le même âge.

Zone de Dicarinella concavata(I.Z) :

Définition :Cette zone couvre l'intervalle ou la pauvreté de l'espèce du *Dicarinella concavata* jusqu'à l'apparition de *Dicarinella asymetrica* (Caron, 1985).

Auteur :SIGAL (1955).

Age: Coniacien supérieur

Associations: Les espèces indicatrices suivantes sont enregistrées : *Whiteinella archeocretacea Pessagno,, Hedbergella delrioensis (Carsey Archeoglobigerina bousquensis Pessagno, A. cretacea (d'Orbigny), D. concavata (Brotzen), D. primitiva (Dalbiez), Globigerinelloides caseyi (Bolli, Loeblich et Tappan), Guembelitera cretacea, Cushman,), Ventilabrella Eggeri Cushman H. flandrini (Porthault), H. planispira (Tappan), M. sinuosa porthault H. simplex (Morrow), Heterohelix globolusa (Ehrenberg), M. renzi (Gandolfi), Marginotruncana marginata (Reuss), M. praconcavata Porthault, M. sigali (Reichel), M. schneegansi (Sigal), Praeglobotruncana gibba Klaus, P. stephani (Gandolfi), , W. baltica Douglas et Rankin, W. brittonensis (Loeblich et Tappan), W. aumalensis (Sigal), W. paradubia (Sigal).*

Remarques: la zone de *Dicarinella concavata* à été introduite par Sigal en 1955.on lui a indiquée un âge Coniacien moyen a supérieur jusqu'au Santonien inférieur.D'autres auteurs, tels que Premoli-Silva et Verga (2004) ont cité un âge Turonien supérieure au Santonien inférieur pour cette zone.

Cette zone a été introduite dans le domaine atlantique (McNnulty, 1976, Premolia-Silva et Sliter, 1981), West. Tethys (Wonders, 1979, 1980), Cente Tethys (Fleury, 1980, Sigal, 1977) et Pacific (Gradstein et al. 1978, Pessagno et Longorria, 1973a, b).

2-Le Santonien :

***Dicarinella asymetrica* (Zone de portée totale)** :

Définition: Intervalle biostratigraphique caractérisé par l'aire de répartition totale du taxon nominatif *Dicarinella asymetrica*.

Autheur : Postuma, 1971

Age: Santonian

Associations: Les espèces accompagnées sont les suivantes: *A. cretacea (d'Orbigny), Archeoglobigerina bosquensis Pessagno, Contusotruncana fornicata (Plummer), C. pateliformis (Gandolfi), Dicarinella asymetrica (Sigal),), D. concavata (Brotzen), (Scheibnerova), Globigerinelloides alvarezi (Eternod olvera), G. bolli (Pessagno), G. escheri, G. prarihellensis (Pessagno), Globotruncana arca (Cushman), , G. linneiana (d'Orbigny), Globotruncanita elevata (Brotzen), , Hedbergella flandrini (Porthault), H. simplex (Morrow), Heterohelix globolusa (Ehrenberg), Marginotruncana coronata (Bolli), M. marginata (Reuss), M.pseudolinneiana H. carinata Cushman, Leaviheterohelix pulchera (Brotzen) ,M. praconcavata Porthault, M. renzi (Gandolfi), M schneegnasi (Sigal) , M. sigali (Reichel), Pseudoguembelina costelifera Maîtres, Pseudotextularia nuttalli (Voorwijk), Praeglobotruncana gibba Klaus, P. Stephani (Gandolfi)*,

Remarques: Cette zone a été introduite pour la première fois par Postuma 1971 qui lui a donné un âge de Santonien inférieur - Santonien supérieur. Toutefois, de récentes recherches ont démontré que la région est d'âge Santonien-Campanien précoce. (Robaszynski et Caron, 1995, Premoli-Silva et Sliter, 1995, Petrizzo, 2001, Premoli-Silva

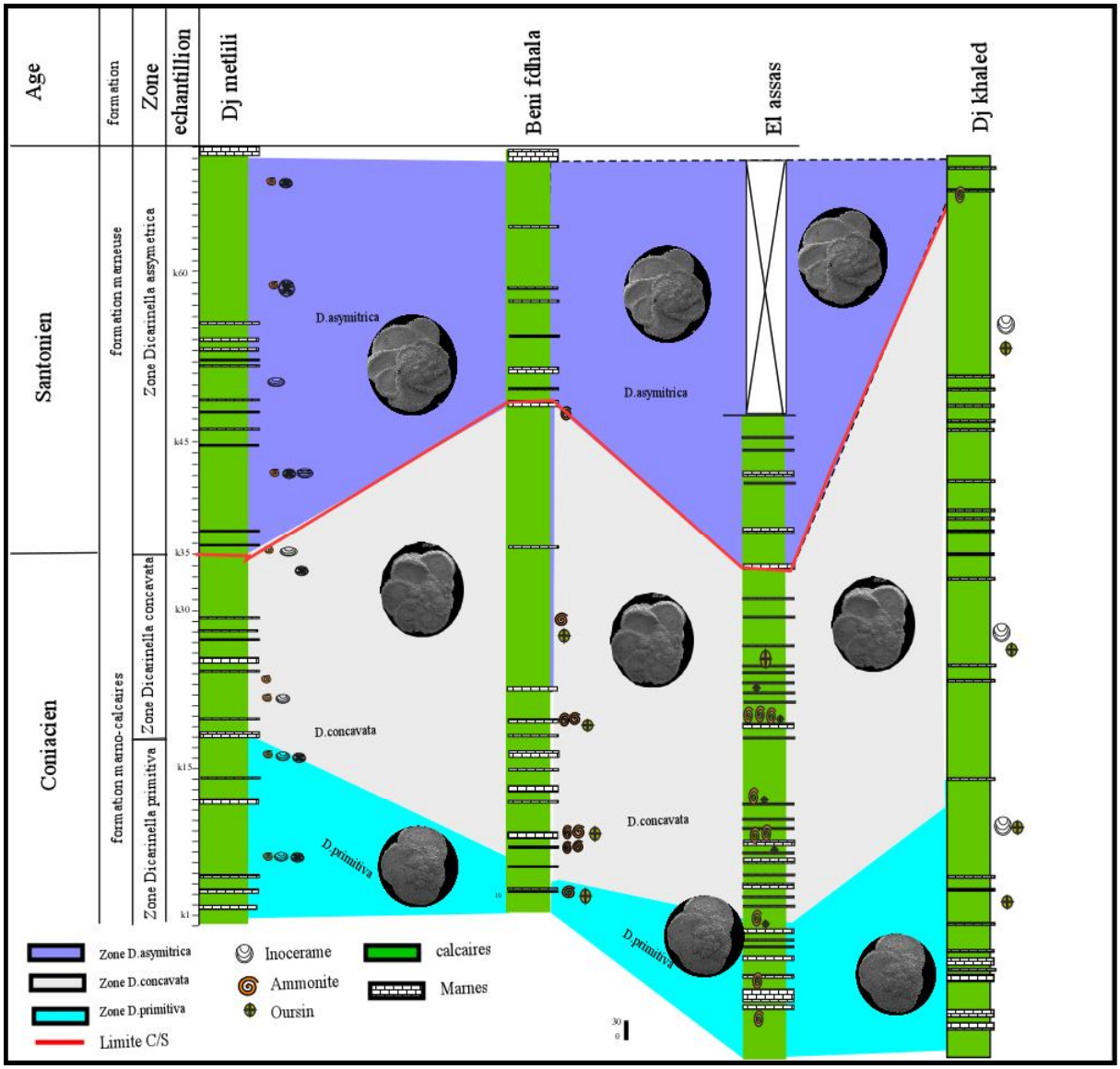


Figure17:Corrélation biostratigraphique des coupes étudiées de Coniacien-Santonien

Conclusion :

L'étude biostratigraphique des foraminifères planctonique de l'intervalle Coniacien - Santonien des Aurès. nous à donnée une biozonation subdivisé en trois zones.

Dans cette biozonation, on retient, pour la première fois en Algérie, la conception de la Zone à *Dicarinella primitive* pour marquer le Coniacien inférieur, la zone à *Dicarinella concavata* pour indiquer la partie moyenne et supérieure du Coniacien et la zone à *Dicarinella Asymetrica* pour définir le Santonien inférieur. La limite Coniacien- Santonien à été marquées par la présence de espèces index et confirmée par la présence de *Texanite.*

CHAPITREIII

SÉDIMENTOLOGIE ET MILIEUX DE DÉPÔTS

1-Introduction

On retrouve de nombreuses plateformes calcaires à travers le monde et leur étude est généralement assez approfondie. Les modèles et les analyses sédimentologiques sont donc nombreux et offrent de nombreuses informations sur les environnements présents dans les Aurès, ce qui permet de les comparer avec notre matériel spécifique.

Dans notre étude, nous avons élaboré des descriptions des faciès en utilisant des observations microscopiques (structures sédimentaires, texture, quantité relative, état de conservation, orientation, distribution et classement des composants, et ainsi de suite). Dans certaines situations, les microfaciès sont séparées en plusieurs pôles qui présentent un continuum entre eux et dont l'individualité est trop faible pour former un microfaciès donné. Les lithofaciès et les microfaciès sont caractérisés par une classification texturale basée sur les travaux de Dunham (1970) et d'Embry & Klovan (1972). Une comparaison est également possible avec les modèles de plateformes carbonatées traditionnelles (principalement les « Microfaciès Standard » (SMF) selon Wilson (1975) et Flügel (1972).

II-Microfaciès et associations de faciès

II.1.1- Les microfaciès sédimentaires

Selon la définition, le faciès sédimentaire englobe tous les éléments macroscopiques spécifiques au sédiment, tels que la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et les traces fossiles, qui peuvent être observés en macroscopie. Le microfaciès complète ces informations, englobant tous les éléments sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces (Flügel, 1982). Ainsi, les lames minces facilitent une meilleure identification du contenu fossilifère et des caractéristiques diagénétiques des faciès. Une interprétation précise des milieux de dépôts est ainsi possible.

Il est classique de diviser les environnements de plateforme en trois zones verticales, subtidale, intertidale et supratidale, reposant sur le coefficient d’exondation (qui est très souvent méconnu).

C'est ainsi qu'une seule zone est individualisée au-dessous du niveau des basses mers, une autre est offerte par la zonation par rapport à la ligne de rivage « shore ».

Enfin, selon les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1961), la zonation bionomique, basée sur l'écartement vertical des peuplements benthiques marins, permet une division plus précise en cinq zones pour un seul domaine phytal. Tous les mots employés sont exposés (Figure18).

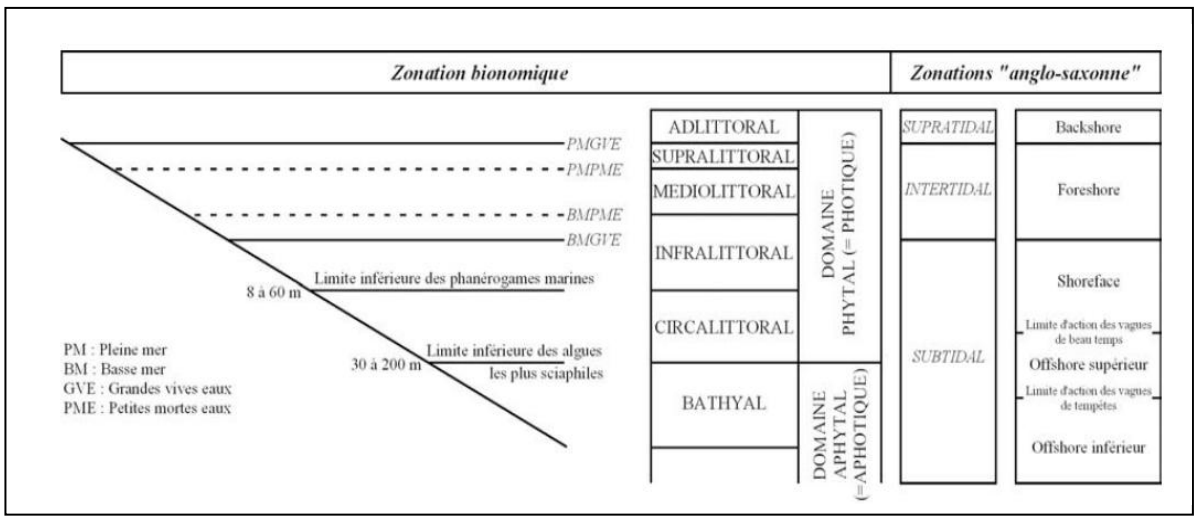


Figure 18 : Zone verticale des eaux marines (Pères, 1961). La zonation est principalement influencée par l'éclairage et l'exondation. Associée au découpage anglo-saxon basé sur le coefficient d'exondation.

III. Description microfaciologique:

La description des microfaciès a été faite des plus faibles profondeurs jusqu'aux profondeurs moyennes à fortes.

III.1-Rampe proximale

Les caractéristiques faciologiques incluses dans ce modèle de rampe inférieure sont principalement présentes dans les coupes d'El Kantara et Beni Fdhala, qui correspondent à la formation inférieure (Marno-calcaire) de ces coupes (MU1, MU2 et BM1,BM2).

Microfaciès MF1 :Grainstone à Oolithes .

Description:(Planche6)

Ce faciès est un Oo-sparite à rares bioclastes. Les éléments figurés constituent environ 50-60 % du volume total du microfaciès .leurs tailles est comprise entre (0,2 à 0,6 mm). La texture est grainstone et le classement des grains est très bon.

Les éléments non squelettiques sont représentés par des oolithes à mince cortex concentrique fibro-radiaire dont le nucléus est généralement forme de foraminifères benthiques, planctoniques ou de gastropodes ou encore par des bioclastes. Les bioclastes sont le plus abondant avec les foraminifères benthiques (Milioles) ,inocérâmes, bryozoaires . Ces corpuscules sont souvent micritisés et parfois transformé en pélletoides, des échinodermes, des gastropodes et des ostracodes.

Le ciment est sparitique. Par endroit ,micro-sparitique. La compaction et la dissolution sont matérialiseés par une stylolitisation type colonnaire.

Interprétation :

Ce faciès affleure uniquement dans la coupe de « El Assas » . Il correspond aux niveaux de calcaires bioclastiques beiges. Ces calcaires sont intercalé de marnes argileuses. Il semble que la texture de la grainstone avec des débris grossiers témoigne d'une sédimentation dans un environnement relativement agité ou sur une pente. La présence d'organismes provenant d'un milieu ouvert (Crinoïdes, bryozoaires...). implique une position distale.Ce faciès est interprété comme un sable bioclastique qui forme probablement des (Patche réef) isolé qui sont localisé au milieu de la rampe médiane.

Les oolithes sont des éléments figurés non squelettiques. Ils sont formés plutôt en milieu marin très peu profond agité. Elles restent en suspension permanente, tandis que les couches formant le cortex se mettent en place ; lorsqu'elles deviennent trop lourdes, elles se déposent sur le fond marin et se sédimentent.

Les stylolithes sédimentaires se forment en parallèle avec la stratification, ce qui est lié au processus de compaction.

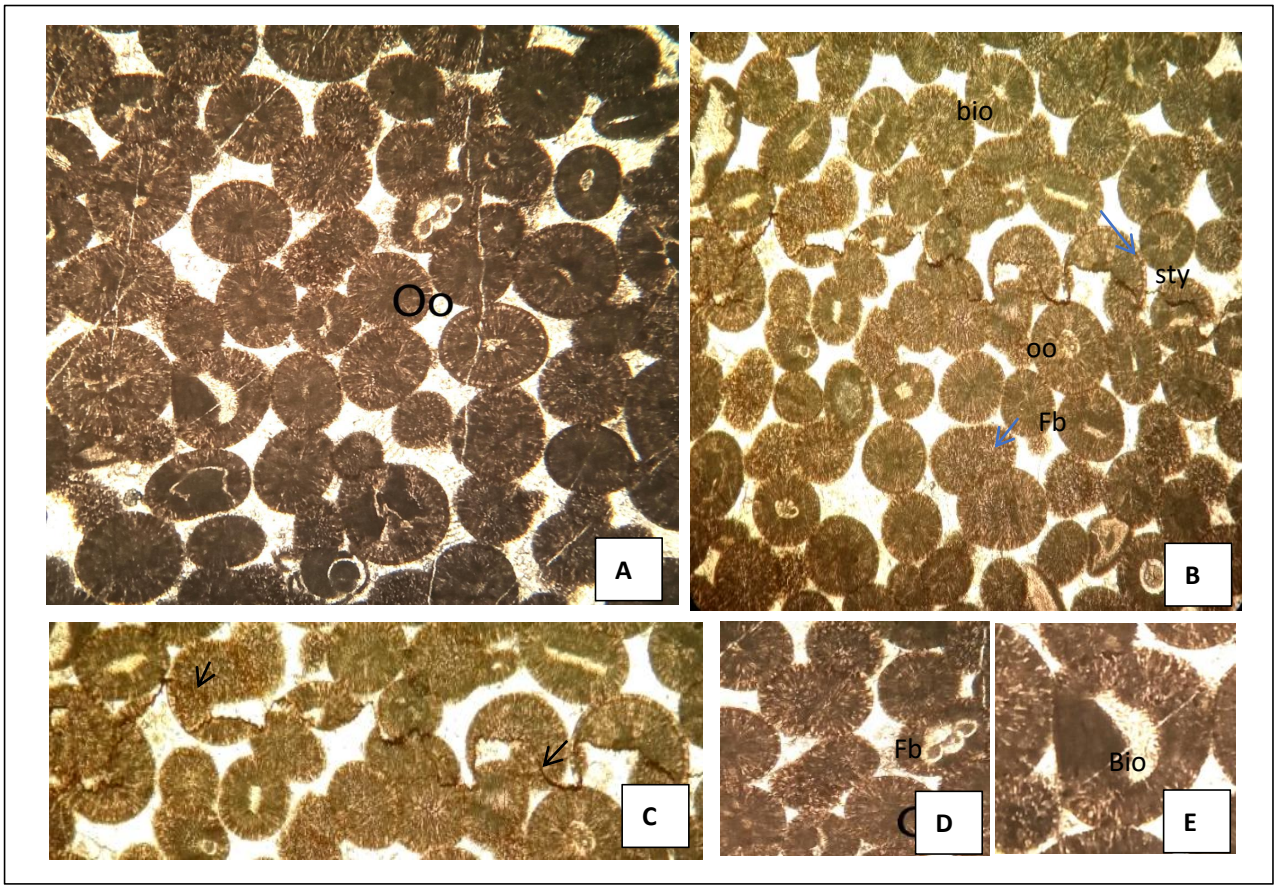


Planche6 : MicrofacièsMF1:Grainstone à Oolithes: Oolithe à structure fibroradiée (**A**) provoquée par un phénomène diagénétique secondaire de transformation aragonite=>calcite: la cristallisation des prismes de calcite se fait en position radiaire. Noter que la structure concentrique est toujours visible. B.D.E) Oolithe a nucléus varier (C) Stylolitisation type up peak

-Microfaciès MF2 :Grainstones à pélletoides et algues

Déscription :(Planche7)

Il s'agit d'une texture grainstone. Le classement des éléments figurées est moyen à bon. La taille est moyenne de 0,5 à 1 mm de forme arrondi. Les éléments les plus abondants sont les algues vertes de type *Salpingoporella, Balkhania balkhanica Mamontova.* les foraminifères benthiques (Textularia et Milioles), les Échinodermes ,les Pelletoides et les Bryozoaires. Le

ciment est sparitique. Les éléments figurés correspondent à une micritisation intense de quelques éléments ou elle a effacé complètement les structures internes des débris.

