



Université d'Oran 2, Ahmed Ben Ahmed  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

*Département des Sciences de la Terre*  
*Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire (GéoBaBiSé)*

THESE

Pour obtenir le diplôme de Doctorat en : Sciences de la Terre  
Spécialité : Géodynamique des bassins sédimentaires

**DYNAMIQUE DES CARBONATES CENOMANIEN-TURONIENS DE LA PARTIE  
MÉRIDIONALE DES MONTS DES KSOUR (TRANSECT MÉRIDJA – LABIOD SID  
CHEÏKH) : IMPLICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE ET RECONSTITUTION  
PALÉOGÉOGRAPHIQUE**

Présenté et soutenu par :  
**Abdeldjebar SALHI**  
devant le Jury composé de :

Mme. SEBANE-TOUAHRIA Abdia, Professeur (Université d'Oran-2)  
Mr. BENHAMOU Miloud, Professeur (Université d'Oran-2)  
Mr. ATROPS François, Professeur (Université de Lyon 1)  
Mr. SEBANE Abbès, Professeur (Université d'Oran-2)  
Mr. BENSALAH Mustapha, Professeur (Université de Tlemcen)  
M. BENYOUCEF Madani, Professeur (Université de Mascara)

Présidente  
Directeur de thèse  
Co-directeur de thèse  
Examineur  
Examineur  
Examineur

11 Avril 2021

## *Hommage*

*Tout d'abords, je dédie ce travail à la mémoire de mes très chers parents. Que DIEU les bénisse.*

*A ma petite famille, à mes fils. A mes sœurs et frère. A ma grande famille.*

Les routes les plus difficiles mènent aux plus belles destinations.

On ne cueille aucun fruit de réussite sur l'arbre de repos.

## Remerciements

En premier lieu, Je tiens à remercier mon directeur de thèse, Miloud Benhamou Professeur à l'Université Oran II pour son bienveillance permanente, sa disponibilité, pour ses excellents conseils, et surtout de m'avoir supporté et encouragé dans mes travaux de terrain, de laboratoire et de rédaction. Je n'oublierai jamais ses efforts inépuisables dans mon encadrement et dans ma formation depuis les années à commencer par mon ingéniorat. Je remercie également mon co-directeur de thèse Professeur François Atrops, pour m'avoir accueilli et facilité le travail dans le laboratoire de Claude Bernard de Lyon 1. Je lui ai infiniment remercié pour avoir déterminé la macrofaune et permis de réaliser des analyses géochimiques. Ses innombrables aides scientifiques et administratives au cours de mon détachement et sa confiance méritent toutes mes gratitude.

Merci infiniment à M<sup>me</sup> Sebane Professeur à l'Université Oran II pour avoir accepté de superviser et présider mon travail et ma soutenance. Je ne peux oublier ses conseils et orientations qui remontent dans le temps comme enseignante depuis ma formation comme ingénieur dans les années quatre-vingt-dix. Également, mes remerciements s'adressent à Mr. Sebane Abbès Professeur à l'Université d'Oran II, pour avoir accepté d'examiner ce présent travail. Sa riche expérience géologique dans les Monts des Ksour m'a été très utile à travers ses conseils dans mon cursus de formation doctorale, de magistère et d'ingéniorat. J'adresse mes chaleureux remerciements à Mr. Bensalah, Professeur à l'Université de Tlemcen, qui m'a été très utile avec sa longue et riche expérience géologique dans le Sahara algérienne et l'Atlas. Je n'oublie jamais les bons moments qu'on a partagé ensemble avec ses conseils pertinents et ses encouragements inoubliables qui remontent le moral. Merci beaucoup. Je ne peux oublier depuis ma formation de magistère les encouragements de Mr. Madani Professeur à l'Université de Mascara. Sa maîtrise et ses aides en matière d'outil informatique utile pour les géologues est bien reconnue et indétournable. Je lui remercie beaucoup pour avoir accepté de faire partie des membres de jury de cette thèse et de m'avoir apporté de nombreux conseils extrêmement précieux.

Merci à tous mes enseignants de département de Sciences de la Terre de l'Université d'Oran II présents et non-présents qui ont contribué de loin ou de près même avec un soutien moral encourageant afin d'arriver à l'aboutissement de ce présent travail.

Je tiens aussi à remercier le personnel du laboratoire du CRD de Boumerdès qui a contribué à la confection d'une partie de plaques minces sous la demande du défunt Mr. L. Mekahli avec qui j'ai travaillé mon ingéniorat. Ses multitudes services et ses encouragements sont gravés dans ma mémoire. Je remercie chaleureusement l'ensemble des chercheurs du laboratoire de géologie de Lyon 1 qui ont contribué à la réalisation des analyses géochimiques, particulièrement Christophe Lecuyer, Martinot F. et Fourel F.

Ce travail n'aurait pas existé sans la facilitation et parfois l'aide logistique des autorités civiles et militaires des wilayas de Naâma et Béchar pour l'accès au terrain, l'hébergement et le déplacement dans des moments difficiles.

Enfin, sans oublier le soutien moral de tout mon entourage familial et amical. Merci pour eux tous.

## SOMMAIRE

AVANT PROPOS	
SOMMAIRE .....	1
RESUME .....	3
ABSTRACT .....	4
ملخص .....	5
<i>Chapitre 1 : INTRODUCTION ET CADRE GENERAL DE L'ETUDE</i>	
I. PREAMBULE : ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE CRETACE MOYEN.....	6
II. PLAN DE TRAVAIL .....	8
III. OBJECTIFS DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE .....	9
IV. APPROCHE ET INTERACTIONS, DEMARCHES ET METHODES ANALYTIQUES ....	11
V. METHODES PRECONISEES .....	14
VI. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL .....	17
VII. RECHERCHES ET TRAVAUX ANTERIEURES SUR LE CRETACE .....	23
<i>Chapitre 2 : STRATIGRAPHIE</i>	
I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE .....	35
II. COUPES REALISEES DANS CETTE ETUDE .....	36
1. Coupe du Djebel Tissmert, région de Labiodh Sid Cheïkh.....	38
2. Djebel Rhélida, région de Bousseghoun .....	45
3. Djebel M'daouer, région d'Aïn Ouarka .....	50
4. Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka .....	59
5. Safret el Handjir, région d'Aïn Sefra .....	67
6. Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif .....	73
7. Chaïb Rassou, région de Boukaïs .....	81
8. Messaouer El Atchène, région de Kenadza .....	88
9. D'Chiret Namous, région de Méridja .....	93
III. DISCUSSION ET SYNTHESE BIOSTRATIGRAPHIQUE .....	98
<i>Chapitre 3 : SEDIMENTOLOGIE</i>	
I. FACIES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES .....	103
II. ELEMENTS FIGURES .....	106
III. FACIES, ASSOCIATION DE FACIES ET LEUR ENVIRONNEMENTS .....	114
IV. ASSOCIATION DE FACIES .....	137
V. NOTIONS ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE .....	141
VI. STRATIGRAPHIE GENETIQUE .....	145
VII. POINTS COMMUNS .....	147
VIII. DECOUPAGE SEQUENTIELLE DES SERIES ETUDIEES .....	147
IX. SYNTHESE ET CORRELATION SEQUENTIELLE .....	165
<i>Chapitre 4 : ANALYSE GEOCHIMIQUE</i>	
I. INTRODUCTION .....	169
II. CALCIMETRIE .....	170
III. ISOTOPES STABLES DU $\delta^{13}\text{C}$ ET $\delta^{18}\text{O}$ .....	174
IV. COMMENTAIRE DES COURBES $\delta^{13}\text{C}$ .....	176
V. DIAGRAMMES CROISES $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ .....	185
VI. CORRELATION LOCALE .....	187
VII. COMPARAISON REGIONALE .....	191
VIII. COMPARAISON GLOBALE .....	199
IX. UTILITE DES ANALYSES ISOTOPIQUES .....	220

*Chapitre 5 : EVENEMENTS ET PALEOGEOGRAPHIE*

I. EVENEMENTS ET PHENOMENES MARQUANTS LES VARIATIONS LATERALE .....	222
II. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE HERITEE A L'ECHELLE DES MONTS DES KSOUR	224
III PALEOGEOGRAPHIE A L'ECHELLE DU TRANSECT ETUDIE .....	225
CONCLUSION GENERALE .....	230
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	235
LISTE DES FIGURES .....	251
LISTE DES TABLEAUX ET PLANCHES .....	254
TABLE DES MATIERES .....	255

## Résumé

Le Crétacé de la partie méridionale des Monts des Ksour demeure peu étudié sur le plan sédimentologique et biostratigraphique. Dans ce travail, une dizaine de coupes faites le long du transect Labiodh Sidi Cheikh – El Méridja ont montré des marnes et argiles à gypse, constituant des combes coiffées par des crêtes ou barres calcaires plus ou moins dolomitisées. Ces marnes gypsifères sont attribuées au Cénomaniens moyen grâce à une microfaune d'ostracodes lisses marins et quelques oogones qui témoignent les milieux de vasières littorales à influences continentales marquées. Dans les barres carbonatées, les *Neolobites* récoltés à la base du Membre inférieur la "Formation de Ghoundjaïa" donne la zone *Vibrayeanus*, tandis-qu 'au sommet du Membre inférieur et au Membre médian ou *Vascoceras gamai*, et *Vascoceras cauvinii*, correspondent aux zones à Gamai et à Cauvini de la partie terminale du Cénomaniens supérieur. Ces ammonites sont associés à des foraminifères planctoniques *Whiteinella* sp., *Hedbergella* sp.. La zone Gamai a livré également des oursins *Mecaster* sp., *Mecaster pseudofourrelli* et *Heterodiadema*. Les échinodermes *Heterodiadema lybicum* et les ammonites *Neolobites* aff. *Vibrayeanus* récoltés dans la partie inférieure de la barre calcaire indiquent la base du Cénomaniens supérieur.

Les trois pics positifs du  $\delta^{13}\text{C}$  et la zone des excursions positives du  $\delta^{13}\text{C}$ , marquant l'évènement anoxique océanique (OAE-2) de la limite cénomaniens-turonienne sont enregistrés dans les coupes de Tamednaïa, Labiodh Sidi Cheïkh et M'daouer. Ils correspondent à une importante phase de montée du niveau marin contemporaine de la grande transgression globale du Cénomaniens supérieur. Comme sur la plupart des plates-formes carbonatées peu profondes du domaine sud-téthysien, les faciès anoxiques relatifs à ce niveau sont absents. Pour la série représentative de M'daouer, la zone d'excursion commence avec le premier pic (1) au milieu du Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" et s'étale à travers le deuxième pic (2) marquant la fin de ce membre. L'intervalle de ces deux premiers pics coïncide avec la Zone à Geslinianum relative au rarissime de faune biostratigraphique. Le troisième pic (3), se trouvant à la base du Membre marneux intermédiaire de la "Formation de Ghoundjaïa", coïncide avec la zone Cauvini. La limite cénomaniens-turonienne qui se trouve après une surface durcie ferrugineuse d'extension régionale, se place juste au-dessous du pic 3. Le long du reste du Membre médian et le Membre carbonaté supérieur, où les données biostratigraphiques sont absentes, l'excursion du signal  $\delta^{13}\text{C}$  prend des valeurs négatives et caractérise le Turonien inférieur.

L'étude sédimentologique a montré une différenciation paléobathymétrique où les conditions les plus marines, peu profondes, se trouvent vers l'Est-Nord-Est des Monts des Ksour méridionaux. Le paléorelief paléozoïque de Ben-Zireg a joué un rôle d'haut-fond séparant ainsi le sillon des Ksour du Bassin de Guir. L'influence de cette paléogéographie a permis l'existence d'une paléo-rampe homoclinale affectant la série cénomaniens-turonienne. Le backshore relativement confinés dans la "Formation de M'daouer", évolue à un *offshore* kénoïque dessalés à faune pluri-spécifique au sein de la "Formation de Ghoundjaïa". Des faciès de pentes riches en oursins au niveau de Djebel Ghoundjaïa et des faciès plus néritiques à Kenadza pré-dictent la polarité de la transgression cénomaniens du NNE vers le SSW. Ce n'est que vers le Turonien inférieur, que la rampe se comble, donnant lieu à un faciès de shoreface généralisé.

**Mots-clés** : Atlas saharien ; Ksour ; Ghoundjaïa ; Cénomaniens-Turonien ; signal  $\delta^{13}\text{C}$  ; Anoxie ; Rampe.

## Abstract

The Southern part Ksour Mountains Cretaceous remained unstudied in sedimentological and biostratigraphic ways. In this work, dozen sections are done along Labiodh Sid Cheïkh - El Méridja transect which showed gypsiferous marls and clays, filling combes capped by ridges or limestone bars more or less dolomitized. These gypsiferous marls are attributed to Middle Cenomanian by smooth marine ostracods microfauna and some oögones that testify coastal mudflats environment with marked continental influences. In the carbonate bars, the *Neolobites* find at the bottom "Ghoundjaïa Formation" Lower Member gives the *Vibrayeanus* zone, while in the middle Lower Meber and Middle Member *Vascoceras gamai* and *Vascoceras cauvini*, correspond to the Gamai and Cauvini Zones of the Upper Cenomanian. These ammonites are associated with planktonic foraminifers *Whiteinella* sp., *Hedbergella* sp. The Gamai Zone also delivered urchins as *Mecaster* sp., *Mecaster pseudofourrelli* and *Heterodiadema*. *Heterodiadema lybicum* and *Neolobites* aff. *vibrayeanus* found in the lower part of limestone bar indicate the bottom of Upper Cenomanian.

The three positive peaks and the positive excursion interval of the  $\delta^{13}\text{C}$ , marking the oceanic anoxic event (OAE-2) of the Cenomanian-Turonian boundary are recorded in Tamednaïa, Labiodh Sid-Cheïkh and M'daouer sections. They correspond to an important sea level rise contemporary to the global Upper Cenomanian transgression. As on most South Tethyan shallow carbonate platforms, anoxic facies related to this level are missing. For the representative M'daouer succession, the excursion interval begins with the first peak (1) in the Middle of the "Ghoundjaïa Formation" Lower carbonate Member and spreads through the second peak (2) marking the end of this member. The interval of these first two peaks coincides with the Geslinianum Zone relative to the rare biostratigraphic fauna. The third peak (3), located at the bottom of the Intermediate Ghoundjaïa Formation Member, coincides with the Cauvini area. The Cenomanian-Turonian boundary, lying after a regional ferruginous hard-ground discontinuity, is just below peak 3. Along the rest of the Median Member and the Upper Carbonate Member, where biostratigraphic data are absent, the  $\delta^{13}\text{C}$  signal excursion takes negative values and characterizes Lower Turonian.

The sedimentological study demonstrates a paleobathymetric differentiation where the most marine, shallow conditions are towards the east-northeast of the Southern Ksour Mountains. Ben-Zireg's paleozoic high-bottom was playing as a shoal separating the Ksour furrow from the Guir Basin. The influence of this paleogeography allowed existence of a homoclinal paleo-ramp affecting the Cenomanian-Turonian series. The relatively confined backshore in the "M'daouer Formation", changes gradually to less salty offshore with multi-specific fauna within the "Ghoundjaïa Formation". Sea urchin slopes facies at Djebel Ghoundjaïa and more neritic facies in Kenadza pre-dictate the polarity NNE to SSW Cenomanian transgression. Since Lower Turonian, the ramp fills up, giving a generalized shoreface facies.

**Key-words:** Saharan Atlas; Ksour; Ghoundjaïa; Cenomanian-Turonian;  $\delta^{13}\text{C}$  signal; Anoxic; Ramp.

## ملخص

ظل العصر الطباشيري في الجزء الجنوبي من جبال الكسور غير مدروساً من الناحية الترسيبية و البيوسترغرافية. في هذا العمل، أظهرت صخور المارن و الطين الجبسية المرمل الموجودة في التخفيضات و ممتطاة من التلال بحانات الحجر الجيري أكثر أو قل دولوميت. تنسب هذه مارل الجبس إلى حقبة السينوماني المتوسط من قبل الحيوانات الدقيقة البحرية الرطبة اوستراكود والوصول التي تشهد على التأثيرات الملحوظة الساحلية الطينية القارية . في التشكيلات الكربوناتيية اضرهت نيولوبيت الملتقطة في اسفل عضو "تشكيل غونجاية" أعطت مجال فيرايانيس بينما اعلي و الأوسط العضو المذكورين تواجد فاسكوسيراس قاماي و فاسكوسيراس كوفيني تتوافق مع المناطق في غاماي و كوفيني للمنطقة النهائية للحقبة سينومانيا الأعلى. وترتبط هذه الأمونيات مع الفورامفيرا بالبحر العميق مثل ويثينيل و هيدبرجلا. كما سلمت منطقة غاماي قنafd البحر ميكاستر بسودوفورنيلي و هيبيرو ديا ديمل . القنafd والامونيا التي تم جمعها في الجزء السفلي من الطوق الحجر الجيري تشير إلى قاعدة السينومانيا الأعلى.

تسجل القمم الثلاث الإيجابية للنتوءات  $C^{13}D$  التي تشير إلى الحدث الأنوكسي المحيطي للحدود السينامانيان-تورونية المسجلة في مقاطع تاميدنايا، وليبوض سيد الشيخ، ومداور. وهي تتوافق مع مرحلة هامة من الصعود إلى مستوى سطح البحر والمعاصر للتجاوز العالمي العظيم للسينامانيين الأعلى. كما هو الحال مع معظم منصات الكربونات الضحلة في مجال جنوب التنيس لا توجد فاصلات أنوكسي ذات الصلة بهذا المستوى. ، تبدأ منطقة المثالية للمدار بالذروة الأولى (1) للخرجات النيجابية في وسط العضو الكربوني السفلي من تشكيل المدار و ينتشر عبر الذروة الثانية (2) التي تشير إلى نهاية هذا العضو. ويتزامن الفاصل الزمني بين هاتين القمتين الأوليين مع منطقة جيسلينيانوم بالنسبة إلى الحيوانات البيولوجية النادرة. تتزامن الذروة الثالثة (3)، الواقعة في قاعدة العضو المتوسط لتشكيل الغونجاية مع منطقة كوفيني. الحدود السينومانو-تيرونيان التي تم العثور عليها بعد سطح متشدر حديدي من الامتداد الإقليمي هو فقط موجود تحت الذروة 3 مباشرة. على طول بقية العضو الوسيط وعضو الكربونات العليا حيث تغيب البيانات البيولوجية ، فإن خرجة الإشارة حيث تغيب البيانات البيولوجية ، تأخذ قيماً سلبية وتميز اسفل التورونيان.

أظهرت الدراسة الرسوبية تمايزاً في القياس العمقي حيث توجد معظم الظروف البحرية الضحلة نحو الشرق والشمال الشرقي لجبال كسور الجنوبية. لعب نتو الباليوزيك لبن زيرق دوراً فاصلاً بين المياه الضحلة لمنخفض الكسور وحوض قير. سمح تأثير هذا التصوير الباليوجرافي وجود منحدر ذوميل يؤثر على سلسلة السينومانو-تيرونيان. الشواطئ الخلفية المحصورة نسبياً و الغير مؤكسجة في تشكيل لمداور تتطور إلى شواطئ الخارج مؤكسجة و اقل ملوحة متعددة الحيوانات لتشكيل الغونجاية. منحدرات غنية بقنafd البحر على مستوى تشكيل غونجاية و خصائص شاطئية في القنادسة توحى الى اتجاه قدوم البحر اثناء السينومانيان من ش ش ش الى ج ج غ. فقط نحو أدنى التورونين امتلئ المنحدر معطياً أوساط شاطئية غير عميقة.

**الكلمات المفتاحية:** الأطلس الصحراوي، كسور ، غونجاية، سينمانو-تيرونيان، إشارة  $C^{13}D$  ، غير مؤكسج ، منحدر



*Premier chapitre*  
**GENERALITES ET  
CADRE GENERAL DE L'ETUDE**

## **Chapitre 1 : GENERALITES ET CADRE GENERAL DE L'ETUDE**

### **I. PREAMBULE : ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE CRETACE MOYEN**

#### **1. Géodynamique et conditions paléoclimatiques**

Il est connu que les systèmes carbonatés du Crétacé sont marqués d'événements ou de "crises" où les réponses des plates-formes carbonatées, généralement très sensibles, sont complexes et variables avec parfois la réduction ou la disparition de l'activité biologique. A l'échelle téthysienne, un changement de système sédimentaire de production carbonatée qualifiés d'Événements Anoxiques Océaniques (EAO-II) a eu lieu au passage cénomanien-turonien, avec une autre crise à l'Albien (EAO-I).

Le Crétacé est connu également comme étant une période durant laquelle les conditions climatiques global de type « greenhouse » [(Allen, 1981, 1998 ; Deconinck et Strasser, 1987 ; Deconinck, 1993 ; Hallam, 1984, 1985, 1986, 1994 ; Hallam *et al.*, 1991 ; Ruffell et Rawson, 1994 ; Price, 1999)]. Le mouvement géodynamique antihoraire de la plaque africaine par rapport à celle eurasiatique est l'un parmi des causes de l'élévation eustatique. Notons que ce changement relatif de mouvement Afrique-Eurasie au cours du Crétacé supérieur engendre à son tour l'ouverture de l'océan atlantique sud (Rosenbaum *et al.*, 2002; Philip *et al.* 2000 ; Stampfli *et al.* 2001).

#### **2. Evénement anoxique au Maghreb : causes et effets**

Le CénoManien-Turonien (C-T) est un jalon important dans l'histoire géologique du Maghreb où la plupart des surfaces ont été inondées par une transgression marine amenant, sous une faible tranche d'eau, la couverture des plates-formes du domaine nord-saharien par des dépôts carbonatés moins ou peu profonds surtout vers la fin de cette période (fig. 1). Parallèlement dans la même période, des bassins marins plus profonds et subsidents se développent au nord-est du côté des Aurès (Algérie est) et la Tunisie favorisant ainsi la formation des *black-shales* (Dominique *et al.*, 2008; Soua, 2005). Notons que ces roches, sources d'hydrocarbures dans le système atlasique, marquent des conditions d'anoxie suite à une notable élévation du taux du gaz carbonique atmosphérique et l'installation, dans le domaine océanique, de conditions anoxiques. Les causes de ces événements anoxiques océaniques (EAO) demeurent controversées où deux explications peuvent être relevées, (i) la première consiste à privilégier la forte productivité primaire de la matière organique suite à un *upwelling* alors que (ii) la deuxième tend à favoriser les conditions de préservation par rapport à la production primaire conditionné par la stratification des eaux océaniques et une certaine stagnation. Malgré le caractère global et simultané de l'EAO, ces deux explications ne permettent pas de saisir les différentes expressions du CénoManien-Turonien dans tous les bassins sédimentaires puisqu'en plus des facteurs globaux vient se surimposer l'enregistrement des causes locale ou régionale qu'il est difficile de les séparer. A cet effet, il faut être très prudent quand on applique les modèles car il faut bien déchiffrer les différentes signatures, locales, régionales et globales.

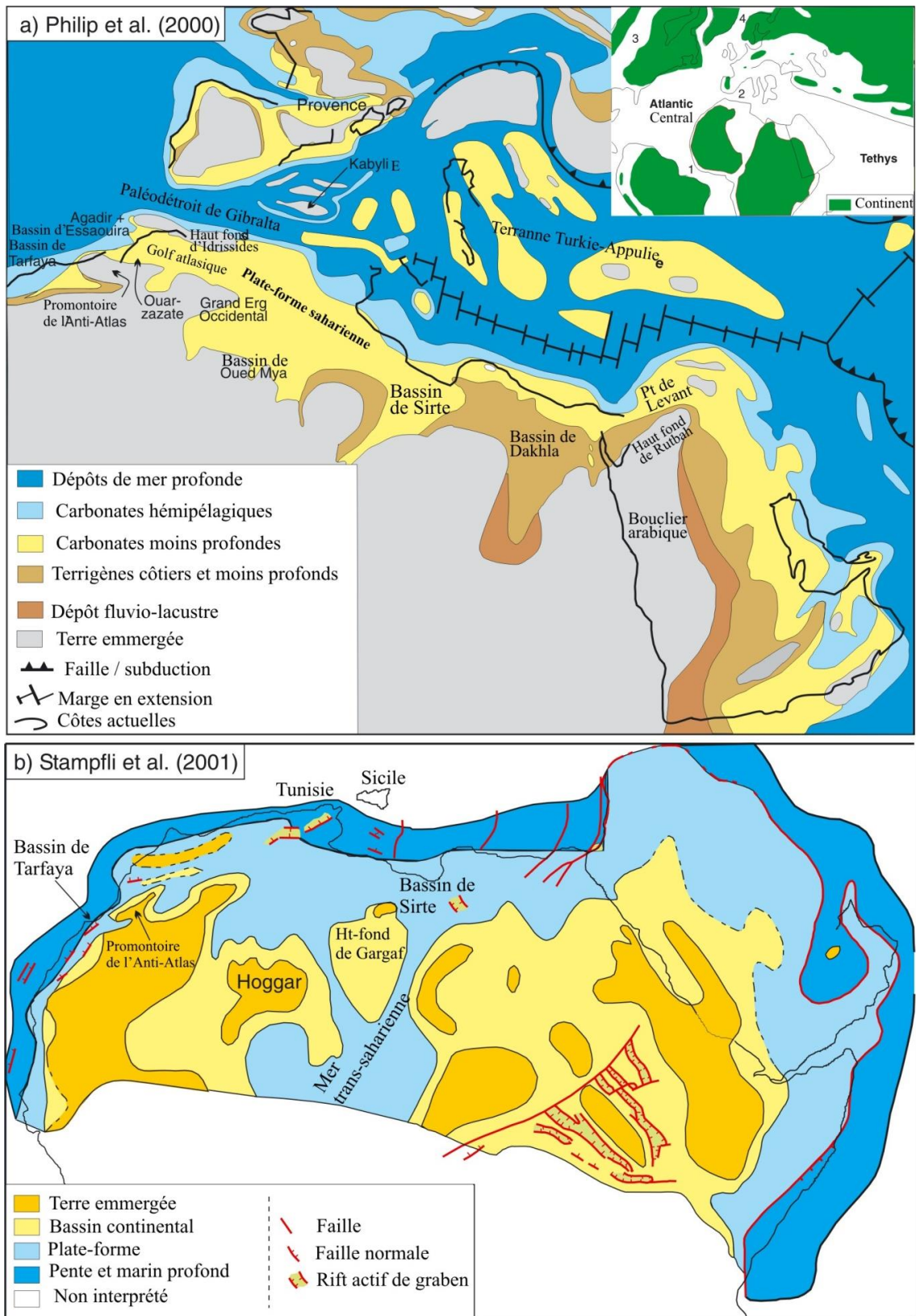


Fig. 1 : Paléogéographie du Cénomanién tardif du Gondwana nord. (a) Cénomanién tardif, simplifié (d'après Philip *et al.*, 2000). (b) Cénomanién-Turonien, d'après Stampfli *et al.* (2001). Reconstitution des plaques tectoniques (coin supérieur droite) (a) modifié (<http://www.scotese.com>) (2001). (1) Liaison par l'Atlantique équatoriale ; (2) Paléodétroit de Gibraltar ; (3) Mer du Western interior ; (4) Mer norvégienne ; (5) Mer transsaharienne (d'après Luning *et al.*, Revue Earth-Sciences, 2004).

### **3. Limites biostratigraphiques du Cénomaniens-Turonien.**

Selon la définition du GSSP « *Global boundary Stratotype Section and Point* », la limite Cénomaniens-Turonien est placée à la base du banc 86 au niveau de la coupe de Pueblo (Etats-Unis). Cette limite correspond à la dernière apparition de *Nigericas scotti* et à la première apparition de *Watinoceras devonense* et de *W. coloradoense* (Kennedy *et al.*, 2000). La difficulté de cette définition est l'absence d'ammonites dans cette limite.

Vu le caractère ubiquiste des foraminifères planctoniques, la limite Cénomaniens-Turonien se trouve entre la dernière apparition de *Rotalipora cushmani* au Cénomaniens supérieur et la première apparition d'*Helvetoglobotruncana helvetica* au Turonien inférieur. L'intervalle entre les Total Range Zone à *R. cushmani* et *H. helvetica* se trouve une Partial Range Zone (PRZ) à *Whiteinella archaeocretacea* (Robaszinski et Caron, 1995) correspondant à cette limite. L'OAE-2 se traduit par l'extinction de 26% des genres (Raup et Sepkoski, 1986), de la plupart des foraminifères benthiques (Jarvis *et al.*, 1988; Kaiho *et al.*, 1993), de plus de 60% des genres d'ammonites (Elder, 1989), semble également favoriser le développement de l'asphyxie des milieux profonds à partir du Cénomaniens terminal.

## **II. PLAN DE TRAVAIL**

Le plan de travail a été articulé suivant la démarche suivant :

- Le premier chapitre comprend, une introduction, le cadre général de l'étude et l'état des connaissances sur le Crétacé des Monts des Ksour tout en exposant le cadre géomorphologique, géostructural et climatique. La problématique du Cénomaniens-Turonien, les objectifs et les techniques d'étude utilisés sur le terrain et au laboratoire sont abordés dans ce chapitre.
- Dans le second chapitre, la description litho-biostratigraphique des neuves coupes faites le long du transect NW-SE (Méridja-Labiodh Sid Cheikh), sera détaillée avec les illustrations des coupes, présentation de la faune (macro- et micro-) sur des planches et la situation et figurations des schémas. Vers la fin de ce chapitre, une synthèse litho- biostratigraphique sera conclue.
- Le troisième chapitre sera consacré à établir la hiérarchie des différents faciès rencontrés dans toutes les coupes géologiques levées. Ensuite, un assemblage des faciès en groupement ou association de faciès sera établi afin d'individualiser un schéma d'environnement de dépôts. Un essai de proposition d'un modèle de répartition de faciès viendra en conclusion de ce chapitre. L'analyse séquentielle, qui rassemble les données litho-biostratigraphiques et les données microfaciologique, est abordée dans ce chapitre pour interpréter les séries sédimentaires et déchiffrer les différents corps et cortèges sédimentaires de façon à aboutir à une reconstitution paléogéographique.
- Le quatrième chapitre exposera les différentes analyses texturales faites sur toutes les coupes de terrain ainsi que les analyses de calcimétrie, d'isotopes stable  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  faites uniquement sur trois coupes sélectionnées, respectivement M'daouer, Tamednaïa et Labiodh Sid Cheïkh qui sont les plus significatives du secteur d'étude. Les résultats de ces analyses seront surtout utilisés pour appuyer les données biostratigraphiques et le calage de découpage séquentiel. Des comparaisons

des courbes isotopiques sont établies à l'échelle locale, régionale et globale en prenant quelques coupes représentatives. Enfin, la conclusion générale fait état des principales données biostratigraphiques et paléoenvironnementales. Une esquisse de reconstitution paléogéographique du Cénomaniens moyen au Turonien inférieur est proposée.

### **III. OBJECTIFS DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE**

#### **1. But de l'étude.**

Peu étudiés sur le plan sédimentologique, les carbonates cénomaniens-turonien des Monts des Ksour ont fait appel le plus souvent à des méthodes classiques. Les anciens auteurs ont réalisé une biostratigraphie fragmentaire basée sur les ammonites (Bassoullet, 1973). Ce travail a entrepris la biostratigraphie et la mise à jour avec le peu de matériel faunique disponible afin de bien comprendre la sédimentogenèse de ces dépôts carbonatés. A travers cette étude, dans leur ensemble les coupes des Monts des Ksour ne fournissent que peu d'éléments de datation. Les ammonites toujours rares, voire absentes, ne se rencontrent que dans quelques niveaux localisés et largement espacés, ce qui complique l'établissement d'une zonation détaillée et ne permet pas de situer facilement la limite Cénomaniens-Turonien.

Une analyse sédimentologique détaillée sur le terrain et à l'échelle du microfaciès s'est avérée nécessaire où la définition des microfaciès correspondants sera la base pour l'établissement des différents faciès et association de faciès. Ces derniers seront répartis sur un modèle architectural proposé de plate-forme carbonatée afin de restituer la zonation des milieux de dépôts et les environnements sédimentaires. L'analyse séquentielle aidera à suivre les différentes successions et à les corrélater latéralement pour comprendre la géométrie des dépôts. L'évolution des paléoenvironnements permettra de reconstituer les principales étapes de la grande transgression du Cénomaniens supérieur. Ce travail aboutit finalement à une esquisse de reconstitution paléogéographique.

Il est connu que les systèmes carbonatés du Crétacé sont marqués d'événements ou de "crises" où les réponses des plates-formes carbonatées, généralement très sensibles, sont complexes et variables avec parfois la réduction ou la disparition de l'activité biologique. A l'échelle téthysienne, un changement de système sédimentaire de production carbonatée qualifiés d'Événements Anoxiques Océaniques (EAO-II) a eu lieu au passage cénomaniens-turonien, avec une autre crise à l'Albien (EAO-I).

Notre travail portera sur une grande partie des Monts des Ksour qui sera plutôt axée sur l'incidence de la première "crise" (EAO-II) du Cénomaniens-Turonien sur les dépôts carbonatés et elle permet de comprendre leur mise en place et leur évolution durant le passage Cénomaniens-Turonien. L'affleurement quasi-continu sous forme de chaînons jouxtant la faille sud-atlasique de la barre cénomaniens-turonien, facilite fidèlement l'accès au terrain. L'étude est focalisée sur les carbonates de la "Formation de Ghoundjaïa" (Cénomaniens sup.-Turonien inf.) et d'une moindre mesure, aux dépôts plus argileux sous la barre carbonatée de la "Formation de M'daouer" (Cénomaniens inf.-moy.).

Parmi les objectifs ciblés de cette étude est le positionnement, avec précision, de la limite Cénomanién-Turonien en se référant à trois coupes ayant subi des analyses isotopiques. La coupe de M'daouer a été choisie comme référentiel vue sa série sédimentaire continue et sa biostratigraphie plus complète. Ceci va permettre d'établir des corrélations fiables localement, régionalement et même globalement. L'application de ce type d'analyse géochimique permet de tester l'efficacité de ce signal géochimique dans des séries de plates-formes peu profondes et peu ou mal documentées biostratigraphiquement. De même, des corrélations régionales et à plus grande distance, notamment avec la coupe stratotypique de Pueblo (Colorado, USA) (Keller et Padro, 2004) et autres sont possibles en comparant les signatures géochimiques. Il faut noter que dans les Monts des Ksour, il n'y a pas de *black-shales* au niveau de la limite Cénomanién-Turonien ce qui rend difficile la détection du passage Cénomanién-Turonien par ces faciès-repères.