Interprétation:

Ce faciès est interprété comme un sable bioclastique.Le milieu de sédimentation correspond au milieu infratidal peu profond, agité. La présence de pélletoides, de fragments d'échinodermes, d'algues apparemment roules et usés avec des enveloppes micritiques plus ou moins épaisses, témoignent que les sédiments sont restés longtemps en surfaces d'eau sédiments.

Microfaciès MF3: Grainstones à péllètes et lamellibranches

Description:

Il s'agit d'un Bio-pel-sparite à lamellibranches et échinodermes .La texture est packstone à grainstone. Les éléments figurés occupent presque 70 % du volume totale du microfaciès. Ils sont représentées par des bioclastes, débris inocérames, des pellèts, débris d'échinodermes, algues vertes ; la taille des éléments figurées varie avec une classement moyenne et modéré

Interprétation :

Le taux élevé de fragmentation des bioclastes témoigne d'un état d'énergie élevé, ce qui permet de détruire les tests d'organismes. Dans le système sédimentaire des Aurès, on a souvent interprété les grainstones bioclastiques, qui ont une grande diversité faunistique et sont mal triés, comme des dépôts de sables bioclastiques provenant du démantèlement de ces récifs.Selon toutes ces recherches, ces formes sont considérées comme étant extrêmement hydrodynamiques, toujours exposées aux vagues de beau temps .

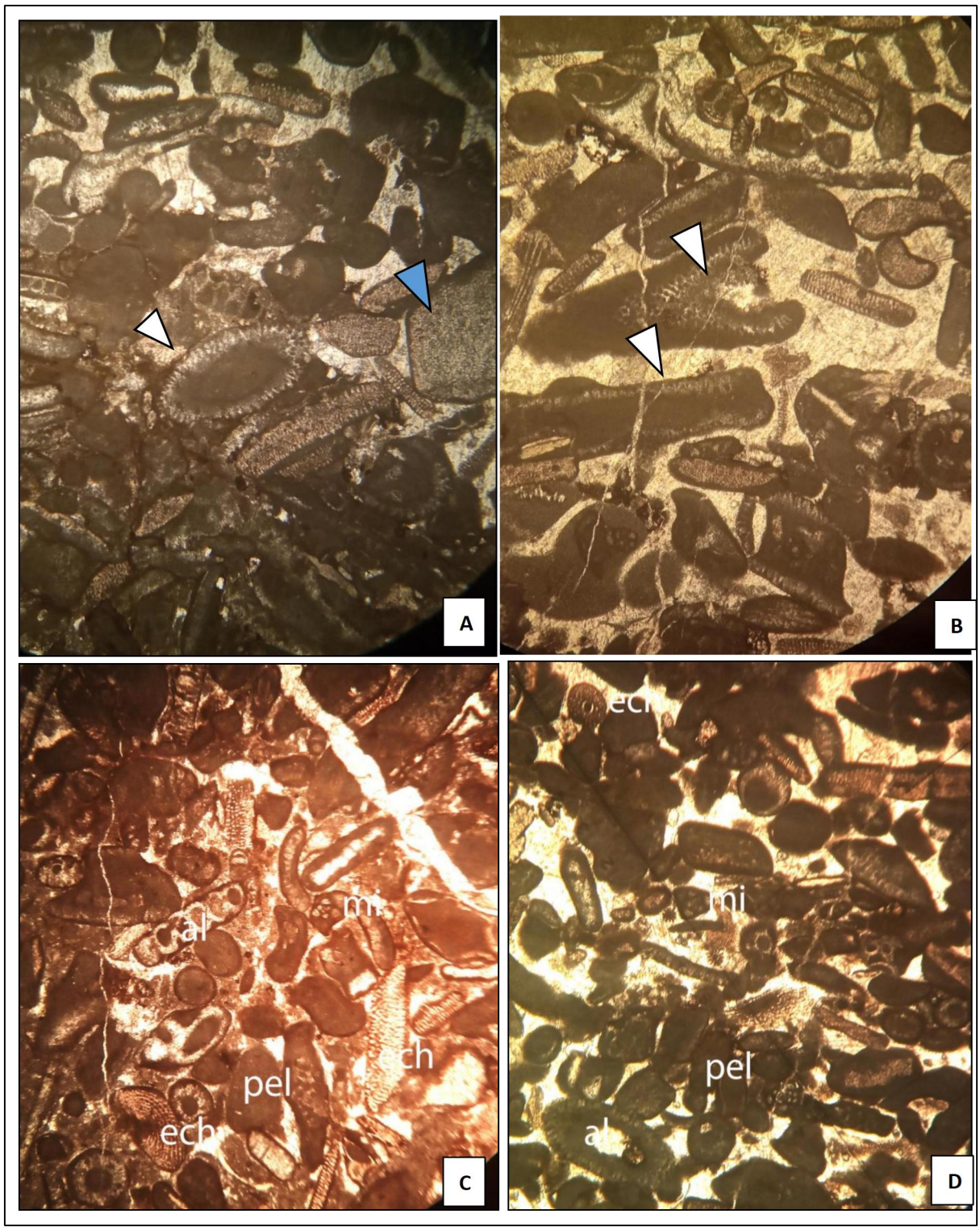


Planche7:*Microfaciès MF2 :Grainstones à pélletoides et algues;1cm*A.B) flèches blancs les algues verts,flèche bleu débris d'échinodermes .C.D) alg,Algues ,pel;Pelletes, ech;Echinodermes, mi;Milioles

III.2- Rampe médiane:

Les faciès de rampe médiane se retrouvent dans les coupes de El Kantara formation supérieure (Marneuse unité MU3,MU4), coupe de Beni Fdhala (Les unités supérieur à dominante marneuse (Unité BU3,BU4) et dans la partie inférieure de la coupe d'El Assas (Unité ASU1)

Microfaciès MF4RM :Wackstone à algues et oncoïdes.

Description :(Planche8,9)

Il s'agit d'un biomicrite à algues .Les éléments figurées occupent 30% à 40 % du volume totales de microfaciès.Le classement est modéré .les éléments figurés représentées sont essentiellement des algues. Les algues observées sont des (*Dasycladales*) et *spongiostromate* (oncoïdes) et des algues de type Codiacée *(Sphaerocodium, Terquemella div. sp. Ortonella,Pithonella)*,Très nombreuses, elles se manifestent sous la forme d'encroûtements ou de « pelotes » arrondies dispersées dans le sédiment ou encore sous la forme d'oncoïdes. La texture est de type wackstone à packstone.Dans certains endroits du microfaciès, la phase de liaison correspond à une matrice mixte à microsparitique.

Les bioclastes sont représentés essentiellement par des radioles d'échinodermes, des fragments de gastropodes, des fragments d'inocerames et de quelques foraminifères benthiques tels que (Les textularides et les milioles). la plus par des biocalste sont affectes par une micritisation.on observe aussi la perforation de débris des huîtres . Ce microfaciès est intensément bioturbé.

Interprétation :

Cette description correspond très vraisemblablement à la zone infratidale moyenne. Le faible état de fragmentation des bioclastes en dépit de leur fragilité (algues), indique un court transport.

Les oncoïdes sont des algues qui se forment principalement dans des environnements peu profonds (Tucker & Wright, 1990), et peuvent être émergées ou non. Il semble que l'absence de structure de dessiccation suggère que le milieu est constamment infratidal.

La texture principalement de type wackestone à packstone met en évidence la faible agitation. Effectivement, la croissance des oncoïdes, en particulier les plus fréquents, requiert une agitation adéquate pour favoriser un retournement, mais cette agitation ne doit pas être excessive.

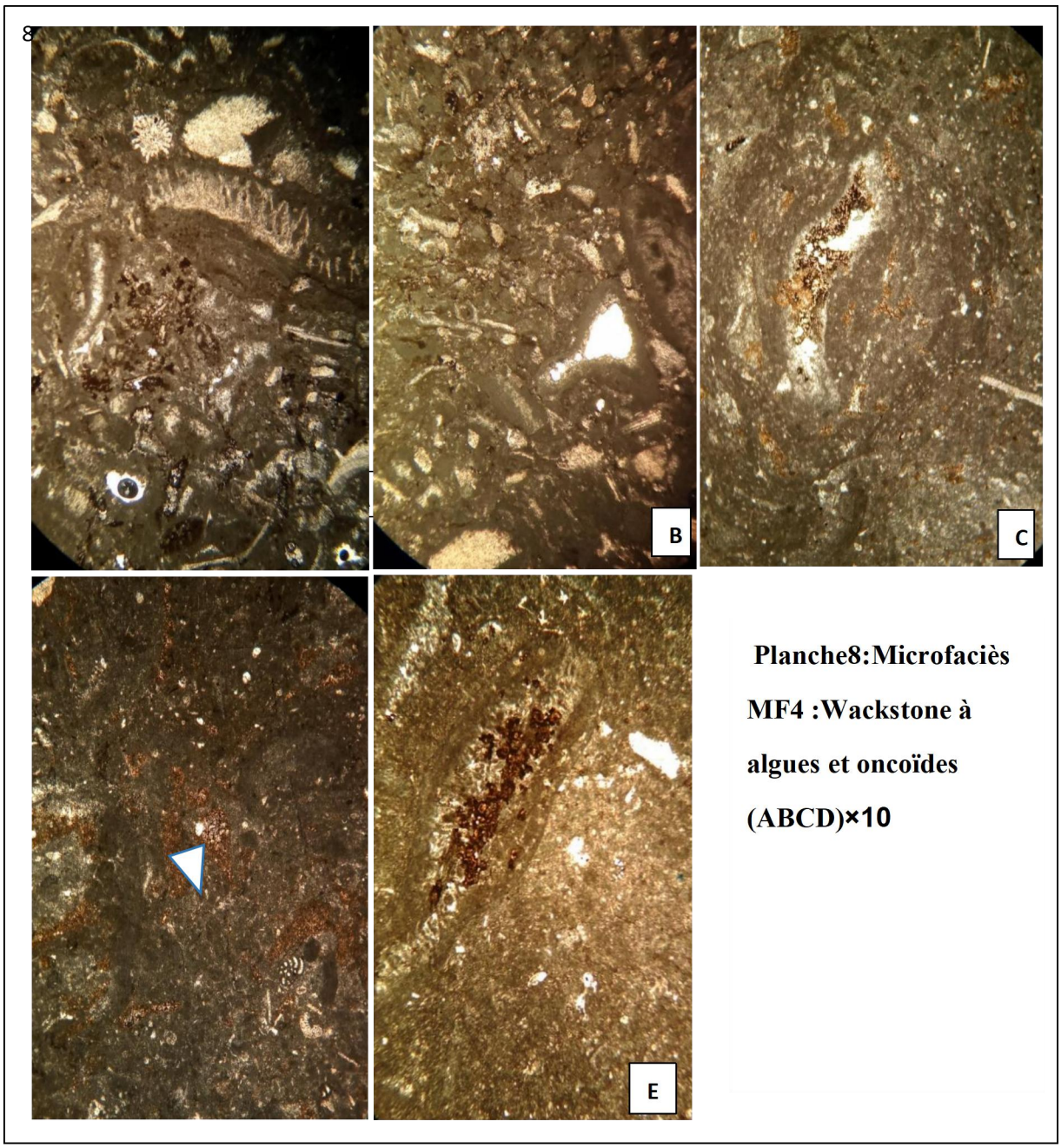


Planche8:Microfaciès MF4 :Wackstone à algues et oncoïdes (ABCD)×10

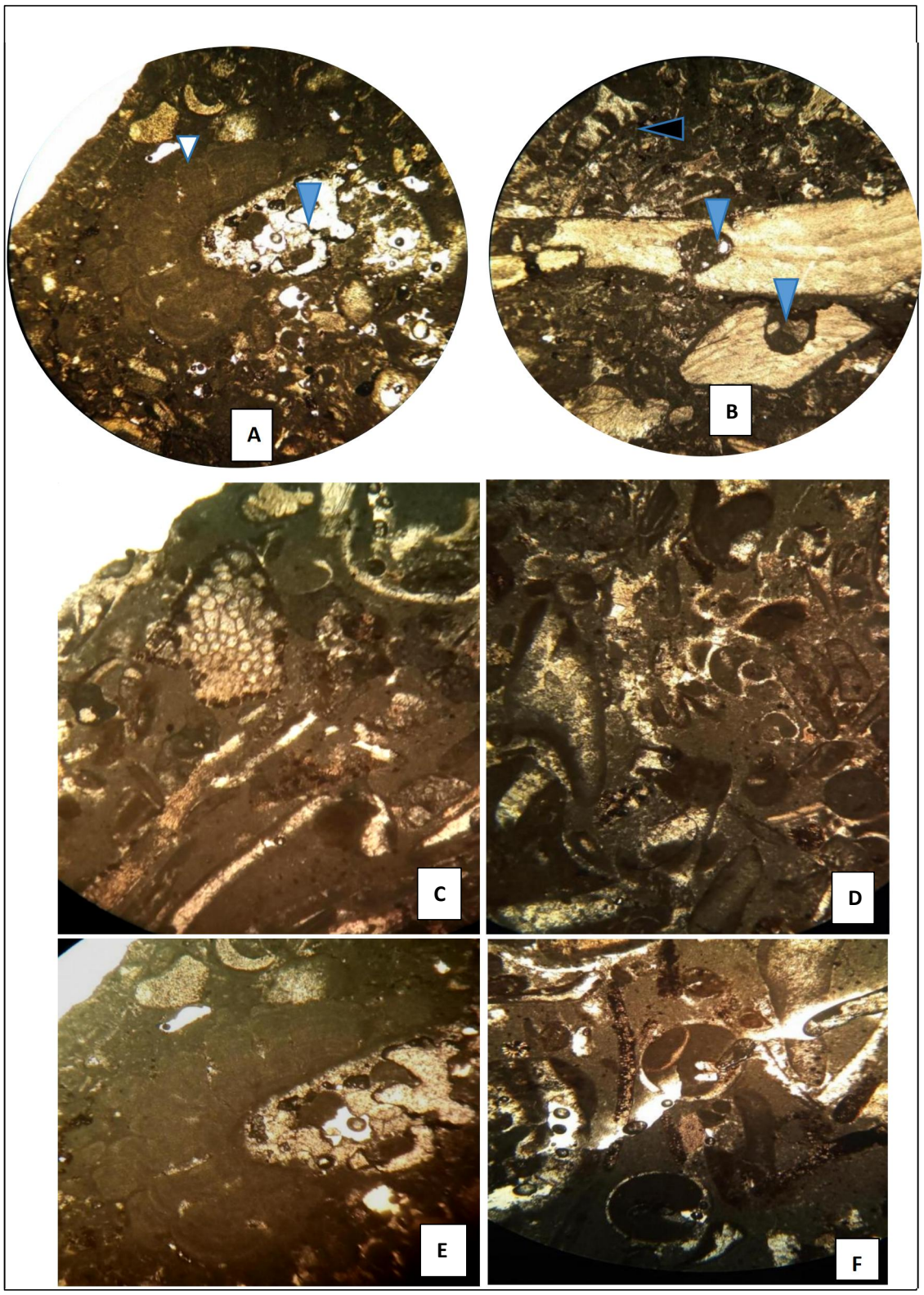


Planche9 :Microfaciès MF4RIPP :Wackstone à algues et oncoïdes.A,E)encroûtement algaire flèche bleu)sur un débris de bioclastes avec une dissolution (flèche blanc),B)Bioérosion;perforation d'une débris d'huîtres.CDF) Micritisatition des bioclastes.

Microfaciès MF5 : Wackstone a Pithonella et Dasycladacé.

Description:(Planche10)

Il s'agit d'un biomicrite plus de50% des éléments figurés représentés par des bioclastes avec des algues vertes (*Dasycladacés, Pithonella*) des calcisicphères , débris d'oursins, débris de gastropodes avec des foraminifères benthiques .La texture est wackstone . Le classement est moyen à faible,

Les débris sont très fragmentés (comme les gastéropodes brisés et les débris d'oursins), de taille moyenne, principalement orientés selon la stratification, mais peuvent parfois présenter des orientations variées.Cette caractéristique semble principalement associée à la bioturbation.

Interpretation:

Les pithonellides sont des organismes thermophiles plantés qui habitent les eaux de surface et sont associés à des carbonates de grains fins qui ont été déposés dans des étagères dans des environnements bassins. Par conséquent, la distribution de ces fossiles était contrôlée par des facteurs latitudinaux et environnementaux. (Dias-Brito, 2000).

Cette description correspond très vraisemblablement à la zone infratidale moyenne profond par rapport au microfaciès précédent .

Microfaciès MF6 :Packstone à Bryozoaires et débris de rudistes

Description:(Planche11)

Il s'agit d'un biomicrite à bryozoaire. Les éléments figurés occupent 30 à 40% du volume total du microfaciès. Le classement est mauvais. Ce microfaciès est caractérisé par la présence en quantité relativement importante de Bryozoaires , de débris d'échinodermes de débris de Lamellibranches , des rudistes, des foraminifères planctoniques (*Whithenella*) et les Foraminifères benthiques (Textularia et milioles) sont rares.Aussi en observe la présence de pelletés fécales dans une texture différente due à une bioturbation.

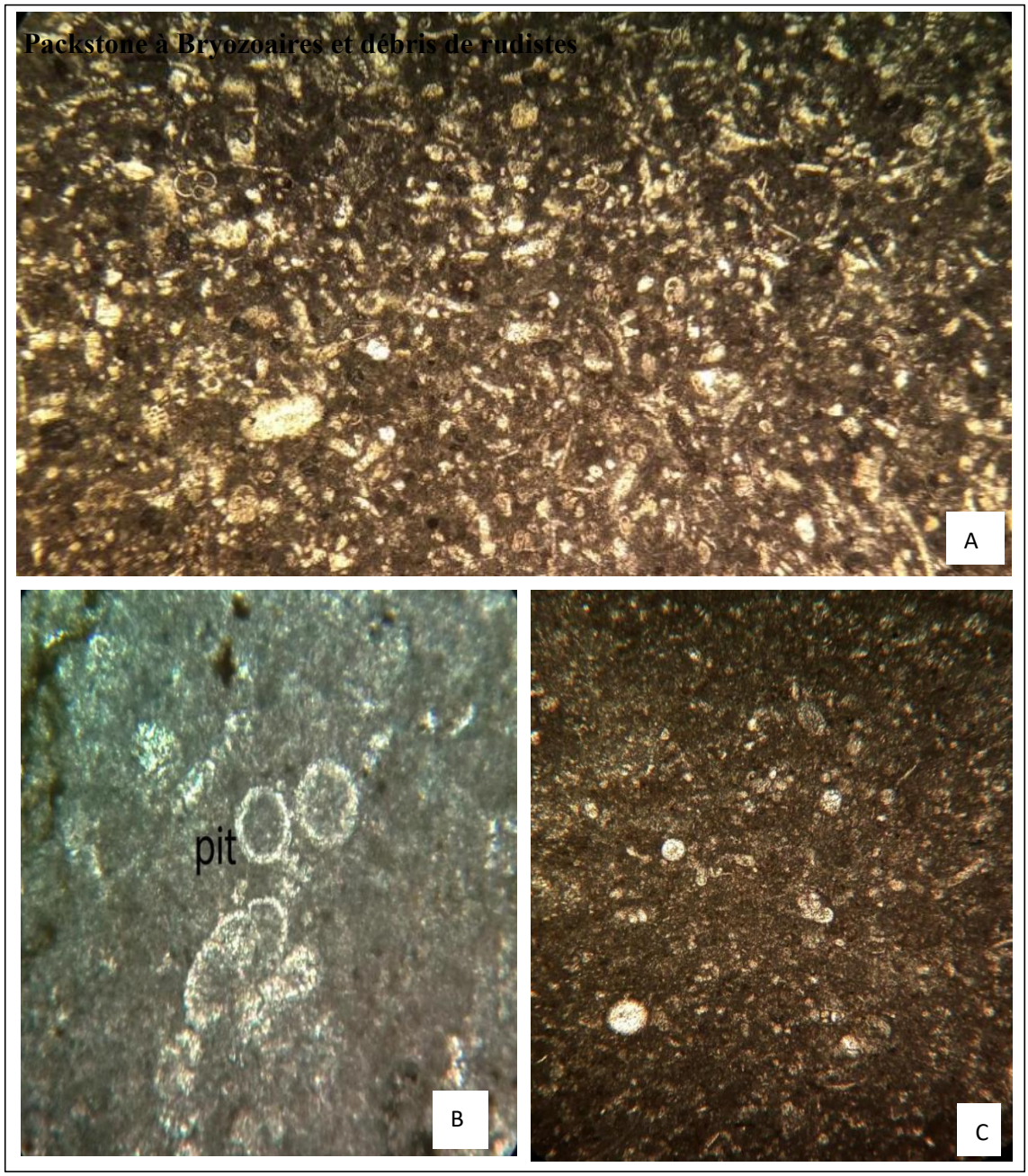


Planche10:Microfaciès MF5 : Wackstone a Pithonella et Dasycladacé(A,Bx4),(C;x10) **packstone a biomicrite tres riche en algues,Textularia,Milioles, foraminifères globuleux.B)Pithonella,C) Calcisphères.**

La plupart des corpuscules sont fragmentés, présentant des fragments de tailles allant de 0,2 mm à 1 millimètre. En général, les Crinoïdes sont touchés par la "pitting". Les gastéropodes sont très bien conservés ou très brisés.

Quand ils sont complets, la matrice qui se trouve au sein de leur coquille peut être semblable au sédiment encaissant ou être plus foncée. Certains de ces gastéropodes présentent une structure géopète qui peut parfois ne pas correspondre à l'orientation de la stratification. Le géopète ou (Ombrella) se compose d'une matrice micritique sombre d'une part et d'une sparite équigranulaire d'autre part. Comme les gastéropodes, les spicules des'épongiaires et les ostracodes complets peuvent avoir un sédiment interne distinct du sédiment encaissant

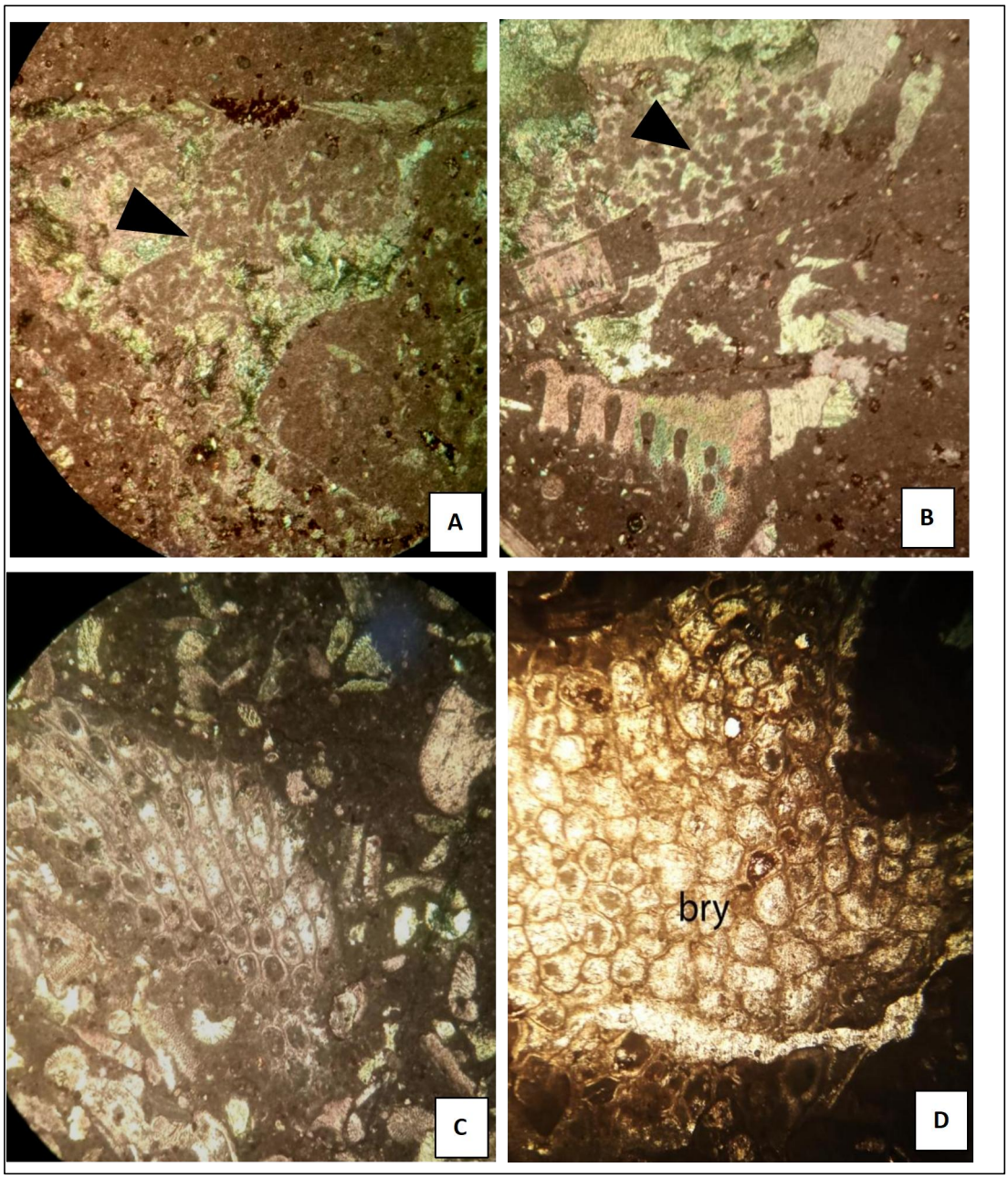


Planche11:Microfaciès MF6 (Packstone a Bryozoaires et débris de rudistes);A.B) pélletes fécales(bioturbation).CD)débris de bryozoaires.

Interprétation :

L'ensemble des caractéristiques de ce microfaciès correspond à un milieu infratidal.

La plupart des corpuscules tels que (foraminifères planctoniques, crinoides) proviennent d'un milieu marin ouvert.

Les débris de rudistes pourraient désigner l'intensité de l'hydrodynamisme (courant de vagues) qui a pu transporter et briser ces bivalves et les autres allochèmes associés (échinodermes). la présence de micrite indique la brièveté du processus. Les rudistes sont issus probablement d'une construction ou ébauche de construction formant des patch-reefs proximaux qui n'ont pas pu ériger de vrais édifices. Cette tentative de bioconstruction est déjà signée par les deux petites récurrences à la base du membre médian marneux.

Microfaciès MF7 : Packstone à pélloïdes et débris d'huitres

Description:(Planche12)

Il s'agit d'un bio-pel-micrite ,la texture est de type wackstone-packstone à grainstone . La phase de liaison à ciment microsparitique à pelloïdes qui devient micritique.Au sein d'une même lame mince, la texture peut être très différente, allant des wackestones aux packstones jusqu'aux grainstones.

La texture grainstone peut être associée à des bioturbations, avec des traces de litage localement présentes, les pelloïdes sont très bien conservés, et la proportion de pelloïdes dans ce microfaciès peut varier (40-50%) par rapport aux autres corpuscules.

Les pelloïdes sont accompagnés de corpuscules principalement composés de débris d'huitres d'inocérâmes, de milioles et d'échinodermes. Des grains de phosphates, des ostracodes et des calcisphères sont également observés. Il y a aussi des foraminifères (*Nanicella*), des gastéropodes. En général, le classement est satisfaisant. Les corpuscules sont en bon état de conservation . les inocérames et les huîtres sont souvent endommagés.

Interprétation :

Les pelloïdes peuvent avoir différentes origines. Il est possible que l'origine d'un certain nombre de pelloïdes soit liée à la micritisation complète des corpuscules dans cette situation. Les « coatings » sont irréguliers en raison de la micritisation des corpuscules causée par l'action des micro-organismes. L'intensité de l'impact sur les crinoïdes, alors qu'ils y sont théoriquement moins sensibles (Flügel, 1982), suggère que le processus de « coating » s'est produit de manière très intense et qu'il aurait pu oblitérer le centre de corpuscules plus fragiles, ce qui aurait entraîné la formation de pélloïdes.

Il est probable que l'origine fécale soit également prise en considération pour leur formation. Les pelloïdes semblent être liés à des tapis algaires, mais leur position relativement distale semble exclure cette possibilité. Par ailleurs, le fait que le grainstone soit peu bioturbé remet en question l'idée d'une origine liée à la bioturbation. Certaines formations sont formées de débris déjà cimentés (il y a des formations de grainstone à clastes).

Ce microfaciès correspond au milieu infratidal peu profond, plus ou moins calme, envahi épisodiquement par les tempéstites. La présence de pélletoides et de fragments d'échinodermes, de bivalves et d'algues apparemment roulés et usés avec des enveloppes micritiques plus ou moins épaisses, témoigne d'un enfouissement très lent et d'une évolution assez longue de ce matériel bioclastique sous l'action des êtres vivants et peut-être de l'agitation du milieu.

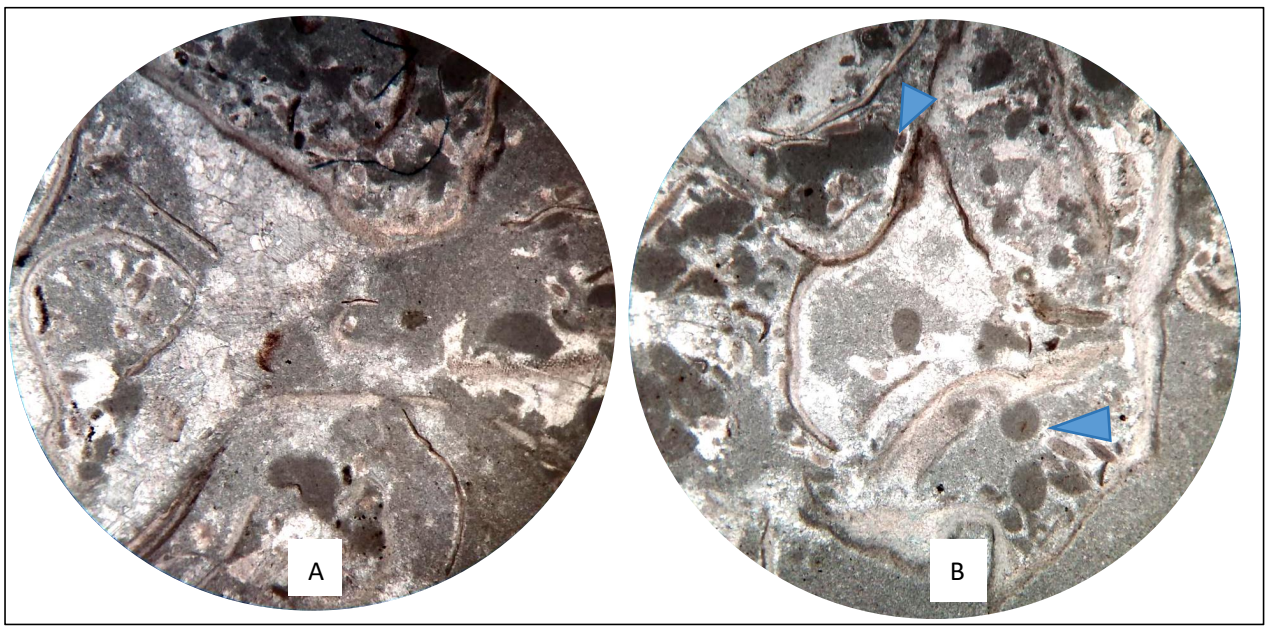


Planche12 :*Microfaciès MF7 : Packstone à pélloïdes et débris d'inocérames.AB)x4 A,B)accumulation des débris d' huîtres avec des pelletes B fléches bleu coating irrégulières des corpuscules.*

***Microfaciès MF8:Wackstones à annélides et entroques.*(Planche13)**

Il s'agit d'un biomicrite à textutes wackstone à packstone, les éléments figurées occupent environ de 30% du volume totale de microfaciès.Le classement est mauvais, les éléments figurés sont représentés par des bioclastes, des entroques anguleuses , des tubulures d'annélides en colonies et quelques spicules.

Interprétation :

La présence des annélides et d'entroques est classiquement associée à des environnements marins francs de plateforme externe (Arnaud-vanneau et arnaud 2004) .Il s'agit de dépôts situés au voisinage de fonds durcis, car l'essentiel des bioclastes provient de formes fixées. Dans le cas présent, la forte proportion de boue tendrait à indiquer un hydrodynamisme faible. Les entroques pourraient alors résulter d'apports externes.

Microfaciès MF9 :Wackestones à foraminifères planctoniques.

Déscription :

Il s'agit d'un biomicrite. La texture est wackstone. Les éléments figurés constituent environ 20-25 % du volume total du microfaciès, Leur taille varie de 0,1 a 0,5 mm Ils sont représentés par des foraminifères planctoniques : *Globigerines* et *Whithenella,* rare *Héterohelix* .

Les autres bioclastes sont représentés par des débris d'échinodermes ,des débris d'ostracodes, d'huîtres, spicules des spongiaires et de débris de rudistes.

Au sein de ce microfaciès, on observe une diversification de textures de wackstone à packstone- grainstone. Cette diversification est due à la bioturbation et des mouvements des organismes .

Interprétation :

Ce microfaciès correspond à un environnement infratidal plus ou moins profond, exposé aux échanges avec la mer ouverte comme 1'indique la présence de foraminifères planctoniques. La

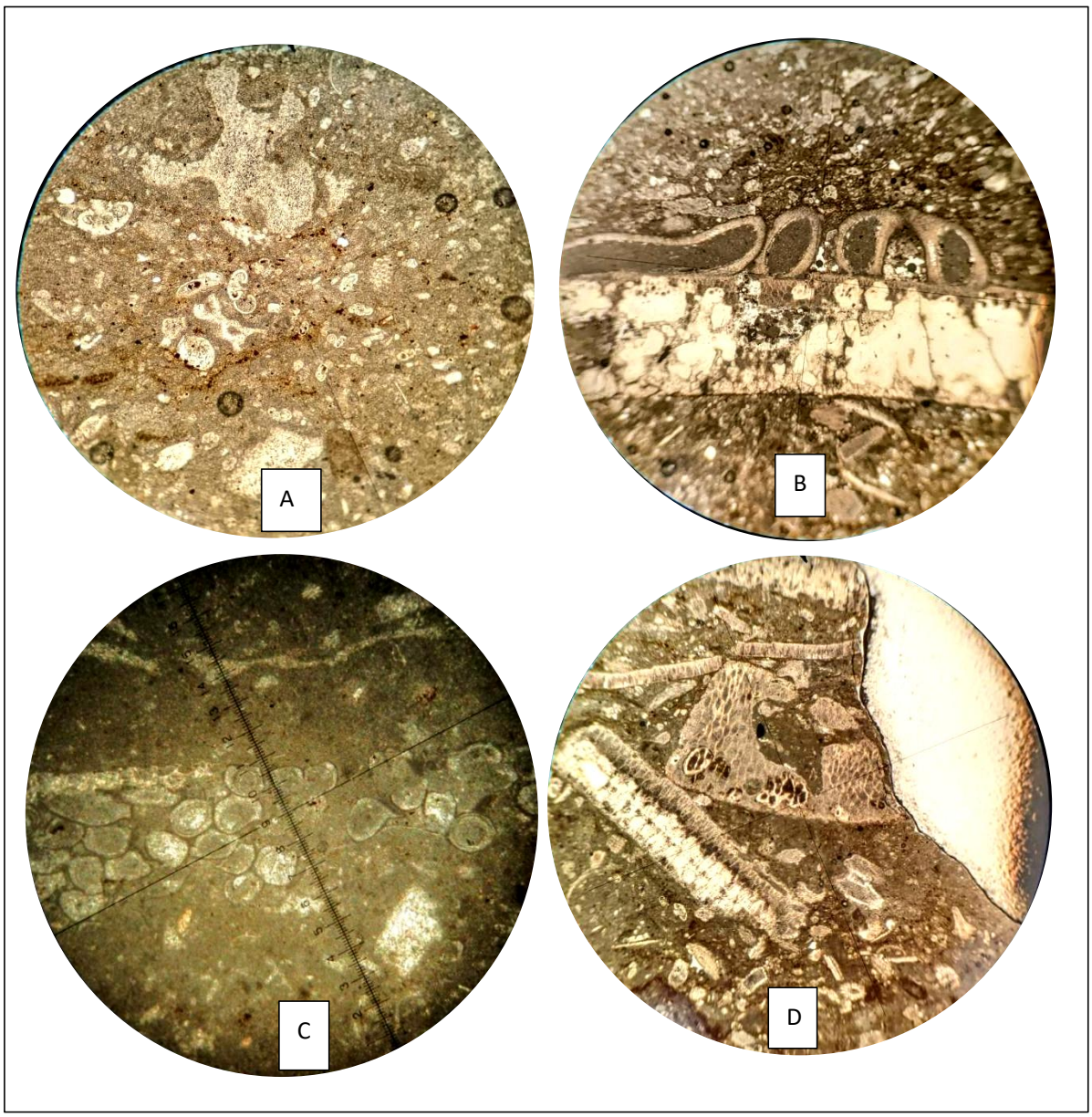


Planche13:*Microfaciès MF8:Wackstones à annélides et entroques. ((Ax10)(BCDx4);A)wackstone à foraminifères globuleux et ophuirides .B,C) des annélides.D)débris d'inocérames avec débris d'échinodermes affecter par une bioérosion*

rareté des échinodermes et la présence de spicules d'éponges mélangés aux débris de rudistes indiquent peut-être une position de transition entre les faciès abrités et les bioconstructions à rudistes placées plus haut.

Microfaciès MF10 :Wackestone à foraminifères planctoniques et d'échinodermes

Déscription :(Planche14)

Il s'agit d'un biomicrite à foraminifères planctoniques et échinodermes . La texture varie de wackestone à packstone. Le classement est mauvais. Les éléments figures constituent à peu près 50 % du volume. leur taille varie de 0,1 a 1 mm. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères planctoniques globuleux (Globigérines et Héterohelicides) et benthiques (Textulariides); on observe aussi des débris d'échinodermes (Ophiurides et Spatangoides), parfois micritisés, des fragments de bivalves (Huîtres,inocerames) de petite taille et peu micritises, ainsi que des fragments d'algues (Dasycladasé)généralement micritisés et usés dont la structure est rarement conservée. La matrice micritique comporte quelques calcisphères et des spicules traicines des spongiaires. La ferruginisation affecte en même temps la matrice et les bioclastes

Interprétation : La présence de crinoïdes, de bryozoaires et de brachiopodes indique un environnement ouvert. Le mauvais classement et la présence de corpuscules brisés indiquent un environnement plutôt calme et moyennement profond.