## **2. Problématique**

La vérification des changements de géométrie et de faciès des carbonates cénomanién-turonien sur la partie méridionale des Monts des Ksour procède à une investigation sur l'interaction de ces changements avec la variation du niveau eustatique ou autres facteurs de contrôle possibles. Une stratigraphie combinée englobant la lithostratigraphie, la biostratigraphie et la stratigraphie séquentielle, en parallèle avec une recherche minutieuse sur les faciès (macro- et microfaciès) et la géochimie isotopique constituent la base pour les reconstitutions paléogéographiques.

En se référant aux données de Read (1985), Tucker (1985) et Reading & Levell (1996), les facteurs les plus importants qui contrôlent la production, l'accumulation et la préservation de la sédimentation carbonatés sont : 1) l'accommodation, issue du couple tectonique-eustatisme ; 2) les mouvements tectoniques différentiels, se répercutant partiellement sur la morphologie des plates-formes et le partitionnement des aires de sédimentation ; 3) les variations du niveau marin, modifiant la circulation des eaux dans un bassin ; 4) les conditions environnementales et paléocéologiques, incluant divers paramètres : température, profondeur, salinité, composition chimique, limpidité des eaux et apports en nutriments qui influent sur la productivité des écosystèmes à organismes générateurs de carbonates ; 5) les conditions climatiques, influençant les apports en sédiments terrigènes ; 6) l'hydrodynamisme (vague et courant) responsable du transport de sédiments ; 7) l'activité volcanique pouvant perturber le cycle du CO<sub>2</sub> et changer le potentiel de précipitation des carbonates.

Le dysfonctionnement des systèmes sédimentaires carbonatés de chacun de ces facteurs, s'exprime à différentes échelles, à des fréquences et à des magnitudes très variées. Pour comprendre la réponse des plates-formes carbonatées à chacun de ces facteurs et distinguer les processus globaux, régionaux ou locaux contrôlant leurs évolutions, il est nécessaire d'appliquer différentes approches méthodologiques permettant de bien contraindre l'effet, à toutes les échelles de temps et d'espace, de chaque facteur sur l'évolution d'un système sédimentaire carbonaté. A cet effet, une méthodologie plus objective a été suivie (*infra*) :

#### **IV. APPROCHES ET INTERROGATIONS, DEMARCHE ET METHODES ANALYTIQUES**

##### **1. Lithostratigraphie et biostratigraphie.**

Neuf coupes géologiques qui ont été levées le long du transect Labiodh Sid Cheïkh – Méridja n'ont fourni que peu de matériel paléontologique qui est souvent abîmé. A cet effet, une étude biostratigraphique et lithostratigraphique détaillée a été entreprise afin d'aboutir à une datation qui permette des corrélations, à petite échelle, des successions du passage cénomanien-turonien de cette partie méridionale des Monts des Ksour. Les données biostratigraphiques établies par les ammonites et les échinodermes dans cette région ont permis de caractériser le Céno-manien moyen-supérieur et probablement le Turonien. Les *Neolobites vibrayeanus* (D'Orbigny) associées parfois à des échinodermes en particulier *Heterodiadema lybicum* (Cagassiz & Dessur) indiquent le Céno-manien supérieur. Les *Vascoceras gamai* (Choffat), et *Vascoceras cauvini* (Chudeau), associés à *Mecaster pseudofourelli* (Perron & Gautier) indiquent la partie terminale du Céno-manien supérieur. Néanmoins, des ammonites indexées le Turonien n'ont pas été trouvées dans les séries étudiées. Les ammonites sont toujours rares dans le Turonien inférieur des Monts des Ksour. Un spécimen mieux conservé, provenant de la partie supérieure du membre marneux (banc Md58) est attribué à *Vascoceras cf. cauvini* (pl. IV-8). Cette espèce pourrait donc encore persister à la base du Turonien, en association avec des formes du Turonien inférieur. Cet étage est daté soit par analogie lithologique, soit par de la microfaune relative à "Bloom" des *Heterohelix* ou soit encore par le signal géochimique qui est bien tracé dans les coupes de Djebel M'daouer et Chebket Tamednaïa. Donc, il est très prudent de prononcer nettement l'étage Turonien partout dans le transect étudié depuis Labiodh Sid Cheïkh jusqu'à Méridja. Même si cet étage est bien souligné dans des séries dilatées comme celle de Djebel M'daouer, il ne peut qu'à être réduit et/ou très réduit ou même absent ailleurs surtout quand la succession est très compréhensive et plus néritique.

##### **2. Association de faunes et environnements.**

Quelques groupes de microfossiles benthiques et planctoniques sont des indicateurs sensibles des changements environnementaux comme le changement de la paléobathymétrie, le taux d'oxygène, l'apport nutritif et l'énergie de l'eau. Des recherches, menées dans ce travail, sur plusieurs groupes microfossiles benthiques et pélagiques (foraminifères, ostracodes et faune associée) sont nécessaires, d'une part, pour étudier l'influence des différents groupes faunistiques sur la production des carbonates et différencier les assemblages successifs de faunes du Céno-manien et de Turonien, et d'autre part, pour reconstituer de quelle façon ces assemblages sont influencés par l'inondation et par une tendance à l'émerision. Les datations avancées ici s'appuient pour une grande partie sur les foraminifères pélagiques issues de sections minces par défaut de rareté dans les échantillons meubles lavés ou absence des niveaux marneux. En plus de l'apport basé essentiellement sur la datation par macrofaune (ammonites, échinides), les nouvelles datations que nous rapportons améliorent la biozonation et la résolution du découpage stratigraphique existant, et permettent de proposer des corrélations et des correspondances avec les cycles eustatiques.

### 3. Stratigraphie séquentielle.

La reconstitution de l'évolution paléogéographique et paléoenvironnementale nécessitant l'intégration des corrélations stratigraphiques sur la plate-forme cénomanien-turonienne du sillon sud-atlasique (partie sud-est des actuels Monts des Ksour) permet d'établir un schéma sur la stratigraphie séquentielle avec une résolution du 3<sup>ème</sup> ordre. Combien de séquences et limites de séquences peuvent être introduites pour cette partie des Monts des Ksour ? Peuvent-elles être corrélées avec d'autres modèles régionaux ou globaux reconnus ? et avec les plates-formes avoisinantes étudiées du Sahara, de l'Est algérien, de Tunisie et du Maroc ? Est-ce que ce schéma de stratigraphie séquentielle est fiable de reconnaître le mécanisme de contrôle local, régional et global sur le développement de la plate-forme ? Y-a-t-il une différence entre les cycles des mêmes intervalles de temps ? Et comment intègre-t-on la cyclicité dans le cadre de la stratigraphie séquentielle de cette zone d'étude ?

### 4. Changement environnementaux et crises sur les plates-formes. (fig. 2 et 3)

Quels environnements existaient pendant le Cénomanien-Turonien sur la plate-forme et quels sont les facteurs de contrôle qui ont déclenchés les différences des milieux ? Est-ce que les changements depuis les conditions d'un milieu moins profond vers le plus profond durant le Cénomanien-Turonien sont liés à la montée du niveau marin global et sont comparables avec d'autres intervalles ? Les conditions environnementales de mer profonde diminuent la productivité carbonatée et la diversité paléontologique au niveau de la limite cénomanien-turonienne comme a été décrite sur plusieurs plates-formes sud-téthysiennes (Derzaweski & Simo, 2002). Est-ce que ces événements sont liés aux mêmes mécanismes qui induisent l'événement anoxique (EAO) global du Cénomanien-Turonien (Jenkys, 1980, Arthur & al., 1987) ? Est-ce que les intervalles de diminution de la production carbonatée et de crise sur la plate-forme sont aussi liées à des facteurs régionaux et locaux (tectonique) ou à des facteurs globaux (Tapponnier, 1977 ; De Grasiensky et al., 1986) . Peut-il, un faciès ou modèle de faciès qui constitue une distribution stratigraphique et latérale, refléter les changements du niveau marin et mettre en évidence les variations des paléoreliefs ?

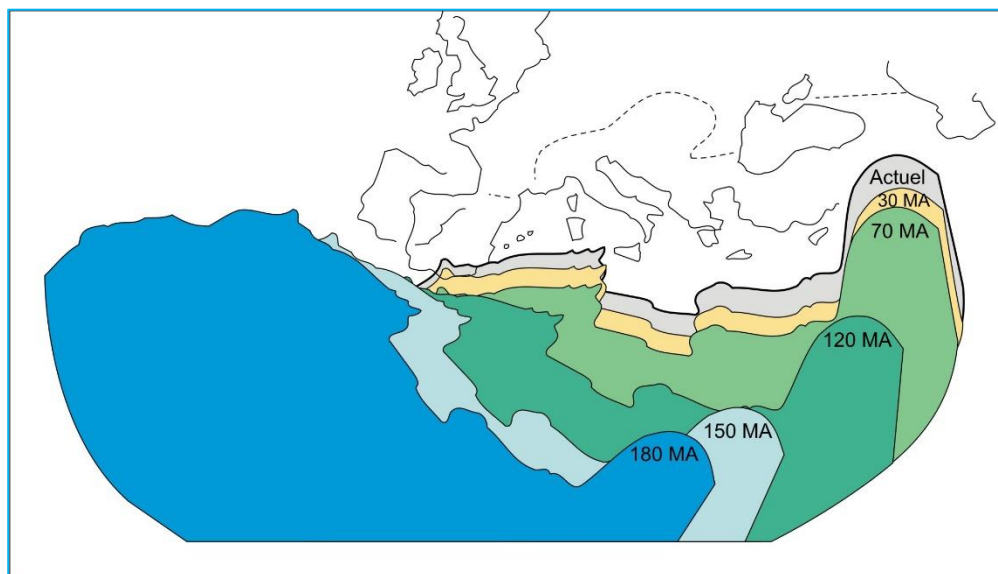


Fig. 2 : Mouvement relatif de l'Afrique-Asie (d'après Tapponnier, 1977).



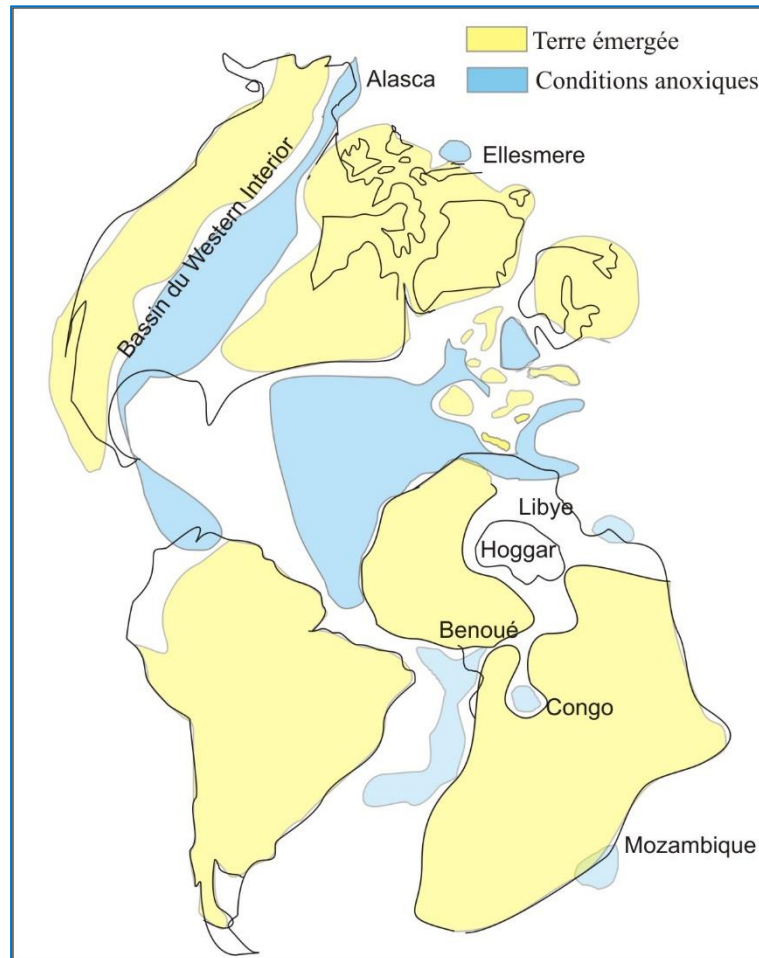


Fig. 3 : Extension géographique des dépôts céno-manien-turonien riches en matière organique dans l'Atlantique et les régions voisines (d'après *De Grasiensky et al., 1986*)

### **5. Paléogéographie.**

La reconstitution paléogéographique illustre la distribution des environnements et de leurs dépôts durant le même intervalle de temps. En plus, les cartes paléogéographiques visualisent les principaux éléments structuraux de la plate-forme. Comment sont arrangés les corps sédimentaires sur la plate-forme durant le Céno-manien-Turonien et pendant les principales phases de montée et de baisses de niveau marin ? Quel type de structure de plate-forme peut être reconstitué en prenant en considération les résultats des analyses stratigraphiques et environnementales ? Quelle correspondance existe-il entre l'évolution paléogéographique des Monts des Ksour méridionaux et les zones adjacentes (Est et Sahara algérien) ?

## **IV. METHODES PRECONISEES**

### **1. Sur le terrain.**

Sur le terrain, notre choix a été réalisé sur neuf coupes le long du transect Labiodh Sid Cheïkh - Méridja (Kenadsa, région de Béchar). Ces coupes ont été levées dans les secteurs ou Djebels suivants : Djebel Tissmert, "Ls" (région de Labiodh Sid Cheïkh) ; Djebel Rhéhidade, "Rh" (région de Bousemghoun) ; Djebel M'daouer "Md" (région d'Aïn Ouarka) ; Djebel Ghoundjaïa, "Gh" (région d'Aïn Ouarka) ; Sfiret ou Safret El Handjir, "Hn" (région d'Aïn Sefra) ; Chebket Tamednaïa, "Tm" (région de Béni Ounif) ; Djebel Chaïb Rassou, "Bk" (région de Boukaïs) ; Messaouer-El-Atchène, "Ma" (région de Kenadsa) ; Dchiret Namous, "Dn" (région de Méridja).

Les coupes levées par la méthode classique du "banc par banc" ont été échantillonnées de façon serrée (roches dures et tendres) surtout à l'intervalle du passage cénomanien-turonien avec un pas d'échantillonnage moyenne pour chaque demi-mètre. La récolte de fossiles (ammonites, oursins, huîtres, bivalves, gastéropodes..) a été systématique. En parallèle à ce travail, des descriptions des lithofaciès et la géométrie des bancs (structures sédimentaires, discontinuités, stratonomie) et la tectonique ont été réalisées. Des photographies panoramiques ont été également prises. Les cartes géologiques au 1/100 000<sup>e</sup> réalisées par [Galmier \(1970\)](#), ont été prises en considération, tout en portant des détails pour tenir compte des nouvelles corrélations. Ensuite, la biostratigraphie et la chronostratigraphie a été réalisée par la détermination de la faune et la microfaune où les foraminifères et les ostracodes, issus des résidus des lavages effectués sur des marnes, ont été reconnus à l'échelle générique. La détermination des ammonites et des oursins a été réalisée par F. Atrops de l'Université de Lyon I. A partir des datations par les fossiles récoltés et par corrélation avec les régions voisines, on a pu recalculer chronostratigraphiquement, la série étudiée des Monts des Ksour dans le Cénomaniens moyen et supérieur-Turonien probable.

### **2. Au laboratoire**

**2.1. Le lavage et le tri.** Les échantillons indurés sont trempés dans de l'eau de robinet pendant un certain nombre de jours en fonction de la dureté de l'échantillon. Les échantillons meubles, généralement marneux sont lavés au travers d'une série de trois tamis, où le premier, de maille grossière (2 mm), est utilisé comme sécurité des deux suivants afin éliminer les gros grains. Le tamis basal, de maille très fine (0.063 mm) se sert pour la récupération de la microfaune. Le tamis intermédiaire (0.25 mm) a permis aussi de récupérer quelques microfaunes à partir de son résidu. Donc, les échantillons sont débarrassés de leurs résidus grossiers (refus constitué de débris coquillers ou rocheux) et de leur fraction limono-argileuse qui constitue le dernier passant éliminé par le jet d'eau à l'aide du tamisage manuel. Pour rechercher la microfaune, les sédiments argileux et marneux sont lavés à l'eau du robinet sur des tamis à mailles utilisées. L'opération est terminée lorsque l'eau qui traverse le (ou les) tamis est aussi claire qu'à la sortie du robinet. Les résidus de lavage sont séchés, puis éventuellement fractionnés à l'aide de tamis secs. Ils sont triés à la loupe binoculaire, à un grossissement compris entre x 20 et x 100, avec un poil d'un pinceau très fin humidifié. Après chaque lavage, les tamis sont brossés avec précaution, puis plongés dans une solution de bleu de méthylène et séchés. Le passage au bleu a pour effet, de marquer les objets susceptibles d'avoir échappé au nettoyage et, en les repérant facilement dans les préparations ultérieures, afin d'éviter les contaminations. Après chaque lavage, les résidus des deux derniers

tamis fins sont récupérés dans des boitiers puis placés dans l'étuve pendant 24 heures pour se sécher. Une fois les échantillons sont devenus parfaitement secs, l'étape du tri consiste à étaler quelques mg de sédiments sur un plateau de tri. Le tri a pour but de prélever et de regrouper dans des cellules les tests, en respectant, autant que possible, leur fréquence dans les assemblages. Sous la loupe binoculaire, une estimation du pourcentage approximatif des microfossiles repérés est établie. Ensuite, ces derniers sont soigneusement triés à l'aide d'une aiguille aimantée puis placés dans une cellule de microfaune pour à des fins d'étude. Malheureusement, on n'a pas pu réaliser des études statistiquement valables par suite du peu de microfossiles trouvés lors du tri. Cela aurait exigé un minimum de 200 individus par niveau ce qui n'a jamais été réalisé. Donc, on s'est contenté d'une estimation approximative et de la détermination générique et spécifique du matériel micropaléontologique trié. La microfaune est représentée par quelques foraminifères et ostracodes isolés dans les cellules. Plusieurs paramètres constituant les éléments de base d'une étude statistique nous manquent mais nous les citerons quand même. La diversité spécifique (population peu, moyennement ou très diversifiée) : il est difficile de déterminer précisément la diversité spécifique, au vu de la difficulté, parfois grande, pour la détermination exacte des spécimens. La richesse en microfossiles, qui se mesure au laboratoire par le nombre de microfossiles contenu dans un gramme de sédiment trié, ne reflète pas réellement la richesse microfaunique pendant la vie des organismes et qui dépend de plusieurs facteurs environnementaux (température, salinité, profondeur, etc...). On note que la qualité du lavage effectué surtout manuellement, comme le cas réalisé ici par les moyens très réduits au niveau du "Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire" (Oran 2), peut jouer sur la concentration des fossiles. Par exemple, une pression de main variée, la proportion en silts et argiles éliminés lors du lavage peut contenir des microfossiles non comptabilisés. Un sédiment peu meuble ou induré sera évidemment moins bien trié qu'un sédiment tendre et bien entendu la qualité du tri dépend de l'expérience du chercheur. Pour se rapprocher de la valeur réelle de la richesse, il faut prendre en considération toutes les pertes citées auparavant par le pesage précis de l'échantillon avant et après lavage, chose qui n'a pu être réalisée par défaut de matériel sophistiqué.

**2.2. La calcimétrie.** Le taux de carbonate de calcium contenu dans les échantillons a été évalué au moyen de la méthode classique du calcimètre de Bernard au niveau de l'Université de Claude Bernard de Lyon 1. Le principe de l'essai s'effectue sur 500 mg d'échantillon finement broyé et bien représentatif de la totalité de la fraction fine qui sera décarbonaté, après broyage, par l'attaque de l'acide chlorhydrique (N/2). La réaction résultante avec les carbonates sera donnée par la formule suivante :



Cette manipulation entraîne un dégagement de CO<sub>2</sub> proportionnel à la quantité des carbonates présents dans le sédiment, en tenant compte de la température ambiante lors de chaque manipulation. Un échantillon référence (100% de CaCO<sub>3</sub>) a été dosé au départ. Le pourcentage de carbonates dans les sédiments est calculé par rapport à l'échantillon de référence. En comparant le volume de CO<sub>2</sub> dégagé par l'échantillon (sur lequel quelques ml d'acide chlorhydrique ont été versés) à celui qui serait dégagé par une quantité donnée de calcite pure ; donc, il est possible de

déterminer très simplement la quantité de  $\text{CaCO}_3$  contenue dans l'échantillon analysé. Pour effectuer la calcimétrie, on a procédé aux étapes de manipulation suivantes :

1) Après le broyage des échantillons durs avec une perceuse et tendres à l'aide du mortier, on met la poudre obtenue dans une demi-feuille de papier et on la ferme avec un trombone, en notant bien le numéro ou le lieu de récolte de l'échantillon sur la feuille et on place la poudre dans l'étuve pendant 24h pour le séchage.

2) Ensuite, on pèse la feuille de papier. Si par exemple, la feuille pèse 0.6240 g, on rajoute la poudre jusqu'à obtenir 0.8740 g. Noter la pesée de la feuille de papier et la pesée après avoir mis la poudre. Mettre le reste de la poudre, comme témoin, dans une boîte.

Pour réaliser la calcimétrie, on débute par 4 ou 5 mesures avec des carbonates purs pour calculer le facteur de correction. Dans les formules ci-après, on introduit le volume de gaz (V), la température ( $T^\circ$ ) et la pression obtenue sur le thermomètre et le baromètre et la pesée (P). Le pourcentage de carbonate pur est de 98%. Le facteur de correction est aux alentours de  $F = 1.06$ . Les étapes à suivre sont les suivantes : 1) mettre la poudre dans l'Erlenmeyer ; 2) puis on fait rentrer l'acide à 1N pour attaque du carbonate pur 15ml pour le  $\text{CaCO}_3$  10 ml pour le reste ; 3) introduire, tout d'abord le tube d'acide dans l'Erlenmeyer, puis on vérifie que dans la colonne d'eau le niveau soit à zéro (0) ; 4) ensuite, ouvrir le robinet (vertical) après avoir introduit l'Erlenmeyer ; 5) Boucher avec du bouchon caoutchouc ; 6) fermer le robinet (horizontal) puis verser l'acide dans l'Erlenmeyer ; 7) pour activer la réaction, abaisser le niveau ballon ; 8) attendre pour la lecture le temps de faire une autre pesée ; 8°) pour la lecture, mettre le niveau ballon en face du niveau du tube gradué ; 9) lire et porter ensuite le volume de  $\text{CO}_2$  dégagé, la pression et la température sur le niveau rouge ; 10) à la fin de la manipulation, ouvrir le robinet, enlever l'erlenmeyer et le tube à l'intérieur ; 11) rincer correctement le tout à l'eau. La formule pour le coefficient de correction et pour toutes les mesures est la suivante :

$$\text{CO}_2 \text{ (ml)} = V (P-P_s) 273 / 760 (273+T^\circ)$$

$$\text{CO}_2 \text{ (\%)} = \text{CO}_2 \text{ (ml)} 44 (100) / 22414 (\text{Pesée})$$

$$\text{CaCO}_3 \text{ (\%)} = \text{CO}_2 \text{ (\%)} 2.273 (F)$$

**F** : à calculer à partir du carbonate pur ; optimale entre 1.05 et 1.0

**2.3. L'analyse isotopique.** Trois coupes ont été sélectionnées pour faire ces analyses qui sont les suivantes : coupe de Tissmert (Labiodh Sid Cheïkh), de M'daouer (Aïn Ouarka) et de Chebket Tamednaïa (Béni Ounif). Un total de 170 échantillons de carbonates a été traité de façon à balayer la zone supposée du passage cénomanien-turonien. Les analyses d'isotopes stables se font généralement sur roche totale. Pour effectuer cette analyse, on a choisi des morceaux ou fragments d'échantillons intacts par la fissuration et ne contenant pas d'éléments comme des coquilles, par exemple, pour les broyer en poudre qui sera analysée. Pour les analyses spectrométriques, les échantillons de roche préparés pour l'analyse géochimiques ont concassés et broyés à l'aide d'un broyeur ordinaire. Cette méthode, bien adaptée aux échantillons homogènes, est peu adéquate pour

les carbonates de plate-forme, généralement hétérogène et possédant une histoire diagenétique parfois complexe (Raddadi, 2004). Donc, il est indispensable d'analyser la phase de liaison tout en évitant les fissures et remplissages tardifs. L'utilisation d'une micro-foreuse réalisée en salle blanche offrant des conditions non contaminées n'était pas réalisée dans nos traitements.

Approximativement, 5g de la roche totale en poudre sont requis pour une analyse complète de la roche. Il est nécessaire d'utiliser un broyeur à billes de céramique pour la réduction en poudre des échantillons qui sera, ensuite, représentative et prête pour la dissolution à l'acide ou la fusion. Les poudres obtenues ont été ensuite passées aux analyses géochimiques de l'équipe des "Isotopes Stables" (Université de Lyon1) notamment par F. Martinot et F. Fourel avec la collaboration du Professeur F. Atrops. Les données sont toutes exprimées par rapport au standard PDB (*Pee Dee Belemnite*, Crétacé des Etats Unis). La mesure de ces standards passés au même moment que les échantillons permettent d'obtenir la précision analytique des mesures :  $\delta^{13}\text{C} \pm 0.03$  pour mille et  $\delta^{18}\text{O} \pm 0.05$  pour mille. Les analyses brutes sont présentées dans les tableaux 8, 9 et 10.

**2.4. La microscopie analytique.** Les carbonates (calcaires et dolomies) récoltés sur les neuf coupes réalisées ont fait l'objet de confection de lames minces au "Centre de recherche et Développement ; CRD" (Boumerdès) (70 échantillons environ) après la préparation des sucres de roches au niveau du "Laboratoire Pédagogique du Département" (Université d'Oran 2). Le reste des échantillons (200 échantillons) ont été confectionnés et les lames minces réalisées au niveau du Laboratoire de l'Université de Claude Bernard" (Lyon 1). Le microfaciès a été analysé par le microscope polarisant qui a permis d'obtenir l'évolution texturale selon la nomenclature d'Embry & Klován (1971). Un essai d'identification du contenu micropaléontologique qui malheureusement demeure très difficile par la reconnaissance spécifique de microfaune en section mince et par les phénomènes de diagenèse qui les affectent comme la dolomitisation et la silicification.

## **V. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL**

### **1. Géologie de l'Atlas saharien et des Monts des Ksour**

L'Atlas Saharien est une chaîne montagneuse qui fait environ 1000 Km de longueur d'orientation SW-NE. Elle est intercalée entre le domaine saharien au Sud, qui demeure relativement stable au cours de l'orogénèse alpine et le domaine tellien au Nord à terrains plus instables et allochtones. Le Moyen- et le Haut-Atlas Marocain raccorde l'Atlas saharien à l'Ouest et les Aurès à l'Est. Au sud, la plate-forme saharienne sépare cette suite de chaînes avec beaucoup de netteté par une série d'accidents en coulisses de plis-failles et de failles dont l'ensemble constitue ce que Laffitte (1939) a appelé "flexure sud-atlasique". Il s'agit en effet de l'accident sud-atlasique allant d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie (fig. 4).



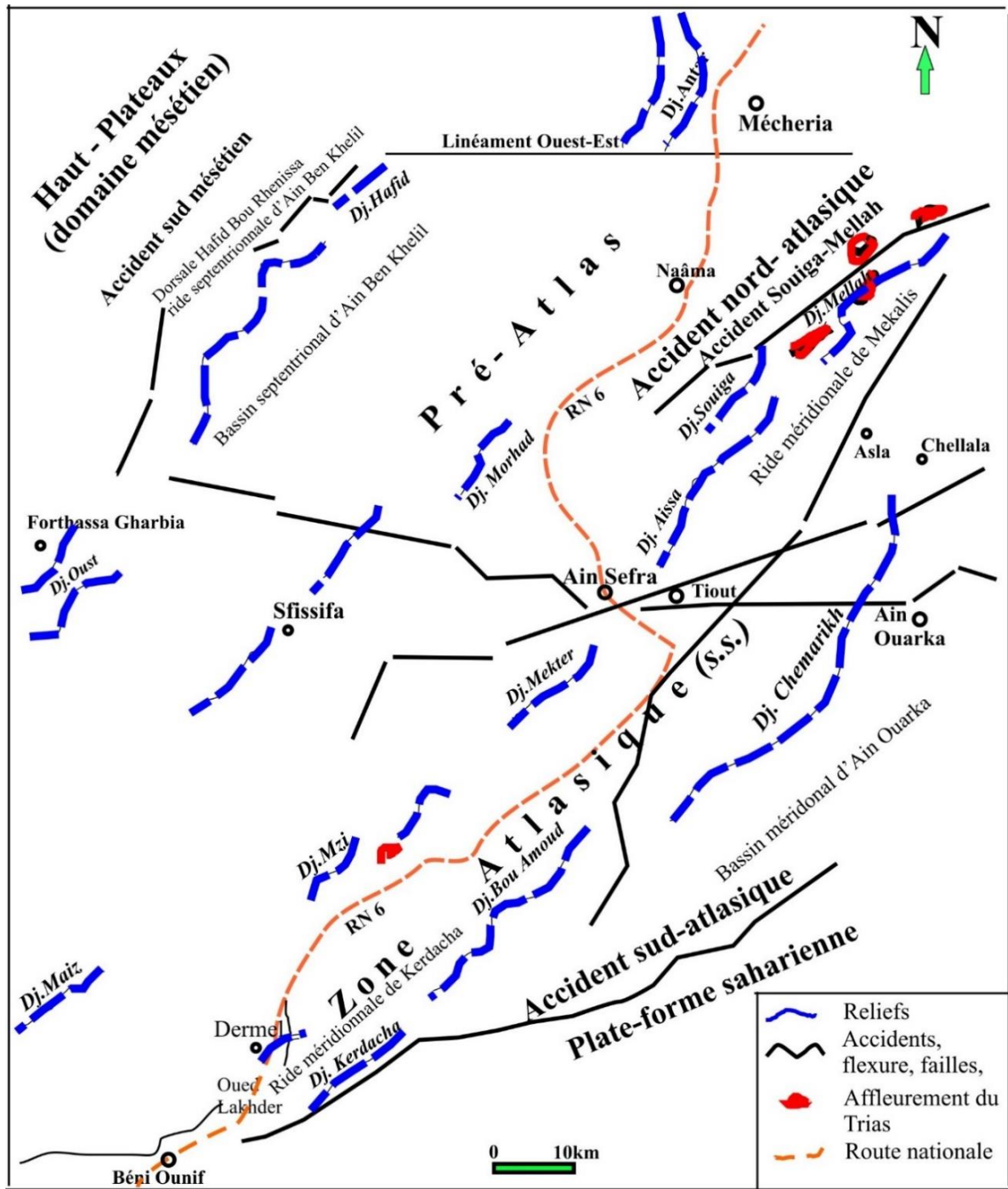


Fig. 5 : Réseau de fracturation et continuité des accidents cassants (Yelles-Chaouche *et al.*, 1985).

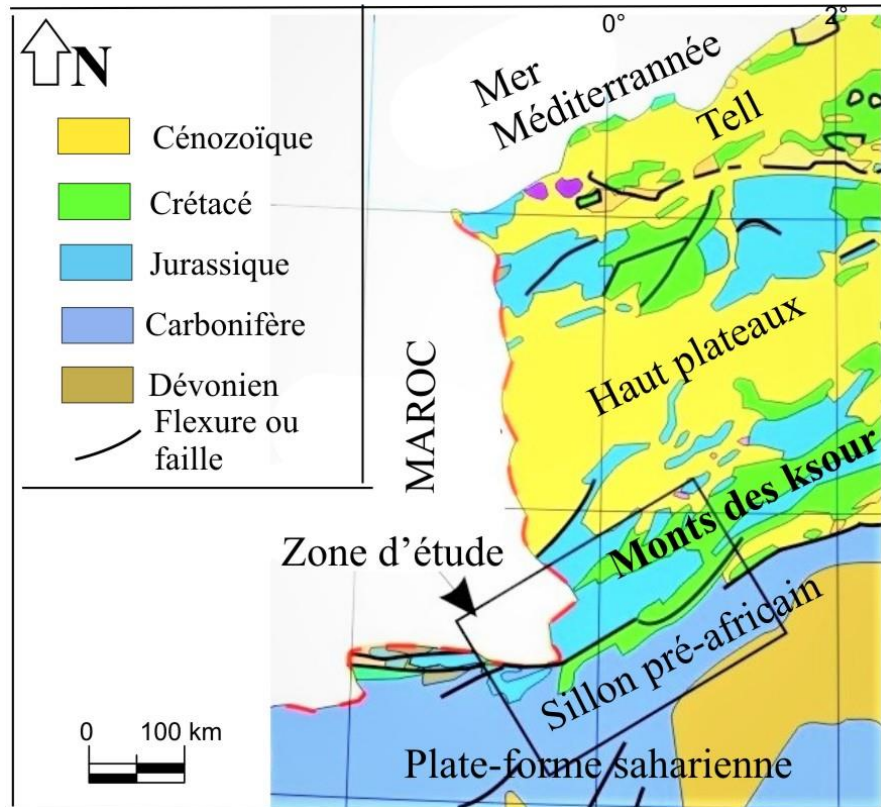


Fig. 6 : Extrait de la carte géologique de l'Algérie (Sonatrach, 2000).

Les affleurements, essentiellement jurassiques, forment des structures anticlinales longues et étroites, séparées par de larges synclinaux où affleurent les terrains gréseux du Crétacé inférieur (fig. 7). La variété du style tectonique qui diversifie la région plissée des Monts des Ksour a créé un relief monoclinale en éventail ou en pli-coffré. Parfois, le pli est de type diapir. Souvent le Trias salifère crée une échancrure au sommet de l'anticlinal et se répand sur les roches plus récentes (Djebel Chemarikh et Djebel Melah).

A l'échelle de l'Atlas saharien - Haut Atlas, l'ensemble dessine une légère inflexion, dont le centre se trouve dans la région de Béni-Ounif (fig. 7). Dans les Monts des Ksour, les affleurements, essentiellement, jurassiques forment des structures anticlinales coffrés longues et étroites formant des pli-failles et des plis en genou, souvent faillés et parfois légèrement chevauchants perchés sur les synclinaux avoisinants, séparées par de larges synclinaux où sont conservés les terrains crétacés. Ces alignements morpho-tectoniques sont l'expression en surface d'accidents profonds de la chaîne, et traduisent également des failles inverses et des chevauchement (Chaouche *et al.*, 2001). Les failles sont parallèles aux axes des plis (fig. 6) et se sont générées contemporanément aux plis, mais leur réactivation tardi-post-miocène est évidente. Les structures actuelles sont héritées d'un plissement lent et synsédimentaire. De ce fait, les dépo-centres du Jurassique et du Crétacé ont graduellement été préservés dans les actuels synclinaux. De même les paléo-haut-fonds ou les zones peu subsidentes, parfois érodés, se changent dans les anticlinaux (Piqué *et al.*, 2002).



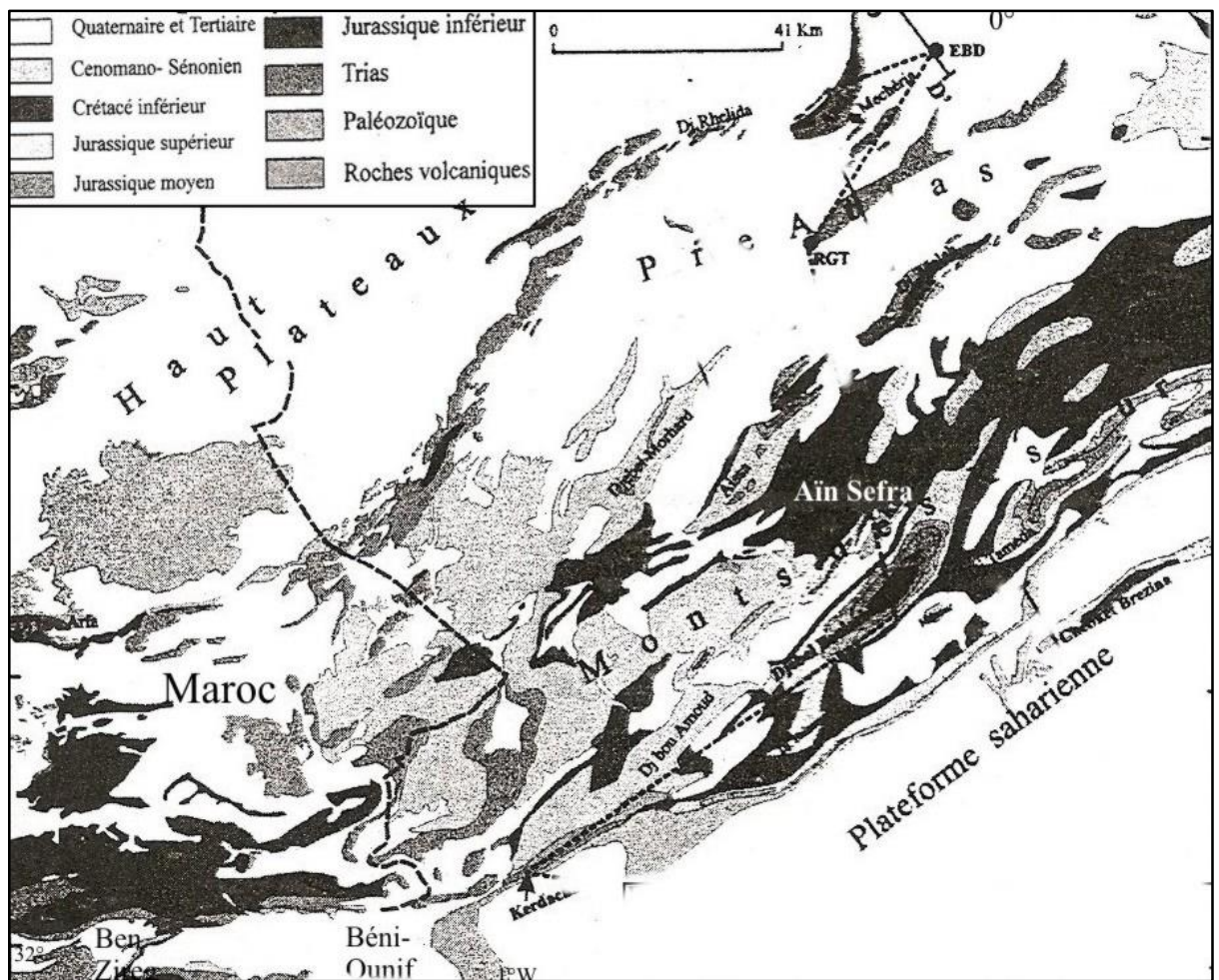


Fig.7 : Carte géologique simplifiée des Monts des Ksour (Extrait de Frizon De Lamotte *et al.*, 2000).

## 2. Cadre stratigraphique du Crétacé

La coupe de Ghoundjaia faite par Bassoullet (1973) a été choisie pour la décrire. Cette coupe est successivement formée par les formations suivantes :

**2.1. Barrémo-Albo-Aptien.** Ils représentent la "Formation de Tiout" épaisse de plus de 1500 m appelée également groupe des "Grès à dragées" (Douihassi, 1976). Elle comprend les membres suivants :

- *Ensemble de grès à dragées inférieur (150m)* : cet ensemble est caractérisé par des stratifications entrecroisées et riche en dragées de quartz. Ils alternent souvent avec des argiles pélitiques rouges brique.
- *Ensemble des grès supérieurs (1150m)* : ressemble aux précédents avec peu ou pas de dragées.

**2.2. Le Cénomaniens-Turonien** (fig. 8). Deux ensembles affleurent sur la bordure méridionale des Monts des Ksour (Bassoullet (1973)). Il s'agit de la "Formation de M'daouar" (Cénomaniens inférieur) et la "Formation de Ghoundjaia" (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) constituant une bande presque continue qui s'étend depuis El Labiodh Sidi Cheikh jusqu'aux Beni Ounif.

- *Formation de M'daouer (Cénomanien inférieur)*. Elle est composée de marnes à gypses. L'épaisseur la plus importante se situe au niveau d'El Rhélida où elle peut atteindre les 150 m. Elle affleure que partiellement au niveau de Dj. Tismert, à Chebket Brizina, à Sefrat El Djir et à Oued Namous.

- *Formation de Ghoundjaia (Cénomanien sup.-Turonien inf.)*. Cette formation est subdivisée en trois membres, de bas en haut :

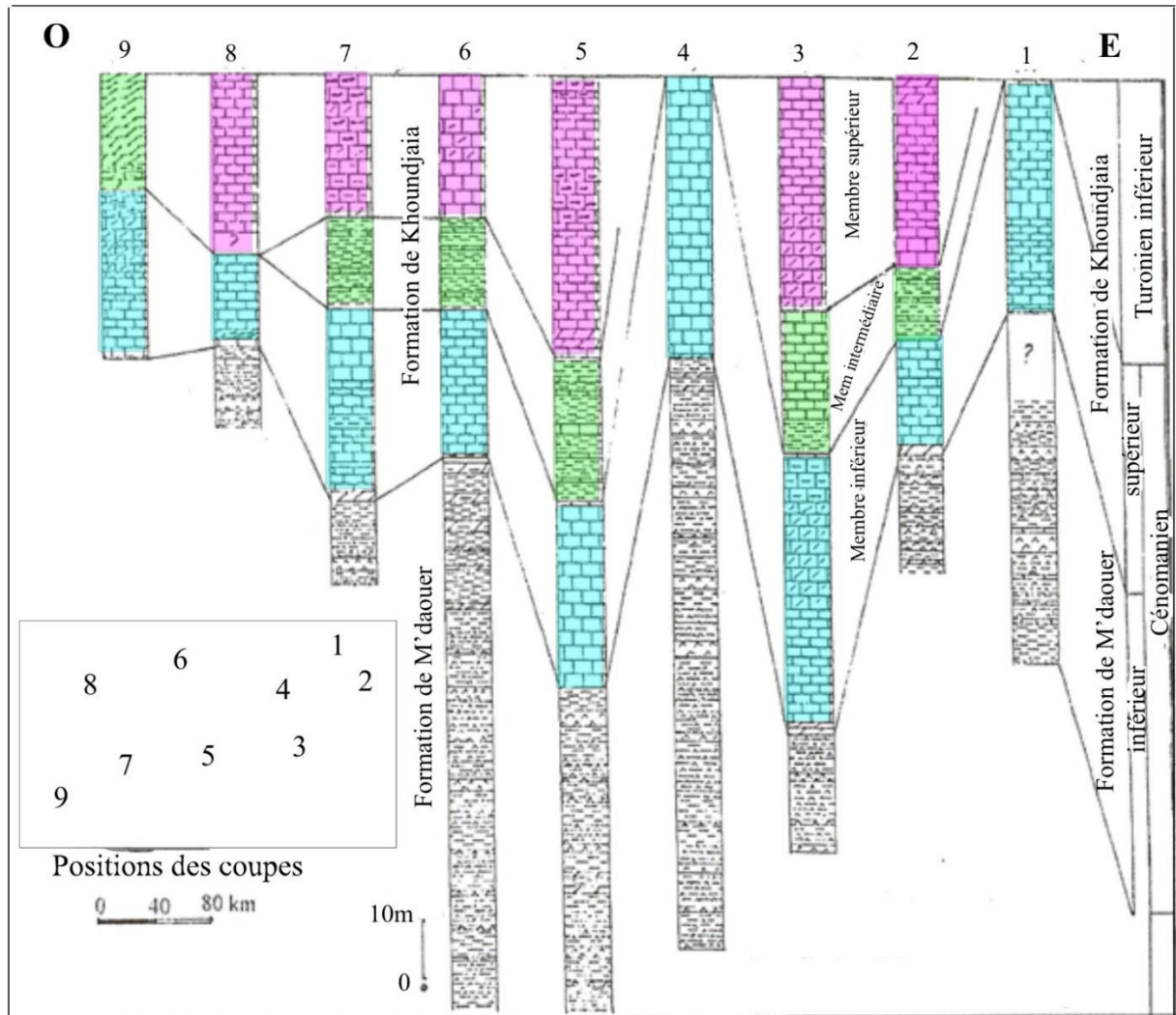


Fig. 8 : Corrélation lithostratigraphie du Crétacé supérieur dans les Monts des Ksour (Bassoullet, 1973). 1 : Msegmet Sidi Cheikh, 2 : Tismert, 3 : Chebket Brizina, 4 : El Ghelida, 5 : M'daouer, 6 : Khoundjaia, 7 : Oued Namous, 8: Sefret El Djir, 9 : Teniet Sfeir.

- le *Membre inférieur*. Il est matérialisé par 50m de calcaires micritiques massifs noduleux renfermant des ostréidés et des gastéropodes vers le sommet et faiblement dolomitiques affleurant à Mesgmet Sidi Cheikh. Au Djebel Tismert, ce membre est caractérisé par 24m de calcaire dolomitique. Vers Chebket Brizina, il est caractérisé par un banc de dolomie à la base suivi de 50m de calcaire et calcaire dolomitique à rudistes. Au niveau d'El Rhélida, 60m de calcaire massif à *Neolobites* sp. et *Asterohedbergella* repose sur un banc dolomitique. Au Djebel M'daouer, il s'agit de 40m calcaires en grands bancs renfermant quelques foraminifères benthiques. Au Djebel Ghoundjaia, c'est un banc de dolomie à la base, suivi de 30m calcaire à *Exogyra*, *Neolobites* et

quelques foraminifères benthiques. Vers le Sud-Est, l'épaisseur peut atteindre 40m à Oued Namous et 19m à Sefrat El Djir avec les mêmes faciès.

- *Membre intermédiaire*. Il s'agit d'une alternance marno-calcaire, avec des épaisseurs variables : 16m à Tismert, 40m à Chebket Brizina, 30m à M'daouar, 20m à Ghoundjaia et Oued Namous. Il est absent à Msegmet Sid Cheikh, El Rhélida, Sefrat El Djir et Teniet Sfaia.

- *Membre supérieur*. Il est caractérisé par les calcaires plus ou moins dolomités à silex abondants. Les épaisseurs varient de 60 m à Msegmet Sidi Cheikh, 50 m à Chebket Brizina, 40m à Tismert, 30m à Ghoundlaia, oued Namous et Teniet Sfaia, 38m Sefrat El Djir. Il est absent à El Rhélida.

## **VI. RECHERCHES ET TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE CRETACE**

Au premier abord, on citera très brièvement quelques auteurs qui ont travaillé sur l'Atlas saharien et plus particulièrement sur le Crétacé des Monts des Ksour. Ensuite on traitera succinctement les travaux des auteurs qui ont rapporté des données stratigraphiques, des levés cartographiques et la synthèse géodynamique sur le Cénomaniens-Turonien des Monts des Ksour avec une comparaison de la plate-forme saharienne et l'Atlas saharien oriental.

### **1. Historique stratigraphique et cartographique**

Dès le siècle dernier, les auteurs furent les premiers recueils de faunes (Cotteau, 1851 ; Pouyanne et Dastugue, 1862) où **H. Coquand** étudia et décrivit un *Ceratites maeresi* (*Neolobites*) dans les calcaires du Chebka El Beïda, au Khneg Namous au sud de Moghrar. Ce n'est que plus tard où les résultats furent publiés par **J. Pouyanne (1886)** après avoir été mentionnés par **A. Pomel (1872)** dans son ouvrage sur le Sahara. Ces couches se sont rapportées au Cénomaniens en se basant sur les échinidés déterminés (Cotteau, 1851), notamment *Rhabdocidaris pouyanni*, *Heterodiadema libycum*, *Rhymosoma delamarrei*, les lamellibranches et les gastéropodes. Dans les régions plus orientales des Monts des Ksour, la continuité de ces niveaux crétacés de l'Atlas et du nord du Sahara a été reconnues par **A. Peron et G. Roland (1876 et 1890)**. Tandis que **J. Pouyanne et A. Peron (1874-1883)** reconnaissent les dépôts crétacés de la région de Tiout près de Aïn-Sefra. Le levé de plusieurs cartes géologiques au 1/200.000<sup>ème</sup>, 1/40.000<sup>ème</sup> et 1/80.000<sup>ème</sup> par **G. Famand (1911)** a permis la réalisation d'une œuvre colossale sur les Hautes-plaines, le Tell et l'Atlas saharien. Ses travaux ont été complétés par des modifications d'ordre stratigraphique et tectonique sur le Crétacé notamment par **P. Russo (1934-1939)** et **A. Cornet (1949)**. L'auteur G. Flamand reconnaît la plupart des affleurements du Cénomaniens et du Turonien en signalant un Cénomaniens représenté par des marnes à gypse d'âge Vraconien et des calcaires ; il cite une faune cénomaniens à *Exogyra olisiponensis*, *Exogyra flabellata*, *Heterodiadema lybicum* et de lamellibranches à la base des calcaires qui surmontent ces marnes dans un niveau de marne de forme conchoïde. Il a signalé aussi des ammonites cénomaniens : *Acampsoceras sarthensis* (Gueranger) et *Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny) successivement aux Djebel Ghoundjaïa et Khneg Namous. Deux termes ont été distingués au-dessus des couches gréseuses albiens (**Cornet, 1950**) : un terme inférieur marneux souvent gypsifère rapporté au Cénomaniens et un terme supérieur calcaire. Au nord d'El Abiod Sid Cheïkh, il a trouvé une série marno-calcaire à gypse (272m) surmontée par une corniche calcaire (105m) décomposée en barre inférieure (30m)

à *Strombus incertus*, niveau marneux médian à *Pseudotissotia meslei* sp. et *Thomasites* sp. (25 m) d'où il place la limite cénonanien-turonienne et la barre supérieure à rudistes (50m). Dans une monographie éditée par S.N. Repal (1950), résume la stratigraphie du Cénonanien-Turonien à l'ouest de l'Atlas comme un Vraconien à bancs dolomitiques qui passent à l'est à des calcaires marneux, ensuite viennent les marnes à gypse du Cénonanien à la base qui passent à des calcaires à *Neolobites* au sommet et enfin des calcaires du Turonien. Les auteurs A. Cornet, D. Galmier et G. Lucas (1953) ont rapporté au Lias les terrains datés du Cénonanien du Raha Zerga (nord-ouest de l'Atlas saharien). En même temps W.J. Arkell et G. Lucas (1953) ont signalé la présence d'*Ermoceras* bajocienne dans le Djebel Guettaï. Dans la même année, D. Galmier confirma que l'accident nord-atlasique est un déversement vers le Nord-Ouest ou même un chevauchement dans les environs de Djebel Dough, Djebel Oust (Forthassa Rharbia).

Dans les confins algéro-marocains, le Cénonanien-Turonien a été étudié également où la série est réduite et recouvre directement le Paléozoïque près de Ben Zireg (Russo, 1961 ; Menchikoff, 1936 ; Pareyn, 1961). Cette série comprend des marnes versicolores souvent gypsifères coiffées par une barre calcaire calcaréo-dolomitique. Sous cette dernière, une récolte de *Exogyra flabellata*, *Exogyra olisiponensis*, *Heterodiadema libycum*, *Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny) a donné le Cénonanien supérieur. Tandis que la structure du Djebel Kerdacha sur la bordure méridionale de l'Atlas saharien a été analysée (Lucas et Galmier, 1967). Dans la même année, des dinosauriens associés aux crocodiliens et des poissons du Crétacé inférieur ont été découvert par J.P. Bassoulet et J. Iliou (1967) dans la vallée de Boudjihane entre Bousseghoun et Labiodh Sid-Cheikh. Des cartes paléogéographiques générales ont été dressées par Busson (1969) sur la Berbérie et du Nord-Est de la plate-forme saharienne et en particulier le Cénonanien inférieur qui se figure dans les Monts des Ksour par les argiles à gypse et par les carbonates (calcaires et dolomies) du Cénonanien et Turonien *p.p.* Cette réalisation des cartes a été réactualisée par D. Galmier (1970) qui réalisa un jeu de neuf cartes géologiques au 1/100.000<sup>ème</sup> couvrant les Monts des Ksour grâce à la photo-aérienne. Du point de vue chronologie, le Trias, le Lias, le Dogger et le Cénonanien-Turonien ont été étudiés sur le plan paléontologique et stratigraphique du Mésozoïque des Monts des Ksour (Bassoulet, 1973). Il retrace la dynamique du sillon atlasique dans son travail qui est accompagné d'une monographie de microfaciès, microfaune et microflore. M. Douihasni (1976) compléta dans sa thèse la partie stratigraphique de Bassoulet et donne une analyse structurale des Monts des Ksour sur des levées au 1/50.000<sup>ème</sup>. Il étudie l'anticlinal de l'Aïn-Ourka en définissant deux formations en l'occurrence la "Formation de Chemarikh " et la "Formation d'Aïn Ouarka ". Il signale l'existence d'une tectonique superposée avec deux phases de plissement et le rôle de la tectonique du socle.

## **2. Historique sur la géodynamique**

Une grande subsidence affecte le domaine atlasique dans le Crétacé inférieur attestée par l'intercalation des grès continentaux des Ksour dans les marno-calcaires marins traduisant l'effondrement saccadé de la marge septentrionale de l'Afrique (Piqué *et al.* (1998). La transgression eustatique du Cénonanien-Turonien envahit une grande partie de l'Ouest algérien. Dans les Monts des Ksour, la sédimentation marine cesse avant le Sénonien. A partir des données sismiques du domaine pré-atlasique, ces auteurs ont pu identifier les différentes phases d'ouverture du bassin du Ksour (Yelles-Chaouche *et al.*, 2001). Ils démontrent que les séries détritiques type

deltaïque du Jurassique supérieur et l'Albien inférieur sont couverts par la série carbonatée du Cénomanién-Turonien (500m) qui soulignent la hausse du niveau eustatique du Cénomanién. Du Jurassique au Crétacé inférieur, le sillon atlasique *s.s.* continue de fonctionner par subsidence très active puis les variations eustatiques contrôlent en partie la sédimentation du Cénomanién-Turonien. Une synthèse sur la géodynamique des chaînes atlasiques nord-africain durant le Méso-Cénozoïque a été esquissée par **A. Piqué *et al.* (2002)**. Ces derniers considéraient que le maximum d'extension de la transgression du Crétacé moyen est atteint au cours du Cénomanién-Turonien. La régression du Crétacé supérieur a commencé tôt au Maroc en prenant une direction de l'Ouest en Est ; alors que le Sénonien marque un hiatus dans les Monts des Ksour et la Méséta oranaise.

### **3. Synthèse des travaux de J.P. Bassoullet sur le Cénomanién-Turonien et le Vraconien.**

Dans la rubrique suivante, on passe en revue les travaux de cet auteur et on traite spécialement le passage du Cénomanién-Turonien afin d'établir un champ de comparaison et de projeter un œil critique à ces données classiques. Il distingue trois ensembles lithologiques dans le Crétacé des Monts des Ksour (fig. 9), (i) la "Formation d'El Rhélida" (250m) : Argiles à intercalations de bancs dolomitiques d'âge Vraconien ; (ii) la "Formation de M'daouer" (120m) : Argiles à gros bancs de gypse, partie inférieure du Cénomanién ; (iii) la "Formation de Ghoundjaïa" (130m) : englobant deux bancs calcaires séparés par des marnes d'âge Cénomanién supérieur-Turonien inférieur.

#### **3.1. Coupe du Djebel M'daouer (fig. 9A)**

- *Formation du M'daouer (120m)* : elle peut être subdivisée du bas en haut : (i) dolomies argileuses, feuilletées blanchâtre ; (ii) passées de marnes verdâtres mêlées à des cristaux de gypse et *Amblyochara* sp. ; (iii) marnes gris-vert feuilletées à lits de gypse et rares dolomies à intercalations de gros banc de gypse feuilleté avec des lamines d'argiles ; (iv) marnes à minces lits de gypse et petits bancs de dolomie argileuse ; (v) marnes à gros bancs de gypse. Les lits argileux ont montré des fentes de dessiccation.

- *Formation de Ghoundjaïa (120m)* ou calcaires et marnes du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur subdivisée en trois termes :

- *Première corniche calcaire (B1 ; 40m)* : il s'agit de calcaire sublithographique en gros bancs à *Exogyra* sp. Le microfaciès est presque constant, biomicrite à débris d'ostréidés, d'échinodermes (échinides, ophiuridés, saccocomidés) avec dans les 28 premiers mètres *Hedbergella (Asterohedbergella) Astero-spinosa* (Hamaoui) et quelques foraminifères benthiques : *Thomasinella* sp., *Flabellamina* sp., des Verneuillinidés. Dans les 12 derniers mètres les *Asterohedbergella* disparaissent et les *Heterohelix* sp. apparaissent. Les ammonites *Vascoceras* cf. *gamai* (Choffat) du Turonien inférieur sont abondants avec les échinodermes, gastéropodes, *heterohelix* sp. dans le dernier banc biomicritique terminal ferrugineux (1m).

- *Marnes et bancs calcaires (M ; 30m)* : alternance de marnes et calcaires crayeux blanchâtre argileux qui ont fourni au premier mètre des moules internes d'ammonites comprimés et indéterminables. Ensuite, ils contiennent en abondance les échinidés : formes jeunes d'*Hemiaster africanus* (Coquand) associées à *Tylostoma cossoni* (Thomas et Peron), des

ostracodes : *Cythereis mdaouerensis* (Bassoullet et Damotte), *Cytherella* gr. *Ovata* (Romer), *Paracypris mdaouerensis* (Bassoullet et Damotte), ainsi que *Heterohelix gobulosa* (Ehrenberg).

- *Calcaires à silex (B2 ; 60m)* : subdivisés en (i) calcaires dolomitiques en gros bancs (3m) ; (ii) biomicrite irrégulièrement dolomitisée ; (iii) calcaires sublithographiques peu dolomitisés (rhomboèdres isolés) beige panaché de jaune (33m) ; (iv) biomicrite à fins débris d'échinodermes, de lamellibranches et d'ostracodes ; (v) calcaires à silex (10m) en gros bancs ; (vi) biosparite à fins débris d'échinodermes et mollusques bien calibrés ; (vii) calcaires dolomitisés à silex (19m) et (viii) biosparite à débris de mollusques, d'algues et *Cuneolina* sp.

J-P. Bassoullet conclut une similitude entre la série de Djebel M'daouer et celle décrite par A. Cornet au Nord d'El Abiod où les marnes peuvent être rapportées au Cénomaniens inférieur. Alors que le passage du Cénomaniens-Turonien se fait au sommet de la première barre B1 au lieu dans les marnes qui appartiennent au Turonien inférieur. On peut dire de même pour la barre B2 qui ne contient pas de faune caractéristique. On note l'établissement rapide de faciès marins francs au Cénomaniens supérieur à faune benthique néritique : *Exogyre*, *Ataxophragmiidae* (*Verneulinidae*) ou *Reophaeidae* associés à des *Hedbergella* (*Asterohedbergella*) *asterospinosa* (forme planctonique). Les mêmes formes benthiques plutôt néritiques sont trouvées à la base du Turonien : *Tylostoma*, *Hemiaster* avec des formes planctoniques *Gümblines* (*Heterohelix* sp.). La diminution de profondeur semble surgir au sommet du Turonien inférieur (B2) avec les faciès bioclastiques ou graveleux de haute énergie.

**3.2. Coupe de Djebel Tismert** (fig. 9B). Au-dessus du dernier banc de gypse de la "Formation de Mdaouer", se succèdent deux barres de calcaires et de dolomies séparées par des marnes ; il s'agit de la " Formation de Ghoundjaïa ".

- *Formation de Ghoundjaïa (100m)* : elle est composée par les termes suivants :

- *la première barre (B1 ; 30m)* : elle débute par quelques bancs de dolomie rousse puis des calcaires sublithographiques blancs (25m) et se termine par des calcaires jaune-paille sur 5m. Une empreinte de *Neolobites* sp. a été trouvée à 10m de la base.

- *les marnes (M ; 20m)* : ils contiennent des bancs de calcaires crayeux rognoneux, des Vascoceratidés mal conservés (en éboulis), des ostracodes : *Cytheraeis mdaouerensis* (Bassoullet et Damotte), *Paracypris mdaouerensis* (Bassoullet et Damotte), *Beirdia* sp.

- *la seconde barre calcaréo-dolomitique (B2 ; 50m)* : elle est formée de gros bancs calcaires irrégulièrement dolomitisés et de dolomies microcristallines riches en silex par rapport au Djebel M'daouer. Des débris de rudistes ont été aussi trouvés.

**3.3. Coupe d'El Rhélida** (fig. 9E)

- *Marnes à gros bancs de gypse et lits dolomitiques (150m)*. Cet ensemble est à prédominance argileuse, comprenant une succession régulière de marnes grises et de bancs massifs de gypse varvés (3,5m) et de petits bancs de dolomies argileuses grises ou blanches à aspect crayeux. Vers le sommet, une passée de 0,50m de calcaire jaune en plaquette à texture biomicrite à petits

foraminifères, miliolidés, anomalinidés et ostracodes annoncent les formations franchement marines.

- *Calcaires et dolomies du Cénomaniens-Turonien*. Ils débutent par un banc de dolomie jaune rouille (1,50m) suivi de calcaire sublithographique massif crème à patine blanche. A la base, il y a présence des ammonites *Neolobites* sp. (Cénomaniens supérieur) : *Neithea aequicostata* (Lamarck) ; *Exogyra* sp. en débris. Il s'agit d'une biomicrite à rares débris d'*Ostreidés* et *Hedbergella (Asterohedbergella) astenospinosa* (Hamaoui).

J.P. Bassoullet a conclu que le passage des formations gréseuses du Crétacé supérieur au Cénomaniens marin se fait d'une façon progressive en passant par le margino-littoral représenté par des dolomies et gypses. Alors que le Cénomaniens supérieur marin apparaît soudainement avec des biomicrites à *Neolobites* et *Asterohedbergella*.

**3.4. Coupe de Djebel Ghoundjaïa.** La série est similaire à celle du Djebel M'daouer, formée par :

- "*Formation de M'daouer*"(130m). Il s'agit d'alternance d'argiles gris-verdâtre, de gypse feuilleté et varvé alternant régulièrement parfois avec des lits argileux ou en gros bancs massifs de 1,5 à 4m vers le sommet et quelques bancs de dolomie argileuse.

- *Formation de Ghoundjaïa*. Elle est composée par des calcaires, des marnes et des calcaires dolomitiques du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. Cet ensemble est décomposé en trois termes suivants :

- *barre inférieure (B1 ; 30m environ)* : elle est constituée par les faciès suivants (i) dolomie sublithographique grise et jaune à patine rouille (1m) ; (ii) dolomie microcristalline à fantôme de miliolidés ; (iii) banc de marnes jaunâtres (0,4m) à *Exogyra*, *Strombus* cf. *incertus* (d'Orbigny), *Neolobites* sp., petites formes d'*Exogyra* cf. *africana* (Coquand), *Clithrocytheridea ? rhoundjaiensis* (Bassoullet et Damotte), *Clithrocytheridea* sp. (Rd7) in Bassoullet et Damotte *Cuneolina conica* (d'Orbigny), *Cuneolina pavonia* (d'Orbigny) ; (iv) calcaire sublithographique crème à patine blanchâtre (15m) ; c'est une biomicrite à *Hedbergella (Asterohedbergella) asterospinosa* (Hamaoui), rares foraminifères benthiques : *Verneulinidae*, peu de débris d'échinidés et ostreidés ; (v) calcaire sublithographique jaunâtres plus massif (15m) ; (vi) biomicrite à biomicrudite à débris d'ostreidés.

- *marnes (M ; 20m)* : alternance de marnes et de petits bancs calcaires

- *Barre supérieure (B2 ; 30m)* : calcaire massif en gros bancs peu dolomitisé à texture biomicrite à débris coquiller. Incomplet au sommet ?

J-P. Bassoullet a conclu que le passage des argiles à gypse, sans faune marine, aux calcaires à *Asterohedbergella* se fait par l'intermédiaire d'un banc dolomitique à miliolidés et une passée marneuse à faune benthique abondante sur environ 1,4m indiquant un milieu nettement plus profond.

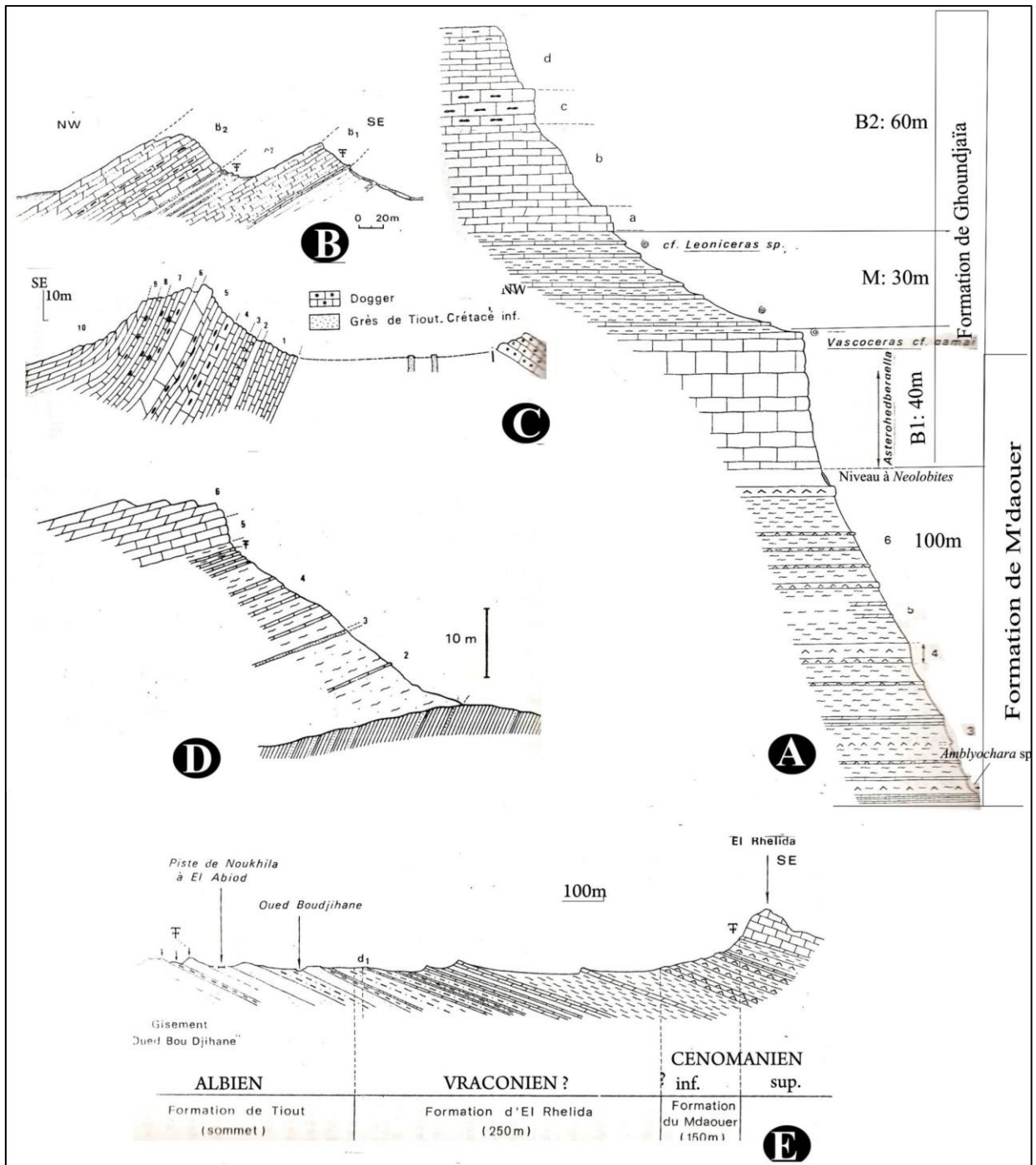


Fig. 9- Coupes faites par J.P.Bassoullet, 1973. A : Djebel Mdaouer, B : Tismert, C : Teniet Sfia, D : Ben-Zireg, EE: El-Ghelida- Oued Boudjihane.

### 3.5. Coupe de Sefrat ed Djir :

- *Formation du M'daouer.* Il s'agit d'argiles à gypse couverts d'éboulis. Dans la partie supérieure visible, de grands bancs de gypses interstratifiées dans des argiles gris-vert. Un banc de calcaire lumachellique riche en huîtres et ostracodes se trouve à 3m du sommet.

Le Cénomanien-Turonien est ici moins épais que dans les Djebels M'daouer et Ghoundjaïa mais la série sédimentaire est comparable. J-P. Bassoullet a dressé par la suite une corrélation entre ses coupes à l'échelle des Monts des Ksour puis à l'échelle régionale de l'Algérie (fig. 10 et 11).