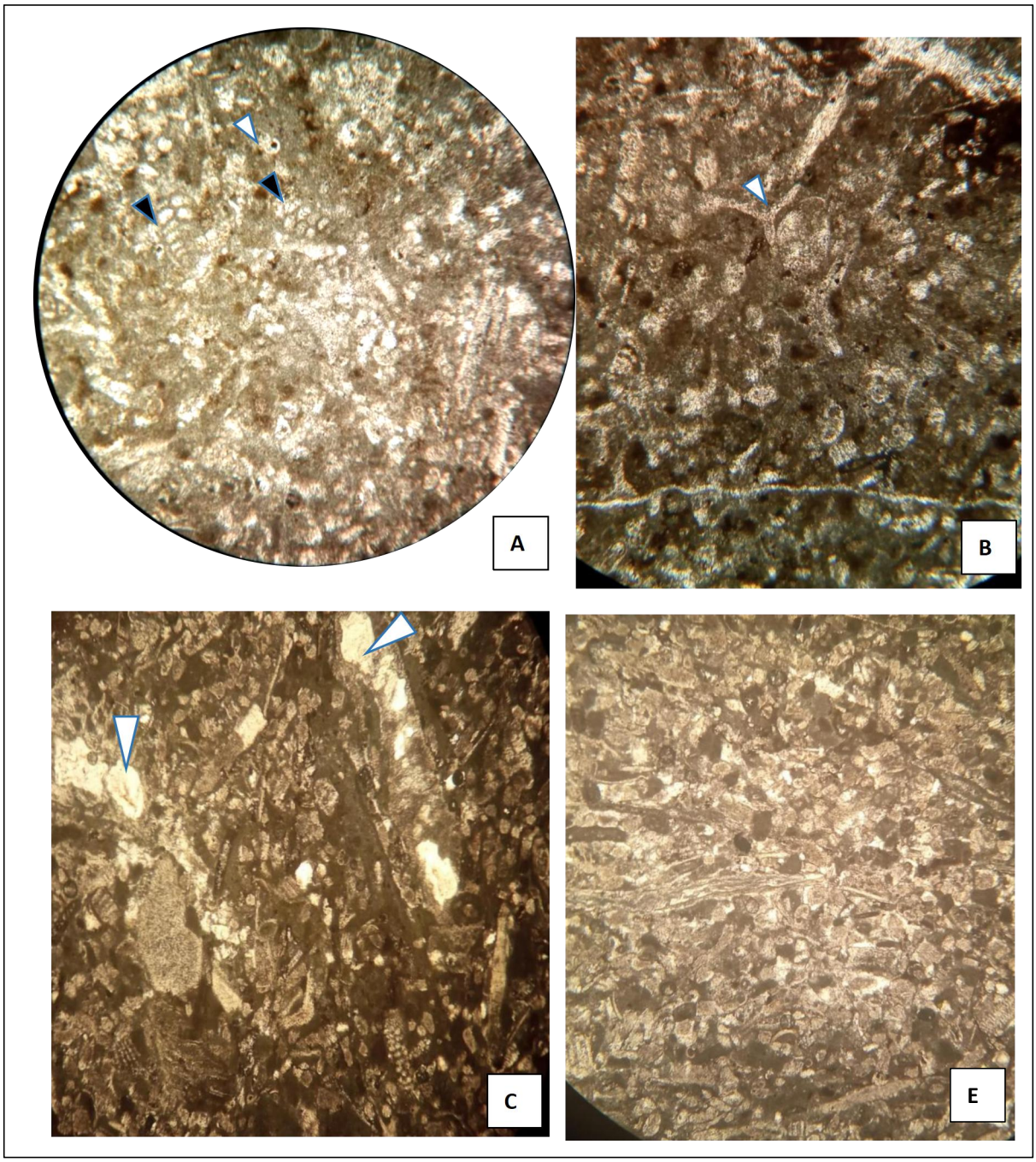


Planche14:Microfaciès MF10:*Wackestone à foraminifères planctoniques et d'échinodermes*(ABCDx4) A)wackstone à Globigérines (Flèche blanc) et Hétérohelicides (Flèche noire.B)spicules Triactine des spongiaires.C) débris dinocerames partiellement dissous (Fèche blanc).E)débris d'échinodermes et des bioclastes micritisées.

Microfaciès MF11 : Wackstones à échinodermes et glauconie

Déscription :(Planche15)

Il s'agit d'un bio-microsparitique à échinodermes et glauconie. Les éléments figurés représentent environ 30 - 40% de volume total. On distingue les foraminifères benthiques (Milioles),les algues, les débris des Ostracodes et les lithoclastes.

Le classement est moyen. Il s'agit d'une matrice microsparitique .la texture est généralement wackstone.

Les éléments non carbonatés sont représentés par des nodules millimétriques de glocaunie avec un pourcentage moyen.

Les phénomènes diagénétiques sont représentés par l'encroûtement alguaire de corpuscules avec une micritisation intense qui affecte la plupart des bioclastes. La perforation affecte les débris d'huitres et les serpules. La ferruginisation peu fréquente affecte quelques corpuscules.

Interprétation

L'association des bioclastes indique un milieu infratidal peu profond. La ferruginisation intense atteste que ce microfaciès correspond à une surface durcie.

La bioérosion attestent que les sédiments restent longtemps dans l'interface eau/sédiments avec sédimentation très lente.

La glauconie se trouve dans les profondeurs entre 50 et 500m et elle est abondante dans les environnements situés entre la plateforme moyenne et le talus dans des conditions de profondeur entre 50 et 300 m (Flügel, 2004) aussi ils qui est signalés comme transgressive.

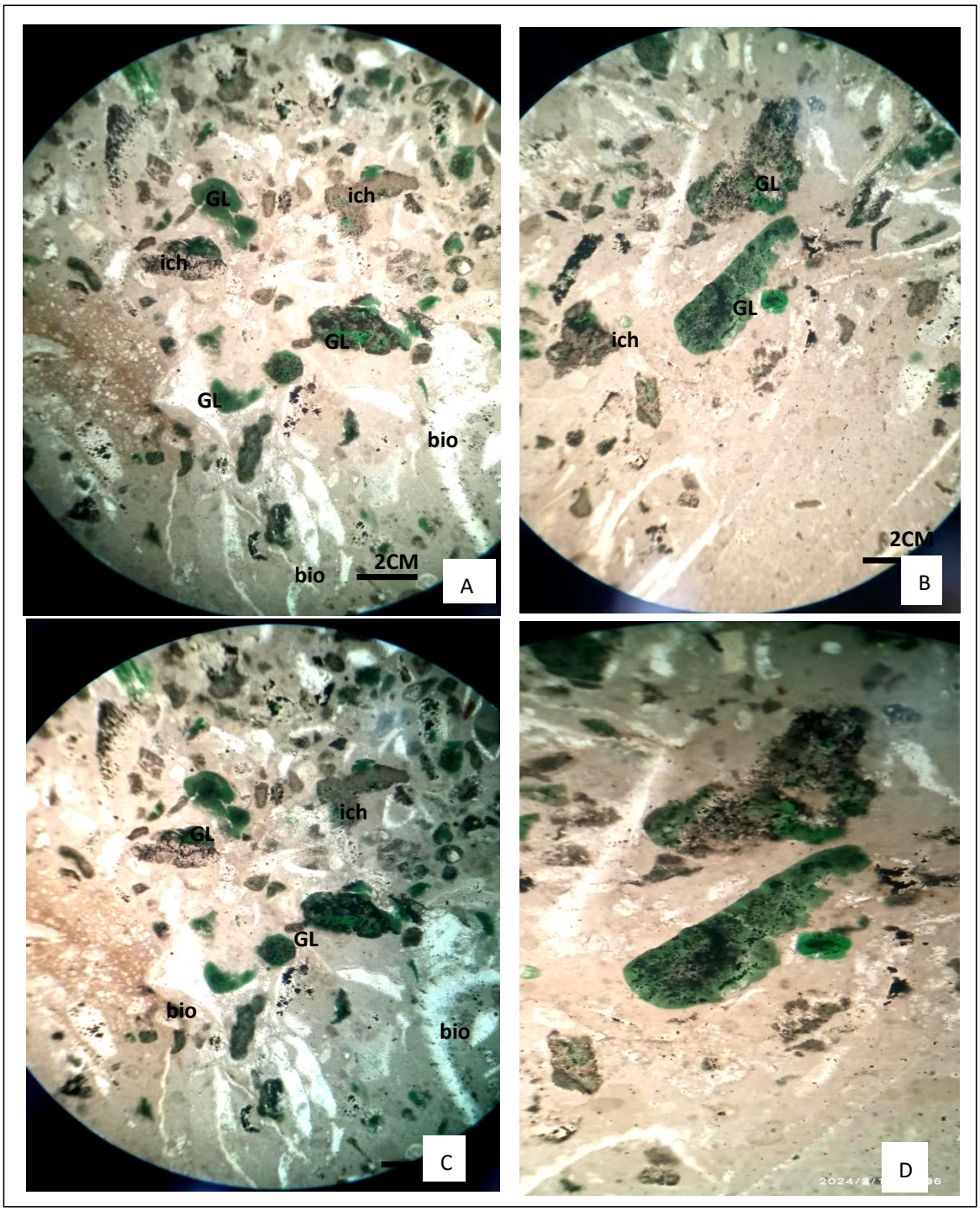


Planche15:Microfaciès MF11 : Wackstones à échinodermes et glauconie (ABCx4,Dx10)

Microfaciès MF12 :Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes **(Planche16).**

Il s'agit d'un biomcrite associée à une texture wackestone- mudstone. Les éléments figures occupent environ de 50% du volume total du microfaciès .Ces éléments sont caractérisés par des gastéropodes qui sont accompagnés, par ordre décroissant, de crinoïdes, de bryozoaires ,de ophiurides, de spicules et de lamellibranches.

Dans certaines lames, il peut également y avoir des algues . La plupart des corpuscules sont fragmentés, présentant des fragments de taille allant de 0,2 mm à 1 millimètre. En général, les crinoïdes sont touchés par le "pitting".

Les gastéropodes se conservent de manière variable, soit très bien conservés, soit très fragiles. Entiers, la matrice qui se trouve au sein de leur coquille peut être semblable au sédiment encaissant ou être plus foncée. Certains de ces gastéropodes présentent une structure géopète qui peut parfois échapper à l'orientation de la stratification. Le géopète est constitué d'une matrice micritique sombre d'une part et d'une sparite équigranulaire d'une autre part. Des niveaux peuvent se présenter localement avec des accumulations de coquilles (bioclastes, lamellibranches, gastéropodes brisés) qui protègent une cavité sous-jacente imprégnée de sparite. L'orientation des débris allongés (gastéropodes brisés, lamellibranches) est principalement basée sur la stratification, mais ils peuvent parfois avoir des orientations différentes. Ce trait paraît principalement associé à la bioturbation.

Le classement des corpuscules est moyen à mauvais .La porosité est représenté par une dissolution différentielle de quelques débris de gastropodes et des débris de lamellibranches.

La présence de bioturbations est fréquente. En général, elles sont de taille centimétrique, souvent horizontales ou orientées de toute manière. La concentration de corpuscules dans la plupart des bioturbations est supérieure à celle de la matrice et leur bordure est parfois marquée par des coquilles disposées de manière concentrique.

Interprétation :

On observe une prédominance de la sédimentation micritique dans ce micofaciès, avec une abondance de gastéropodes, et des passages fortement bioclastiques. On considère que les

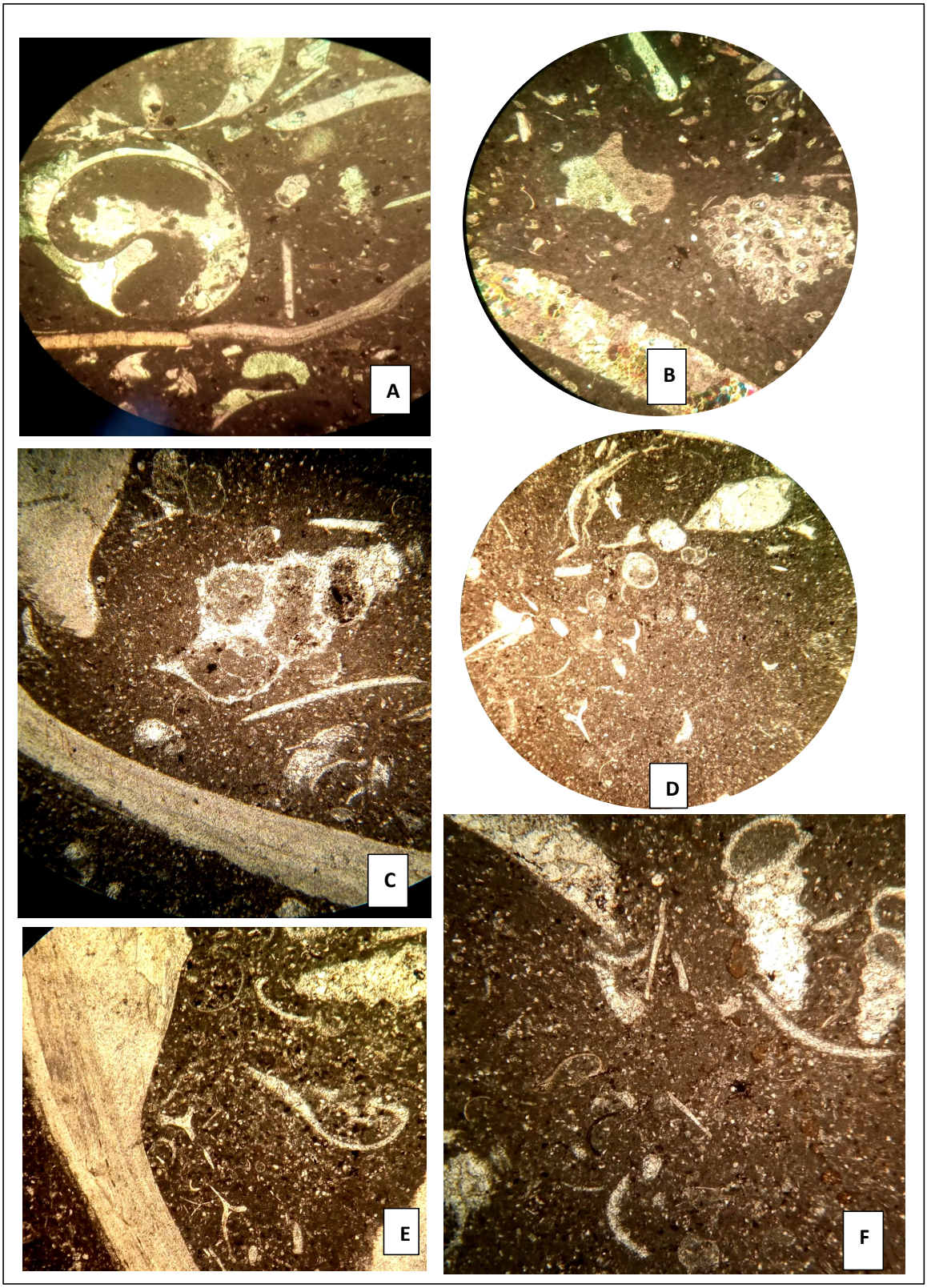


Planche 16:Microfaciès MF12 (Packstone à wackestone à gastéropodes et crinoïdes (A,B,C,D,E) x10;A,B) section de gastropode et ophiurides débris de bryozoaires et inocérames.CDE.

gastéropodes sont plutôt répandus. Toutefois, les autres structures présentes, comme les crinoïdes, les brachiopodes et les spicules, semblent témoigner d'un milieu ouvert. Il semblerait que l'absence d'algues suggère un dépôt sous la zone photique (les quelques algues présentes étant fortement altérés).

- L'état de conservation des corpuscules (sauf gastéropodes) est moyen, ce qui signifie qu'ils sont transportés, mais ces corpuscules ne sont pas triés, ce qui suggère une agitation relativement faible (comme l'indique aussi l'abondance de micrite). Le fait que des niveaux bioclastiques (lenticulaires ou non) avec un ciment de sparite granulaire sous-jacent soient fréquents serait associé à un dépôt de tissu tempéstitique.Le problème réside dans la présence d'un sédiment interne distinct de celui de la matrice dans les corpuscules à cavités des gastéropodes, ainsi que dans des structures géopètes qui ne correspondent pas à l'orientation de la stratification .Il est probablement dû à un changement de direction. En outre, les géopètes n'ont pas de ciment marin ; il s'agit uniquement de sparite équigranulaire en cristaux de grande taille. La présence de cimentation précoce n'est donc pas observée.

Il est possible que la formation de ces géopètes soit due à un dépôt interne de micrite sombre qui se serait fixé sans cimentation. Par la suite, dans le cadre d'un remaniement, les gastéropodes seraient réactivés et réimplantés. Il n'est pas nécessaire de faire une grande agitation pour le remaniement, car il ne s'agit pas de débris arrachés à un substrat lithifié. Il l'atteste la bonne conservation des gastéropodes et la préservation de ce sédiment interne. Il est possible que le remaniement se produise pendant les tempêtes. Le dépôt serait formé sous la zone d'action des vagues, dans la zone d'action des vagues de tempête. La formation de sédiments de fond indique un environnement relativement paisible, mais est interrompue par des phases de dépôt bioclastique tempéstitiques.

Microfaciès MF13 :Wackstone à foraminifères planctoniques, d'échinodermes et algues.

Description :

Il s'agit d'un biomicrite à texture wackestone. Les éléments figures constituent 20 % du volume total du microfaciès. Leur taille varie de 0,1 à 1 mm. L'association de ces éléments figurés montre un classement mauvais

Les corpuscules sont représentés par des foraminifères planctoniques (*Hétérohelicides* et *Withenella*) et benthiques (*Lenticulina,Textulariidés*).On y trouve aussi des débris d'échinodermes (Ophiurides) parfois micritisés,des lithoclastes, des fragments de bivalves (huitres, inocerames) arrondis et peu micritises, ainsi que des fragments d'algues (Dasycladales) généralement micritisés et useés dont la structure est rarement conservée. La matrice micritique comporte quelques calcispheres. La ferruginisation affecte en même temps la matrice et les bioclastes.

Interprétation :

Les caractéristiques de ce microfaciès indiquent un milieu infratidal externe ouvert,

III.3-Rampe distale:

Les faciès de rampe externe correspondent la formation supérieure de la coupe de El Assas (unité U2,U3)et la coupe de Yabous .

Microfaciès MF14 :Biomicrite wackstone à foraminifères planctoniques

Description:(Planche17)

Les éléments figurés occupent environ 40% de volume total du microfaciès, on distingue : foraminifères planctoniques (globuleuses) , de débris des huîtres, d'ostracodes et des foraminifères benthiques. le ciment est micritique . la texture est wackstone à packstone.

Interprétation:

C'est une zone circalitorale. Cette sédimentation est principalement composée d'ostracodes et de gastéropodes (pôle mudstone à ostracodes), interrompue par des passées fortement bioclastiques. La présence de corpuscules, crinoïdes et brachiopodes, semble témoigner d'un milieu d'origine ouvert.