- *Calcaires Cénomaniens supérieur-Turonien (57m)*. Ces calcaires comprennent (a) de calcaire jaune-rouille (1,50m) à miliolidés très abondants et banc dolomitique ocre (0,5m) ; (b) calcaire sublithographique crème à *Exogyra* sp. ? *Strombus* sp. ; (c) calcaire biomicrite (11m) à *Hedbergella (Asterohedbergella) asterospinosa* (Hamaoui) ; (d) calcaire sublithographique (4m) crème un peu argileux à aspect crayeux à *Neolobites* aff. *Vibrayanus* (d'Orbigny), *Pholadomya vignesi* (Lartet) ; (e) calcaire sublithographique à *Asterohedbergella*, *Flabellamina* sp. *Thomasinella* .sp. et débris de crinoïdes pélagiques et ophiuridés (3m) ; LDV sur (5m) ; (f) calcaire en gros bancs à silex et fossiles silicifiés (g) biomicrite riche en débris avec *Heterohelix* à la base, et des Verneulinidae avec *Hemiasiter* cf. *fourneli* (Desh) (33m).

Les niveaux (a) à (d) sont attribués au Cénomaniens supérieur, par contre, les calcaires (f) sont placés dans le Turonien.

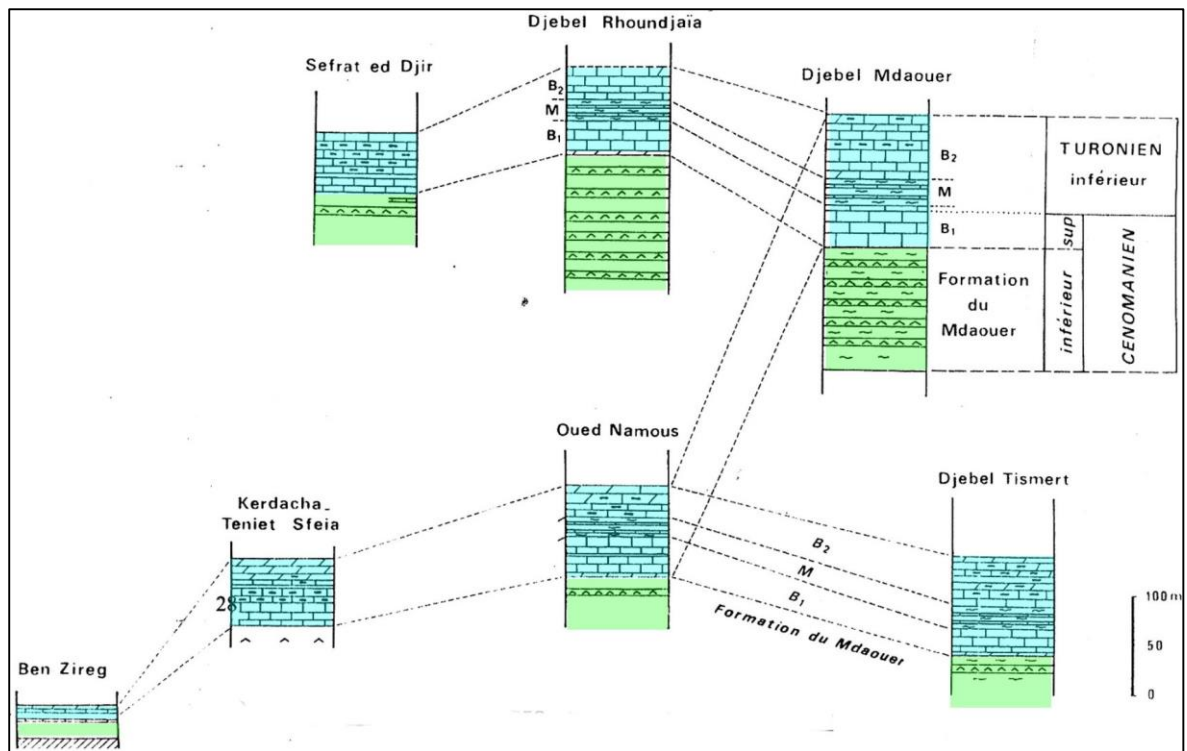


Fig. 10 : Corrélations des coupes du Cénomaniens-Turonien (d'après Bassoullet, 1973).

D'autres travaux plus récents sur le Crétacé et le Cénomano-Turonien des Monts des Ksour sont réalisés où on note la synthèse sur la litho-biostratigraphie du C-T (Benyoucef *et al.*, 2017) (Grosheny *et al.*, 2007, 2008 et 2013). Une étude a été faite sur la transition C-T des faciès carbonatés du Mont de Ghoundjaïa (Benadla *et al.*, 2018). Au point de vue stratigraphique et sédimentologique du Cénomano-Turonien, les Monts des Ksour et le bassin de Guir étaient le sujet de doctorat (Mebarki, 2017 ; Mebarki *et al.*, 2016). Le djebel Kohol de Brézina était aussi le sujet des magistères (Rerbal, 2008 ; Mahboubi, 1983).

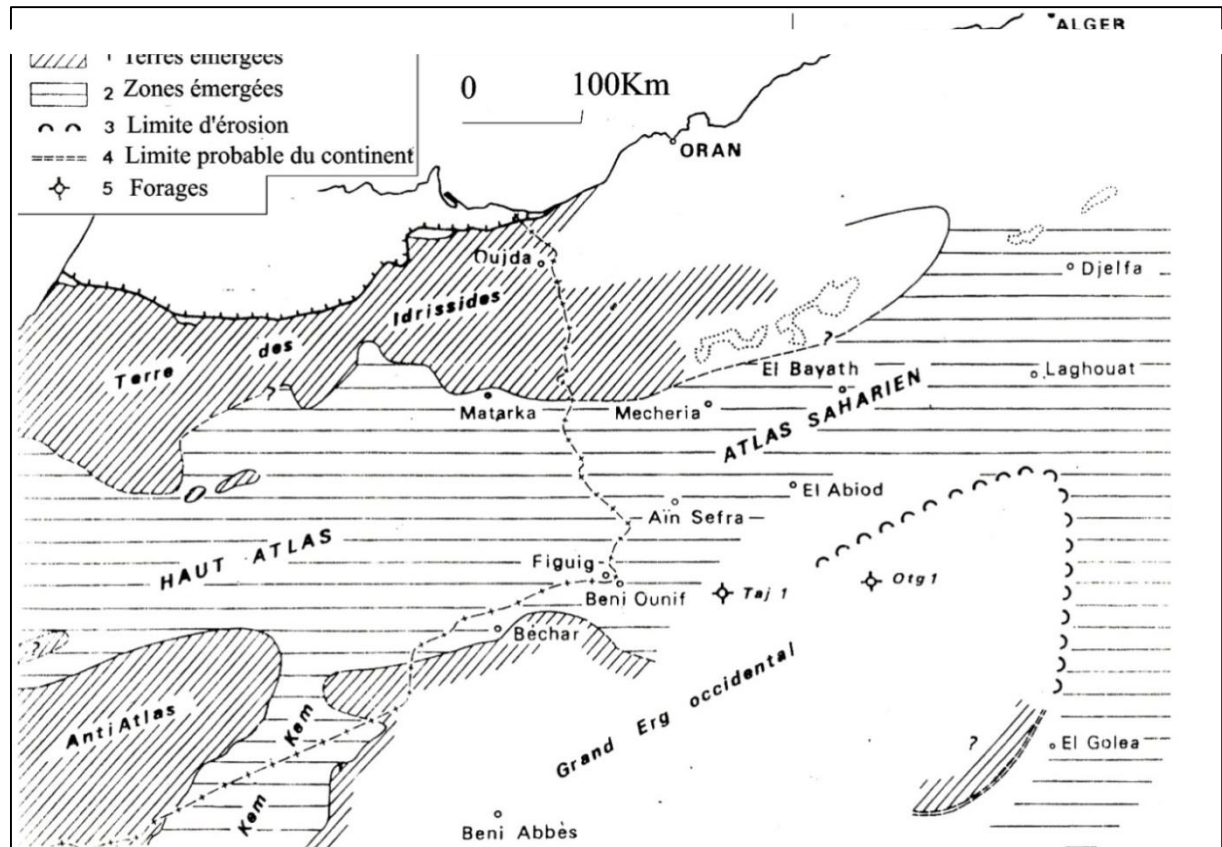


Fig. 11 : Répartition des terres émergées et des mers au Turonien inférieur dans la partie centrale de la Berbérie et du Nord du Sahara (Bassoullet, 1973).

#### 4. Travaux sur le Sahara algérien

G. Busson (1972) a présenté une situation des bassins mésozoïques sahariens par rapport à la Berbérie formée de chaînes plissées, charriés et la plate-forme saharienne très large et plate (Fig. 12). Il a donné aussi des schémas paléogéographiques sur le Cénomaniens et le Cénomaniens-Turonien de la plate-forme saharienne, de l'Atlas saharien et la Berbérie. Ces esquisses sont données dans les figures (fig.13 et 14). Vu leur emplacement très isolé, le Tinhert central et oriental, situé entre le Grand Erg oriental au Nord et le bassin d'Ilizi au Sud, offre une précieuse série sédimentaire du Crétacé/Tertiaire. Ses affleurements sont distants d'environ 1000 km de celle de la série atlasique du Nord et de celle du massif central saharien (Niger, Nigeria). La série du plateau de Tademaït qui se prolonge vers l'Ouest a permis une zonation excellente par ammonite du fait de non perturbation de la sédimentation. Une révision des ammonites du Cénomaniens-Turonien du Tinhert a été entamée pour des implications biostratigraphiques. De même, cette série a échappé en grande partie (Tinhert, Haut d'El Biodh, M'Zab, Hamada d'el Houra en Lybie et le Dahar tunisien) à la dolomitisation ce qui permet une datation des carbonates céno-manien-turonien.

Les travaux de Collignon (1957-1965) ont été révisés par une étude systématique (Amédro et al., 1994) de plus de 200 ammonites déterminables spécifiquement dans ces formations céno-manien-turonien du Tinhert ont réduit le nombre d'espèce de 34 à 15 par la mise en synonymie. Ils ont distingué six intervalles successifs : 1) *Neolobites vibrayeanus* (D'Orbigny) et *Cunningtoniceras tinhertense* (Collignon) ; 2) *Neolobites vibrayeanus*, *Frobisiceras* sp.,

*Calycoceras naviculare* (Mantell) et *Eucalycoceras pentagonum* (Juhes-Browne) ; 3) *Nigericeras gadeni* (Chudeau) à des *Nigericeras gadeni* et au sommet à *Pseudaspidoceras grecoi* (Collignon) , *Fikaites subtubertalus* (Collignon) et *Fikaites lafittei* (Collignon) ; 5) *Pseudotissotia nigeriensis* (Woods) ; 6) *Pseudotissotia nigeriensis*, *Choffaticeras* gr. *Quaasi* (Peron) et *Choffaticeras* sp.

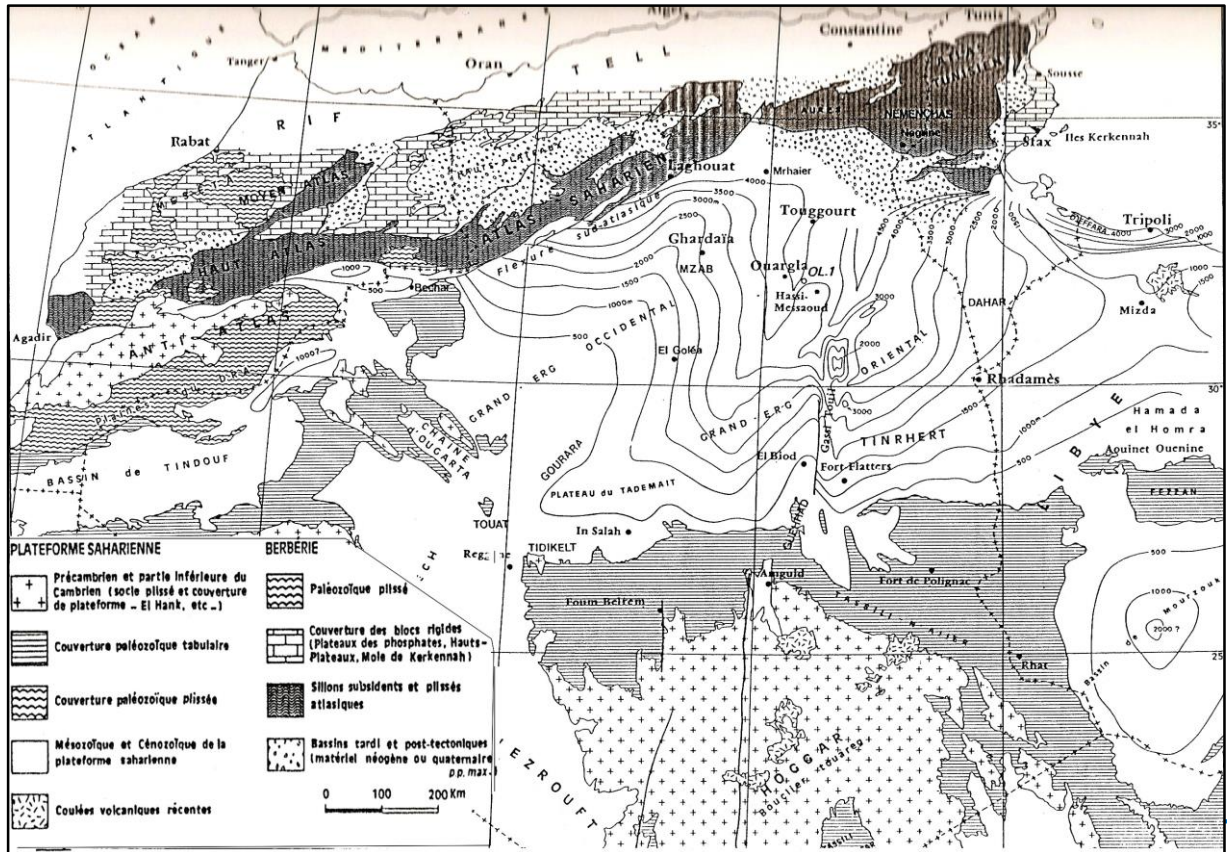


Fig. 12- Situation du bassin mésozoïque saharien étudié par rapport aux principales unités structurales de la Berbérie et d'une partie de la plate-forme saharienne. Ces unités ont été dessinées en partie d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique au 1/50.000 000è (Choubert et Faure-Muret, 1968). Les courbes isopaques schématisant l'épaisseur totale des séries mésozoïques et de leur couverture éventuelle dans le domaine étudié.

D'une épaisseur de l'ordre d'une centaine de mètres, les dépôts du Cénomaniens supérieur-Turonien se présentent sous forme de carbonates massifs fréquemment dolomités peu ou pas fossilifères. La limite cénomaniens-turonienne au Tinherth ne peut être appréciée que de manière indirecte. Elle correspond à la disparition de *Vascoceras cauvini* au sommet du quatrième intervalle et de l'apparition de *Pseudotissotia nigeriensis*, *Choffaticeras* gr. *Quaasi* (Peron, 1905 ; Pervinquière, 1907) et *Choffaticeras* sp. à la base du cinquième intervalle. Ils se composent en général de (i) calcaires inférieurs (C2-T1) ; (ii) marnes médianes (T2) ; (iii) calcaires supérieurs (T3) (fig. 15).

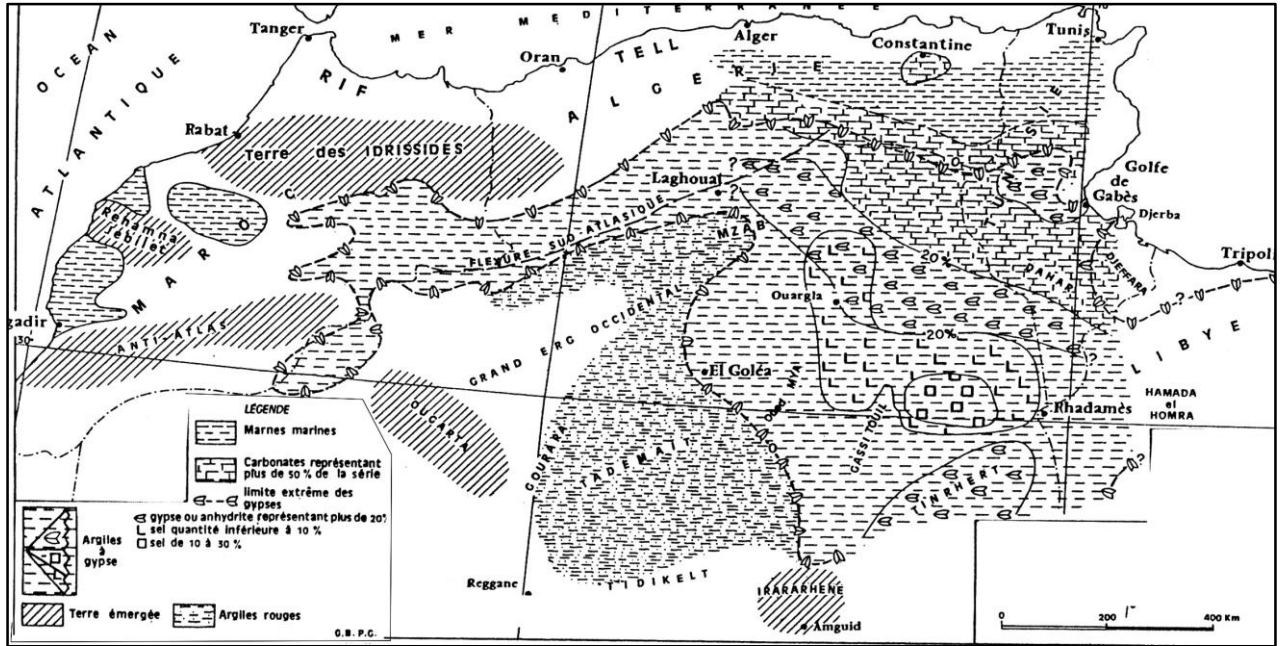


Fig. 13. Carte schématique des faciès du Cénomaniens (Cénomaniens *p.p.* maximum dans une partie des régions sahariennes du nord de la plate-forme saharienne et de la Berbérie.

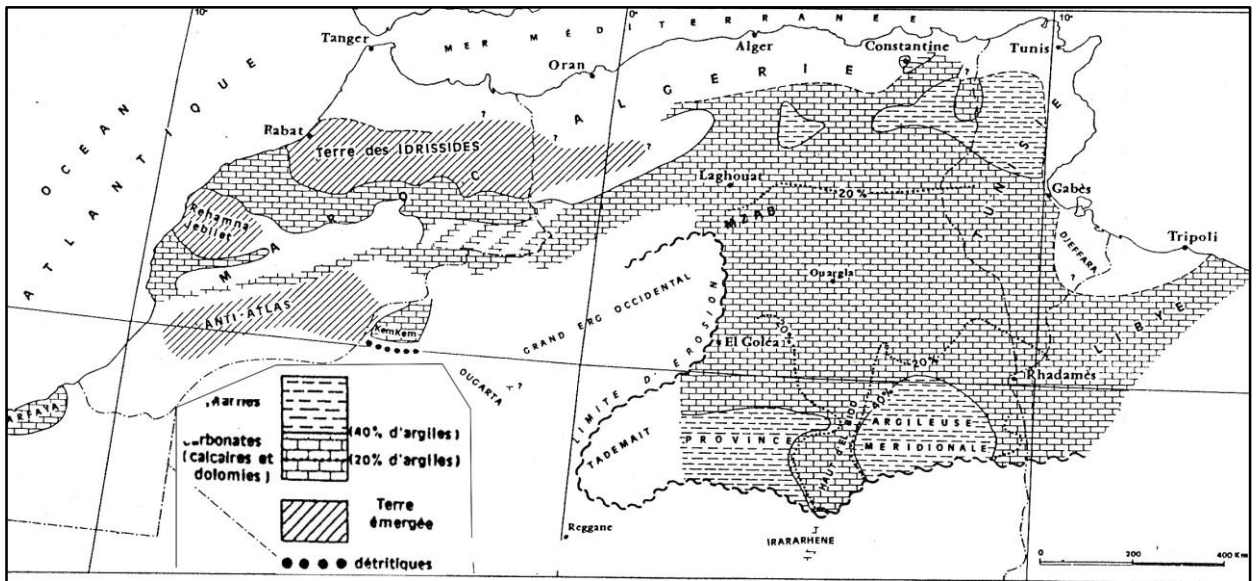


Fig. 14. Carte schématique des faciès du Cénomaniens supérieur-Turonien du nord de la plate-forme saharienne et de la Berbérie. On notera l'extension de la « province argileuse méridionale » témoignant vraisemblablement d'apports phylliteux en provenance des régions continentales. Par ailleurs, en Berbérie, dans le domaine plus marin, le plus pélagique, les faciès comme à l'accoutumée- deviennent plus argileux (province argileuse septentrionale ou marine).

Les calcaires inférieurs et marnes médianes à intercalations calcaire parfois, offrent des niveaux richement fossilifères. Ils ont une importance dans la datation biostratigraphique du fait que les niveaux marneux à gypse sans faune sus-jacente aux calcaires inférieurs et l'unité sus-jacente, attribuée probablement au Sénonien qui révèle le même faciès n'ont été jamais datés. En outre, le caractère d'isolement de ces affleurements au niveau désertique loin des milliers de

kilomètres aux affleurements similaires accentue l'importance de leur considération biostratigraphique.

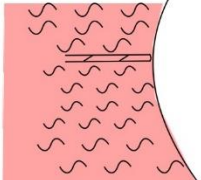

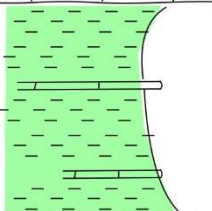

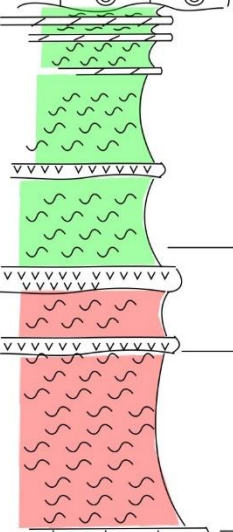

	Lithologie	Description sommaire	Sous-unité	Unité
		<p align="center"><b>Argiles rouges et vertes à gypse et rares bancs dolomitiques</b></p>		U4
		<p>Calcaire massifs parfois dolomitiques et souvent abondamment silicifié en bancs durs, argileux et bien réguliers</p>	<p><b>“Calcaires supérieurs”</b> T3</p>	
		<p>Marnes, argiles vertes à quelques bancs calcaires de rare gypse. <i>Choffaticeras</i> et <i>Pseudotissotia</i> sont encore présents dans les 3m premières (Gour Ben Houillet)</p>	<p>“Marnes médianes” T2</p>	U3
		<p>Calcaire crayeux parfois intercalé de marnes où abondent les <i>Nigericeras</i>, <i>Vascoceras</i>, <i>Pseudotissotia</i>, <i>Choffaticeras</i> Calcaire massif peu ou pas stratifié, clair riche en <i>Neolobites</i> et au sommet en <i>Calycoceras</i></p>	<p><b>“Calcaires inférieurs”</b> C2-T1</p>	
		<p>Vers 40m supérieures dolomie blanchâtre à débris de coquille (oursin)</p> <p>Argiles vertes ou rouges parcourues de filons de gypse massif stratifiés</p> <p>Argiles riche en gypse massif</p> <p>Argile homogène rouge ou brun rouge à peu près dépourvu de gypse</p>	<p><b>“Argiles avec des bancs de gypse massif”</b> C1</p>	U2
		<p align="center"><b>Alternances de marnes sableuses et de bancs carbonatés A</b></p>		U1

Fig. 15 : Coupe synthétique sur le Tinher (Busson, 1972). C : Cénomaniens, T : Turonien .

D'autres travaux plus récentes sur le Sahara et le bassin de Guir ont été entrepris récemment sur la lithologie et répartition de la microfaune du Cénomano-Turonien du bassin de Tihert (Tchenar *et al.*, 2015 -2020 ; Bruno Ferré *et al.*, 2017; Benyoucef *et al.*, 2012-2014 ; Zaoui *et al.*, 2016). Des études sur le plan lithostratigraphique, paléoenvironnemental et séquentiel du Cénomanién-Turonien du bassin de Guir ont été réalisées (Mebarki, 2017 ; Mebarki *et al.* 2016) sur l'ichnofaciés du continental intercalaire (Benyoucef *et al.*, 2014) et sur les bivalves (Ghenim *et al.*, 2018). Sur les traces et empreintes des dinosauriens dans les Monts des Ksour, des recherches ont été réalisées (Bensalah *et al.* 2005 ; Benyoucef *et al.*, 2015).

### 5. Travaux sur l'Est algérien

Dans un cadre séquentiel précis, des résultats préliminaires issus de coupes levées dans le massif des Ouled Nails, des Aurès et Mellègue ont montré une corrélation de la limite Cénomanién-Turonien par les résultats géochimiques et lithostratigraphique (Grosheny *et al.*, 2007, 2008 et 2013) (fig. 16). La biostratigraphie des radiolaires du passage Cénomanién-Turonien de l'Ouarsenis a été établie (Kentri *et al.*, 2017). Dans le cadre d'une thèse d'état, une étude géochimique est réalisée sur l'EAO-II de l'Aurès au niveau de Djebel Arif (Gareh, 2017). Dans le but de la recherche de l'empreinte de l'EAO-II, une étude micropaléontologique a été faite sur Cénomanién-Turonien des Aures (Djerrab *et al.*, 2008 ; Chaabane & Laouar, 2014). Une étude systématique et biostratigraphique sur les ammonites de Tebessa a été réalisée (Mendir *et al.*, 2019). Une systématique et biostratigraphie a été établi sur la macrofaune cénomaniénienne de Djebel Metrasi de Batna (Aouissi *et al.*, 2018).

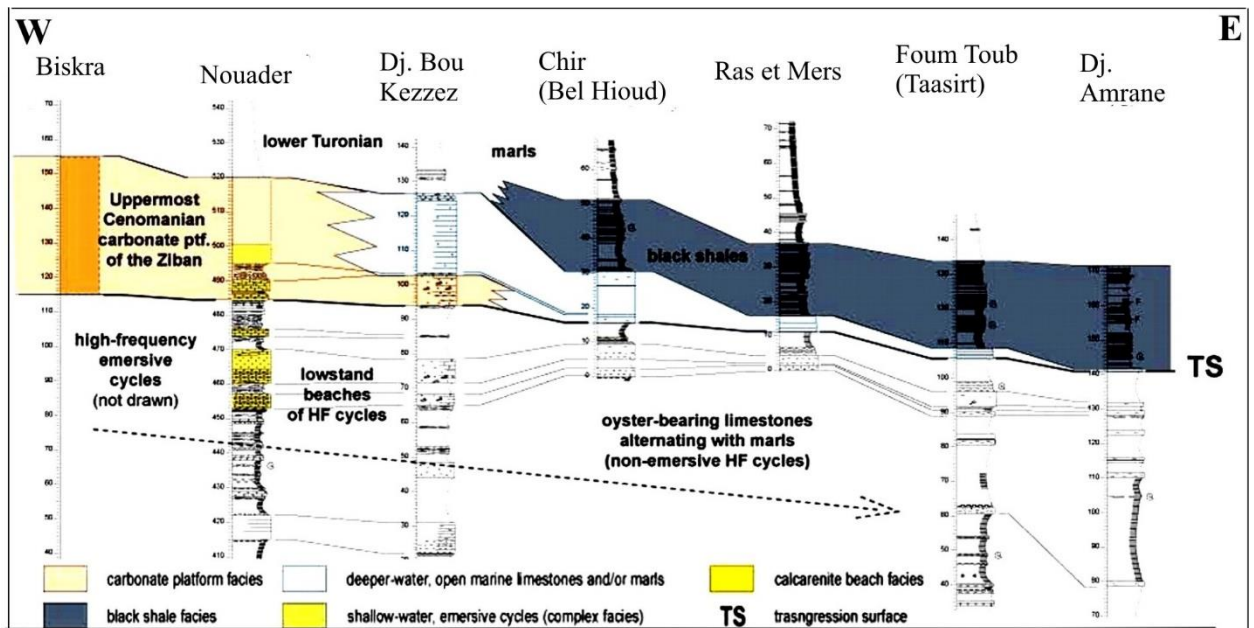


Fig. 16 : Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Aurès (d'après Grosheny *et al.*, 2007).

*Deuxième chapitre*

## **STRATIGRAPHIE**

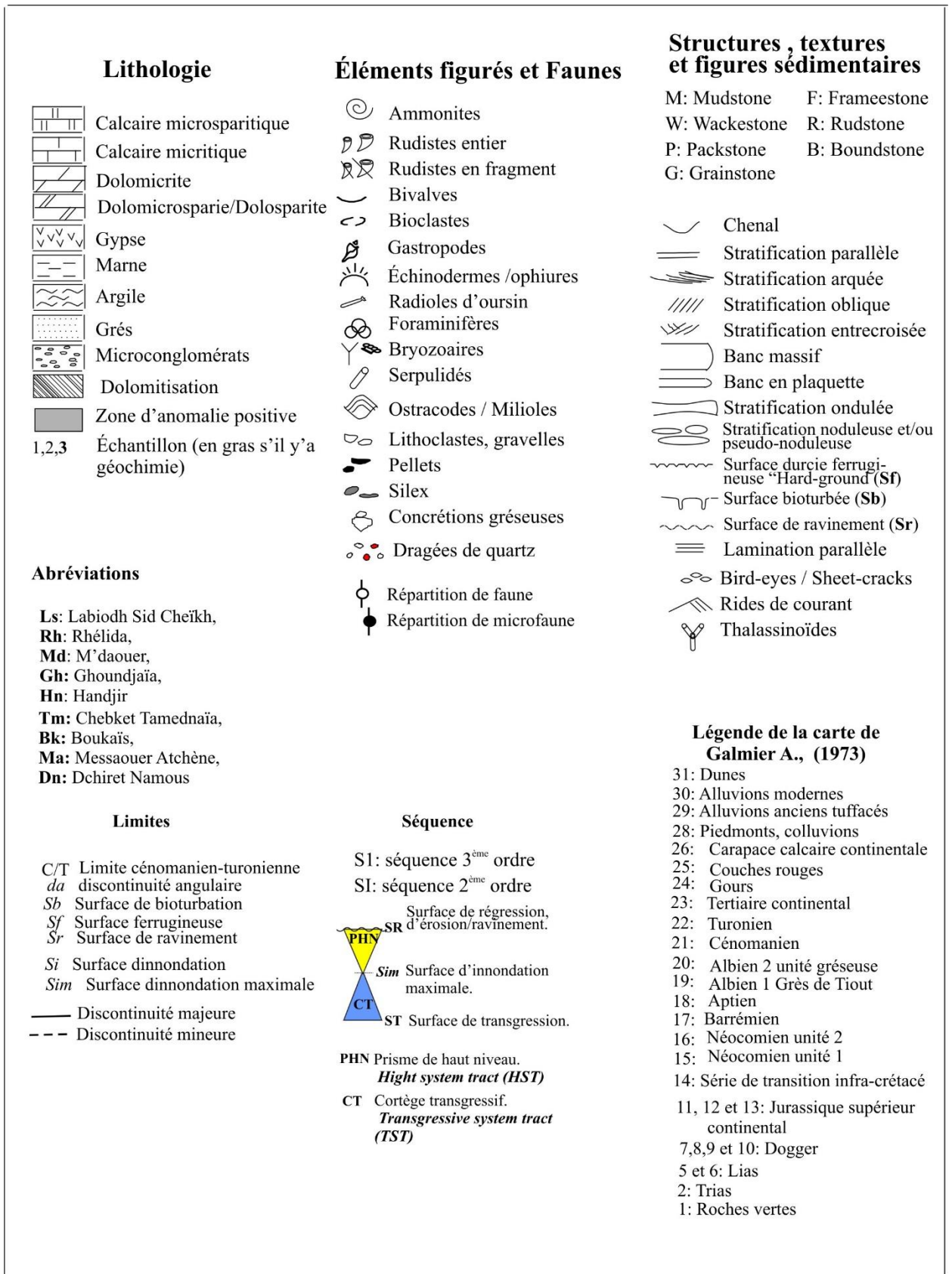


Fig. 17. Légende montrant les figurés, abréviations et symboles utilisés dans les figures.



## **I. PRESENTATION DE LA REGION ETUDIEE**

La légende des différents symboles, figurés et abréviations pour toutes les coupes est présentée en figure 17.

Le long de la chaîne des Monts des Ksour et en longeant la partie méridionale à proximité de la flexure sud-atlasique, la région d'étude (fig. 18) s'étend depuis les confins algéro-marocains jusqu'aux environs du village de Labiodh Sid Cheïkh. Elle a la caractéristique d'offrir les bons affleurements des terrains crétacés. Notre étude est focalisée particulièrement sur l'intervalle indifférencié du Cénomaniens-Turonien. Cet intervalle de temps forme une bande presque continue qui ressort dans les photos aériennes en couleur plus claire.

## **II. COUPES REALISEES DANS CETTE ETUDE**

Neuf coupes géologiques ont été levées banc par banc et étudiées le long du transect allant du Nord-Est vers le Sud-Ouest des Monts des Ksour septentrionaux. Ces coupes sont présentées sur la figure 18 en donnant la localité dans le Djebel et leur localisation dans chaque secteur : Djebel Tissmert, "Ls" (région de Labiodh Sid Cheïkh) ; Djebel Rhélida, "Rh" (région de Bousemghoun) ; les synclinaux perchés du Djebel M'daouer, "Md" et du Djebel Ghoundjaïa, "Gh" (région d'Aïn Ouarka); une partie des grands synclinaux comme l'affleurement du Hanjir, "Hn" (région de Sfisifa de Aïn Sefra) ; Chebket Tamednaïa, "Tm" près de Béni Ounif ; une partie d'un anticlinal près du village de Boukaïs, "Bk" (région de Béchar); Messaouer El Atchène "Ma" et D'chiret Namous "Dn" près de la route reliant Béchar à Méridja de Kenadza

Le choix de ce transect NE-SW a pour objectif d'étudier les terrains du Crétacé moyen de la partie méridionale des Monts des Ksour qui jalonnent la flexure sud-atlasique et faire les corrélations. Notons aussi que deux coupes supplémentaires ont été effectuées ; une au Nord du Djebel Ghoundjaia et l'autre à l'Est de Chebket Tamednaia et qui ne sont pas présentées dans cette partie litho-biostratigraphie par le peu et le manque de données suffisantes.

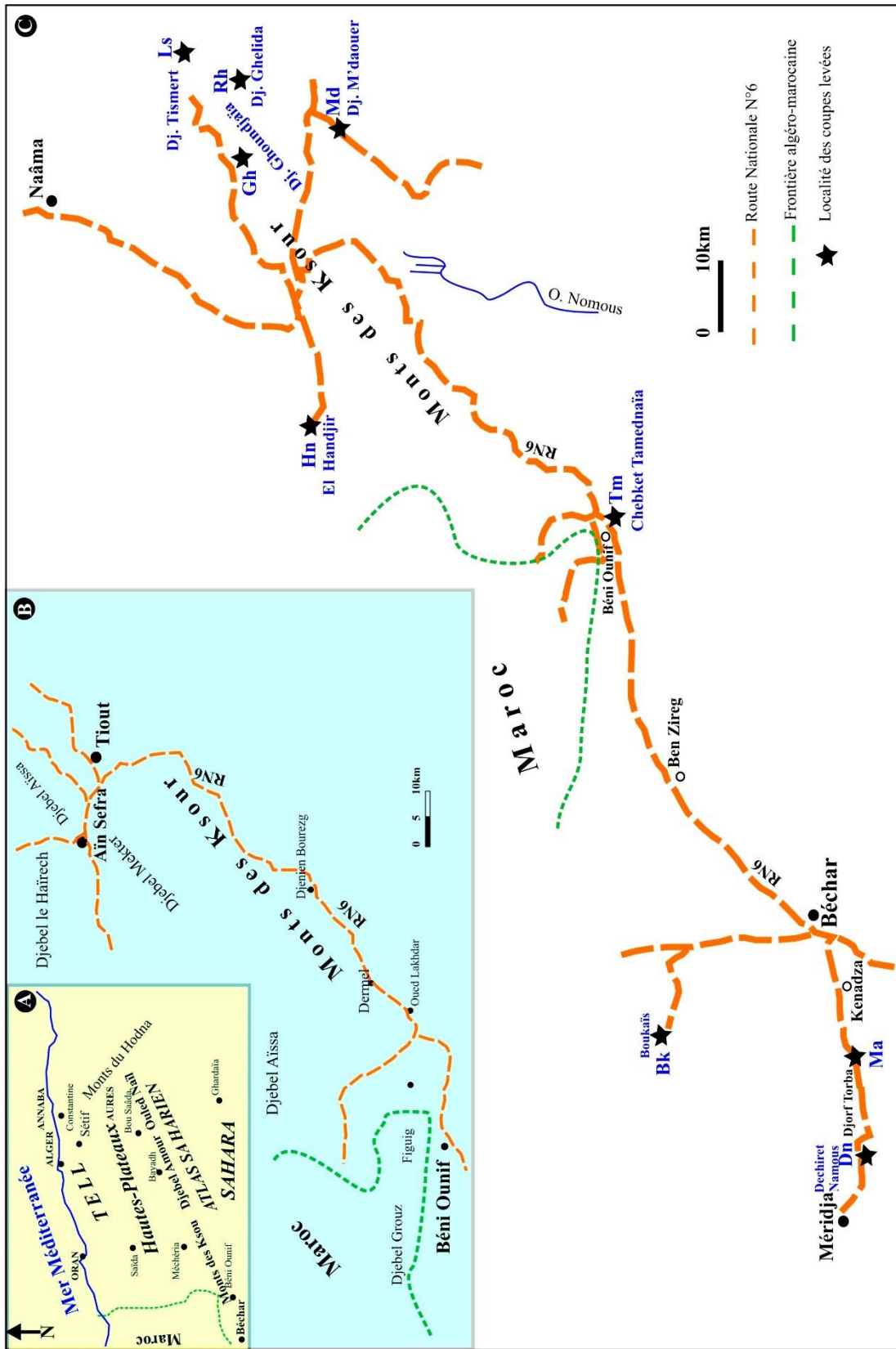


Fig. 18. Carte de localisation générale simplifiée de l'Atlas saharien (A) et de Monts des Ksour (B) montrant la position (en étoile) des coupes (C) effectuées le long du transect Labiodh Sid Cheikh-Méridja. Coupes de : Djebel Tismert (Ls), de Rhéïda (Rh), de M' daouer (Md) de Ghoundjaïa (Gh), de Handjir (Hn), de Tamednaïa (Tm), de Boukhaïs (Bk), de Messaouer Atchène (Ma) et de Dchiret Namous (Dn).

## 1. Coupe du Djebel Tismert, région de Labiodh Sid Cheïkh

### 1.1. Situation

A proximité du village de Labiodh Sidi Cheïkh vers le SSW, se trouve le Djebel Tissmert (1191m). Il fait près de 1500 m de longueur et 200 m de largeur ; il s'agit d'une structure anticlinale allongée du Sud-Ouest vers le Nord-Est (fig. 19). La coupe a été faite sur le flanc sud dans le cœur de cet anticlinal situé dans sa partie centrale. Elle a comme coordonnées Lambert :  $x_1 = 0^\circ 27' 39.89'' E$  ;  $y_1 = 32^\circ 45' 17.30'' N$  ;  $z_1 = 994$  m ;  $x_2 = 0^\circ 27' 09.E''$  ;  $y_2 = 32^\circ 45' 17.30'' N$  ;  $z_2 = 2105$  m, (fig. 19) :

**2.2. Stratigraphie du Djebel Tismert.** Elle montre, de la base vers le sommet, la succession suivante (fig. 20) :

#### - Formation de M'daouer, (5.5m).

Elle présente uniquement la partie supérieure de cette formation représentée par des argiles gypsifères vertes avec quelques bancs décimétriques de gypse. De bas en haut, on observe :

- 4m d'argiles vertes, parfois blancs et rouges, débutant par deux bancs de dolomicrite (Ls1). Les bancs de gypse, admettant dans les argiles, ont une épaisseur variable de 0.5m à 0.85m. Les cristaux de gypse sont radiaires et fibreux ;

- la partie supérieure (1.5m terminaux) montre des biodolomicrites laminées bien stratifiées en bancs décimétriques. Vers le haut, des fantômes de bioclastes et de bioturbation se trouvent dans les niveaux Ls5' et Ls6. Une surface ferrugineuse, tapissant un banc de calcaire marneux (Ls6 '''), termine la formation. Il est intéressant de signaler que cette dolomie est secondaire puisque latéralement, à une distance de 300m vers le Nord, les calcaires micritiques plus ou moins bioturbés et peu bioclastiques assurent le passage latéral (Ls1-Ls8).

- **Formation de Ghoundjaïa (74.5m).** Elle est représentée par la grande barre carbonatée très massive formant les reliefs abrupts du Djebel Tissmert. En fonction de la stratimétrie, on a pu distinguer trois membres : - Membre inférieur de calcaire noduleux à pseudonoduleux ; - Membre médian de calcaire massif formant de grandes barres ; - Membre supérieur de calcaires décimétriques à métriques en plaquette et bancs plus réguliers.

- **Membre inférieur Calcaires pseudonoduleux (=10m) (Ls7-Ls9).** Ce sont des calcaires blancs micritiques peu bioclastiques (3%), débitant en pseudonodules et nodules, contenant des huîtres. Dans le premier mètre, on a trouvé des empreintes d'ammonites du genre *Neolobites vibrayanus* contenus dans une matrice de biomicrite dolomitisée, bioturbée et contenant de menus bioclastes (Ls7). Des bivalves du genre : *Rhyncostreon suborbiculatum* (Lamarck) ; *Granocardium desvauxi* (Coquand) ; *Linearea* sp., et quelques échinodermes du genre *Heterodiadema* sp. (Pl. I) y sont associées. On souligne de la microfaune comme des ostracodes (Ls4, Pl. II) et des miliolidés (Ls4-Ls6, Pl. II). La section (Ls7) laisse penser à une dent de poisson. On note aussi la présence de grands gastéropodes du genre : *Tylostoma* sp. (Ls7, Pl. I). Les nodules, de couleur gris- blanchâtre et beige, sont irréguliers et plus ou moins discontinus. Leur matrice est souvent constituée de marnes réduites en feuillets très minces. Le niveau LS8 montre une lamination irrégulière de pelmicrite/microsparite sombre/clair avec présence d'argile et trace de fer.

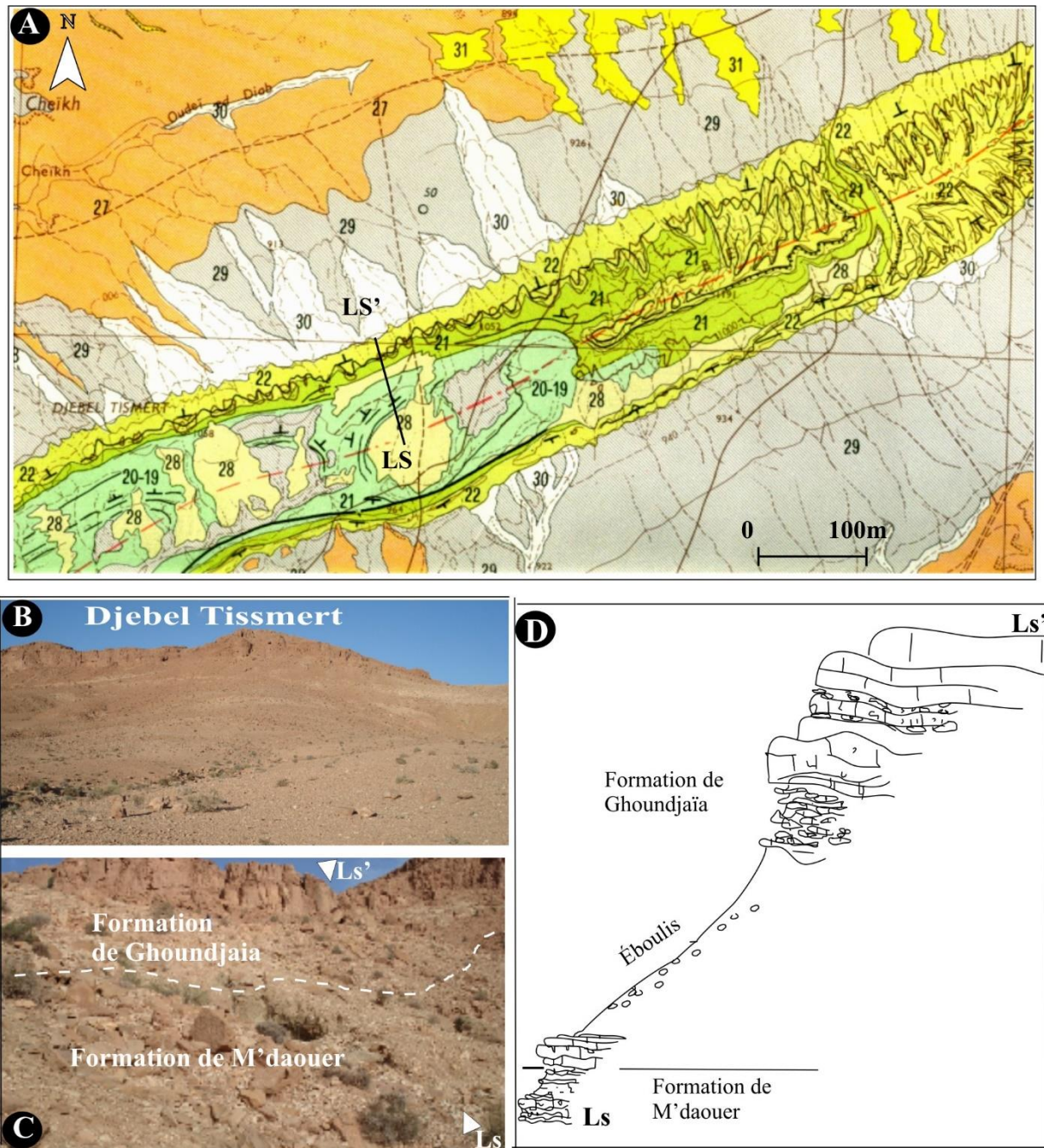


Fig. 19 : Situation de la coupe (Ls-Ls') au Djebel Tissmert, région de Labiodh Sid Cheïkh (A) [extrait de la carte géologique de [Galmier A., 1956](#)]. Vues panoramiques du Djebel Tissmert et itinéraire de la coupe sur l'affleurement (B et C). Esquisse schématique montrant le profil de la coupe Ls-Ls' (F).

- **Membre médian Calcaires massifs** (36m) (Ls10-Ls20). Il s'agit de barres massives carbonatées stratocroissantes d'épaisseur moyenne de 5m. On a distingué les termes suivants :

- **Terme T1, (2.75m)** (Ls10-Ls14) : c'est une succession de deux petites masses de 1.40m et 1.10m de carbonates à texture biomicrite peu bioclastique bioturbée vers le haut. L'inter banc est matérialisé par du calcaire pseudonoduleux. On note des débris d'échinodermes, des bivalves, des gastéropodes, des bryozoaires et de petits foraminifères planctoniques identifiés (Pl. II) comme *Whiteinella paradubia* (Ls10 et Ls13), *Pseudorhapydionina cushmani* (De Castro) (Ls14, Pl. II).

- *Terme T2, (33.25m)* (Ls15-Ls20) : il s'agit d'une succession de cinq grandes barres massives de calcaire micritique blanc peu bioclastique. Les interbancs sont représentés par du calcaire pseudonoduleux. La première masse montre le passage de la biomicrite contenant des foraminifères pélagique *Pseudorhapydionina dubia* (Ls15, Pl. II), *Heterohelix* sp. (Ls17, Pl. II), *Rotalipora cushmani* (Ls15-18, Pl. II) vers un rudstone riche en débris de rudistes liés par une mirite/microsparite. La partie supérieure des trois dernières masses biomicritiques, montrant une bioturbation et une dolomitisation différentielle, s'enrichie en bioclastes (bryozoaires, foraminifères, échinodermes, bivalves) (Ls18, Ls19, Ls20). La surface supérieure des bancs est ondulée lorsqu'elle est surmontée de calcaire pseudonoduleux.

- ***Membre supérieur Calcaire en bancs décimétriques*** (28m) (Ls21-Ls50). Cinq termes ont été individualisés :

- *Terme T1 (6m)* (Ls21-Ls23): il est représenté par de la dolomicrosparite. Les bancs sont métriques à demi-métriques présentant parfois des pseudonodules et des ondulations touchant les bancs carbonatés.

- *Terme T2 (7m)* (Ls24-Ls31) : il commence par 1.1m de calcaire en bancs massifs contenant du silex et des rudistes. Il s'agit d'un rudstone biomicritique/microsparitique (Ls24) où la dolomitisation devient de plus en plus poussée, avec le développement de rhomboèdres bien individualisés (Ls25-Ls26). Ensuite des bancs décamétriques de calcaire dolomitisé évolue à une dolosparite/dolomicrite en plaquette (Ls27-Ls28) le dernier mètre, le calcaire devient vacuolaire (poches de dissolution ?) et s'enrichit en nodules siliceux (Ls29). Enfin vers le haut, viennent 2.5m d'une masse de biomicrosparite dolomitisée contenant quelques nodules de silex (Ls30) et des rudistes silicifiés avec des traces d'hématite. La bioturbation qui touche la partie supérieure de ce terme montre un bioturbat matérialisé par des granules de fer et des grains de quartz (Ls31).

- *Terme T3 (3.70m)* (Ls32-Ls37) : il est matérialisé par une dolomicrosparite blanche bioturbée à fantômes bioclastiques principalement de rudistes (Ls32-Ls34). Des nodules de silex apparaissent vers le haut (Ls35-Ls37).

- *Terme T4 (6.50m)* (Ls38-Ls45) : ce sont des calcaires biomicritiques à rudistes solitaires qui se raréfient vers le haut. On note une stratodécroissance dans les 2.5m inférieurs de ces carbonates. Les bioclastes, généralement des bivalves, sont fréquents mais en faible pourcentage. Le niveau a livré des bryozoaires, des milioles et foraminifères du genre *Whiteinella* sp., *Nezzatinella picardi*, *Nazzazata simplex* (Ls 39, PL. II), *Hedbergella* sp.. A 4.20m de la base, un biostrome à rudistes s'installe contenant des milioles et foraminifères benthiques tels que *Ophthalmedium* sp., *Pseudorhapydionina dubia*, *Nezzatinella picardi*, *Nazzazata simplex* avec des formes planctoniques *Heterohelix* sp. (Ls41, Ls43 et Ls43, Pl. II). Enfin, on note l'apparition de quelques nodules de silex au niveau Ls45.

- *Terme T5 (5m)* (Ls46-Ls50) : il est représenté par une biomicrite dolomitisée bleuâtre en bancs décimétriques, à foraminifères et bivalves. Le dernier niveau, qui est bioturbé, a fourni des lithoclastes. On a pu reconnu en section des milioles et *Nezzatinella picardi* (Ls 48, Pl. II)

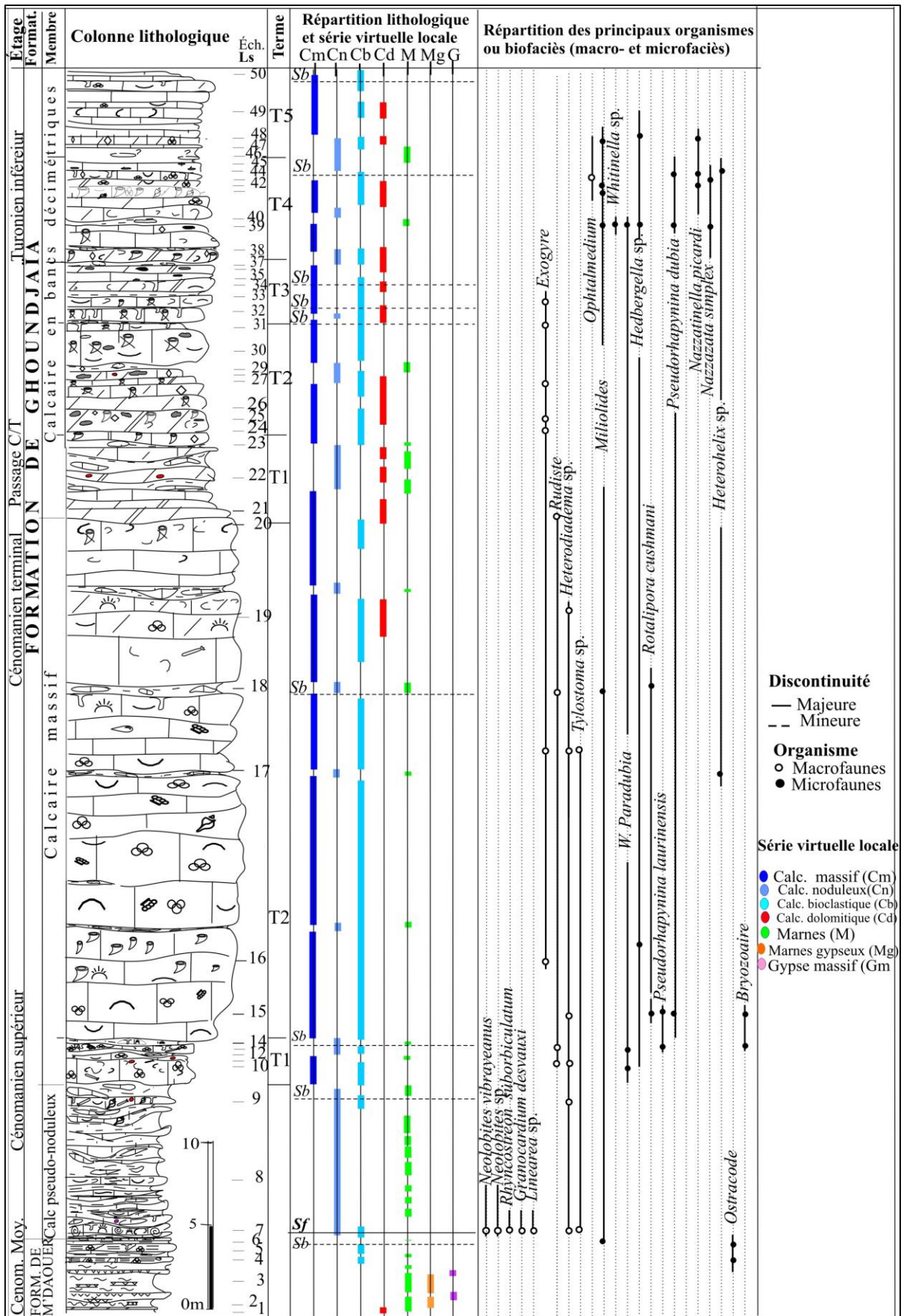
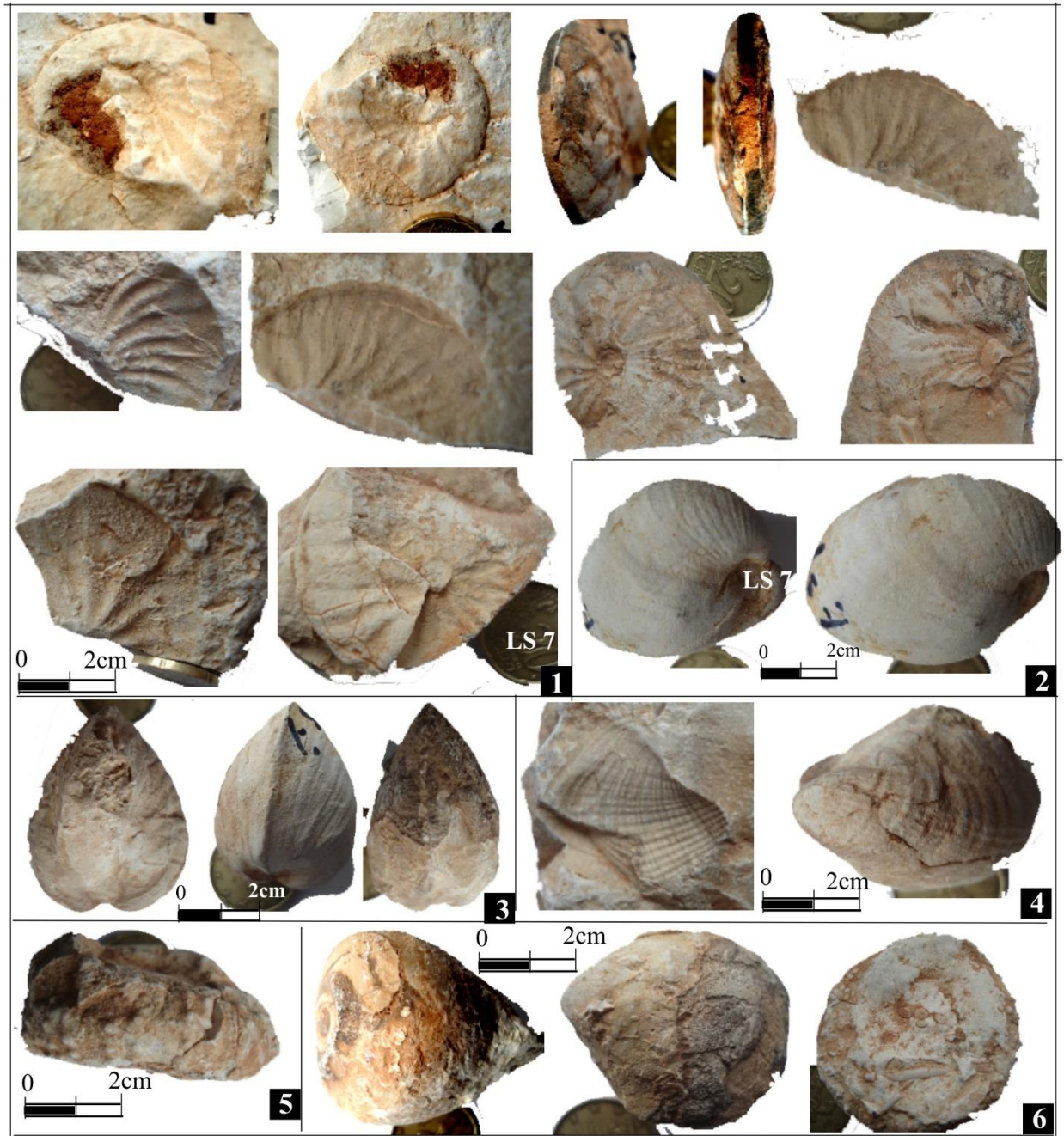
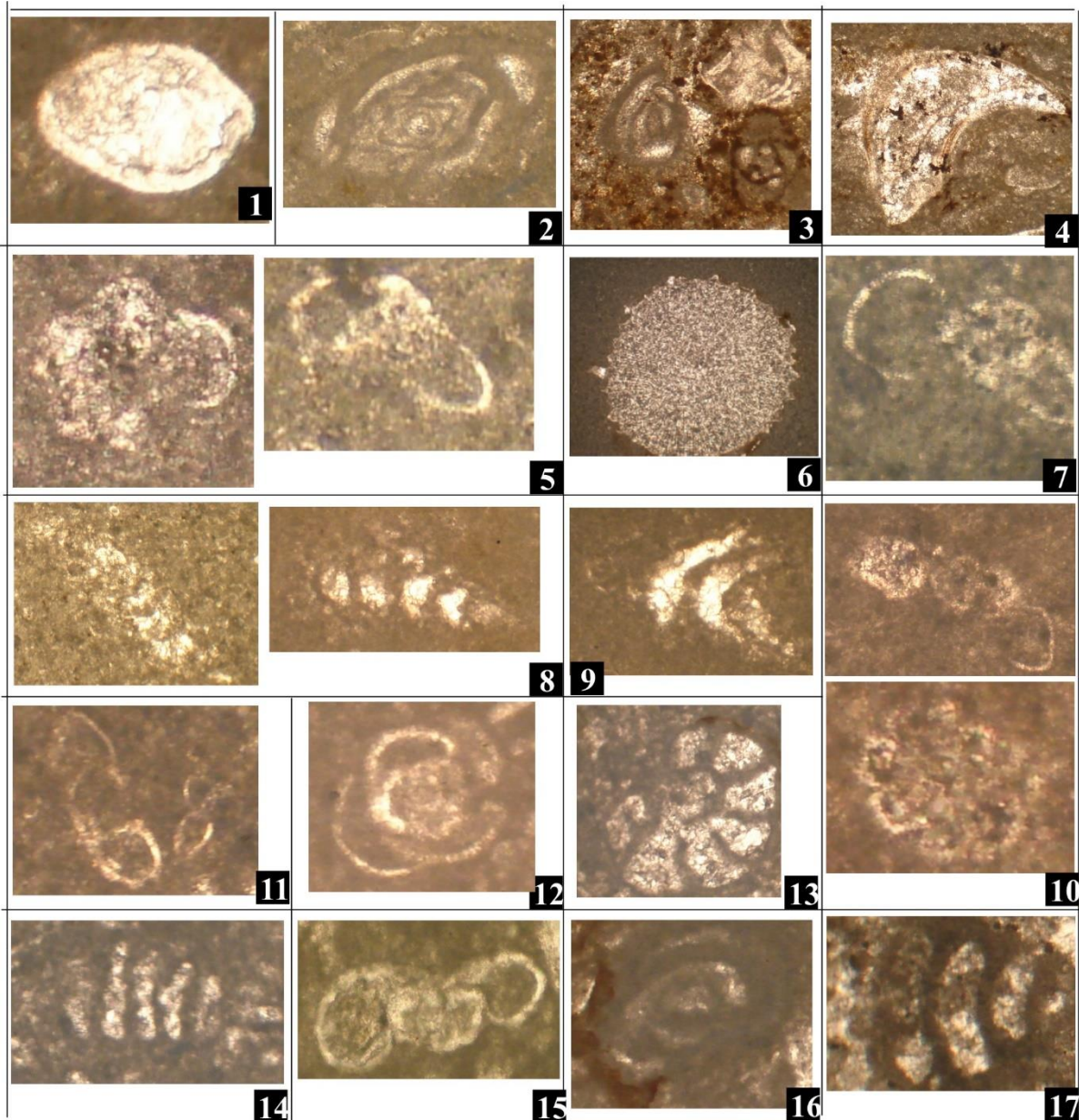


Fig. 20 : Coupe biosédimentaire du Djebel Tissmert, secteur de Labiodh Sid Cheikh.

## PL.I



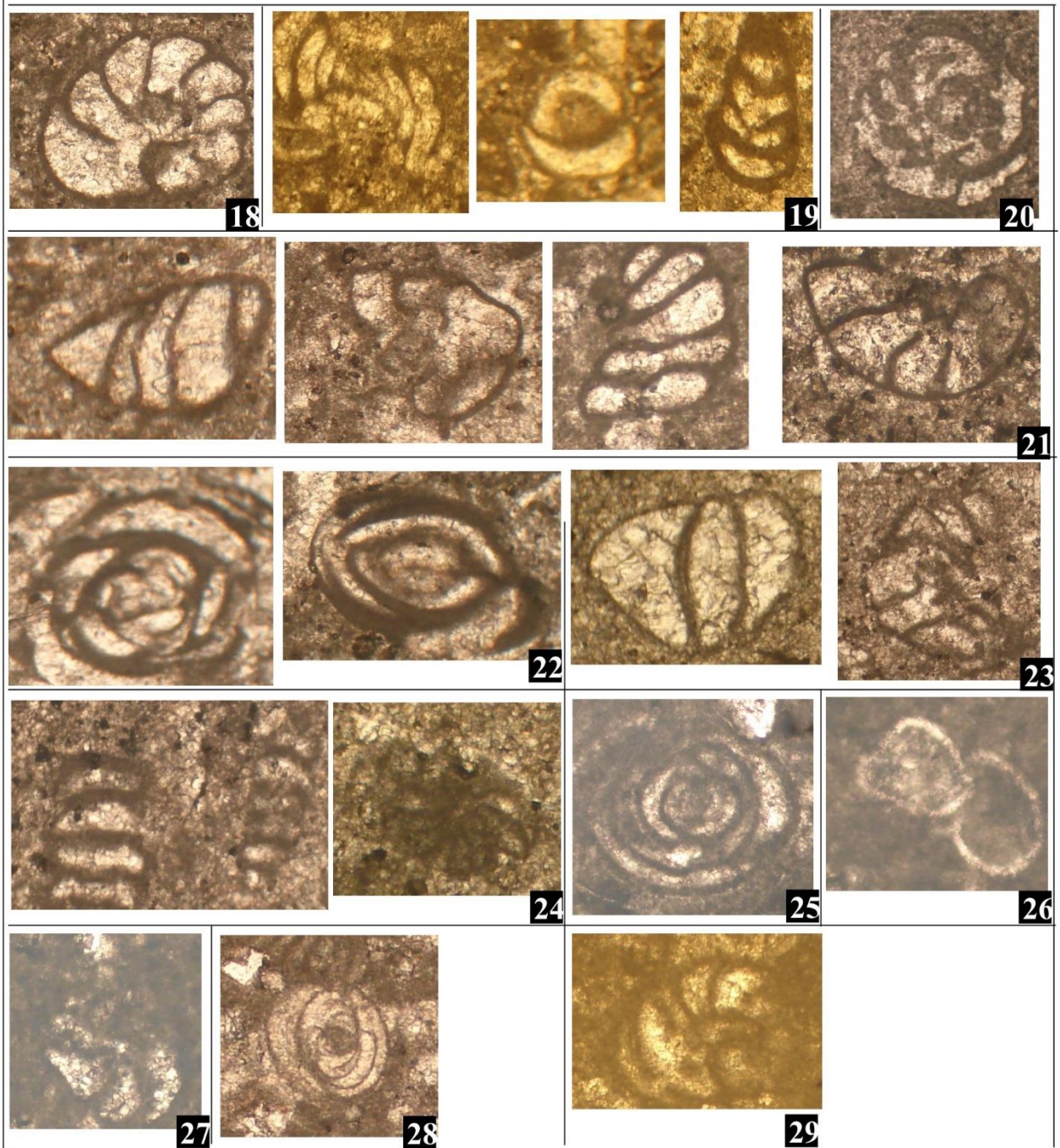
**Pl. I.** Toute la faune de cette planche a été récoltée d'un même niveau LS 7, Membre inférieur des calcaires pseudo-noduleux, base de la "Formation de Ghoundjaïa" du Djebel Tismert de la région de Labiodh sidi Cheikh. La pièce de monnaie a un diamètre = 2 cm. **1.** Ammonites entier et empreintes de *Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny), niveau Ls7; **2.** *Rhyncostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801), niveau Ls7; **3.** *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1862), niveau Ls7 ; **4.** *Linaria* sp., niveau Ls7 ; **5.** *Heterodiadema* sp., niveau Ls7 ; **6.** Gastéropodes *Tylostoma* sp., niveau Ls7.



**Pl.II.** -Partie supérieure de la "Formation de M'daouer" de Djebel Tismert de la région de Labiodh Sid Cheïkh. **1.** Section d'un ostracode entier, Ls 4, x100, **2.** Miliole, Ls 4, x100 ; **3.** Milioles, Ls 6, x100, - Membre du calcaire pseudo-noduleux de la "Formation de Ghoundjaïa". **4.** Dent de poisson, Ls 7, .x100 ; - Membre médian calcaire massif de la "Formation de Ghoundjaïa". **5.** *Whiteinella paradubia*, Ls10 et Ls 13, x100 ; **6.** Petit oursin régulier, Ls 12, x100. **7.** *Hedbergella* sp., Ls 12, x100 ; **8.** *Pseudorhapydionina laurinensis* (De Castro)?, Ls 14, Ls 15, x100; **9.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Ls 15, x100; **10.** *Hedbergella* sp., Ls 16, x100; **11.** *Heterohelix* sp., Ls 17, x100; **12.** *Rotalipora cushmani* ?, Ls 18, x100. - Membre supérieur Calcaire en bancs décimétriques de la "Formation de Ghoundjaïa" **13.** *Nezzatinella picardi* (Henson), Ls 39, x400 ; **14.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Ls 39, x400 ; **15.** *Hedbergella* sp., Ls 39, x100 ; **16.** Miliole, Ls 39, x400 ; **17.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Ls 41, x400.



Pl. II (suite)



**PL. II (suite).** 18. *Nezzazatinella picardi* (Henson), Ls 41, x400 ; 19. *Miliole*, Ls 41, x100 ; 20. *Nezzazatinella picardi* (Henson), Ls 41, x400; 21. *Nezzazata simplex* (Henson), Ls 41, x400; 22. *Miliole*, Ls 41, x100; 23. *Nezzazata simplex* (Henson), Ls 43, x400; 24. *Pseudorhapytnina dubia* (De Castro), Ls 43, x100; 25. *Pseudorhapytnina dubia* (De Castro), Ls 44, x100. 26. *Heterohelix* sp., Ls 44, x100 ; 27. *Nezzatinella picardi* (Henson), Ls 44, x100 ; 28. *Miliole*, Ls 48, x100; 29. *Nezzatinella picardi* (Henson), Ls 48, x100.