Les phénomènes diagénétiques observés sont : la micritisation de quelques débris tel que des débris de bivalves .La dissolution et la recristallisation des débris, aussi le phénomène

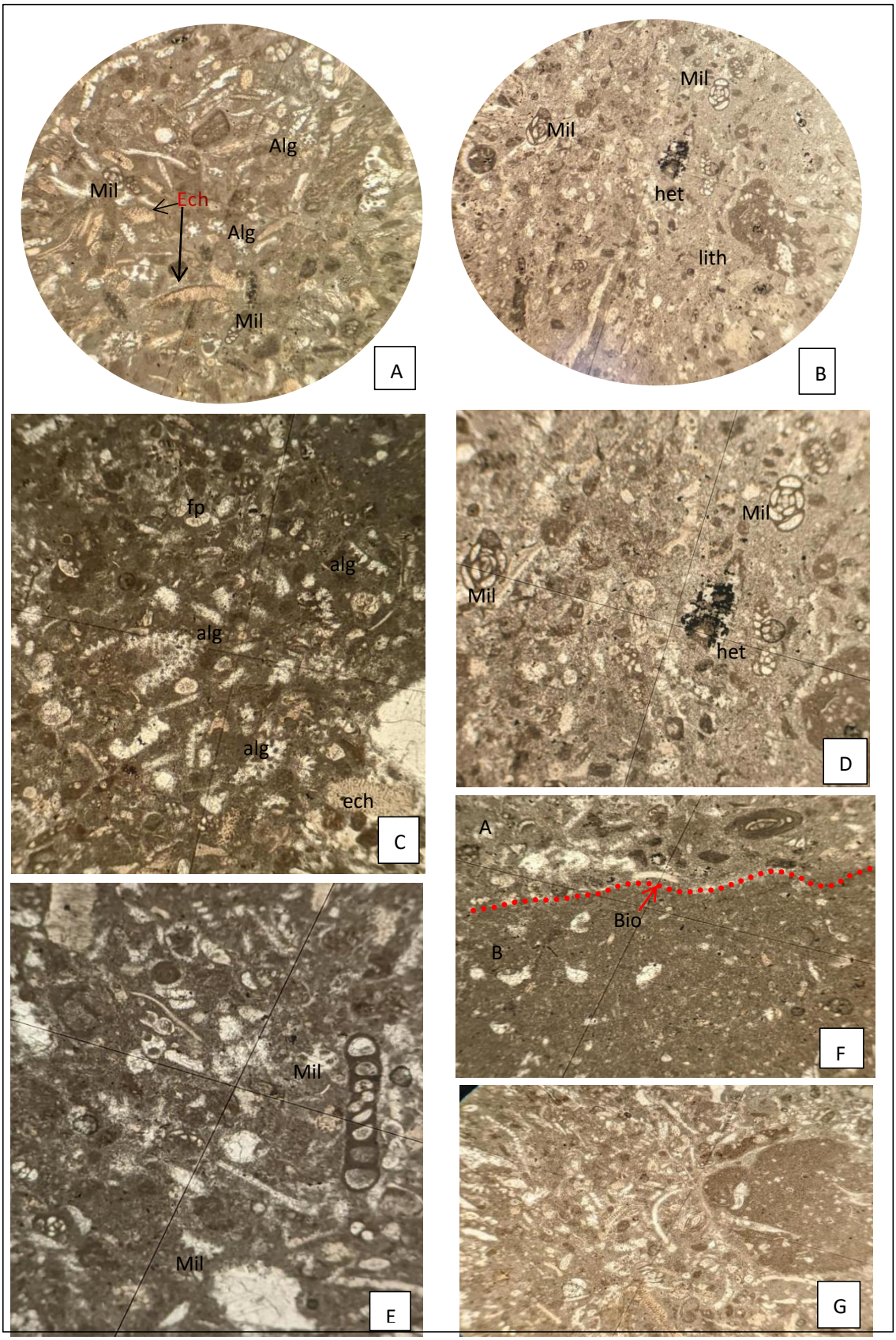


Planche17:*Microfaciès MF13 :Wackstone à foraminifères planctoniques, d'échinodermes et algues.*(ABCDx10)

tempêstetique qui est enregistré par les changements de la texture au sein du microfaciès (grainstone à ciment microsparitique).

Microfaciès MF15 : Wackstones à calcisphères et spicules des spongiaires

Description:(Planche18AB)

Il s'agit d'un Biomicrites ; La texture est wackstone , les éléments figurées occupent 10 du volume total du microfaciès.

Les corpuscules sont représentés par des calcisphères,spicules des spongiaires, rares héterohelix et avec quelques débris de bivalves . Le classement est généralement bon.La matrice est micritique

Interprétation :

La plupart des éléments présents dans ce microfaciès proviennent d'un milieu marin ouvert. La présence de nombreux spicules des spongiaires indique un milieu relativement profond.

La concentration élevée de la fraction micritique et la nature très fine du sédiment reflètent un environnement marin très paisible (sous la zone d'action des vagues de beau temps) à faible sédimentation.

Microfaciès MF16 : Mudstones à wackstones à filaments et débris des ostracodes

Description :(Planche19)

Il s'agit d'un biomicrite. Les éléments figurés présentent environ de 10 % de volume total du microfaciès. On distingue les foraminifères benthiques,des débris des ostracodes, des débris d'algues, des filaments, d'échinodermes, débris des gastéropodes. Il s'agit d'une matrice micritique de texture mudstone à wackstone associes par le phénomaine de bioturbation.

On observe une légère lamination tracée soit par une alternance wackstone-mudstone, par des accumulations d'argiles ou bien par une matrice micritique.

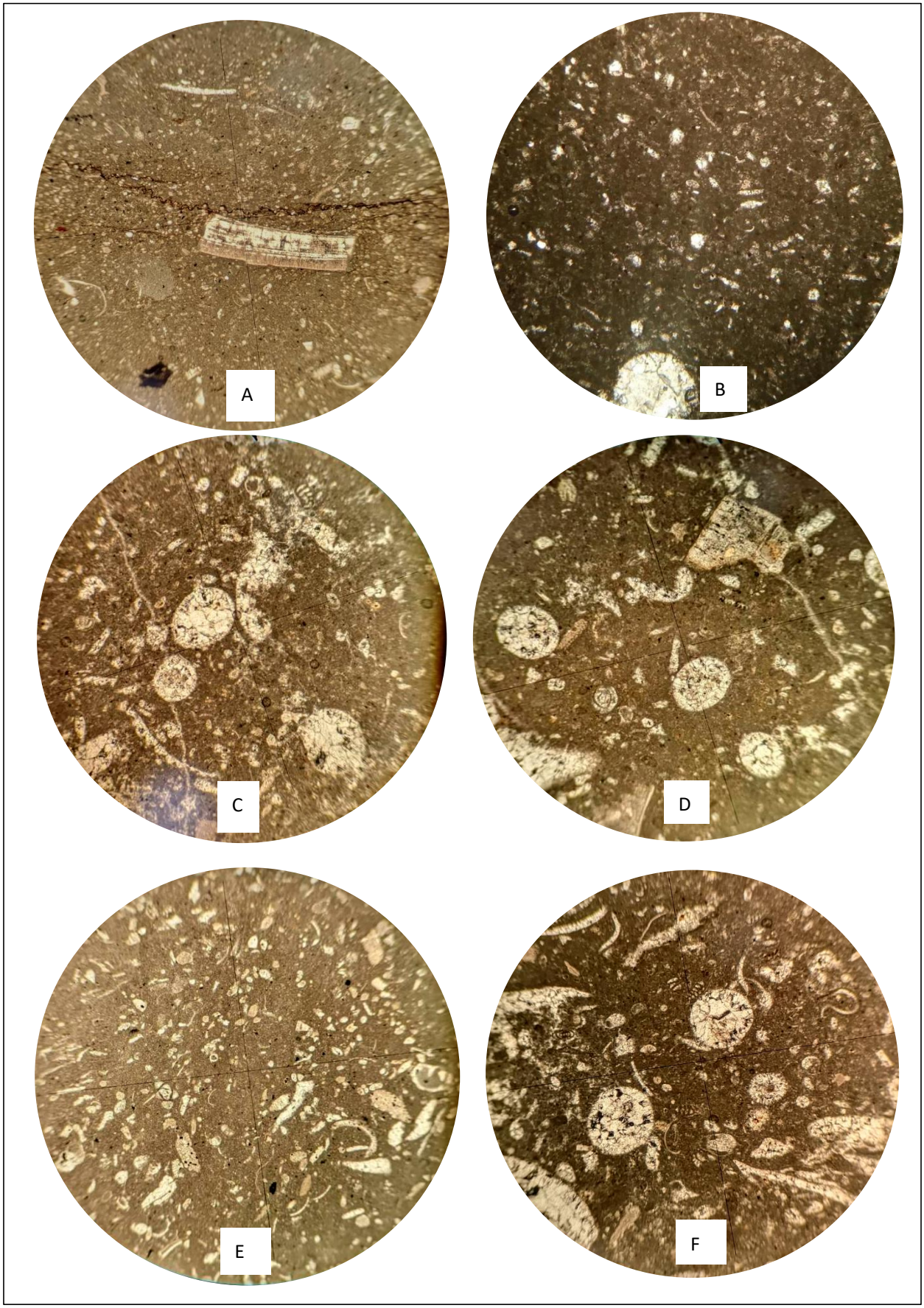
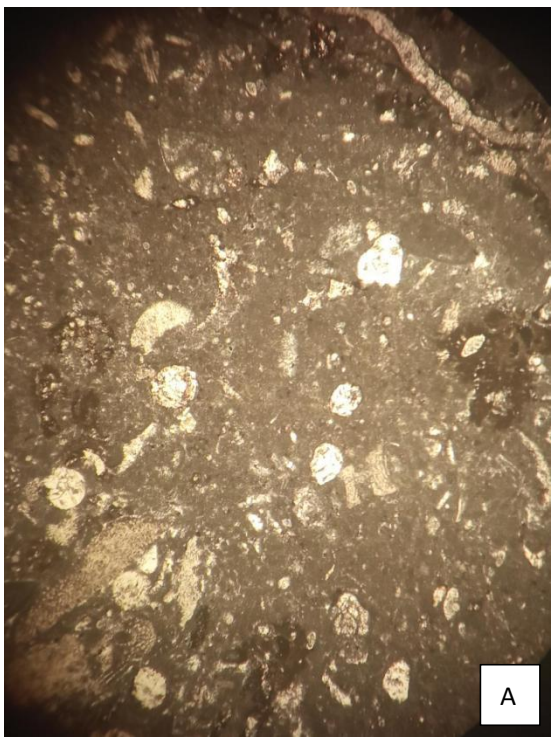
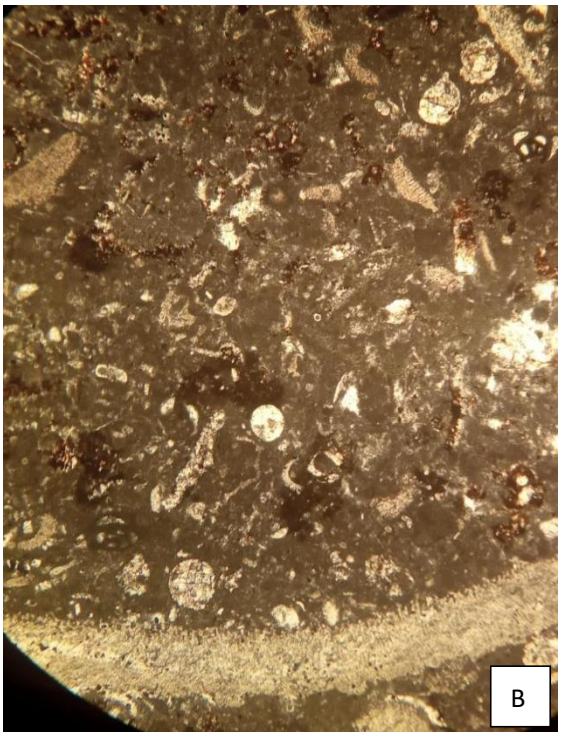


Planche18 A:*Microfaciès MF15 : Wackstones à calcisphères et spicules des spongiaires*(ABCDx10)

Interprétation :

La présente description de ce microfaciès témoigne d'un environnement ouvert. Le sédiment est très fin et se trouve sous la zone d'action des vagues. Les bioturbations indiquent l'existence d'endofaune dans le sédiment et son oxygénation, du moins en surface.





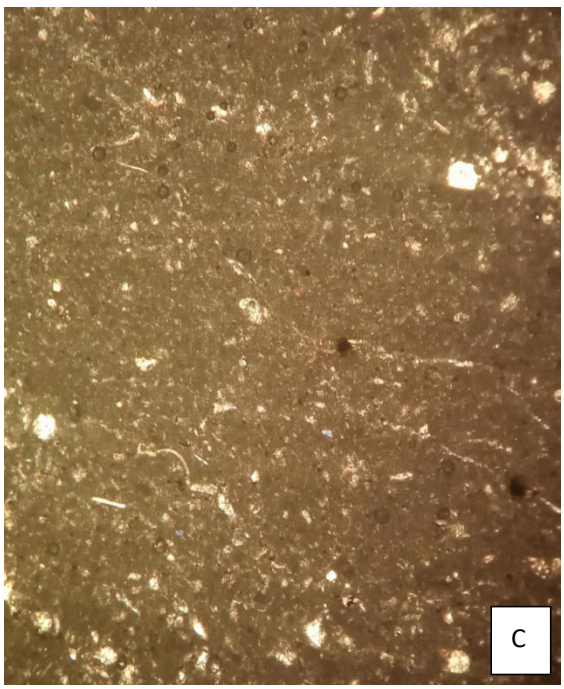


Planche 18B:*Microfaciès MF15 : Wackstones à calcisphères et spicules des spongiaires*

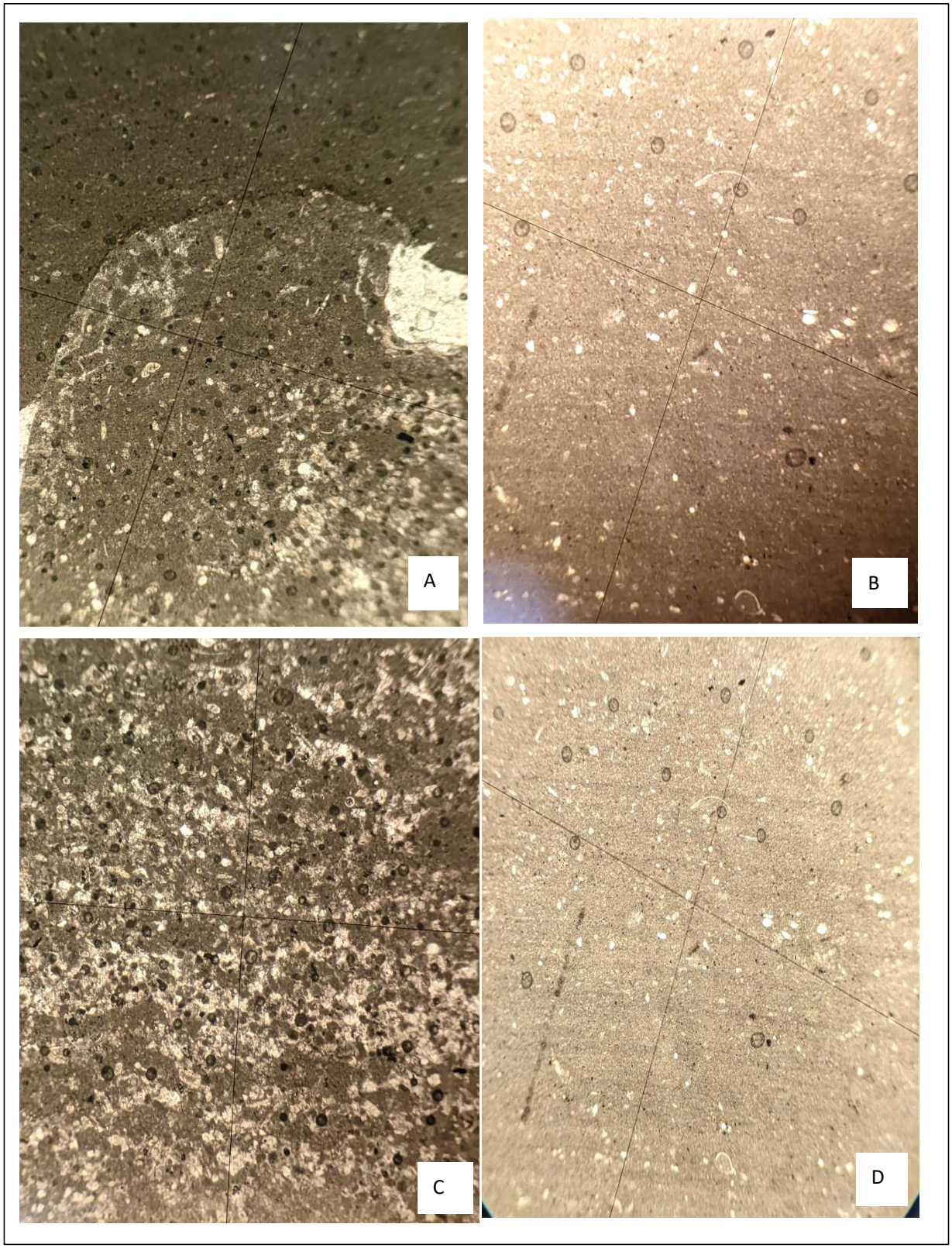


Planche19:*Microfaciès MF16:Mudstone à wackstone à filaments et débris des ostracodes* (ABCDx10)deux textures wackstone(AC)et mudstone (BD) associes par le phénomène de bioturbation(A).

III-Les associations de faciès :

La plupart du temps, un seul type de sédiment n'est pas un facteur déterminant d'un milieu de dépôts spécifique. C'est la combinaison de différentes formes qui permet d'éliminer cette incertitude.

La substitution latérale de faciès implique donc la réunion de plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts liés à un même milieu de sédimentation. Il s'agit donc d'une association de faciès, c'est-à-dire la succession verticale (ou latérale) de plusieurs faciès qui se rencontrent à travers la série. On a donc identifié et reconnu trois associations de faciès (A.F.) sur les quatre coupes étudiées, ce qui permet de mieux appréhender l'interprétation des faciès en ce qui concerne les milieux de dépôts et la zonation bathymétrique (Figure19).

IV.1- Association de faciès 1 :

Elle rassemble les faciès MFRID1 jusqu'a MFRID3 . Cette association correspond à des critères paléontologiques et pétrographiques tels que (Le ciment sparitique) témoigne de la présence des systeme d' hydrodynamiques moyens à élevés, La zone midiolittorale est caractérisée par trois faciès : :Grainstone à Oolithe a bioclastes, Grainstones à pélletoides et Grainstones à pellètes et lamellibranches,

IV.2-Association de faciès 2 :

Elle est constituées par des faciès MFRM4 jusqu'à MFRM13.Elles correspond aux faciès à matrice micritique de textures variés de packstone à wackstone qui présentent un contenu « mixte » (spicules, entroques,ostracodes, Dasycladacées, à rudistes ,bryozoaires ,annélides, foraminifères planctoniques). Ces faciès définiraient donc des zones assez calmes, situées sous l'action des vagues au beau temps, soumises à la fois aux influences des tempêtes.

IV.3. Association de faciès 3 :

Ce regroupement est constitué par les microfaciès MFREX14, MFREX16 , à (matrice micritique). Les faunes observées (foraminifères planctoniques, entroques, radioles, spicules,

annélides) reflètent une nature marine claire, avec une salinité normale et une profondeur considérable (zone circalittorale).