## **2. Djebel Rhélida, région de Boussemgoun**

### **2.1. Situation**

Allongé NE-SW, le Djebel Rhélida a une structure légèrement monoclinale, avec une faible pente (5°-10°) vers le Sud-Est. Il se situe à une dizaine de kilomètre au Sud-Est du village de Boussemgoun. Ses coordonnées sont :  $x_1= 0^{\circ}15'N 18.40''E$  ;  $y_1=32^{\circ}49'56''N$  ;  $z_1= 889$  m -  $x_2= 0^{\circ}15' 42.32E''$  ;  $y_2= 32^{\circ}49'41.84''N$  ;  $z_2=1009$  m. Sa limite nord est successivement l'Oued Boudjihane, le Kheneg et le Djebel Som alors que l'étendu de Boudjihane se trouve à son Sud-Ouest. L'Oued Boudjihane longe la limite occidentale du Djebel Rhelida et le sépare du Djebel Tamedda qui se trouve à l'Est. Une vaste étendue de Hamada limite ce Djebel vers l'Ouest où l'on trouve quelques oueds qui l'entaillent comme l'Oued Faïd, l'Oued Djeraf, l'Oued Aoudja, l'Oued El Medina (fig. 21).

### **2.2. Stratigraphie de Djebel Rhélida**

La coupe lithologique Rh-Rh', de direction Est-Ouest a été faite à proximité d'un affluent de l'Oued Boudjihane et à côté d'une ancienne piste (fig.22). Du bas en haut, la série stratigraphique est constituée par les ensembles suivants :

– **Formation de M'daouer, (35m)** : Subdivisée en trois membres, elle est essentiellement marneuse :

- **Membre marneux inférieur (4.5m)** (au-dessous de Rh1) Ce sont des marnes vertes à petites passées centimétriques de gypse. A 5m de la base, un banc de dolomicrite (0.20m) laminé a présenté une surface supérieure ondulée et indurée avec des placages de fer et dendrites de manganèse (Rh1).

- **Membre gypseux (19m)** : (Rh au sous Rh4): C'est une succession de quatre masses de gypse massif d'allure stratocroissante qui alternent avec des marnes vertes. On observe parfois des passées centimétriques de dolomicrite qui peuvent se présenter parfois en bancs décimétriques laminés au-dessus des masses gypseuses. A l'intérieur des calcaires marneux silteux jaunes qui se trouvent à la base de la deuxième masse gypseuse, le niveau (Rh3) montre une dolosparite. On note que la dolomie présente une lamination parallèle et ondulée le plus souvent.

- **Membre marneux supérieur (10.5m)** (Rh4-Rh6). Il s'agit de marnes vertes à petites passées de dolomicrite. Sur le premier mètre, les passées gypseuses sont parfois décimétriques et coiffées de dolomicrite. Cette dernière montre des laminations et probablement des traces de dissolution d'organismes (Rh4). Le dernier mètre, qui assure la transition à la formation suivante, contient des passées noduleuses et pseudonoduleuses de calcaire marneux jaune. Elles aussi, sont parfois dolomitisées en dolomicrosparite affectées de vides de dissolution associés à des éléments ferrugineux (Rh6).

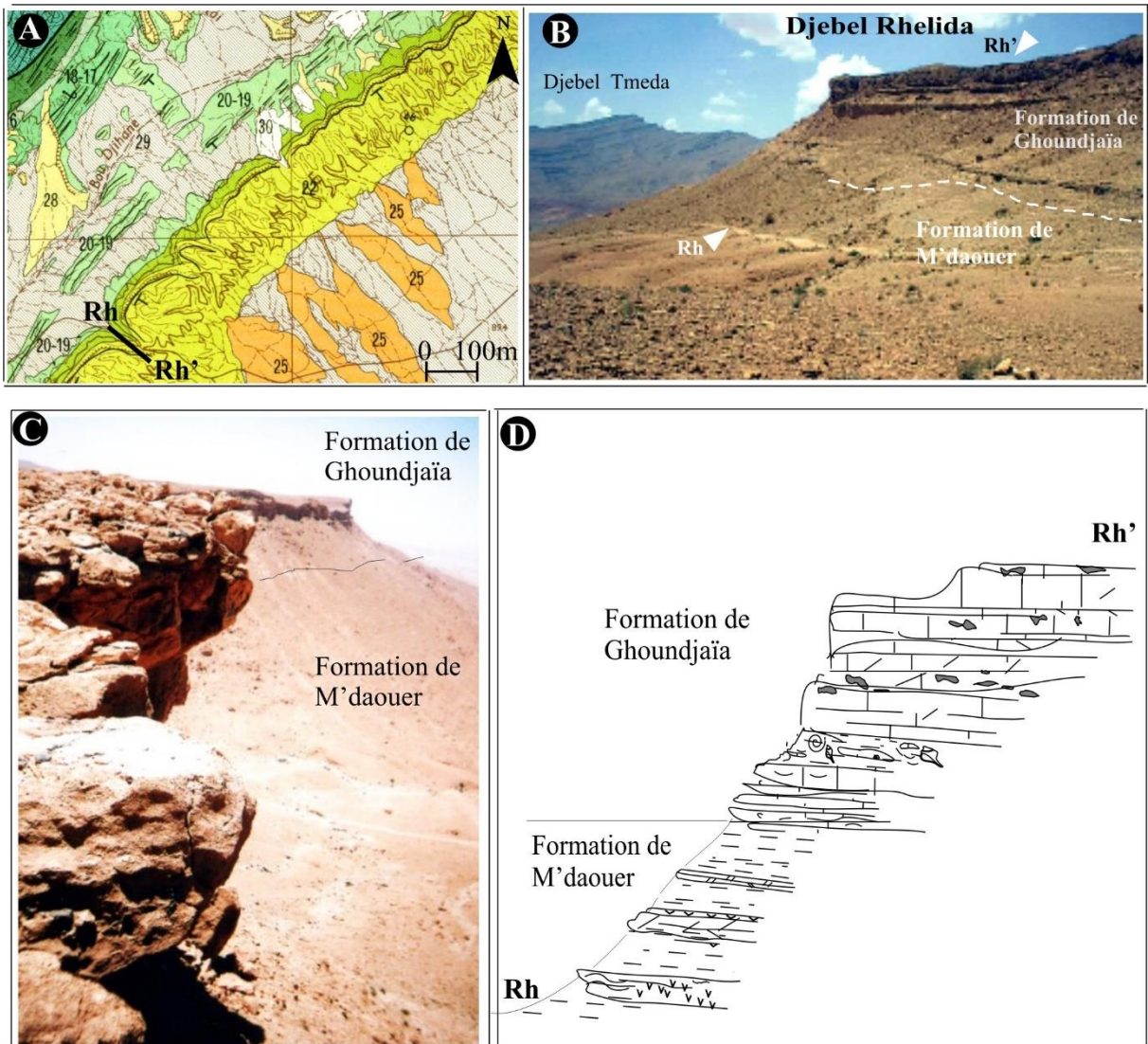


Fig. 21. Situation du Djebel Rhélida, région de Boussemgoun sur la carte géologique au 1/100.000<sup>e</sup> de A. Galmier (A). Photos montrant le Djebel Rhelida à l'aplomb de la Hamada au Sud en illustrant l'affleurement et l'itinéraire de la coupe "Rh-Rh'" (B et C). Esquisse simplifiée montrant le profil de cette coupe levée (D).

– **Formation de Ghoundjaïa (54m).** (Rh7-Rh26). C'est la barre calcaire massive en saillie dans le paysage. En fonction de la stratonomie, on peut individualiser les subdivisions suivantes :

- **Membre carbonaté inférieur (32.5m)** (Rh7-Rh15) : Il s'agit de calcaires à rares faune. Il est subdivisé en trois termes :

- **Terme T1, (3.5m)** (Rh7-Rh9). Ce sont des calcaires dolomités bioturbés à silhouettes de rudistes (Rh7). Les bancs décimétriques (0.15-0.25m) sont ondulés pseudo-noduleux à leur base, subondulés puis massifs. Un niveau de calcaire lumachellique, riche en huîtres (1cm) (Rh9') intercalé dans les marnes a fourni des gastéropodes, des ostracodes et des dents de poisson ? Les niveaux calcaires deviennent massifs vers le haut. Il a aussi fourni des ostracodes lisses, algues et foraminifères *Pseudorhapidionina laureiennensis* (Rh9, Pl. III).

- *Terme T2, (15.5m) (Rh10-Rh13)* : C'est une suite de bancs décimétriques subondulés parfois ondulés de calcaires micritiques blancs à très rares faunes dont des bivalves, des gastéropodes et des huîtres. Le microfaciès est une biomicrite à bivalves, à radioles et débris d'échinodermes, à rudistes et à petits foraminifères pélagiques *Whiteinella paraehelvetica* ?, (Rh13, Pl. III).

- *Terme T3, (4.75m) (Rh14-Rh15)* : De nouveau, les bancs deviennent massifs et métriques. Les calcaires sont blancs jaunâtres à très rare faune. Vers la fin, une biopeldolomicrite contient des bivalves et des échinodermes, le plus souvent dissouts (Rh15).

- ***Membre supérieur dolomitique à silex (22.5m)***. Il s'agit essentiellement de calcaires dolomitisés à silex.

- *Terme T1 (1.75m) (Rh16-Rh17)*. Il est représenté par un intervalle marneux blanc à jaune pâle au sein duquel se trouvent des calcaires micritiques pseudonoduleux à nodules gris (Rh6-Rh7). La faune est abondante. On rencontre des bivalves, des gastéropodes du genre *Tylostoma* sp., des oursins du genre *Micraster* sp. et des ammonites du genre *Vascoceras* sp. ? (Rh16, Pl. III). Ce niveau se termine par des marnes blanches jaunâtres renfermant des nodules calcaires.

- *Terme T2 (4.5m) (Rh18-Rh19)*. Il est représenté par une grande masse calcaire dont toute sa partie supérieure est dolomitisée. Dans le premier mètre, on a un calcaire vert blanchâtre microcristallin bioclastique (RH18) qui passe ensuite à des plaquettes centimétriques (Rh19).

- *Terme T3 (16m) (Rh20-Rh26)*. Ce terme est marqué par l'apparition des nodules de silex dans les calcaires majoritairement dolomitiques jaunes. Ces nodules ont un diamètre qui varie entre 0.1-0.35m. Parfois, il forme des bandes stratiformes. Les bancs calcaires décimétriques de 0.4 à 0.7m en moyenne ont une stratification assez régulière. Au microscope, ce sont des biodolomicrites, peldolomicrites ou dolomicrosparite graveleuse à fantômes d'échinodermes, de bivalves et avec quelques foraminifères agglutinants benthiques (Rh21-24, Pl. III).

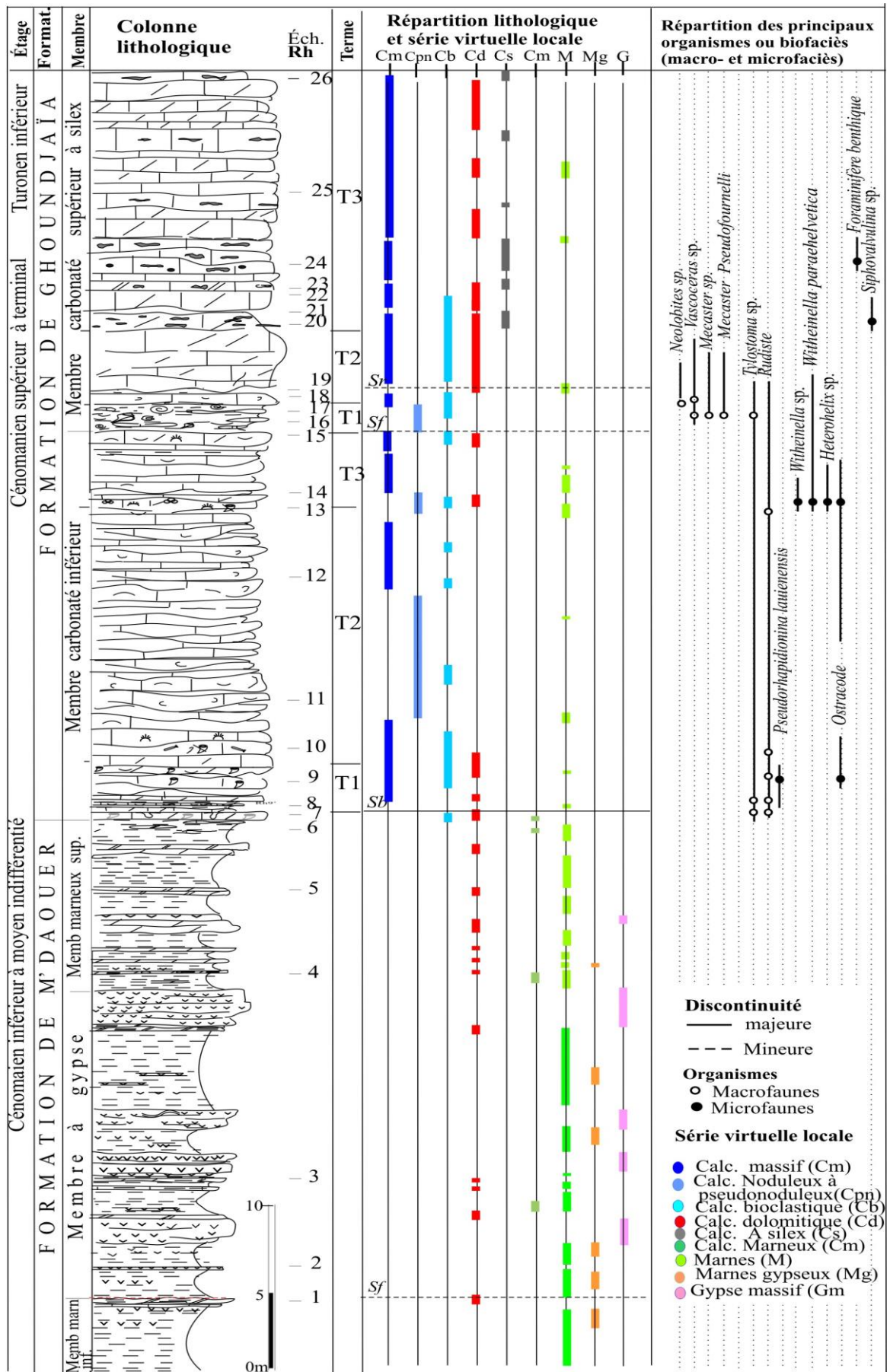
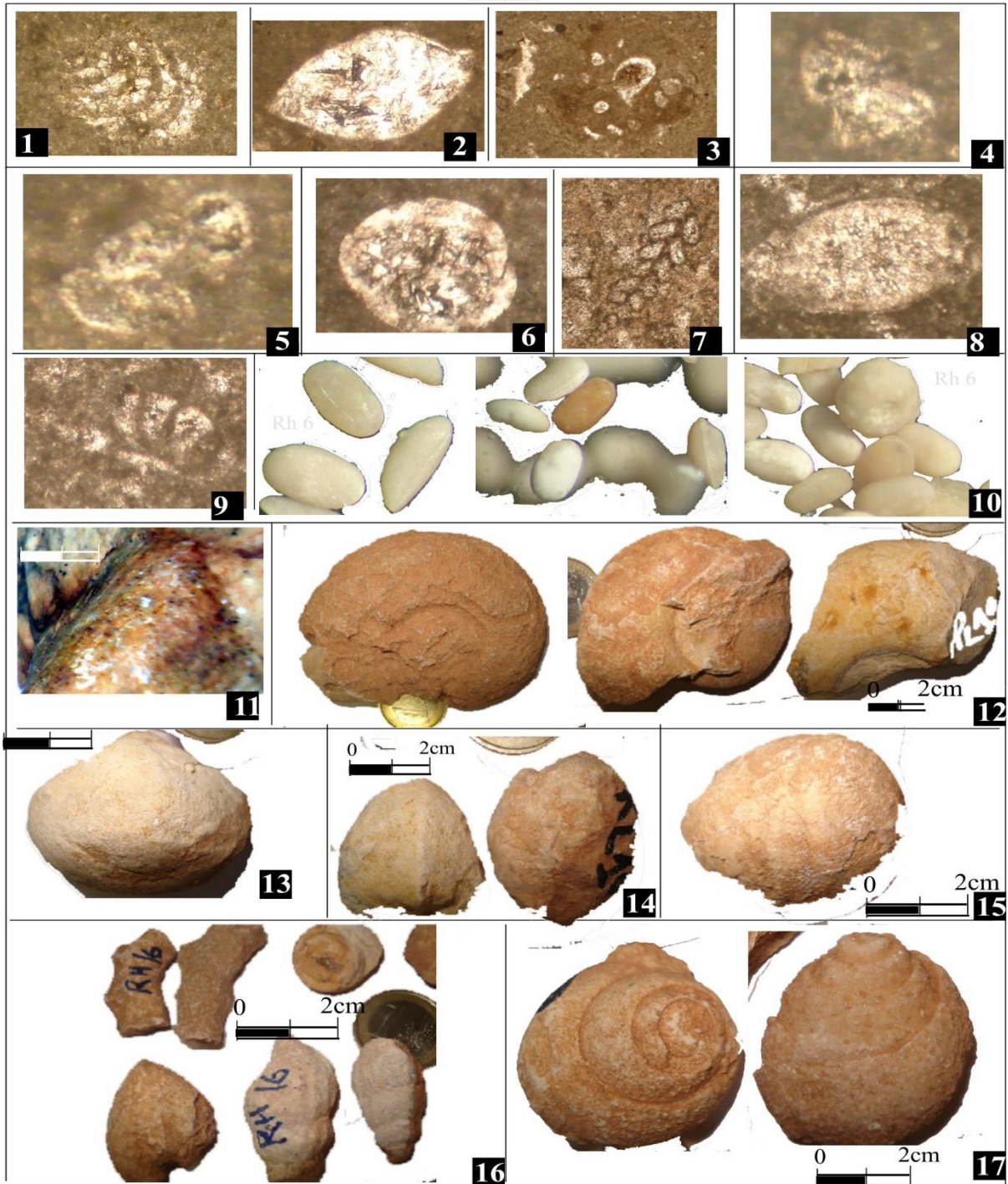


Fig. 22. Coupe biosédimentaire sur le Djebel Rhélida, région de Boussemgoun.

## PL.III



**Pl. III.** - Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" : **1.** *Pseudorhapidionina laurienensis*, niveau Rh 9, X400. **2.** section d'un ostracode lisse, niveau Rh 9, x100. **3.** Fragment d'une algue, niveau Rh 9, x400. **4.** *Heterohelix*, niveau Rh 13, X400. **5.** *Whiteinella paraehelvetica*, Rh 13, x100. **6.** Ostracode silicifié, niveau Rh 13, x100. **7.** *Siphonivalvulina* sp., niveau Rh 21, x100. **8.** Section d'un ostracode silicifié, niveau Rh 24, x100. **9.** Foraminifère benthique agglutiné, niveau Rh 24, x400. **10.** Ostracodes lisses non identifiés, Rh 6, x40. - Membre carbonaté supérieur à silex de la "Formation de Ghoundjaïa": **11.** Bivalve, niveau Rh 12. **12.** *Vascoceras* sp. vue dorsale et ventrale, niveau Rh 16. **13.** Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., Niveau Rh 16. **14.** Bivalve, niveau Rh 16. **15.** Oursin *Micraster* sp., Niveau Rh 16. **16.** Fragment de coraux, des bivalves et gastropodes, niveau Rh 16. **17.** Grand gastropode genre *Tylostoma* sp., Niveau Rh 16. La barre ou la pièce de monnaie=2cm.

### 3. Djebel M'daouer, région d'Aïn Ouarka

#### 3.1. Situation

Le Djebel M'daouer culmine à 1266m d'altitude. Il se trouve au milieu d'un replat situé à 915 m d'altitude. Il est limité vers le nord-ouest par le Djebel Chemarikh d'Aïn Ouarka, au sud par le Djebel Messitir et au nord par le Teniet Djemel (Fig. 23). De direction NNW-SSE, la coupe *levée* dans ce Djebel a comme coordonnées Lambert :  $x_1 = 0^{\circ}05' 8.39''\text{O}$  ;  $y_1 = 32^{\circ}39'26.93''\text{N}$  ;  $z_1 = 1039\text{m}$  ;  $x_2 = 0^{\circ}04' 59.03.\text{O}''$  ;  $y_2 = 32^{\circ}39'10.90''\text{N}$  ;  $z_2 = 1251\text{m}$ .

#### 3.2. Coupe de Djebel M'daouer

Elle montre de bas en haut, les deux principales formations (Fig. 24) :

– **La Formation de M'daouer (78.5m)** (Md2-Md28) Il s'agit de Marnes avec alternances de gypse et de dolomie. Elle est subdivisée en trois membres, en fonction de l'aspect des strates gypseux :

- **Membre marneux inférieur (32m)** (Md2-Md12). Il s'agit pour l'essentiel de marnes verdâtres gypsifères, parfois de couleur rouge ou jaune. Les passées gypsifères sont centimétriques dans la totalité du membre ; elles se présentent en bancs centimétriques à décimétriques bien stratifiés. Les cristaux de gypse prennent plusieurs formes, respectivement rayonnants, saccharoïde, ou fibreux, blanc en général, mais parfois devenant violacés ou noirs suite à des impuretés. Des bancs de dolomicrite, le plus souvent laminés, alternent au sein des marnes avec des gypses. On note des laminations au sein des bancs dolomitiques (Md5). L'étude du microfaciès des niveaux (Md3 à Md5) faite sur des dolomies a montré des figures de dessiccation (*bird-eyes*, *sheet-cracks*). On note la présence de quelques pellets et gravelles alignés dans le banc Md5. Des fantômes de bioclastes et de bioturbation s'observent dans la dolomicrite/dolosparite du niveau Md10. En outre des granules de fer sont présentes dans les bancs dolomicritiques Md5 et Md6. Ce dernier se compose de 20% de quartz subanguleux. Le niveau marneux Md 16 a fourni des oogones.

- **Membre gypseux, (28m)** (Md12-Md24) : il correspond à trois masses métriques de gypse (env. 4m) surmontant des marnes gypsifères ; on a pu distinguer trois termes. Ce sont des bancs à stratifications mal individualisée et à surfaces subondulées avec des joints marneux. Souvent la dolomicrite en mince couche centimétrique, achève ces masses. Il y a d'abord, la 1<sup>ère</sup> masse gypseuse Md13-Md14 où les cristaux fibreux, puis rayonnants au milieu et enfin teintés de vert et de noir (Md14) en superficie. Une peldolosparite de texture grainstone (Md15) termine cette masse contenant des pellets (env. 85%) bien classés parfois associés à des gravelles. Des passées gypseuses sont aussi à signaler. On note la présence de silice néoformée en bâtonnet. Le ciment est dolomicritique plus ou moins gypseux. Après un passage de 6m de marnes masquées, vient la 2<sup>ème</sup> masse gypseuse. Un banc de 0.10m de dolomicrite à *bird-eyes* et *sheet-cracks* (Md17), où les vides sont remplis de cristaux de gypse fibreux rayonnant, est intercalé dans les marnes intermédiaires. Localement, on signale des silicifications secondaires. Au sommet de la masse gypseuse, apparaît le quartz en cristaux centimétriques (Md18) bipyramidés de couleur brun fumé, parsemé dans les derniers centimètres de gypse. Ensuite, la dolomicrite bioturbée ondulée à nodules de silex (0.07m) vient terminer cette masse. Enfin un niveau de 0.13m de dolomicrite (Md 20) à plage de gypse (3-5%) avec des granules et surface ferrugineuse succède un intervalle

marneux. La 3<sup>ème</sup> masse gypseuse, moins épaisse, surmonte des marnes verdâtres à passées centimétriques de gypse. Des passées micritiques à gypse se trouvent à la base par exemple les niveaux (Md 21) et (Md 22) puis dolomicritiques à *sheet-cracks* (Md 23).

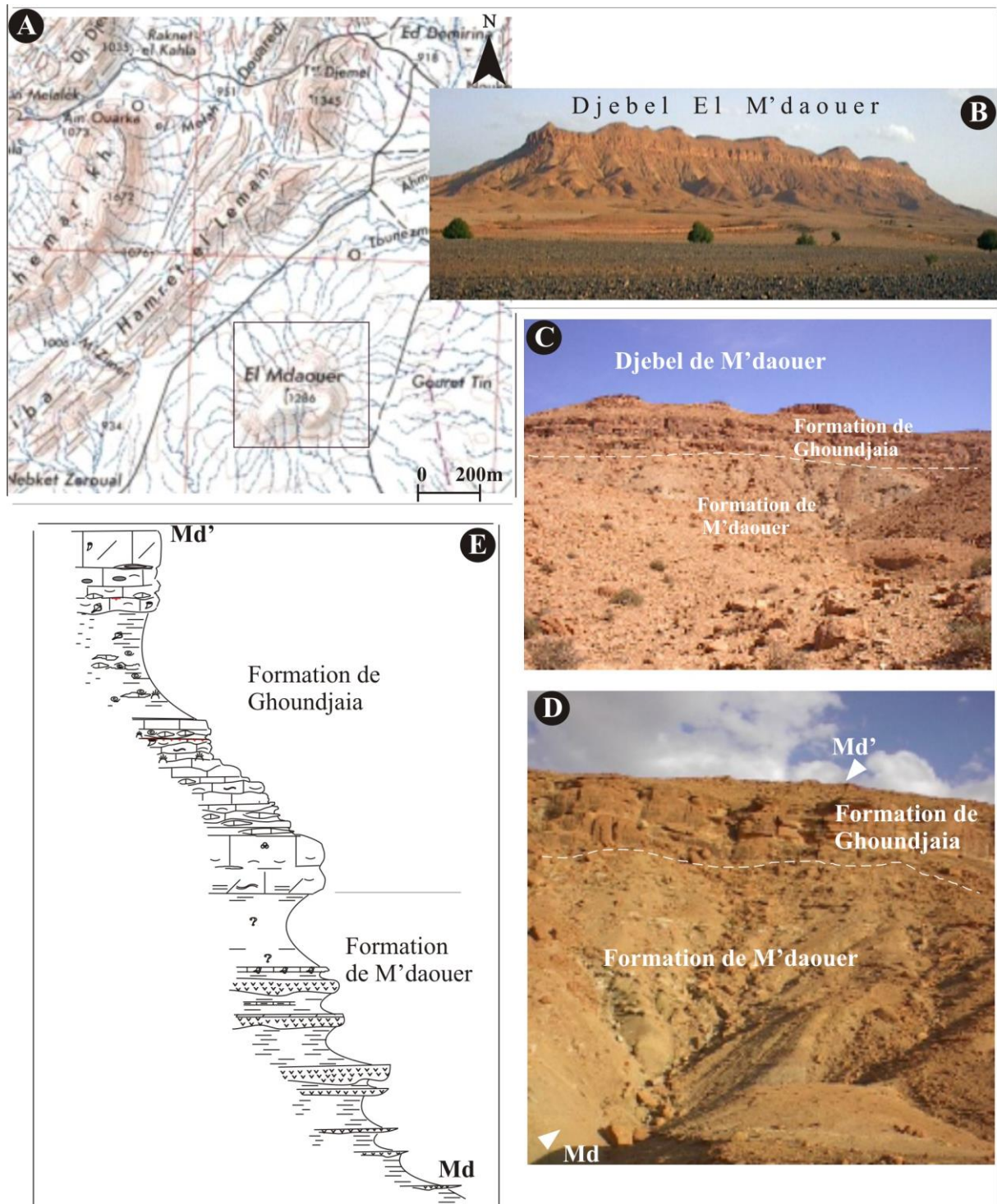


Fig. 23 : Situation de Djebel M'daouer: (A) sur la carte topographique d'Ain Sefra (1/100.000<sup>e</sup>) de A. Galmier. (B) Vue panoramique du Djebel M'daouer avec l'itinéraire de la coupe levée Md-Md' (D et E) Vues sur affleurements et tracé de la coupe Md-Md'. (E) Croquis simplifié du profil de la coupe levée.



- **Membre marneux supérieur (21m)** (Md25-Md28) : c'est une combe marneuse presque masquée par les éboulis. Dans la partie inférieure, se trouve d'abord la superposition de 3 bancs (0.10m) de calcaire jaune fossilifère (Md25) à joints marneux. Ensuite, un banc de 0.12m de lumachelle dolomitique à gastropodes (Md26) de taille centimétrique (1-3 cm) recristallisés et parfois dissous. Son microfaciès est une dolomicrite/dolomicrosparite gypsifère. Les gastéropodes présentent parfois des remplissages géotropes (micrite, gypse fibreux). La coquille recristallisée en gypse fibreux présente une pellicule externe de micrite. La gangue est formée de dolomie avec des rhomboèdres bien développés (euhédrales). On observe des granules de fer éparpillés sur l'ensemble.

- **La Formation Ghoundjaïa (+92m)** (Md29-Md76). Elle est représentée par une grande barre carbonatée montrant une vire marneuse intermédiaire. Elle est subdivisée en trois membres :

- **Membre inférieur carbonaté, (39m)** (Md29-Md50) il est subdivisé en trois termes :

- **Terme T1, (15m)** (Md29-Md37) : c'est une succession de 6 masses métriques (1 à 4m) de calcaire micritique massif à allure stratocroissante de couleur gris-blanc, peu stratifiés à quelques rares bivalves et huîtres mais riches en foraminifères pélagiques. Ils alternent avec des interbancs argileux à calcaires pseudonoduleux à noduleux. A la base et sur 2m, un banc de biodolomicro-sparite à ostracodes et miliolidés (Md 29, Pl. V) de texture wackestone-packstone montrant une lamination horizontale. Les rhomboèdres de dolomite sont bien développés. Au-dessus, elle passe à une dolomicrosparite (Md30) avec des plages sombres contenant de pellets et de bioclastes dissous (non identifiés) et des plages claires, avec ces mêmes allochèmes moins fréquents et cimentés par la dolosparite. En parallèle, on a des granules de fer et quelques foraminifères *Wittheinella* sp., *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), *Praechrysalidina infracretaceous* (Lipperto Sinni), (Md 32, Pl.V). Les masses calcaires suivantes sont des biomicrites (Md32, Md33, Md34) de texture mud-wackestone à foraminifères (env. 10%) *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Pseudorhapidionina laurensis*, *Pseudorhapidionina dubia* (De Castro.), *Praechrysalidina infracretaceous* (Luperto Sinni) (Md35, Pl. V), des ostracodes et quelques débris d'échinodermes, bivalves et huîtres ? Le dernier niveau calcaire (Md37) est dolomitisé. Il est biodétritique et bioturbé à fantômes de foraminifères. De plus, la bioturbation touche l'avant dernier banc (Md36). Au sein de cette barre, le niveau (Md 35) a fourni des empreintes d'ammonites *Neolobites* aff. *Vibrayeanus* (Md 35, Pl.IV).

- **Terme T2, (20m)** (Md38-Md45): dans son ensemble, il est représenté par des bancs ondulés à subondulés, décimétriques de calcaires parfois bioturbés. Des interbancs de calcaires noduleux à pseudo-noduleux sont présents dans des marnes feuilletées. Cette biomicrite de texture wackestone à mudstone contient peu de faune (10 à 20%), en débris généralement. On note ainsi les échinodermes, les bivalves, les huitres, les gastéropodes épineux (Md41, Pl.IV) avec de la microfaune constituée par des ostracodes, des bryozoaires et des foraminifères *Hedbergella*, *Wittheinella parahelvetica* (Md 38, Pl.V), *Wittheinella* sp., *Praechrysalidina infracretaceous*, *textularia* , *Heterohelix* sp. (Md39, Pl.V), foraminifères benthiques agglutinants, *Pseudorhapidionina laurensis*, *Heterohelix* sp. (Md 40, Pl. V) ; *Pseudorhapidionina dubia* (Md42,

Pl. V) ; *Hedbergella* sp., *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Asterohedbergella asterospinosa* (Md 43-Md44, Pl.V), *Pseudorhapidionina dubia* (Md45, Pl.VI).

- *Terme T3 (3.5m)* (Md46-Md50) : il commence par une lumachelle à bivalves 10% du genre *Ilymatogyra africana* ? (Md41, Md46, Pl. IV), petits oursins 5%, ostracodes et petits foraminifères *Praechrysalidina infracretaceous* (Md46, Pl.V). Ensuite, deux masses métriques de wackestone biomicritique ont livré des fragments de bivalves, échinodermes, gastéropodes, ostracodes, foraminifères bisériés surtout *Heterohelix* sp., *Praechrysalidina infracretaceous*. (Md48, Pl.V) et *Wittheinella* sp., *Praechrysalidina infracretaceous*, *Textularia* sp. (Md50, Pl.V). La partie supérieure, dolomitisée et bioturbée, a fourni des articles d'échinodermes, des foraminifères et des microbioclastes avec un tapissage ferrique formant un hard-ground (Md 50).

- ***Membre médian marneux (31m)*** :

- *Terme T1, (4m)* (Md51-Md53) : il est représenté par trois paquets formés par un doublet marne-calcaire. Les bancs calcaires décimétriques sont stratocroissants. Dans le premier paquet, on a une stratification noduleuse, pseudo-noduleuse puis ondulée où la taille des nodules est de 0.05 à 0.15m. Les deux autres ont une stratification plus régulière. On a une passée de 0.55m de dolomicrosparite argileuse grisâtre (Md 51). Cette dolomie a livré des bivalves et des ammonites mal conservées de taille 0.10-0.15m : *Vascoceras gamai*, *Vascoceras cauvini*, *Vascoceras* sp. (Md51-Md52-Md53, Pl.IV) associées à des bivalves, des gastéropodes *Tylostoma* sp. (Md52, Pl.IV), des échinodermes, des foraminifères benthiques (Md52, Pl.V) et des ostracodes. La dolomitisation touche surtout les nodules. Cette dolomicrosparite est surmontée de 0.15m de biomicrite argileuse jaunâtre friable (Md 52) bioclastique se présentant en petites plaquettes centimétriques (0.01-0.03m). Quelques fragments d'ammonite mal conservés persistent encore. Cet ensemble est surmonté par deux récurrences biomicritiques (Md53) où les bancs de 0.90m se présentent en plaquettes centimétriques et stratodécroissants. Des débris de bivalves, d'échinodermes et quelques rudistes sont présents. Un *Vascoceras gamai* mal conservé a été trouvé (Md53, Pl.IV).