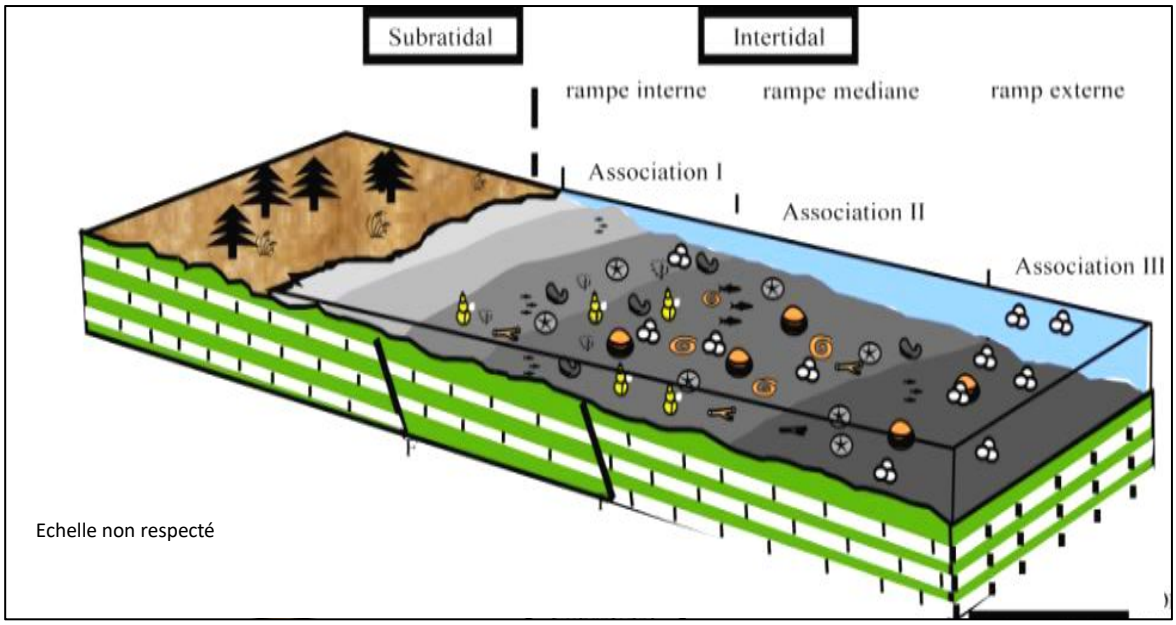


Figure19: Modèle paléogéographique proposé de la zone d'étude durant le Coniacien- Santonien

Conclusion

Trois associations de faciès sont donc proposées :

-**Modèle de rampe interne (RI)** :ce type est occupe la partie inférieure du la coupe El Kantara et Beni Fdhala (essentiellement la Formation marno-calcaires) qui occupe en générale les unités U1et U2,

-**Modèle de rampe médiane (RM)** : partie inférieure de la coupe El Kantara et Beni Fdhala et la partie supérieure de la coupe de El Assas (essentiellement la Formation marno-calcaires) qui occupe en générale les unités U1et U2

-Modèle de rampe externe (RE) : le modèle de rampe externe correspond la partie inférieure de la coupe d'El Kantara et Beni Fdhala et la partie supérieure de la coupe de El Assas (essentiellement la Formation marno-calcaires) qui occupe en général les unités U1et U2

III-La stratigraphie séquentielle:

Par définition;la stratigraphie séquentielle est une discipline de la stratigraphie qui divise les formations géologiques en une série de séquences de dépôt, dont les limites servent à établir des corrélations à l'échelle régionale, voire globale. Au cours d'un cycle complet de variations du niveau marin, chaque séquence est constituée de strates génétiquement liées (Vail et al., 1977 ; Hardenbol et al., 1981 ; Haq et al., 1987 ; Van Wagoner et al., 1988).

V.1-Définition d'une séquence de dépôt :

Selon Haq et al. (1987), une séquence de dépôt est la marque stratigraphique et sédimentaire d'un cycle eustatique complet de troisième ordre. Il s'agit d'une série de couches géologiques qui sont génétiquement liées et qui sont limitées à la base et au sommet par des discordances ou des surfaces qui sont liées à celle-ci. Plusieurs ordres de séquences ont été établis en fonction de ces séquences de dépôts et de leurs durées.

On regroupe les séquences de dépôts en supercycles de deuxième ordre, qui sont ensuite regroupés en ensembles de supercycles, qui sont ensuite regroupés en mégacycles de premier ordre.

Une paraséquence ou séquence simple se compose d'une succession de couches conformes reliées et limitées par deux surfaces de ravinement successives, qui sont sédimentologiques et contrôlées par les inondations marines. Elle est déposée pendant un paracycle eustatique de 4° ou de 5° ordre et sur une période d'environ un millier à un million d'années. La paraséquence est verticale et s'étend de quelques dizaines de mètres à 30 à 40 mètres d'épaisseur.

V.2-Cortèges sédimentaires

Les cortèges sédimentaires (system tract) sont formés par un groupement de paraséquences (parasequnece set), qui constitue à leur tour une séquence de 3ème ordre, déposée entre deux épisodes de baisse de niveau marin relatif (Morad et al., 2010). Selon la définition d'Embry (2009), quatre cortèges sédimentaires peuvent être distingués(Figure20).

V.3-Transgressif system tract (TST) : Les dépôts de TST sont limités par une surface transgressive à la base (TS) et au sommet par une surface de maximum flooding surface (MFS), reflétant le maximum avancé de la ligne de rivage en direction du continent. Du fait que la transgression est généralement rapide, les sédiments dans ce cortège s'accumulent uniquement sur les plateforme avec de faible quantité (Schlager, 2005).

V.4- Highstand system tract (HST): Les dépôts de HST se déposent durant le stade final de l'augmentation du niveau marin et le début de la baisse du niveau marin. Ils sont limités à la base par maximum flooding surface (MFS), et au sommet par une séquence boundary sommitale (SB). Le faible taux d'accommodation caractérisant ce cortège permet une grande production carbonatée, suivant régulièrement la faible augmentation du niveau marin relatif (Handford & Louks, 1993 ; Morad et al., 2012)

V.5- Lowstand system tract (LST) : Les dépôts de LST sont formés durant une baisse du niveau marin relatif, aboutissant à une émersion subaérienne sur laplateforme. Ils sont limités à la base par une limite de séquence (séquence boundary SB), et au sommet par une surface transgressive (Transgressive surface, TS). Le LST est généralement très peu développé dans les systèmes carbonatés, (Merzeraud, 2009). Dans ce cas, le terme RST (régressif system tract), qui inclue les sédiments de HST (highstand system tract) et le LST (lowstand system tract), est généralement utilisé, quand le HST et le LST n'ont pas pu être différentiés (Catuneanu et al., 2011)

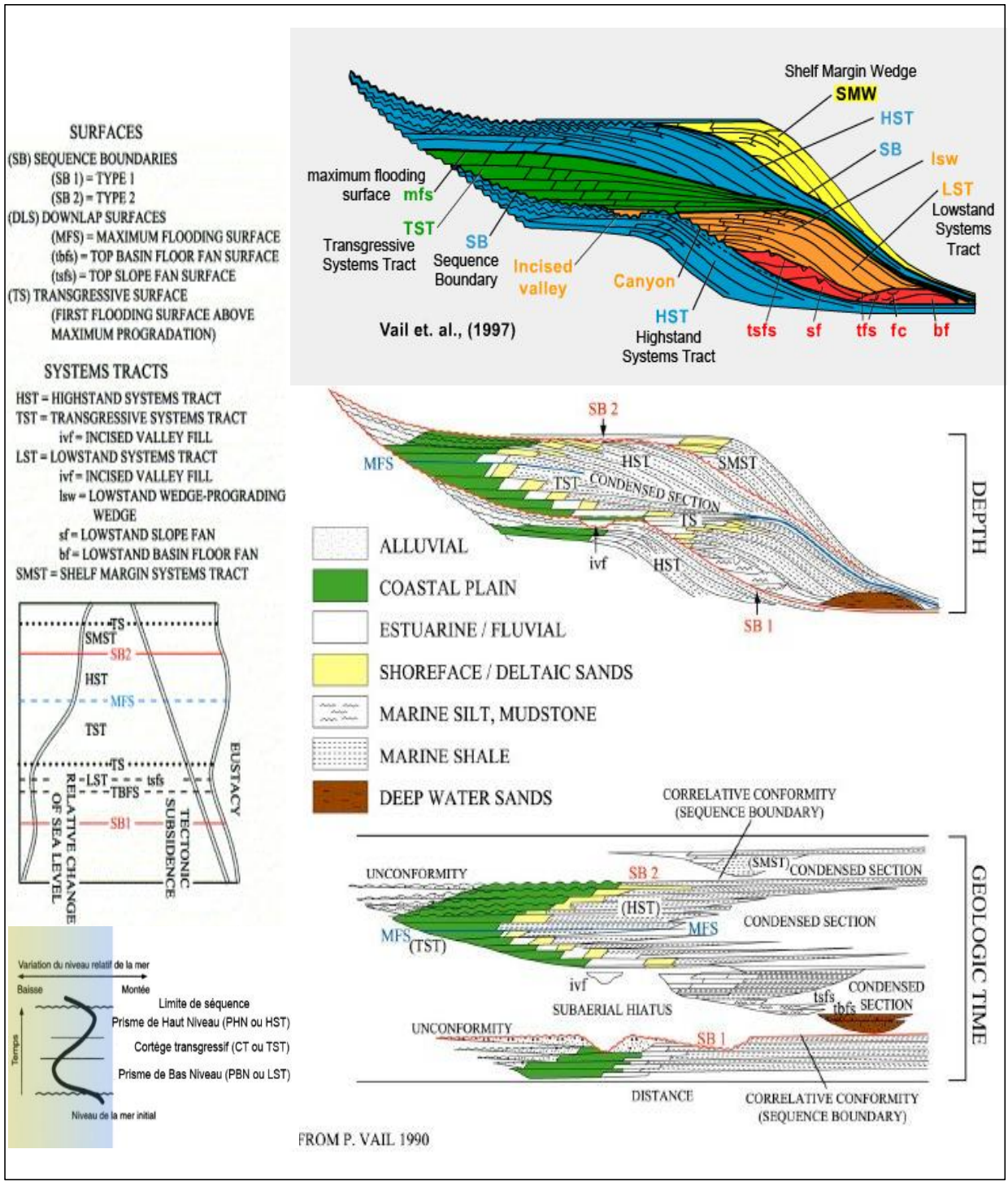


Figure 20: Les différents cortèges sédimentaires

V.6-les surfaces stratigraphiques:

Les cortèges sédimentaires forment une séquence de dépôt, qui est limitée par des surfaces de discontinuité stratigraphique (ou leur équivalent latéral correspondant). Il existe trois types de discontinuités : la limite de séquences (LS), la surface de transgression (ST) et les surfaces basales de progradation qui incluent d'une part la surface d'inondation maximale (SIM) et d'autre part celle liée à un cône sous-marin (Figure. 20).

IV-Hiérarchisation des séquences de dépôts:

VI.1-Les limites des sequences: Une limite de séquence est une zone de discontinuité stratigraphique dans le domaine proximal, associée à une baisse du niveau marin, qui peut évoluer vers une zone de concordance dans le domaine distal. La limite de séquence se prolonge latéralement, avec une surface très large qui couvre au moins un bassin complet (Figure 20). Elle semble se produire en même temps dans de nombreux bassins à travers le monde. Elle est généralement considérée comme une ligne de temps (Vail et al, 1977 ; Vail et Todd, 1981 ; Vail et al, 1984 ; Haq et al, 1988 ; Hunt et Tucker, 1992 ; Embry, 1995). . Il existe deux types de discordances possibles : soit le niveau marin relatif descend plus bas que la bordure de laplateforme, soit il se maintient sur celle-ci. Dans le premier cas, on qualifie la discordance de type 1 (LS 1). Dans le second cas, elle est qualifiée de type 2 (LS 2).

VI.1-1-La surface d'inondation maximale (SIM) :On peut distinguer deux catégories de surfaces d'inondation maximale : la SIM stratigraphique et la SIM bathymétrique. - La stratigraphie de la SIM : Les modèles d'empilement des strates définissent la surface d'inondation maximale (SIM) au-dessus de la strate de rétrogradation (correspondant à une surface basale de progradation)(Figure 21) . La diachronie de la formation de cette surface est très faible et est liée aux taux de transport sédimentaire (Catuneanu, 1998). Cependant, cette diachronie est si minime qu'elle ne peut pas être établie à l'aide des méthodes de datation courantes (biostratigraphie, radiométrie) ; ce qui a entraîné une diminution de sa valeur de ligne temps (Catuneanu, 2002).

VI.1-2-La SIM bathymétrique : On détermine la surface qui correspond à la profondeur d'eau maximale en analysant les pics d'abondance faunique. Selon Naish et Kamp (1997), il

est important de noter que la SIM bathymétrique, qui est déterminée à partir des assemblages fossiles, se rencontre fréquemment dans les cortèges de haut niveau marin. Il est donc important de souligner que ces deux SIM ne définissent pas les mêmes zones. Ces dernières ne se développent pas simultanément (Catuneanu, 2002).

V.2- Hiérarchisation des séquences de dépôts : La stratigraphie séquentielle offre la possibilité de classer et d'organiser les séquences en six cycles (Vail et al., 1991 ; Hardenbol et al., 1998).

II.2.1 Cycle de premier ordre : La durée moyenne du cycle de premier ordre ou « Cycle Pangéen » est de 250 Ma. Il est associé à la tectonique des plaques lithosphériques. Et cela entraîne une accumulation excessive. Deux cycles sont repérés du Protérozoïque à l'Actuel (Vail et al., 1991) . Le deuxième cycle est celui auquel appartient notre intervalle d'étude. Il s'étend du Trias à l'Actuel. Elle est le point culminant de la montée eustatique au Turonien, puis s'effondre jusqu'à l'actuel.

II.2.2 Le cycle de deuxième ordre: Selon Hardenbol et al. (1998), le cycle de deuxième ordre, qui a une durée de 3 à 50 Ma, est un cycle de transition/régression qui découle des modifications à long terme de la subsidence et de l'eustatisme. Il se transforme en une superséquence.

II.2.3. Cycle de troisième ordre : La durée du cycle de troisième ordre varie de 0,5 Ma à 3 Ma. Il est associé aux variations climatiques à moyen terme, à l'eustatisme et à la tectonique. La séquence de dépôt sensu Vail et al. (1987, 1991) est le résultat de ce cycle .

II.2.4. Cycles de quatrième, cinquième et sixième ordre: Les perturbations climatiques de type Milankovitch sont associées aux cycles de 4e ordre (0,08 à 0,5 Ma), de 5e ordre (0,03 à 0,08 Ma) et de 6e ordre (0,01 à 0,03 Ma) (Cramez et Duval, 1998). Les variations eustatiques sont causées soit par la variation du volume océanique par dilatation de l'eau de mer, soit par les variations du volume des calottes glaciaires, sous l'effet de l'insolation. Ces cycles ont des répercussions.

V-Identification des discontinuités sédimentaire:

VII.1-Surfaces ferrugineuses :

les surfaces ferrugineuses ou "hardground' .Le terme "hardground" a été utilisé depuis 1891 (Murray et Renard, 1891) pour désigner des surfaces de lithification synsédimentaire et représentant un arrêt de sédimentation (Shinn et al., 1969 ; Bromley, 1975 ; Tucker et Wright, 1990). Les hardgrounds sont fréquents dans les coupes étudies.Elles caractérisent les surfaces des calcaires . Un exemple typique est distingué au sommet du troisième niveau fossilifère qui affleure dans la coupe d'El kantara. Il se caractérise par une surface ferrugineuse de type « hardground » montrant des traces d'érosion sous-aquatique. Ces surfaces de rupture d'enregistrement sédimentaire se développent au sommet de certains bancs

VII.2- Concentrations fauniques : Plusieurs Niveaux à concentration faunistique à été marqués dans les coupes étudiés tels que:

Niveaux de concentration d'ammonites: Ils apparaissent plus particulièrement dans la coupe d'Elkantara et la coupe de Beni Fdhala et la coupe de El Assas, aussi la coupe de Yabous. Cette concentration de faune pélagique témoigne de l'importance conjuguée des événements biologiques et hydrodynamiques affectant le dépôt. Ces niveaux correspondent à des surfaces de transgression (transgressive surface, TS),En témoignage de l'approfondissement du milieu de dépôt à la suite de la hausse relative du niveau marin .

Niveaux de concentration des oursins en boules

Niveaux de concentration des inocérames

VII.3-Plaquages de faunes : Ce type de discontinuité est représenté par des surfaces ocres péries de oursins et de bivalves recristallisés, qui s'installent au sommet des calcaires affleurant dans l'unité 1(BU1) de la coupe de Beni Fdhala. Cette limite évoque un arrêt de la production carbonatée et représente la surface d'inondation maximale (Maximum-Flooding Surface, MFS) qui coïncide avec la hausse la plus rapide du niveau marin relatif. Cette

discontinuité marque une tendance à l'approfondissement (deepening-up) des faciès sous-jacents.

VII.4-Discontinuites lithologiques :les discontinuités lithologiques marquent le passage entre deux faciès différents. Elles peuvent être liées soit à un changement dans l'énergie hydrodynamique, soit à des variations climatiques ou téctono-eustatiques on distinguent:

- Les surfaces bioturbés (Pl. VII, Fig. 2) : les surfaces de bioturbation sont enregistrées par des surfaces planes ou ondulées accompagnées de traces d'activité organiques (Ichnofossiles) .

Dans le secteur d'El Kantara, le sommet de la barre calcaire qui jalonne la série Crétacé est caractérisé par une surface à nombreux terriers monotypiques attribués à l'ichnogénre *Thalassinoide*s. Ces terriers sont bien individualisés.Leur contours sont nettes et sont remplis par des sédiments similaires au faciès encaissant .

La colonisation d'un substrat par ce genre de traces fossiles est généralement liée à une période de lacune (non-sédimentation) et constituerait ainsi un signe d'une certaine cohérence du substrat que l'on peut alors appeler « firmground ». La mise en œuvre de ces mesures entraînerait également une profondeur de la zone médio-marginolittorale (Frey et al., 1990 ; Taylor et Goldring, 1996).

VII.5-Niveaux à concentration de faunes variées : Les niveaux à concentration de faunes variées correspondent à des niveaux calcaires biodétritiques riches en faune benthique et pélagique. Ces niveaux peuvent être considérés aussi comme des limites de séquence (séquence boundary, SB), liées à la diminution de profondeur « shallowing-up » des faciès sous-jacents (Colombié, 2002), à cause de la chute du niveau marin relatif sans pour autant atteindre l'émersion.

VIII-Découpage séquentiel : a partir de la succession des unité sédimentologiques des coupes étudies. Ont distinguent deux séquences de dépôt transgressives (Figure 21).

VIII.1-Séquence de dépôt 1 :

La première séquence est de 3emme ordre. Elle est d'âge Coniacien inférieur.Elle est transgressive . Cette séquence est Limité à la base par une discontinuité S1(surfaces ferrigénisé et oxydé) est au sommet par une discontinuité S2 (surface de bioturbation). Dans la coupe d'El Kantara et la coupe de Beni Fdhala ; Cette séquence correspond les unités (MU1,MU2,BU1,BU2) qui montre une augmentation progressive de l'épaisseur bancs des calcaires vers le sommet .

VIII.1.1-I Intervalle transgressif (IT) :

L'intervalle transgressif dans la coupe d'El Kantara et la coupe de Beni Fdhala se situe aux premiers mètres de marnes et de calcaires, qui renferment des foraminifères planctoniques riches en ammonites et également oursins en boules. Cette période est restreinte par une surface fortement bioturbé.

L'intervalle transgressive, dans la coupe de El Assas et la coupe de Yabous, correspond aux premiers mètres des marnes argileuses à ammonites.Il est difficile d'identifier la limite supérieure de cet intervalle ; il englobe probablement l'ensemble de l'intervalle marneux.