- *Terme T2, (27m)* (Md54-Md60): il s'agit de marnes vertes à passées de calcaires marneux noduleux. Du bas en haut, on observe le niveau Md 55 est une biomicrite argileuse bioturbée et noduleux qui a fourni des petits foraminifères (7%) du genre *Heterohelix* ?, *Pseudolitulina reichili* (Marie) (Md55, Pl.V), de petits gastéropodes, des radioles d'oursins, des bivalves et quelques ammonites en fragments appartenant au genre *Vascoceras*. La texture est mudstone à wackestone. Les niveaux Md56, Md57, Md58 sont des calcaires marneux noduleux à terriers et empreintes de moules interne d'ammonites *Vascoceras cauvini*, (Md58, Pl.IV). Chacun a une épaisseur moyenne de 2m. Quelquefois, des gastéropodes *Tylostoma* sp. (Md58, Pl. IV) sont présents. Dans les trois derniers mètres du calcaire marneux, on note une dolomitisation (Md60).

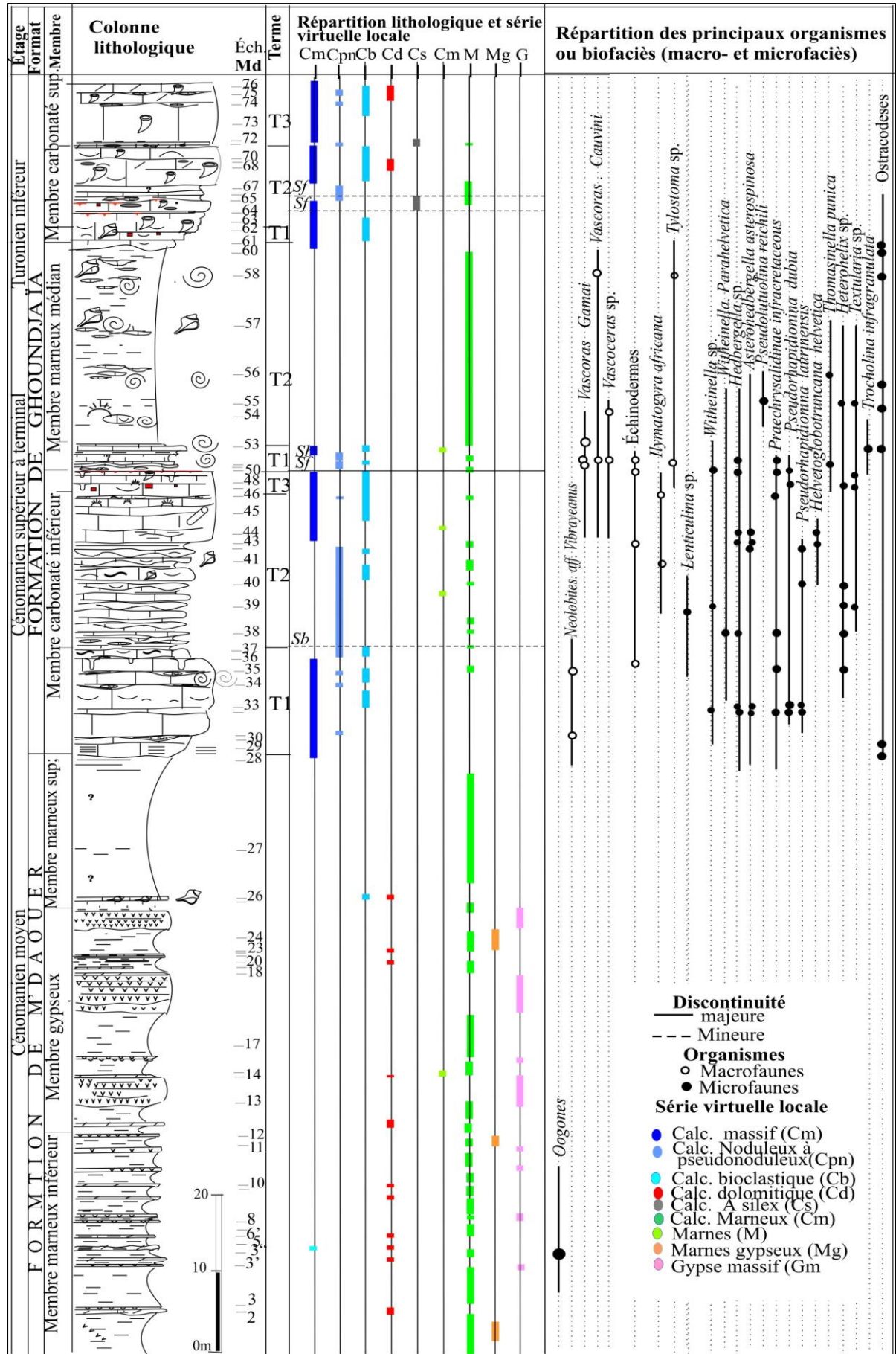


Fig. 24. Coupe biosédimentaire de Djebel M'daouer, région d'Ain Ouarka.

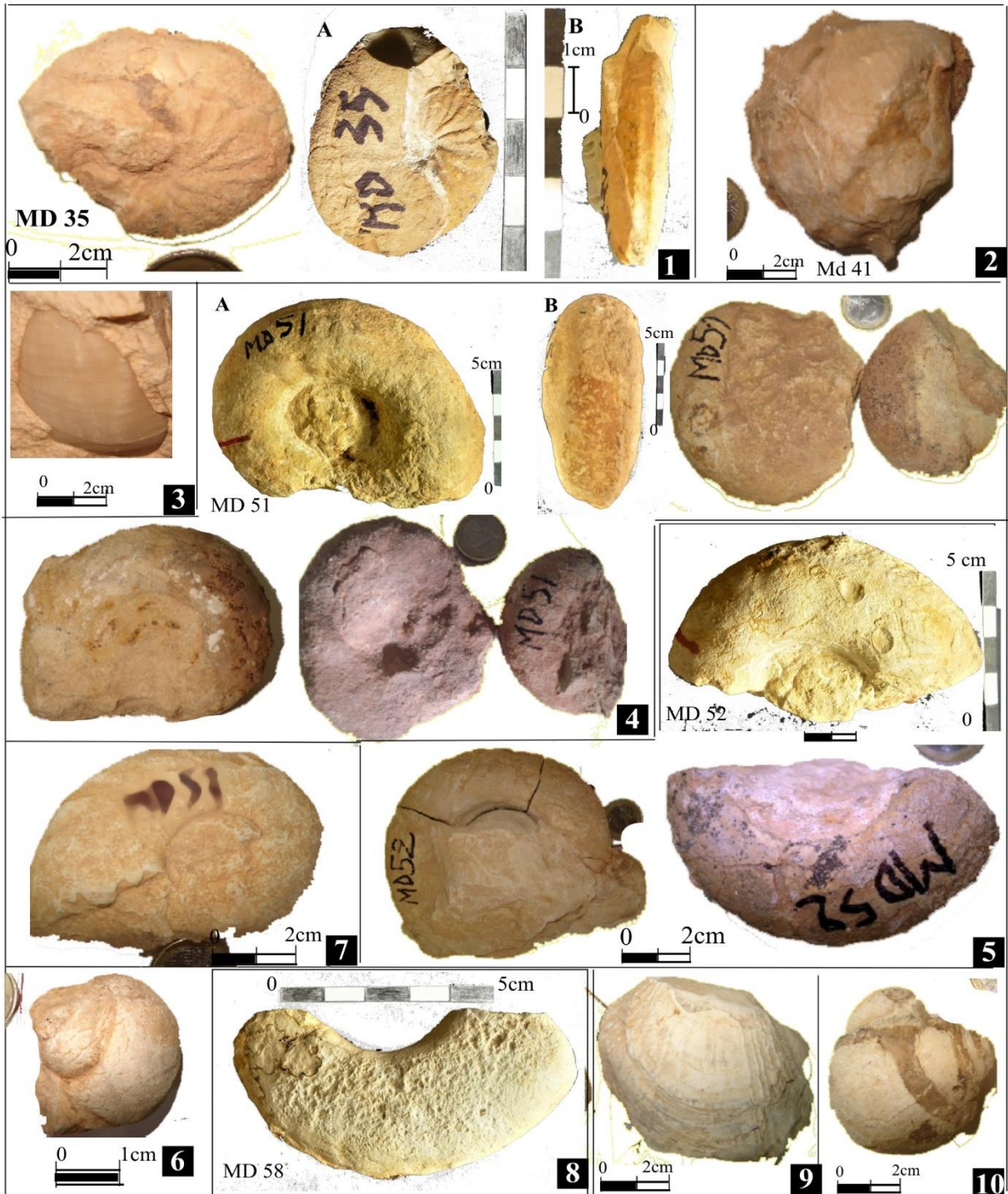
- **Membre supérieur carbonaté, (22m)** (Md 61-Md76) : c'est la deuxième partie de la grande barre sommitale du Djebel M'daouer. Il est formé essentiellement de calcaire dolomitique à silex et rudistes. On a pu individualiser 3 termes relativement à la stratonomie et la présence du silex :

- *Terme T1, (2.5m)* (Md61-Md62) : il s'agit de calcaires noduleux blanchâtres, à rare faune : gastéropodes et bivalves. Quelques granules de fer apparaissent vers le haut et la stratification devient lamellaire. Le microfaciès est une micrite fossilifère bioturbée (Md61) de texture mudstone et localement wackestone, à foraminifères, qui évolue vers une biomicrite bioturbée à bryozoaires de texture wackestone. Les bryozoaires (10%) sont associés à des bivalves, des oursins, de petits foraminifères et à quelques granules de fer qui ne dépassent pas les 5%. On note quelques rhomboédres de dolomites néoformées.

- *Terme T2 (11m)* (Md63-Md71) : il représente six paquets à tendance stratodécroissante du couplet marne-calcaire dolomitisé à rudistes. Du bas en haut, la succession se présente comme ainsi : les trois premiers paquets (Md63-Md65) sont des calcaires dolomitisés à silex et fragments de rudistes strato-fréquents. Il s'agit d'une biomicrite bioturbée à texture wackestone avec des éléments (bryozoaires, échinodermes, bivalves, petits foraminifères et ostracodes). Un tapis ferrugineux se trouve sous la surface supérieure des bancs calcaires sous les marnes vertes. Le dernier banc contient des nodules de silex. Le quatrième paquet est un biostrome à rudiste (Md67) surmontant les marnes, admettant quelques passées millimétriques de calcaire. Le cinquième et le sixième paquet sont représentés par des calcaires dolomitisés et bioturbés à rudistes ; leur fréquence s'accroît progressivement en allant vers le sommet. Les nodules de silex apparaissent vers la partie supérieure de ces paquets. Il s'agit de biomicrite bioturbée dolomitisée (Md68) à texture mudstone-wackestone. On note les débris de rudistes, bryozoaires, échinodermes et radioles d'oursins, bivalves, petits foraminifères planctoniques. La dolomitisation est parfois intense rendant les allochèmes méconnaissables (Md70 Md71) avec le développement des rhomboédres de dolomite à inclusions sombres à cause des impuretés (Md 70). Les nodules de silex existent toujours dans la partie supérieure de ces paquets parfois devenant stratiformes (Md71).

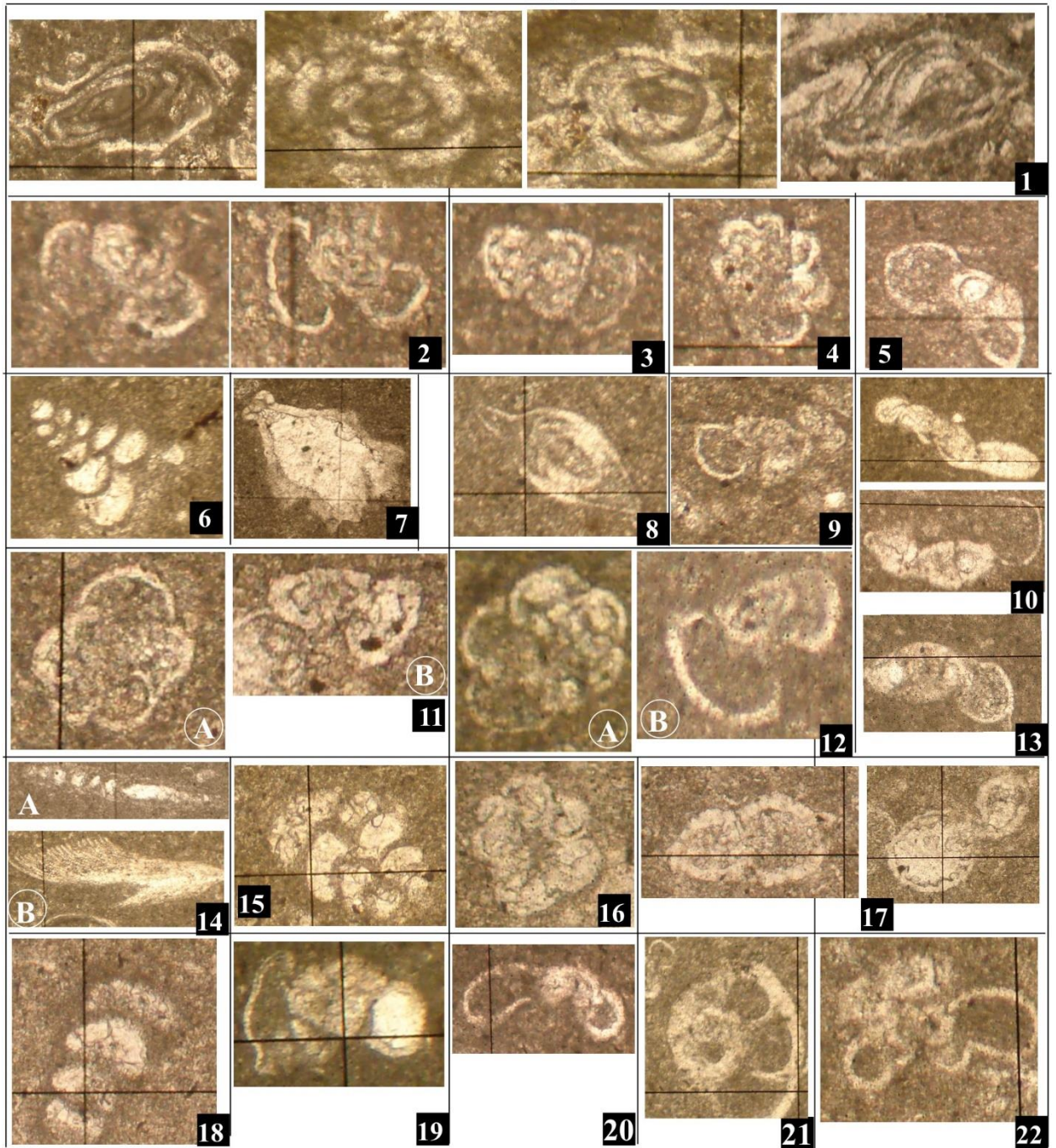
- *Terme T3, (9.5m)* (Md73-Md76): c'est une masse de calcaire blanc à très rare faune. Elle commence par un joint marneux avec de petites passées de calcaires noduleux blancs à bleuâtres (Md 72). C'est une biomicrite bioturbée, dolomitisée, à bryozoaires, bivalves, échinodermes, de texture mudstone. La barre massive peut être aussi une biomicrite bioturbée à silex (Md73-Md75), fragments de rudistes, bivalves et rares échinodermes. La partie supérieure (Md76) est affectée par une dolomitisation et présente localement quelques gerbes de rudistes. On note aussi une silicification associée à l'hématite.

PL. IV



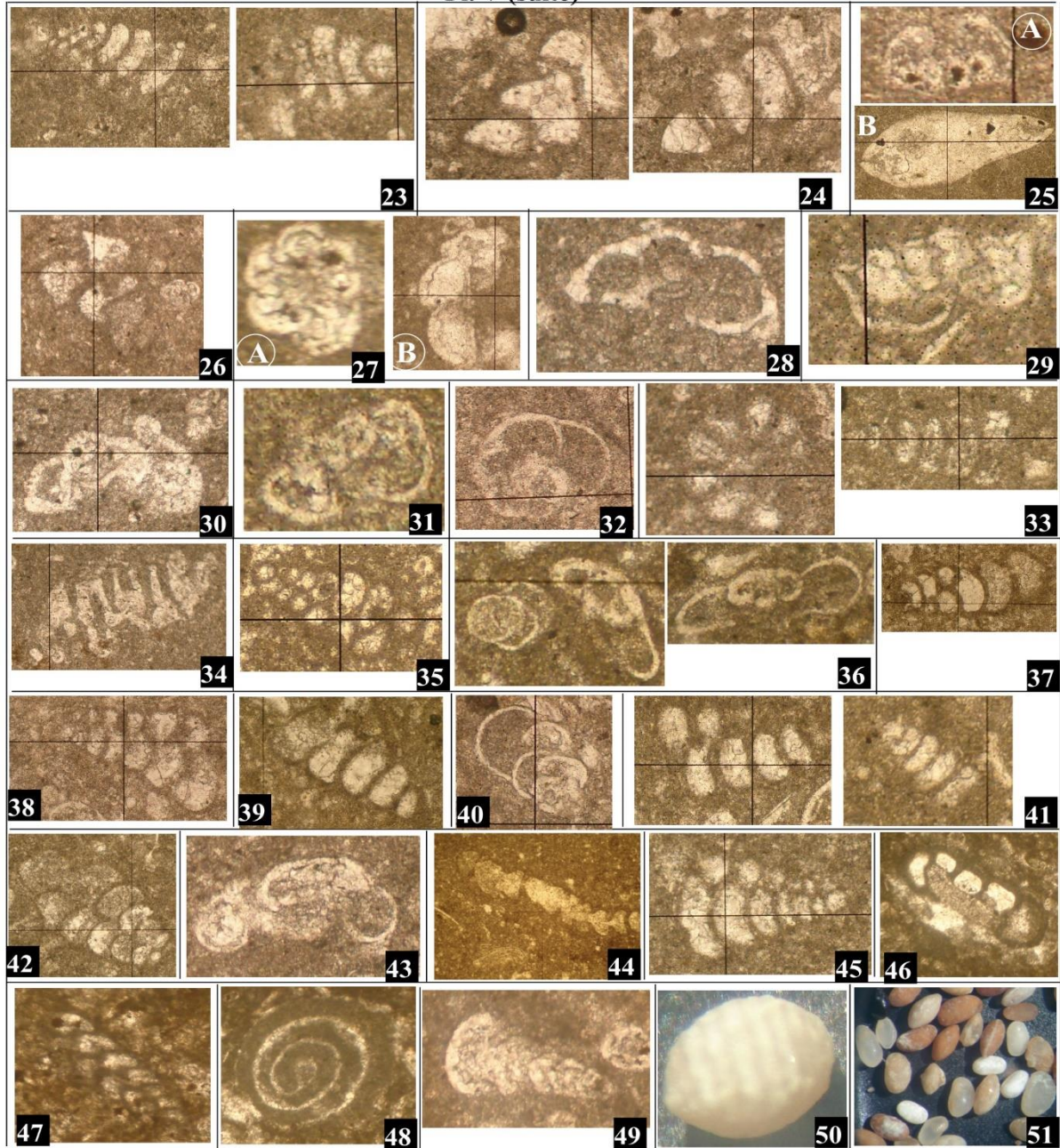
**Pl. V.** 1. Exemple légèrement déformé de *Neolobites* aff. *Vibrayeanus* (d'Orbigny), Md 35 D= 41 mm, vues latérale et ventrale, Formation de Ghoundjaia, Djebel M'daouer ; 2- Gastropode épineux, niveau Md41; 3- Fragment de *Ilymatogyra africana* ?, Niveau Md46; 4. *Vascoceras gamai* (Choffat), Md 51, D = 96 mm, O = 33mm (O/D = 0,34). A D = 82 mm, H = 33 mm, E = 35 mm (E/H = 1,06). Noter la présence de gros tubercules périombilicaux émoussés sur la moitié postérieure de la loge. Le trait rouge marque le début de la loge. Formation de Ghoundjaia, Djebel M'daouer ; 5. *Vascoceras gamai* (Choffat), Md 52, Djebel M'daouer, D = 78 mm, O = 25,5, O/D = 0,32, H = 28,5, E = 32,5, E/H = 1,14. Présence de deux gros renflements périombilicaux émoussés sur le début de la loge. La loge montre des empreintes de bivalves intratallames (Serpules) indiquant une longue flottaison de la coquille. Présence aussi de petites coquilles de bivalves fixées ultérieurement sur le moule interne induré. Le trait rouge marque le début de la loge. 6. Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., niveau Md52; 7. *Vascoceras gamai*, niveau Md53 ; 8. Fragment de *Vascoceras cauvini*, niveau Md58; 9- *Linearia* sp., niveau Md58; 10. Grand Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., Niveau Md58.

## Pl. V



**Pl. V.** Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa": 1. Milioles, Md29, x100. 2. *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), Md 32, x400. 3. *Heterohelix* sp., Md32, x400. 4. *Rotalipora cushmani*?, Md32, x400. 5. *Hedbergella* sp. Md32. 6. *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni)?, x100. Md32. 7. section s'appareil buccale d'un crinoïde, Md32, x100. 8. Appareil buccale de crinoïde, Md32, x100. 9. *Hedbergella* sp., Md32, x400. 10. Foraminifère non identifié, Md32. 11. *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), Section transversale (A) et de profil (B), Md32, x100. 12. *Hedbergella asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), MD34, x400. 13. *Heterohelix* sp. Md34. 14. A : *Pseudolutulina reichili* (Marie), Md34, x400. B: Pinnule d'un crinoïde pélagique, Md38, x100. 15. *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni)?, Md 34, Md 39, x400. 16. *Hedbergella* sp., Md35, x400. 17. *Heterohelix* sp, Md35 x400. 18. *Pseudorhapydionina laurinensis* ? *P. Dubia*?, Md35 x400. 19. *Whiteineila paraehelvetica*, Md38, x400. 20. *Hedbergella* sp., Md38 et Md47, x400. 21. *Lenticulina* sp., Md39, x400. 22. *Whiteinella* sp.?, Md39, x400.

## Pl. V (suite)



**Pl. V (suite):** Membre carbonaté inférieur de la «Formation de Ghoundjaïa»: **23.** Foraminifère agglutinant *Pseudorhapydionina laurinensis* ?, Md40, x400. **24.** *Pseudorhapydionina laurinensis* (Hammaoui)?, Md40, x400. **25.** A: Foraminifère pélagique non identifié, Md41, x100. B: Ostracode, Md41, x100. **26.** *Pseudorhapydionina Dubia*?, Md42, x400. **27.** *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), (A) section transversale, (B) section en profil Md42, x400. **28.** *Hedbergella* sp., Md43, x400. **29.** *Helvetoglobotruncana helvetica* (Amacuzae), Md43, x400. **30.** *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), Md43, x400. **31.** *Hedbergella asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), Md44, x400. **32.** Section de foraminifère non identifié, Md45 et Md47, x400. **33.** *Pseudorhapydionina Dubia*?, Md45, x400. **34.** Section de foraminifère non identifié, Md45, x400. **35.** *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni), Md46, x400. **36.** *Hedbergella* sp. Md47-Md48. **37.** *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni), Md48. **38.** *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni), Md48. **39.** *Praechrysalidina infracretaceous*, Md48. **40.** *Heterohelix* sp., Md48. **41.** *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni), Md50, x400. **42.** *Praechrysalidina infracretaceous*, Md50, x400. **43.** *Witheimella* sp., Md50, x400. **44.** *Thomasinella punica*, Md 50 et Md 55, x400. **45.** *Praechrysalidina infracretaceous*, Md 50, x400.-Membre marneux médian de la formation de Ghoundjaïa. **46.** Section de foraminifère bissérié non identifié Md52. **47.** Section de *Siphovalvulina paraehelvetica*, Md 52, x100. **48.** *Trocholina infragranulata* ?, Md 52, x100. **49.** *Textularia* sp., Md 55, x100. **50.** Oogone non déterminé, Md 6, x40 de la « Formation de M'doauer ». **51.** Ostracodes non déterminés trouvés dans les niveaux Md 28, Md 55, Md 56, Md 57, Md 58, Md 59 et Md 60.

#### **4. Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka**

##### **4.1. Situation.**

Vers le sud de la route Aïn Sefra-El Bayadh à une dizaine de kilomètre et à 15km au Nord du Djebel M'daouer, se trouve le Djebel Ghoundjaïa qui culmine, dans sa partie nord-est, à 1417m. Il est limité à l'Est par le Djebel Djeraouine et le Djebel Tanout, à l'Ouest par l'extrémité septentrionale du Djebel Djaara et au sud par Djebel Boulerfadh (Fig. 25).

**4.2. Stratigraphie de Djebel Ghoundjaïa.** La coupe a été faite dans la partie nord-ouest du Djebel Ghoundjaïa et elle a comme coordonnées Lambert :  $x_1= 0^{\circ}09'17.76''O$  ;  $y_1= 32^{\circ}51'14.01''N$  ;  $z_1= 1278m$  ;  $x_2= 0^{\circ}09'11.500''$  ;  $y_2= 32^{\circ}51'05.15''N$  ;  $z_2= 1397m$ . Deux formations peuvent être individualisées (fig. 26) :

. **Formation de M'daouer**, (Gh1-Gh12, 41.5m). Ce sont des marnes qui alternent avec du gypse massif. Selon la fréquence de ce dernier, on a pu subdiviser cette formation en trois membres :

- **Membre marneux à passées calcaires et gypseuses**, (Gh1- sur Gh7 ; 16m). Du bas en haut : (i) : 1.5m de calcaire marneux plus ou moins dolomitisé stratocroissant (Gh1) et présentant des plissements (*slumps*). L'épaisseur moyen des bancs est de 0.1-0.15m, parfois ils sont pseudonoduleux ; (ii) : 0.15m de calcaire à *bird-eyes* (Gh2). (iii) : 15m de marnes, d'abord à passées de calcaires marneux qui ont montré une micrite laminée à lits gypseux (Gh 6) puis à passées gypseuses stratocroissantes. Les marnes ont des couleurs variées, successivement vertes (Gh3), rouges (Gh4), blanc crème (Gh5) puis jaunâtres (Gh6). Les cristaux de gypse sont blancs saccharoïdes. La dernière masse gypseuse présente des laminations en noir se terminant par 0.04m de dolomicrite.

- **Membre gypseux** (Gh8-Gh12 ; 25.5m). Il est représenté par quatre grandes masses de gypse de 2 à 8m d'épaisseur, assez bien stratifiées, stratocroissantes. Les marnes intercalaires, à passées centimétriques de gypse, montrent parfois des passées dolomicritiques laminées (Gh9). Les cristaux de gypse saccharoïde sont teintés parfois de noir et vert à cause des impuretés. Un niveau de 0.35m de calcaire dolomitique jaunâtre à quelques bioclastes (Gh12) est tapissé d'enduit ferrugineux à granules sphériques ou des plages de fer. Au-dessus, vient un intervalle de marnes vertes (2.50m) surmontant la dernière masse gypseuse. Cette surface ferrugineuse annonce un changement lithologique ; elle est considérée comme une limite de formation.

- **Formation de Ghoundjaïa** (Gh13-Gh45 ; 55m). Dans le paysage, elle se présente sous forme de deux grandes barres bien distinctes séparées par une vire marneuse intermédiaire qui subdivise la formation en trois membres :

- **Membre carbonaté inférieur** (Gh13-Gh25 ; 27m). Selon la stratonomie, il est subdivisé en trois termes :



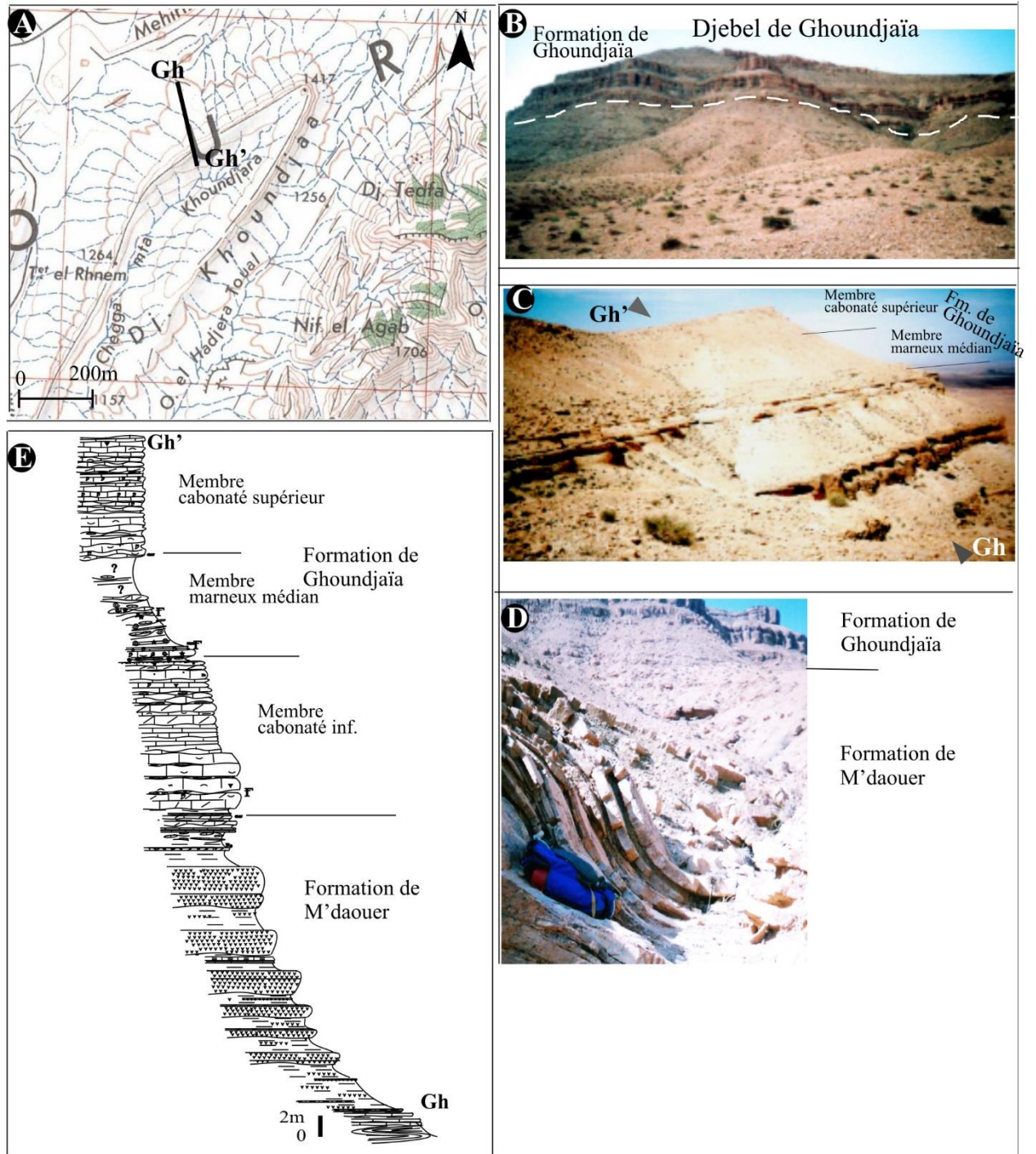


Fig. 25. (A): Situation de Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka sur un extrait de la carte topographique au 1/100.000ème de A. Galmier (B): Vue panoramique sur le versant Nord-Ouest de Djebel Ghoundjaïa. (C,D): Vues sur affleurements montrant des formations et l'itinéraire de la coupe Gh-Gh'. (E) Croquis simplifié de la coupe levée.

- *Terme T1* (Gh13-Gh19 ; 13 m). Il présente des masses calcaires blanchâtres, dolomitisées et ondulées à la base, renfermant peu de faune ferruginisée (bivalve). Un intervalle marneux assure le passage progressif vers la barre carbonatée. Du bas en haut on distingue :

- des marnes kaki comprenant, vers le haut, un calcaire noduleux blanc à rare faune (Gh13) ; trois récurrences formées (Gh14-Gh15) par le couplet plaquettes ondulées de calcaires dolomitiques, de calcaires massifs dolomitisés à surface inférieure ravinante. Des fantômes de rudistes calcitisés apparaissent dans le dernier niveau (Gh15) ; des masses carbonatées biomicritiques blanches ont

une stratification ondulée, à leur base et présentent de rares faunes ferruginisées. La texture des carbonates est une mudstone évoluant à une packstone, à bioclastes (bivalves, radioles, plaques d'échinodermes) et avec la présence des foraminifères *Asterohedbergella asterospina* (Hamaoui), *Heterohelix* sp. (Pl. VII; Gh16 et Gh18), associées à des bryozoaires, des ostracodes, des spicules de spongiaires (Gh16- Gh18-Gh19). Les marnes intercalaires kaki séparant ces masses renferment des nodules et des pseudonodules calcaires relativement riches en huîtres, bivalves et ammonites (*Neolobites vibrayeanus* (Gh17)).

- *Terme T2* (Gh20-Gh22' ; 5 m). Ce sont des plaquettes micritiques décimétriques plus ou moins ondulées blanchâtres à verdâtres peu bioclastiques. Ces carbonates en plaquettes ont fourni des petits *Heterohelix* sp., des débris d'échinodermes, des bivalves, des bryozoaires et des échinodermes *Mecaster* sp., *Mecaster pseudofournelli* et *Hemiaster* (Pl. VI ; Gh20).

- *Terme T3* (Gh23-Gh25 ; 9 m). Il s'agit de calcaires micritiques ondulés plus ou moins massifs à faune rare. Il est vert clair devenant bleu-vert et pseudonoduleux s'enrichissant en bioclastes. En lame mince, on distingue un wackestone biomicritique bioturbé à gastéropodes, à bivalves, à spicules de spongiaires et des foraminifères *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Praechrysalidina infracretaceous* (Lupperto Sinni) (Pl. VII ; Gh24). Ces calcaires sont dolomités surtout dans la partie supérieure. Le dernier banc se termine par un *hard-ground* ferrugineux à granules de fer associés à des petits échinodermes. Cette surface marque la limite du membre.

- ***Membre marneux médian*** (Gh26-Gh36 ; 15 m). En fonction de la stratonomie et la fréquence de bancs calcaire/marnes, on a pu individualiser 2 termes :

- *Terme T1* (Gh26-Gh32, 3 m). De bas en haut, on a la succession suivante : 0.25m de marnes jaunes admettant un banc de calcaire wackestone biodolomicritique subondulé à foraminifères, bivalves et gastéropodes. Il a livré des rudistes en fragments et sont riches en ammonites de taille (0.05-0.10m) *Vascoceras cossauni*, *Vascoceras gamai*, *Vascoceras cauvini*, *Vascoceras* sp., associés à des échinodermes *Mecaster pseudofournelli*, *Mecaster* sp. Et des gastéropodes *Tylostoma* sp. (Pl. VI ; Gh26) ; 0.75m de calcaire wackestone biomicritique pseudolomitisé bioturbé. Il a livré des rudistes, des bivalves, des empreintes d'ammonites *Vascoceras* sp. (Pl. VI ; Gh28), des foraminifères pélagiques : *Spirocyclus atlasica* (Saint-Marc et Rahhali), *Heterohelix* sp., *Nazzazitinella picardi* (Henson) (Pl. VII ; Gh26), *Wittheinella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) et des ostracodes (Pl. VII ; Gh27), des bryozoaires et des débris d'échinodermes ainsi que des rhomboédres dolomitiques dissous (Gh27-Gh28).