VIII.1.2-Prisme de haut niveau marin (PHN):

Le prisme de haut niveau marin correspond aux intervalles de l'intercalation marnes et calcaires dans la coupe de El Kantara et Beni Fdhala, El Assas et Yabous. Cet intervalle est caractérisé par une stratodécroissances des bancs calcaires avec une augmentation des intervalles marneuses.

VIII.1.3-Prisme de bordure de plateforme (PBPF) :

Ce prisme comprend les derniers mètres de l'unité 1(5-10m) de calcaires bioclastiques ayant des niveaux marneux très carbonatées. La surface sommitale matérialisée par une surface oxydée.Elle est intensément bioturbé . Cette surface correspond à une surface d'inondation maximam.

VIII.2-Séquence de dépôt 2 :

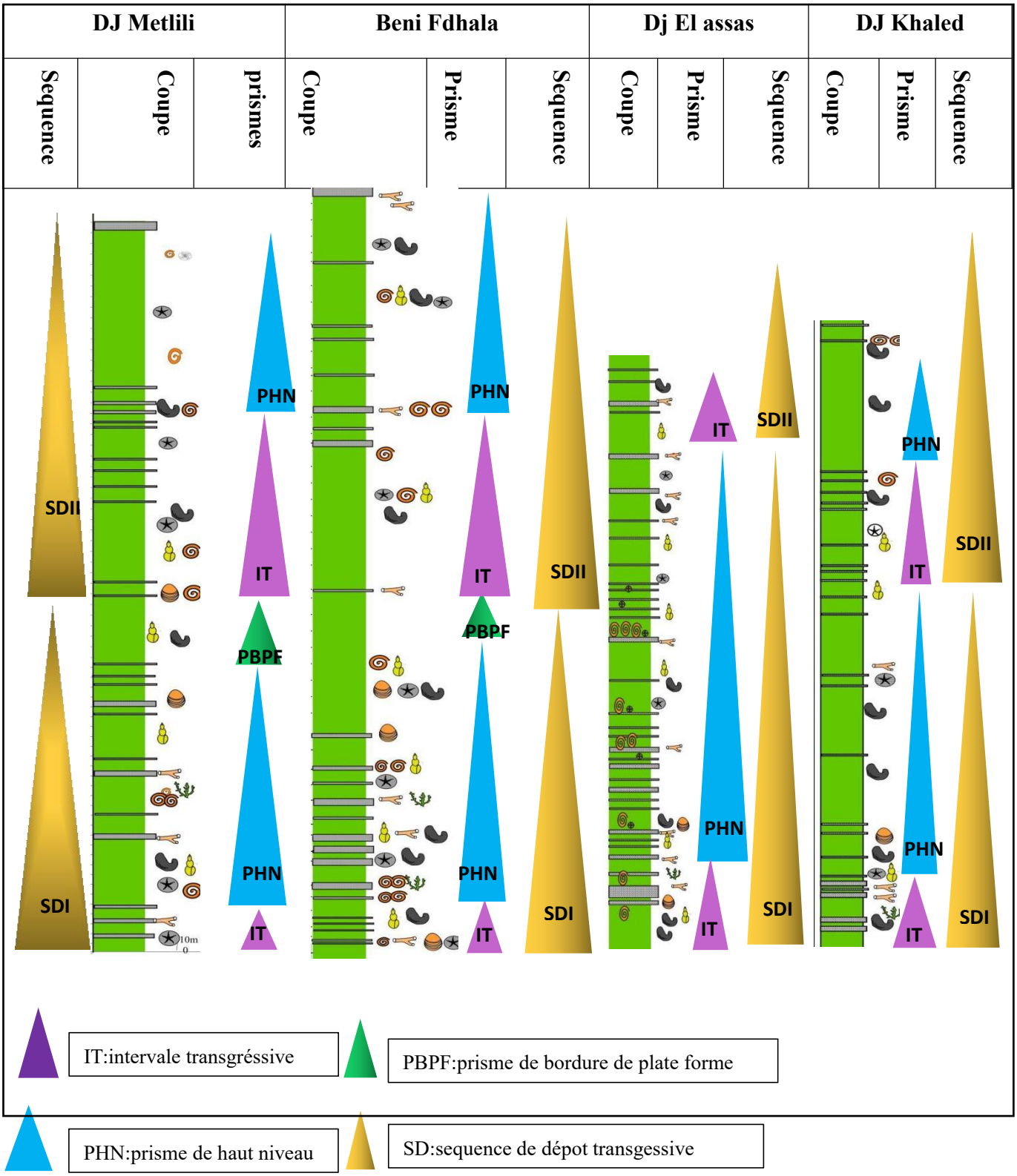


Figure21:Interprétation en stratigraphie séquentielle de Coniacien- santonien du l'Aurès

L'ensemble de la séquence de dépôt 2emme est de 3emme ordre.Généralement c'est une séquence transgressive. Elle présente les caractéristiques lithologiques de l'unité (BU3,4 et MU3,4) de la coupe d'El Kantara et Beni Fdhala. Cette séquence de dépôt est caractérisée par une sédimentation à dominance marneuse.

VIII.2.2-Intervalle transgressif (IT):

Dans la coupe de El Kantara et Beni Fdhala. L'intervalle transgressif correspond à la base de l'unité U3 laquelle représentée par des marnes très riches en foraminifères planctoniques et presque dépourvus de bancs carbonatés plus ou moin phosphaté. Le maximum d'approfondissement correspond au intervalle marnes à ammonites . la phosphatisation témoignerait d'épisodes d'inondation transgressive

Dans la coupe de El Assas, l'intervalle transgressif est représenté par le niveau marneux qui surmonte les alternances marnes et calcaires . La surface de maximum d'approfondissement est enregistrée par un niveau d'accumulation d' ammonites

Dans la coupe de Yabous, l'intervalle transgressif est représenté par des marnes intercalées des passées centimétriques de calcaires bioclastiques. Le maximum d'approfondissement coïncide avec la fin des dépôts marneux bioturbé de l'unité (YU3).

VIII.2.1- Prisme de haut niveau marin (PHN):Le prisme de haut niveau marin correspond aux intervalles de l'intercalation marnes et calcaires dans la coupe de El Kantara et Beni Fdhala, El Assa et Yabous. Cet intervalle est caractérisé par une stratodécroissance des bancs calcaires avec une augmentation des intervalles marneux.

IIV- Evolution paléogéographique

IIV.I-Introduction:

Les changements paléoenvironnementales dépendent essentiellement de l'aspect morphologique de l'aire sédimentaire et de 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 à l'influence des paléo-courants.

Les divers microfaciès et les modèles de faciès, ainsi que les corrélations, le canevas de stratigraphie séquentielle et les données paléontologiques, permettront de fournir une vision de la plateforme de bassin de l'Aurès et de son évolution au cours du Coniacien-Santonien inférieur.

IIV.2-Le Coniacien

Au cours de Coniacien inférieur, l'aire de sédimentation dans Dj Métlili , Beni Fdhala et El Assas et Yabous (BU1,BU2 , MU1,MU2,YU1,YU2, et ASU1) correspondent à une rampe interne (Figure. 22A).La sédimentation à dominante carbonatée représenté par des alternanaces marno- calcaires avec une variation de contenu faunistique tels que ammonites ,bivalves oursins foraminifères planctonique . L'évolution verticale des faciès et des microfaciès indiquent l'influence des milieux ouverts avec prédominance des foraminifères planctoniques . L'apparition de rares débris de formes récifale dans cette partie indique la présence certaine patch reef . Enchaînement vertical des séquence sédimentaires durant le Coniacien est marqué par une séquence de dépôt 1 à tendance transgressive qui est enregistré par l'enchainement des prismes sédimentaires et l'évolution faciologiques de marno- calcaire à faciès marne argileux.

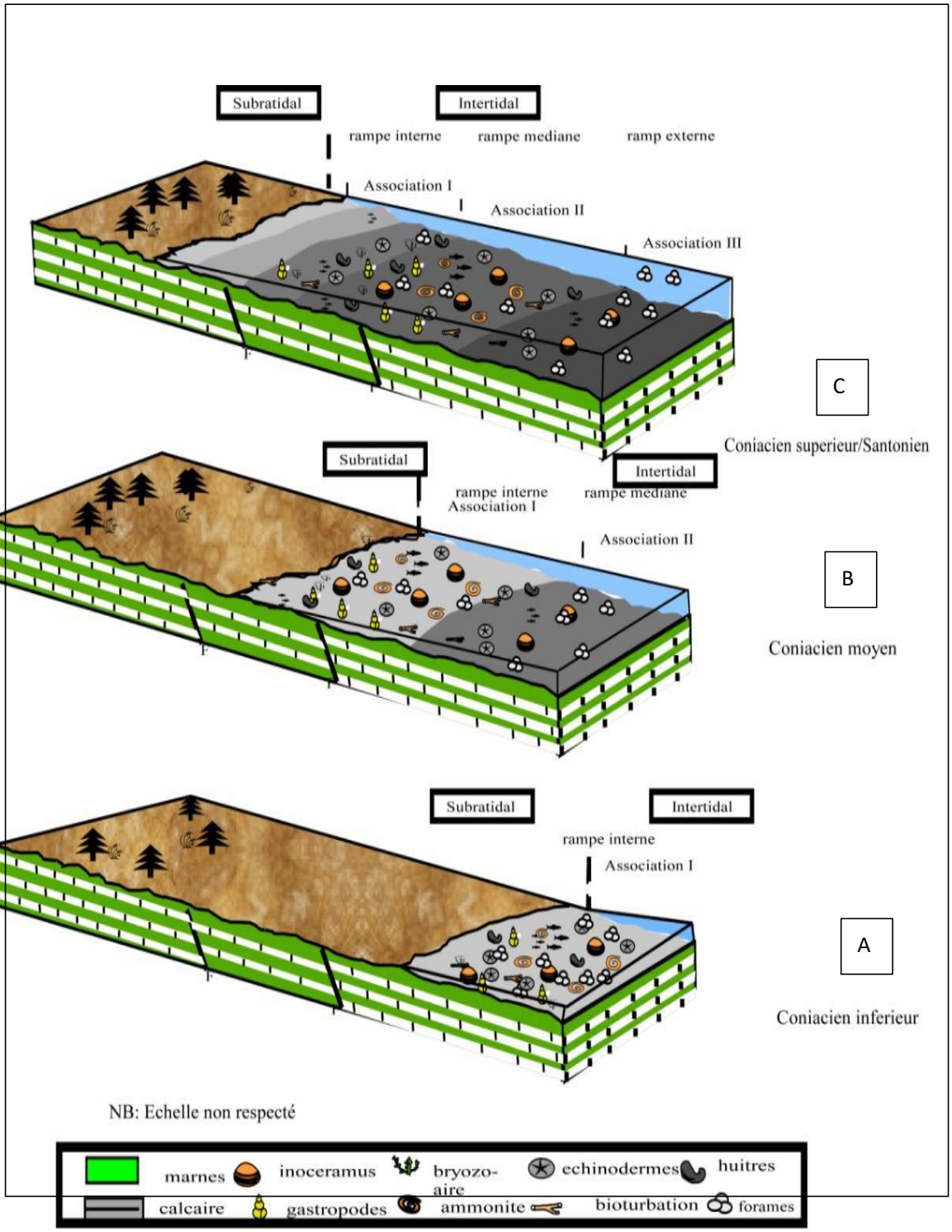


Figure 22:Evolution paléogéographique durant le Coniacien- Santonien de l'Aurès.

Au cours du Coniacien moyen et supérieur ;l'approfondissement est continuée . Le niveau marin élevé progressivement .La sédimentation devient à dominance marneuse d'une rampe carbonatée (médiane) d'une faible pente . L'évolution microfaciologique et enchaînement vertical de la sédimentation carbonatée correspond à une deuxième séquence de dépôt

IIV.3-Le passage Coniacien- Santonien

La limite Coniacien -Santonien est représente clairement à Beni Fdhala et Yabous et El Kantara . Elle est mentionnée au sommet de l'intervalle marneuses des unités (BU2,YU2,MU2) par l'apparition de *Placentoceras polypsis* , *Texanite texanum et Dicarinella asymetrica* . Il représente un maximum d'approfondissement(Figure. 22.B).La succession faciologiques , les caractéristiques microfaciologiques et paléontologiques qui indiquent une rampe carbonaté externe. La différenciation bathymétrique est toujours distincte dans ce passage. Ce dernier est caractérisé par une inondation maximale (MFS) qui se généralise dans les secteurs profonds .

IIV.4-Le Santonien inférieur

Le Santonien inférieur (Figure. 22.C)correspond les unités (MU3,MU4,BU3 , BU4,YU4)de des coupe El Kantara et Beni Fdha et Yabous sont attribuées au Santonien inférieur. Leurs caractéristiques faciologiques et paléontologiques suggèrent une sédimentation d'une rampe carbonaté externe . le niveau marin est toujours élevé .L'existence parfois de inocérames, rare oursins et des foraminifères qui sont argumentées ce type de milieu de dépôt.

Conclusion:

Empilement et l'organisation séquentielle des unités sédimentaires ,nous a permis de tirer l'existence de deux séquences de dépôt . La première séquence type 1 est transgressive de 3emme ordre d'âge Coniacien inférieur . Cette séquence est limité à la base par une discontinuité S1(surfaces ferrigénisé et oxydé) et au sommet par une discontinuité S2 (surface de bioturbation).

la séquence est représentée dans la coupe d'El Kantara et la coupe de Beni Fdhala par les unité lithologiques (M1,M2,B1,B2) intervalle transgressif (IT),prisme de haut niveau marin (PHN)en suite par le prisme de bordure de plate forme (PBPF).

la deuxième séquence de dépôt; est de 3èmme ordre. Généralement c'est une séquence transgressive. Elle présente les caractéristiques lithologiques de l'unité (BU3,4 et MU3,4) de la coupe d'El Kantara et Beni Fdhala. Cette séquence de dépôt est caractérisée par une sédimentation à dominance marneuse qui est constituée par la succession de intervalle transgressive (IT) en suite par le prisme de haut niveau marin(PHN).

Les divers microfaciès et les modèles de faciès, ainsi que les corrélations, le canevas de stratigraphie séquentielle et les données paléontologiques à une plate forme carbonatée type ramp qui est affectée par une transgression marine au cours du Coniacien-Santonien inférieur.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La présente étude sur la stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie de Sénonien inférieur du bassin des Aurès dans Algérie nord oriental; fait appel à plusieurs approches: Lithologiques , biostratigraphiques et sédimentologiques.

L'étude stratigraphique et sédimentologique, concernant les coupes levées depuis Djebel Métlili au nord-ouest jusqu'au Yabous au sud-ouest dans différents domaines paléogéographiques, a permis de ressortir plusieurs résultats biostratigraphique (ammonites, foraminifères planctoniques…..), et d'ordre séquentiel et cyclostratigraphique enregistrés dans les dépôts de ce passage, attribués essentiellement à la série Coniacien –Santonien

Lithostratigraphie:

Au point de vue lithologique, la série Coniacien- Santonien est constitué par deux formations.L'une basale " Marno –calcaire" caractérisé par une alternances marnes a ammonites et calcaire très fossilifères. Cette formation est constituée par deux unité –U1 et U2. L'autre sommital "A dominance marneuse" caractérisé par vire intervalles marneuse fossilifères intercalé épisodiquement par bancs de calcaires bioclastiques la formation a dominance marneuse est subdivisée en deux unités U3 et U4.

Biostratigraphie:

L'étude biostratigraphique sur la biozonation des foraminifères planctoniques des coupes réalisées le long des Monts de l' Aurès, nous a permis d'établir trois biozones

1-zone à Dicarinella primitiva, (DALBIEZ) intervalle zone d'age Age: Coniacien supérieur

2-Zone à Dicarinella concavata ,intervalle zone d'age Age: Coniacien supérieur

3-Zone à Dicarinella asymetrica SIGAL total range zone Age: Santonien inférieur-supérieur

En outre les ammonites de ces coupes ont fournis aussi des échinodermes, bivalves, foraminifères et qui ont été identifiés mais non pas subit d'étude biostratigraphique vu leur faible fréquence.

La limite Coniacien \Santonien a été identifiée pour la première fois dans la coupe de Yabous à la fin de l'unité 2 par l'apparition de ammonites *Texanites texaum* aussi confirme par le *Palcenteceras polypsis* dans la coupe de Beni Fdhala .

Sédimentologie:

L'analyse faciologiques et microfaciologique de quatre coupes étudiés de la série Coniacien Santonien des Aurès a permis de reconstituer leurs environnements et leurs milieux de dépôt.

Il a été possible de recréer les environnements et les sites de dépôt dans l'Aurès. Les coupes étudiées ont été choisies en fonction de leur situation paléogéographique par rapport à la plateforme.

Le résultat de l'analyse pétrographique nous a admis de regrouper les différents microfaciès en trois association. Ces associations nous a permet de proposer différents modèles de faciès qui correspondent à différentes époques et à différentes zones de la plateforme.

1. Association de faciès 1;cette association correspond a des critères paléontologiques et pétrographiques témoigne a un modèle de rampe poximal. où se déposent des textures Grainstone a Oolithe a bioclastes, Grainstones a pélletoides, Grainstones a pellètes et lamellibranches. Elles sont interprétées comme se formant dans la zone d'action des vagues de tempête.
2. l'Association de faciès 2; avec ces caractéristiques microfaciologiques et paléontologiques .Cette association est formée par des faciès correspondent aux rampe médiane tels que l'abondance de la matrice micritique dans des différents textures packstone a wackstone . Cette rampe est influencée les courants de la mer ouverte (Ostracodes, Dasycladacées, rudiste ,bryozoaires ,annélides, foraminifères planctoniques). Ces faciès

caractériseraient donc des zones peu profond assez calmes, situées sous l'action des vagues au bon temps, soumises à la fois aux influences des tempêtes.

3. Association de faciès 3 est caracterisée par un changement remarquable de contenue faunistiques et microfaciologique d'une rampe distal.

L'identification des discontinuités sédimentaires et l'analyse de la façon dont les lithofaciès sont empilés permettent de reconnaître deux séquences de dépôt (SI et S2)transgressives, délimitées par des discontinuités d'importance régionale. Ces séquences se distinguent nettement par leurs caractéristiques lithologiques, sédimentologiques et paléobiologiques, étroitement liées aux fluctuations du niveau de la mer sur la plateforme.

Evolution Paléogéographique

Une proposition a été avancée pour esquisser l'évolution paléogéographique de l'Aurès allant du Coniacien au Santonien, couvrant la zone des coupes examinées le long du transept El Kantara (Dj Métlili) -Yabous(Dj Khaled). Cette esquisse démontre que la progression de la mer lors de la transgression .

Au cours de Coniacien inférieur, l'aire de sédimentation dans Dj Métlili , Beni Fdhala et El Assas et Yabous (BU1,BU2 , MU1,MU2,YU1,YU2, et ASU1) correspondent à une rampe interne.La sédimentation à dominante carbonatée représenté par des alternances marno-calcaires avec une variation de contenu faunistique tels que ammonites ,bivalves oursins foraminifères planctonique . L'évolution verticale des faciès et des microfaciès indiquent l'influence des milieux ouverts avec prédominance des foraminifères planctoniques . L'apparition de rares débris de formes récifale dans cette partie indique la présence certaine patch reef. L'enchaînement vertical des séquence sédimentaires durant le Coniacien est marqué par une séquence de dépôt 1 à tendance transgressive qui est enregistré par l'enchainement des prismes sédimentaires et l'évolution faciologiques de marno- calcaire à faciès marne argileux.

Au cours du Coniacien moyen et supérieur ;l'approfondissement continue . Le niveau marin augmente progressivement .La sédimentation devient à dominance marneuse d'une rampe carbonaté (médiane) d'une faible pente. L'évolution microfaciologique et l'enchaînement vertical de la sédimentation carbonatée correspond à une deuxième séquence de dépôt

Le passage Coniacien- santonien .

La limite Coniacien -Santonien est représente clairement à Beni Fdhala et Yabous et El Kantara. Elle est mentionnée au sommet de l'intervalle marneuses des unités (BU2,YU2,MU2) par l'apparition de *Placentoceras polypsis*, *Texanite texanum et Dicarinella asymetrica*. Il représente un maximum d'approfondissement.La succession faciologiques et les caractéristiques microfaciologiques aussi paléontologiques indiquent une rampe carbonaté externe. La différenciation bathymétrique est toujours distincte dans ce passage. Ce dernier est caractérisé par une inondation maximale (MFS) qui se généralise dans les coupes étudiées.

Le Santonien inférieur:

les unités (MU3,MU4,BU3 , BU4,YU4)de des coupe El Kantara et Beni Fdhaha et Yabous sont attribuées au Santonien inférieur. Leurs caractéristiques faciologiques et paléontologiques suggèrent une sédimentation d'une rampe carbonaté externe . Le niveau marin est toujours élevé. L'existence parfois des inocérames, rare oursins et des foraminifères argumente ce type de milieu de dépôt.

BIBLIOGRAPHIE

Arnaud, H. (2004). "Stratigraphie séquentielle appliquée aux plateforme carbonatées." École d'été, Carbonates récifaux et deplateforme. Fontaine bleau: Association des Sédimentologistes Français.

Barr, F. (1972). "Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya." Micropaleontology **18**(1): 1-46.

Bellier, J.P. (1987). "Globotruncana dalbiezi, une nouvelle espèce de Foraminifère planctonique du Maastrichtien de Tunisie." Eclogae Geologicae Helvetiae **80**(3): 881-887.

Benabbas, C. (2004). "Apport de la morpho-géologie dans la connaissance de la néotectonique et du risque sismique dans la région de Constantine." Bulletin des sciences géographiques(14): 14-18.

Bengtson, P., et al. (1996). "The Turonian stage and substage boundaries." Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre **66**(69): e79.

Benmansour, S., et al. (2016). "The Campanian–Maastrichtian of the Aures Basin, Algeria: distribution of ostracods." Cretaceous Research **58**: 86-107.

Blow, W. H. (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Ej Brill Leiden.

Bolli, H. M. (1966). Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera, Geologisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule und der Universität .

Bolli, H. M., et al. (1989). Plankton stratigraphy: volume 1, planktic foraminifera, calcareous nannofossils and calpionellids, CUP Archive.

Bouillin, J.P. (1977). Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie), Toulouse.

Bouillin, J.P. (1986). "Le" bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes." Bulletin de la Société géologique de France **2**(4): 547-558.

Bouillin, J. (1982). "Mise en évidence d'importantes structures tangentielles au sein du socle de Petite Kabylie (Algérie)."

Bouillin, J. (1983). "Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides."

Bouillin, J., et al. (1977). "Donnees preliminaires sur le complexe volcanosedimentaire de Rekkada Metletine (ex-Texenna), en Petite Kabylie (Algerie)." Bulletin de la Société géologique de France **7**(4): 805-813.

Bromley, R. G. (1975). "Comparative analysis of fossil and recent echinoid bioerosion." Palaeontology **18**(4): 725-739.

Bureau, D. (1975). "Esquisse geologique des monts du belezma (aures, algerie)."

Bureau, D. (1986). Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution mésozoïque et devenir tertiaire de la partie septentrionale du fossé présaharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie), Paris 6.

Bureau, D. (1967). Description d'un chevauchement sur le flanc méridional du dj. Touggourt (monts du bélezma). C. R. Soc. Géol. Fr. 19 juin 1967, p. 237-239, 1

Caron, M. (1978). "14. Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP Leg 40, southeastern Atlantic Ocean." Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project **40**: 651-661.

Catuneanu, O., et al. (2011). "Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature." Newsletters on stratigraphy **44**: 173-245.

Catuneanu, O., et al. (1998). "Temporal significance of sequence boundaries." Sedimentary Geology **121**(3-4): 157-178.

Chihaoui, A. (2009). La transgression albienne dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale: Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.

Chitta, N. (1979). Contribution à l'étude micropaléontologique du crétacé (Aptien à Cénomanien) de la région de Teboursouk (Tunisie septentrionale).

Coe, A. L. (2003). The sedimentary record of sea-level change, Cambridge University Press.

Colombié, C. (2002). Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relationsplateforme-bassin et facteurs déterminants, Université de Fribourg.

Coquand, H. (1862). Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine,

Cramez, C. (1990). Glossaire de stratigraphie séquentielle: anglais-français, Editions Technip.

Delga, M. D. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.

Delteil, J. et M. Turki (1986). "Les structures méridionales des Chaînes alpines de l'Atlas oriental, déformation transformante en compression (Tunisie et Algérie orientale)." Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine **10**(2): 249-258.

Dhondt, A. V., et al. (2007). "Stratigraphy of the Coniacian-Santonian transition." Cretaceous Research **28**(1): 1-4.

Dias-Brito, D., (2000). Global stratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Albian-Maastrichtian phitonellid calcispheres: impact to Tethys configuration: Cretaceous Research, 21, 315-349.

Djaiz, F. (2011). Le Bassin néogène de Timgad: Etudes Sédimentaire et Tectonique Algérie nordorientale, Thèse de doctorat en sciences. Université de Constantine, 260 p.

Douglas, R. G. (1969). "Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California; Part 1, Systematics." Micropaleontology **15**(2): 151-209.

Dubourdieu, G. G. (1957). Étude géologique de la région de l'Ouenza:(confins Algéro-tunisiens), Université de Paris.

Dunham, R. J. (1962). "Classification of carbonate rocks according to depositional textures."

Durand-Delga, M. (1980). "Le cadre structural de la Méditerranée occidentale." Georogie des chaines alpines issues de la Tethys: 67-85.

Durand, D. (1980). "La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci."

El Amri, Z. et D. Zaghbib-Turki (2005). "Caractérisation biostratigraphique du passage Coniacien/Santonien dans les régions d'Ellès et El Kef (Tunisie septentrionale)." Journal of Iberian Geology **31**(1): 99-111.

Ellis, B. et A. Messina (1940). Catalogue of Foraminifera: American Museum of Natural History, Spec. Publ. London.

Embry, A. F. (1995). Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. Norwegian Petroleum Society Special Publications, Elsevier. **5:** 1-11.

Embry, A. F. et J. E. Klovan (1972). "Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones." Geologische Rundschau **61**: 672-686.

Farouk, S. et M. Faris (2012). "Late Cretaceous calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal bioevents of the shallow-marine carbonate platform in the Mitla Pass, west central Sinai, Egypt." Cretaceous Research **33**(1): 50-65.

Ficheur, E. (1890). Les terrains éocènes de la Kabylie du Djurjura, Impr. P. Fontana et cie.

Flügel, E. (1972). "Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias: Methoden und Probleme." Mitt Ges Geol Bergbaustud **21**: 9-64.

Flügel, E. (2004). "Carbonate depositional environments." Microfaciès of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: 7-52.

Flügel, E. et A. Munnecke (2010). Microfaciès of carbonate rocks: analysis, interpretation and application, Springer.

Fournel, H. (1849). Richesse minérale de l'Algérie: accompagnée d'éclaircissements historiques sur cette partie de l'Afrique septentrionale, Imprimerie nationale.

Frey, R. W., et al. (1990). "Ichnofaciès and bathymetry: a passive relationship." Journal of Paleontology **64**(1): 155-158.

Gale, A. S., et al. (2008). "An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage." Cretaceous Research **29**(1): 131-167.

Georgescu, M.-D. (1996). "Santonian-Maastrichtian planktonic foraminifers (Globigerinelloididae, Hedbergellidae, Globotruncanidae and Rugoglobigerinidae) in the Romanian black sea offshore." Micropaleontology: 305-333.

Georgescu, M. D. (2010). Evolutionary classification of the Upper Cretaceous (Turonian–lower Campanian) planktic foraminifera with incipient meridional ornamentation, The Geological Society of London.

Ghandriche, H. (1991). Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie), Paris 11.

Glangeaud, L. (1932). Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger: par Louis Glangeaud, Y. Cadoret.

Glangeaud, L. (1951). "Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale." Bulletin de la Société géologique de France **6**(8): 735-762.

Gorbachik, T. (1971). "On Cretaceous foraminifera of the Crimea." Voprosy Mikropaleontology **14**: 125-216.

Gradstein, F., et al. (2012). The geologic time scale 2012, elsevier.

Gradstein, f. M. (1978). " Biostratigraphy of lower cretaceous blake nose andblake-bahama basin foraminifers dsdp leg 44, western north atlantic ocean."

Guiraud, R. (1973). Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, Toulouse.

Handford, C. R. et . Loucks R. G (1993). "Carbonate depositional sequences and systems tracts--responses of carbonate platforms to relative sea-level changes: Chapter 1."

Haq, B. U., et al. (1987). "Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic." Science **235**(4793): 1156-1167.

Hardenbol, J., et al. (1998). "Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins."

Hardenbol, J., et al. (1981). "Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy." Oceanologica Acta, Special issue.

Herkat, M. (1982). Lithostratigraphie et sédimentologie des formations carbonatées du Jurassique supérieur des monts des Oulad Nail et de la terminaison orientale du Djebel Amour (Atlas saharien).

Herkat, M. et J. Delfaud (2000). "Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point." Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science **330**(11): 785-792.

Herkat, M. et R. Guiraud (2006). "The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria)." Journal of African Earth Sciences **46**(4): 346-370.

Hunt, D. et M. E. Tucker (1992). "Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level'fall." Sedimentary Geology **81**(1-2): 1-9.

Kaplan, U. et W. J. Kennedy (2000). "Santonian ammonite stratigraphy of the Münster Basin, NW Germany." Acta Geologica Polonica **50**(1): 99-117.

Kazi-Tani, N. (1986). Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien: approche megaséquentielle, Pau.

Kennedy, W. (1991). "Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage." Newsl, Statigr. **24**: 1-33.

Killian, C. (1931). "Des principaux complexes continentaux du Sahara. CR somm." Soc. Géol. Fr. Paris, 109 **111**.

Laffite, J. (1939). Université de Paris. Faculté de droit. La Société nationale des chemins de fer français: thèse pour le doctorat... par Jacques Laffite, Librairie du Recueil Sirey.

Lamolda, M. A., et al. (2007). "Planktonic foraminiferal bioevents in the Coniacian/Santonian boundary interval at Olazagutia, Navarra province, Spain." Cretaceous Research **28**(1): 18-29.

Maamouri, A., et al. (1994). "La Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale: variations latérales, nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle." Journal of African Earth Sciences **18**(1): 37-50.

Marmi, R. (1995). Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale. Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques, Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy1, 283p.

Maslakova, N. (1971). "Contribution to the systematics and phylogeny of the Globotruncanids." Voprosy Mikropaleontology **8**: 102-117.

McNulty, C. (1976). "Cretaceous foraminiferal stratigraphy, dsdp leg 33, holes 315a, 316, 317a."

Melinte, M. C. and M. A. Lamolda (2002). Calcareous nannofossils around the Coniacian/Santonian boundary interval in the Olazagutia section (N. Spain), na.

Michard, A., et al. (2008). The variscan belt. Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction, Springer**:** 65-132.

Morad, S., et al. (2012). "Impact of diagenesis on the spatial and temporal distribution of reservoir quality in the Jurassic Arab D and C members, offshore Abu Dhabi oilfield, United Arab Emirates." GeoArabia **17**(3): 17-56.

Morad, S., et al. (2010). "The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional faciès and sequence stratigraphy." AAPG bulletin **94**(8): 1267-1309.

Morel, L. (1998). Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien-Turonien, Paris 6.

Murray, J. and A. F. Renard (1891). Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872 to 1876, HM Stationery Office.

Naish, T. and P. Kamp (1997). "High-resolution sequence stratigraphy of 6th order (41 ka) Plio-Pleistocene cyclothems, Wanganui Basin, New Zealand." Bulletin of the Geological Society of America **109**: 978-999.

Nederbragt, A. J. (1991). "Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera)." Micropaleontology: 329-372.

Obert, D. (1981). Étude géologique des Babors orientaux (domaine tellien, Algérie), Toulouse.

Özkan-Altiner, S. and E. Özcan (1999). "Upper Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy from NW Turkey: calibration of the stratigraphic ranges of larger benthonic foraminifera." Geological Journal **34**(3): 287-301.

Pérès, J.-M. (1961). Océanographie biologique et biologie marine (1): La vie benthique, FeniXX.

Pérès, J. and J. Picard (1964). "Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée: Rec." Trav. Station Marittime Endoume **31**(47): 137.

Peron, A. (1883). "Description géologique de l'Algérie." Éditions Masson, Librairie de l'académie de médecine, Paris **8**.

Peron, A. (1896). Les ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie, La Société [géologique de France].

Péron, A. (1883). Essai d'une description géologique de l'Algerie: pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique Française, G. Masson, éditeur.

Péron, A. (1890). Description des Mollusques fossiles des terrains crétacés de la région sud des hauts-plateaux de la Tunisie recueillis en 1885 et 1886 par M. Philippe Thomas,....: Deuxième partie, Imprimerie nationale.

Pessagno, e. And l. Jf (1973). "Shore laboratory report on mesozoic foraminiferida, leg 17."

Pessagno Jr, E. A. (1967). "Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf coastal plain." Palaeontographica americana **5**: 245-445.

Petrizzo, M. R. (2001). "Late Cretaceous planktonic foraminifera from Kerguelen Plateau (ODP Leg 183): new data to improve the Southern Ocean biozonation." Cretaceous Research **22**(6): 829-855.

Petrizzo, M. R. (2003). "Late Cretaceous planktonic foraminiferal bioevents in thetethys and in the southern ocean record: an overview." The journal of foraminiferal research **33**(4): 330-337.

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, par A. Pomel, Association ouvrière V. Aillaud et Cie.

Postuma, J. A. (1971). "Manual of planktonic foraminifera."

Premoli, S. (1981). "Cretaceous planktonic foraminifers from the Nauru Basin, Leg 61, Site 462, western equatorial Pacific."

Premoli Silva, I., et al. (2005). Foraminifera abundance of Hole 61-462, PANGAEA.

Rami, A. (1992). "Précisions biostratigraphiques et milieu de dépôt des séries du Crétacé supérieur du flanc nord-ouest du Jebel Bargou (Tunisie centrale)." DEA Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 81p.

Rami, A. (1998). "Stratigraphie, micropaléontologie et environnements de dépôt du Crétacé supérieur de la Tunisie centro-septentrionale." PhD, Faculté des Sciences de Tunis, Tunis, Tunisia (in French).

Rami, A., et al. (1997). "Biostratigraphie (Foraminifères) et contrôle tectono-sédimentaire du Crétacé supérieur dans la région de Mejez El Bab (Tunisie septentrionale)." Géologie méditerranéenne **24**(1): 101-123.

Raoult, J.-F. (1974). "Géologie du centre de la chaine numidique Nord du constantinois, Algerie)."

Razgallah, S. G. (1983). Le Cénomanien de Tunisie centrale: étude paléoecologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogeographique, Université Claude Bernard-Lyon I.

Robaszynski, F. (1979). "Atlas de Foraminiferes planctoniques du Cretace moyen. Partie 1." Cahiers de Micropaleontologie **26**(1): 1-185.

Robaszynski, F. (1984). "Atlas of late Cretaceous globotruncanids." Rev. Micropaleont. **26**: 145-305.

Robaszynski, F. and M. Caron (1995). "Foraminiferes planctoniques du Cretace; commentaire de la zonation Europe-Mediterranee." Bulletin de la Société géologique de France **166**(6): 681-692.

Robaszynski, F., et al. (2000). "Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien= The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils

zones from Upper Turonian to Maastrichtian." Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production(2).

Robaszynski, F., et al. (1998). "Planktonic foraminifera-upper Cretaceous, chart of Cretaceous Biochronostratigraphy." Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society for Sedimentary Geology, Special Publication **60**: 782.

Robaszynski, F., et al. (2000). "Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien= The Upper Cretaceous of the Kalaat Senan region, Central Tunisia. Integrated litho-biostratigraphy based on ammonites, planktonic foraminifera and nannofossils zones from Upper Turonian to Maastrichtian." Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production(2).

Rodríguez, D. L. (1977). Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (Sector Central), Universidad de Granada.

Salaj, J. (1980). "Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens): Bratislava." Geologický Ústav Dionyza Stura, Slovenskej Akadémie vied v Bratislave.

Sari, B. (2009). "Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Coniacian-Maastrichtian sequences of the Bey Daglari Autochthon, western Taurides, Turkey: thin-section zonation."

Savornin, J. (1920). Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien, Ancienne maison bastide-Jourdan, Jules carbonel, imprimeiur-libraire de l .

Schlager, W. (2005). Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy, SEPM Soc for Sed Geology.

Shinn, E. A. (1969). "Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf." Sedimentology **12**(1-2): 109-144.

Sigal, J. (1955). "Notes micropaléontologiques nord-africaines. 1. Du Cénomanien au Santonien: zones et limites en faciés pélagiques." Cr Somm. Soc. Geol. Fr(8): 157-160.

Sigal, J. (1977). "Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques." Géologie méditerranéenne **4**(2): 99-107.

Silva, P. (1995). "Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy." Palaeontographia Ital. **81**: 2.

Silva, P. (2004). "Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera." (No Title): 1.

Stainforth, R. M. (1975). "Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms." Univ. Kansas Paleont. Contr., Article **62**: figs. 1-213.

Taylor, A. and R. Goldring (1996). "Short course in trace fossil analysis: interpretation and application." Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau.

Tissot, A. (1881). Mémoire sur la représentation des surfaces et les projections des cartes géographiques, Gauthier-Villars.

Tucker, M. E. and V. P. Wright (2009). Carbonate sedimentology, John Wiley & Sons.

Vail, P. (1991). "The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation-an overview." Cycles and events in stratigraphy.

Vail, P., et al. (1987). "La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris." Bulletin de la Société géologique de France **3**(7): 1301-1321.

Vail, P., et al. (1984). "Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy."

Vail, P. R. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level." Memoir of the American Association of Petroleum Geologists **26**: 49-50.

Van Hinte, J. E. (1976). "A Cretaceous time scale." AAPG bulletin **60**(4): 498-516.

Van Wagoner, J. C., et al. (1988). "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions."

Vila, J.-M. (1980). "La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens." These de Doctorat-es-sciences, Universite Pierre et Marie curie.

Vila, J. M. and J. Magne (1969). "Le cadre structural du Djebel Debar (Nord du Constantinois, Algerie)." Bulletin de la Société géologique de France **7**(1): 75-81.

Voute, C. (1967). "Essai de synthese de l'histoire géologique des environs d'Ain fakroun Ain barouche et des regions limitrophes. Description detaillee des feuilles d'Ain fakroun et Ain babouche de la carte geologique 1: 50.000."

Wilson, J. L. (2012). Carbonate faciès in geologic history, Springer Science & Business Media.

Wonders, A. (1992). "Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy, Leg 122, Exmouth plateau, Australia." Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1992 **122**: 587-599.

Wonders, A. A. H. (1980). "Middle and Late Cretaceous planktonic foraminifera of the western Mediterranean area." Utrecht micropaleontological bulletins **24**: 7-157.

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, Université Henri Poincaré-Nancy 1.