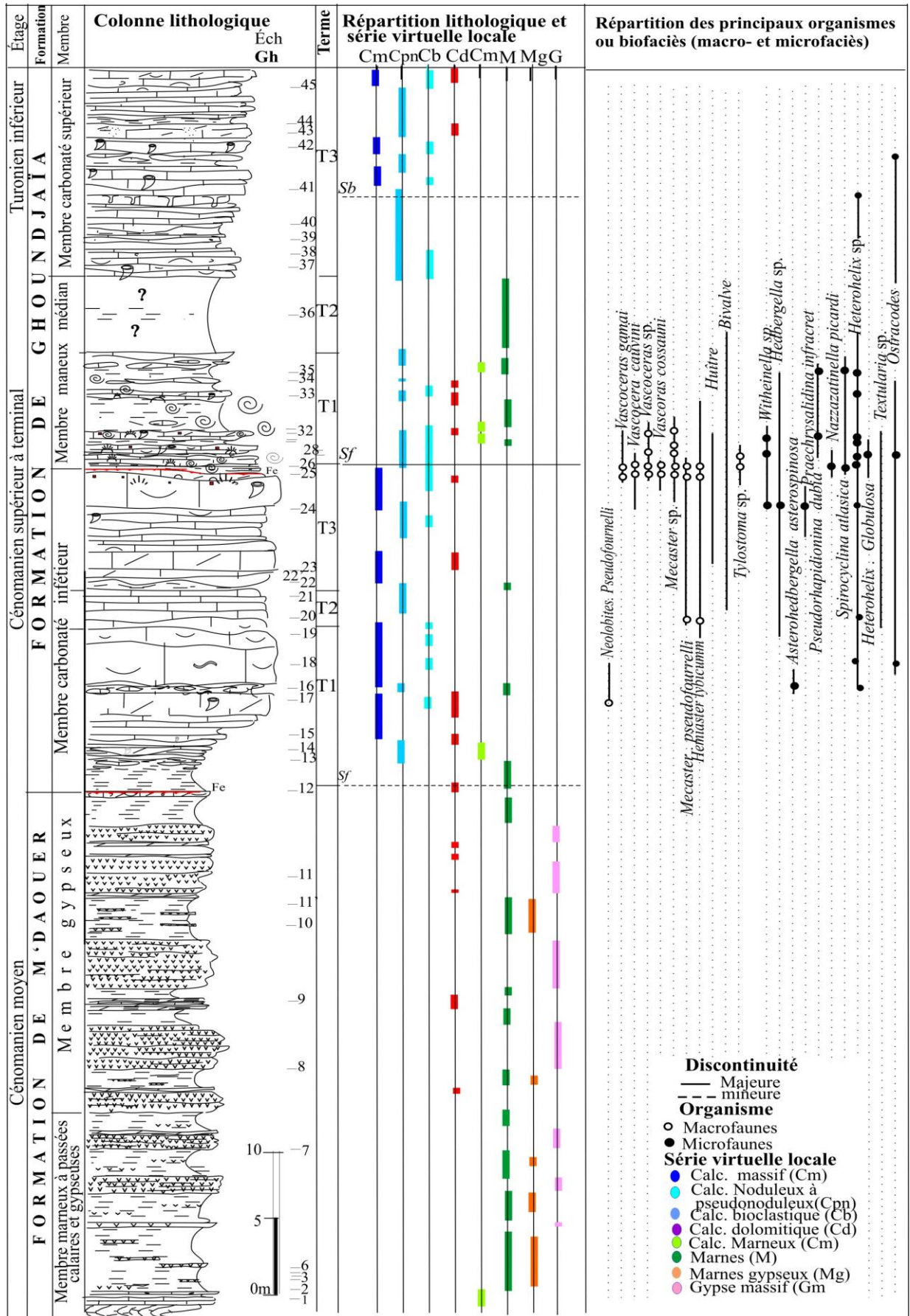


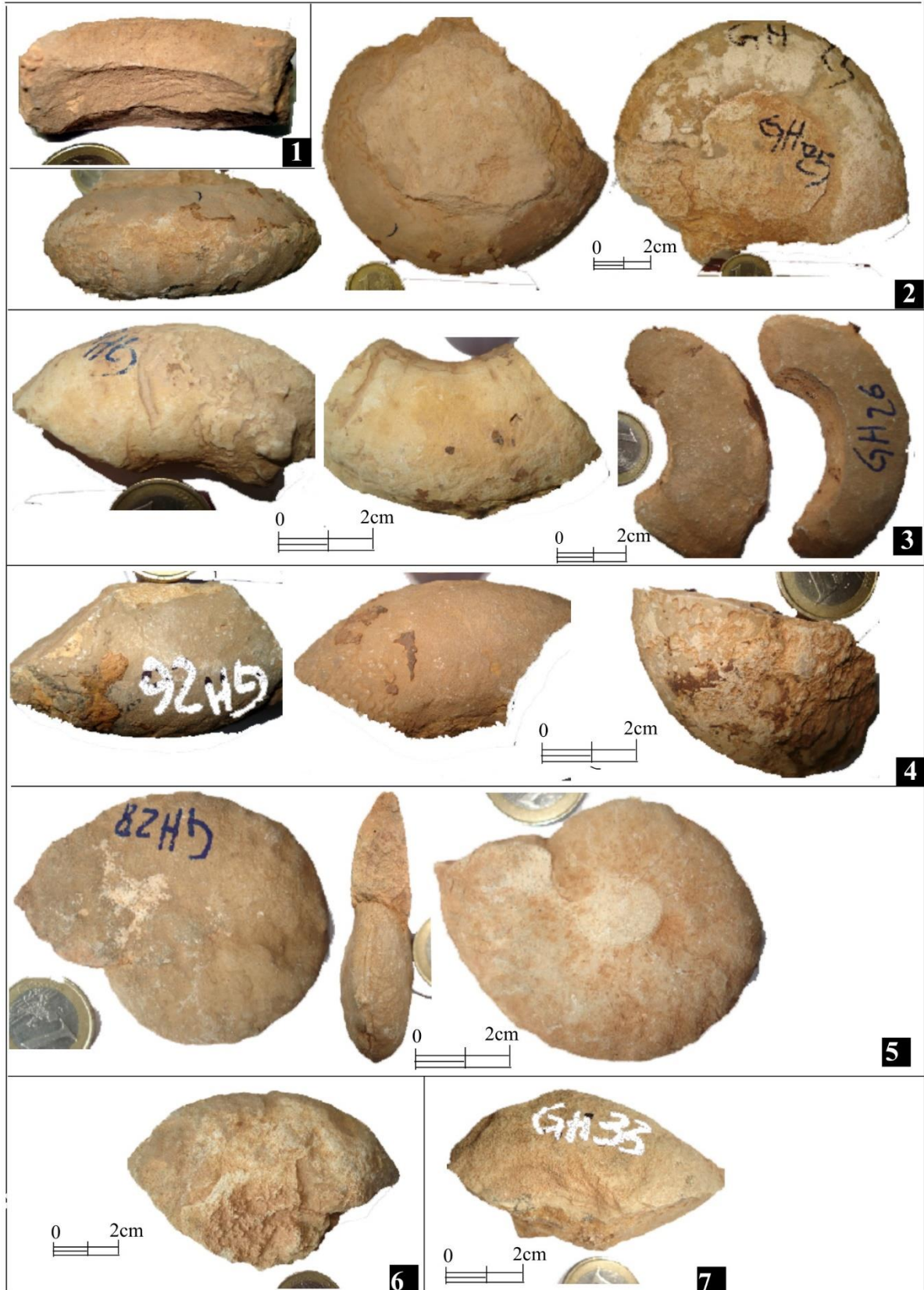
Fig. 26. Coupe biosédimentaire de Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka

- *Terme T1* (Gh26-Gh32, 3 m). De bas en haut, on a la succession suivante :  
; trois couplets marne verte – wackestone biomicritique bioturbé et subondulé (Gh29-Gh32) qui ont livré quelques rudistes, ammonites, oursins *Mecaster* sp. (Pl.VI ; Gh29), foraminifères *Heterohelix* sp. Et *Textularia* sp. (Gh29, Pl.VII), *Pseudorhapidionina dubia*, *Heterohelix* sp., *Witheinella* sp. (Pl.VII ; GH30), gastéropodes *Tylostoma* sp. et spicules. Les granules de fer apparaissent vers la partie supérieure des deux derniers bancs (GH31-GH32).

- *Terme T2* (Gh33-Gh36 ; 12 m). C'est une combe de marnes vertes, claires à la base devenant jaunâtres vers le sommet où s'intercalent des bancs pseudo-noduleux de biomicrite argileuse bioturbée plus ou moins dolomitisée à ammonites, échinodermes, bivalves, foraminifères (*Spirocyclina atlasica* (Saint-Marc et Rahhali), *Pseudorhapidionina dubia* (De Castro), *Heterohelix* sp., (Gh35, Pl. VII), bivalves et fantômes de rudistes. Les ammonites appartiennent au genre *Vascoceras* sp. (Gh33, Pl.VI) et les oursins au genre *Mecaster* sp.

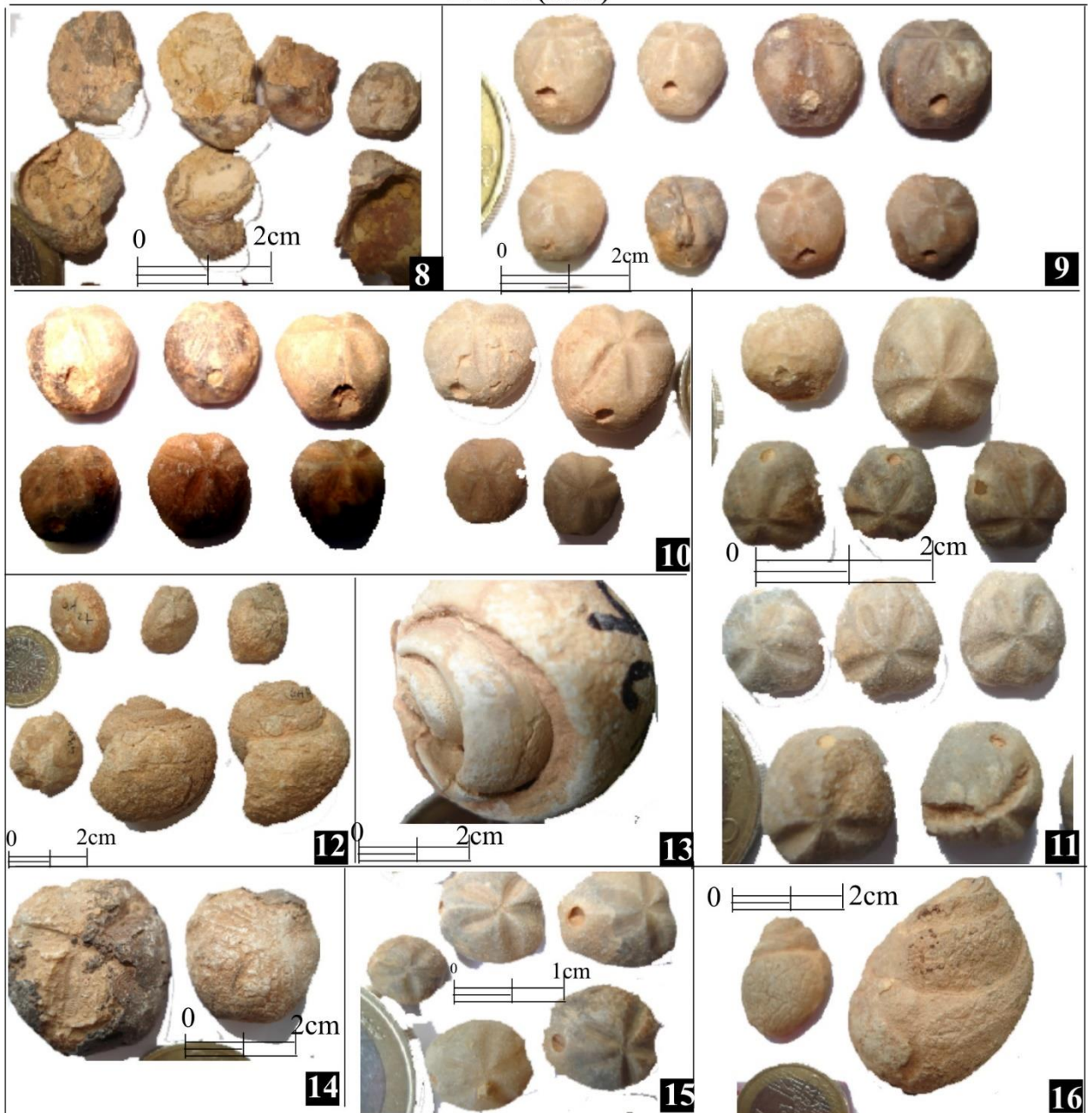
- ***Membre carbonaté supérieur*** (Gh37-Gh45 ; 18m). Il est représenté par des calcaires micritiques blanchâtres parfois dolomitisés très peu bioclastiques. Les bancs subondulés sont décimétriques à métriques. Les passées subnoduleuses et noduleuses forment les interbancs. Quelques rudistes isolés et fragmentaires associés avec des bivalves sont à signaler. Le microfaciès correspond à des mudstones biomicritiques, bioturbés (Gh40-Gh42-Gh45) renfermant des articles d'échinodermes, de bivalves, des bryozoaires, des *Heterohelix* sp. Le banc Gh42 a livré des ostracodes (Pl.VII ; Gh42). Les plages bioturbées affectées par une dolomitisation préférentielle. Cette bioturbat montre des rhomboèdres individualisés de dolomite. La silicification est aussi présente (GH43).

PL. VI



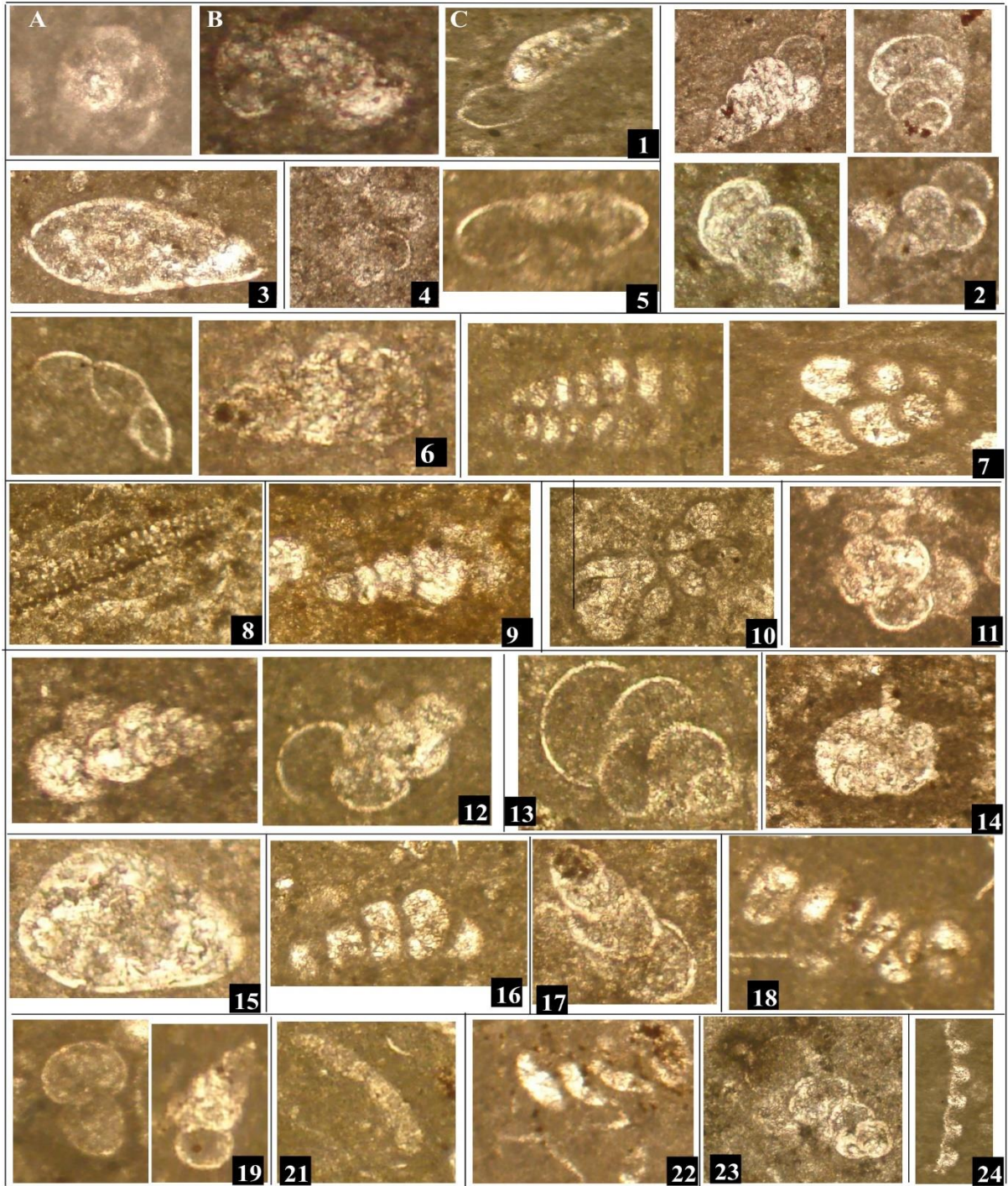
**PL. VI.** - Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa". 1. Fragment d'une ammonite *Neolobites vibrayeanus*, niveau Gh20, 2. *Vascoceras gamai*, *Vascoceras cauvini* et *Vascocera* sp., niveau Gh25. 3. *Vascoceras cauvini* et *Vascocera* sp., niveau Gh26. - Membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa". 4. *Vascoceras cauvini*, *Vascocera* sp., niveau Gh26, 5. *Vascoceras* sp., niveau Gh28. 6 et 7. fragment de *Vascoceras* sp., niveau Gh31 et Gh33.

PL. VI (suite)



**PL. VI (suite).** - Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa": **8.** Huitres, niveau Gh17. **9.** Echinodermes *Mecaster* sp. *Mecaster pseudofournelli* et *Hemiaster lybicum*, niveau Gh20 et Gh25. **10.** Echinodermes *Mecaster* sp. et *Mecaster pseudofournelli*, niveau Gh25. - Membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa" : **11.** Echinodermes *Mecaster* sp. *Mecaster pseudofournelli* et *Hemiaster*, niveau Gh26. **12 - 13.** Grand Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., niveau Gh26. **14- 15.** *Mecaster* sp., niveau Gh29. **15.** *Mecaster* sp., niveau Gh32. **16.** Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., niveau Gh29. La pièce de monnaie= 2 cm.

## Planche : VII



**Pl. VII.** - Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa": **1.** *Asterohedbergella asterospina* (Hamaoui), (A : section transversale, B et C sections en profil) Gh16, x400. **2.** *Heterohelix* sp., Gh18, x400. **3.** Ostracode indéterminé, Gh18, x100. **4.** *Heterohelix* sp., Gh20, x400. **5.** *Whiteinella* sp., Gh24, x400. **6.** *Heterohelix* sp., Gh24, x400. **7.** *Praechrysalidina* infracretaceous (Lupperto Sunni), Gh24 x400. -Membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa" : **8.** *Spirocyclina atlasica* (Saint-Marc et Rahalli), Gh26, x100. **9.** *Heterohelix* sp., Gh26, x400. **10.** *Nazzazatinella picardi* (Henson), Gh26, x400. **11.** *Whiteinella* sp., Gh27, x400. **12.** *Heterohelix* sp., GH27, x400. **13.** *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), Gh27, x400. **14.** Algues en section circulaire, Gh27 x400. **15.** Section d'un ostracode, Gh27, x100. **16.** *Textularia* sp.?, Gh29, x400. **17.** *Heterohelix* sp., Gh29, x400. **18.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Gh30 x400. **19.** *Heterohelix* sp., Gh30, x400. **20.** *Spirocyclina atlasica* (Saint-Marc et Rahalli), Gh35, x400. **21.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Gh35, x400. **22.** *Pseudorhapydionina dubia* (De Castro), Gh35, x400. - Membre carbonaté supérieur de la "Formation de Ghoundjaïa": **23.** *Heterohelix* sp., silicifié Gh42, x400. **24.** *Thomasinella punica* ?, Gh42, x400.

## 5. Safret El Handjir, région d'Aïn Sefra

### 5.1. Situation

A une dizaine de kilomètres de la ville d'Aïn Sefra, en direction du village de Sfisifa, se trouvent les buttes cénomanien-turonniennes de Safret el Handjir. Ces dernières sont exploitées par des carrières d'extraction de graviers. L'endroit de l'itinéraire de cette coupe se limite (fig.27) au nord par le Djebel Heirech distant à 1km environ, au nord-est par Dir el Hierech et Garet Deba successivement, à l'est par l'Oued Aouedj distant de 1km environ et au sud et vers plus de 2m se trouve la continuité du Djebel Mekter.

### 5.2. Stratigraphie de Safret El Handjir

La coupe a été choisi sur le flanc est de l'un de ces butes exploitées par les carrières en place et a comme coordonnées Lambert :  $x_1= 0^{\circ}42'23.89''O$  ;  $y_1= 32^{\circ}41'48.67''N$  ;  $z_1= 1176 m$  -  $x_2= 0^{\circ}42' 28.66''E$  ;  $y_2= 32^{\circ}41'52.59''N$  ;  $z_2= 1189m$ . La coupe levée montre la succession suivante (fig. 28) :

- **Formation M'daouer, (12m)** (Hn1-Hn7). Essentiellement marneuse, seule sa partie supérieure affleure. Ce sont des marnes vertes gypsifères changeant de couleur, allant du vert au rouge irisé. Des passées millimétriques à centimétriques de gypse (Hn2) et quelques bancs dolosparitiques (Hn1-Hn3) sont présentes surtout à la partie inférieure. On note également des passées décimétriques de calcaire marneux blanchâtre (Hn7) qui se trouvent dans la partie supérieure. La couleur des marnes silteuses est jaune. Un résidu de lavage a donné des ostracodes et des bioclastes (Hn6). On note l'existence de deux niveaux lumachelliques (Hn5) riches en huîtres noirs de petite taille (0.01-0.05m) et en articles d'échinodermes. La matrice liant ces éléments est micritique.

- **Formation de Ghoundjaïa (34m)** (Hn8-Hn21): Dans le paysage, elle se présente principalement la barre carbonatée.

**Membre carbonaté inférieur (16m)** (Hn8-Hn17) : Il représente la masse calcaire qui a une allure stratocroissante. On peut y distinguer trois termes :

- *Terme T1, (2.45m)* (Hn8-Hn10). Il est dolomitique et on distingue la succession suivante : 0.40m wackestone à packstone dolomitique laminée microbioclastique à bivalves, ostracodes et foraminifères *Pseudorhaphydionina dubia* (Hn8, Pl. IX) ; 0.10m dolosparite à lamination ondulée (Hn9) ; 0.50m alternance de bancs (0.10m) plus ou moins ondulés et de dolosparite à joints marneux ; 0.50m dolosparite à fantômes de rudistes (Hn10) ; 0.30m bancs calcaires dolomitiques décimétriques plus ou moins ondulés à joints marneux.

- *Terme T2, (10m)* (Hn11-sur Hn13): 0.10m de marne jaune marque le début des bancs calcaires micritiques massifs stratocroissants. Des bancs de moins en moins ondulés ont des interbancs matérialisés par des calcaires pseudonoduleux à noduleux inclus dans une matrice marneuse relativement riche en faune vers sa partie supérieure. Il s'agit de biomicrite (Hn11-Hn13) contenant des bivalves *Granocardium desvauxi* (Coquand) (Hn11-Hn12, Pl. VIII), de rares huîtres, des rudistes, des échinodermes, des bryozoaires, des foraminifères *Hedbergella* sp. et *Heterohelix*



sp. (Hn13, Pl. IX) et quelques empreintes d'ammonites (Hn12-Hn13) appartenant au genre *Neolobites* aff. *vibrayeanus* (Hn12, Pl.VIII). Une masse de 5m d'épaisseur, de mudstone biomicritique termine ce terme.

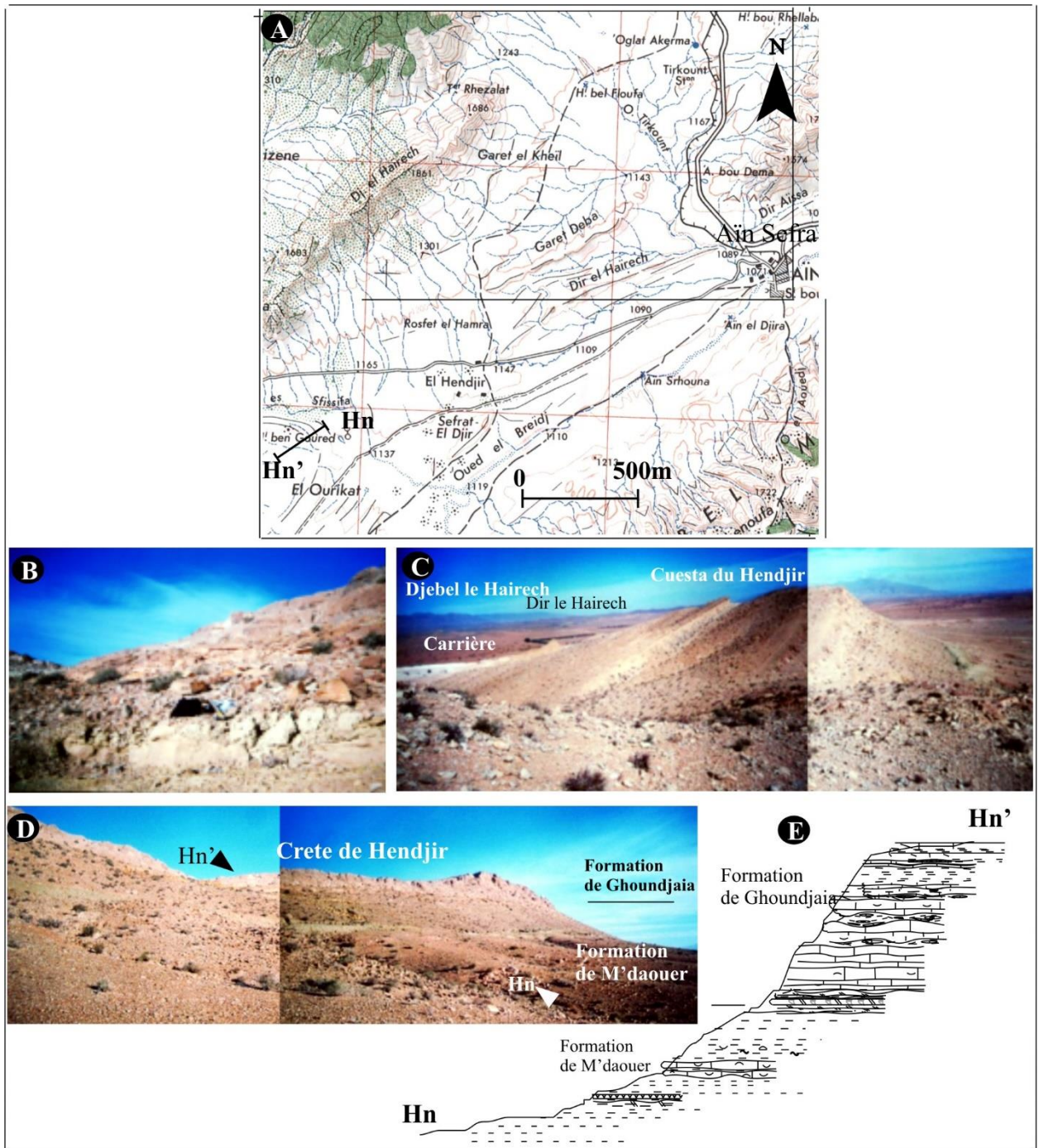


Fig. 27 :(A): Situation de Safret le Handjir, région de Aïn Sefra sur la carte topographique au 1/100.000ème de A. Galmier.. (B,C,D): Illustration d'affleurements montrant l'itinéraire de la coupe Hn-Hn' et les formations. (E) croquis simplifié de la coupe levée.

- Terme T3, (8m) (Hn14-Hn17) : C'est une deuxième série stratocroissante similaire à celle de T2. Elle commence par 2m de marnes blanchâtres à petites passées centimétriques de calcaire marneux blanc qui a livré quelques fossiles mal conservés et bien dégagés de *Rhynchostreon suborbiculatum* ? (Lamarck, 1801), *Tylostoma* sp. et *Heterodiadema lybicum* (Hn14, Pl.VIII). Les

bancs massifs métriques (1.5m épaisseur moyenne) sont des wackestones biomicritiques blancs à bivalves , échinodermes (débris et radioles) foraminifères *Asterohedbergella asterospina* (Hamaoui) (Hn15, Pl. IX) et bryozoaires. Ils alternent avec des interbancs de calcaires pseudonoduleux jaunes de 0.5m d'épaisseur moyenne où le dernier niveau a livré *Witheinella* sp. (Hn16, Pl. IX). Le dernier décimètre de la dernière masse calcaire est dolomitisé (Hn17).

***Membre carbonaté et marneux supérieur (10.6m)*** (Hn18-Hn21): On peut le subdiviser en un terme inférieur plus marneux et en un autre supérieur plus calcaire.

- *Terme T1, (5.6m)* (Hn8-Hn19): Il commence par 2m de marnes jaunâtres à bancs calcaires blancs ondulés à la base et pseudo-noduleux vers le sommet où on trouve des bivalves, des gastéropodes *Tylostoma* sp. (Hn18, Pl.VIII).et des empreintes d'ammonites appartenant au genre *Vascoceras* sp. (HN18). Il passe ensuite à deux faisceaux de calcaire à texture packstone biomicritiques blancs riches en fragments et radioles d'échinodermes, bivalves, foraminifères *Thomasinella punica* et *Heterohelix* sp. (HN19, Pl. IX).et bryozoaires (60%). Les bancs ondulés alternent avec des marnes à petites passées centimétriques de calcaires marneux.

- *Terme T2, (5m)* (sur Hn19-Hn21): Il est composé d'une alternance de calcaires micritiques plus ou moins dolomitisés vers le haut avec des interbancs marneux à passées centimétriques de calcaires marneux. On note la présence de nodules de silex vers le dernier banc qui est un packstone biomicrosparitique à débris d'échinodermes, de bivalves et de bryozoaires (Hn21).

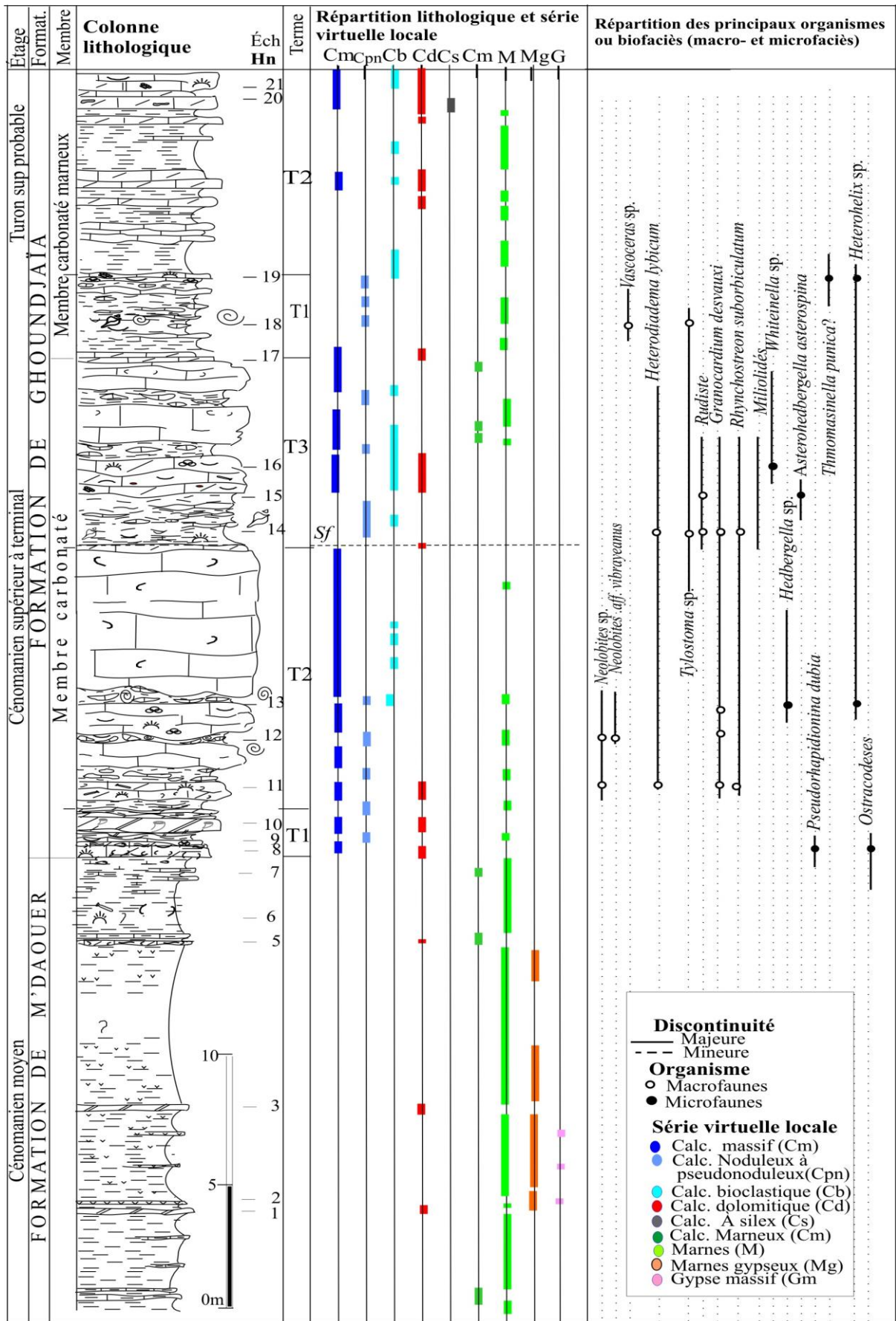
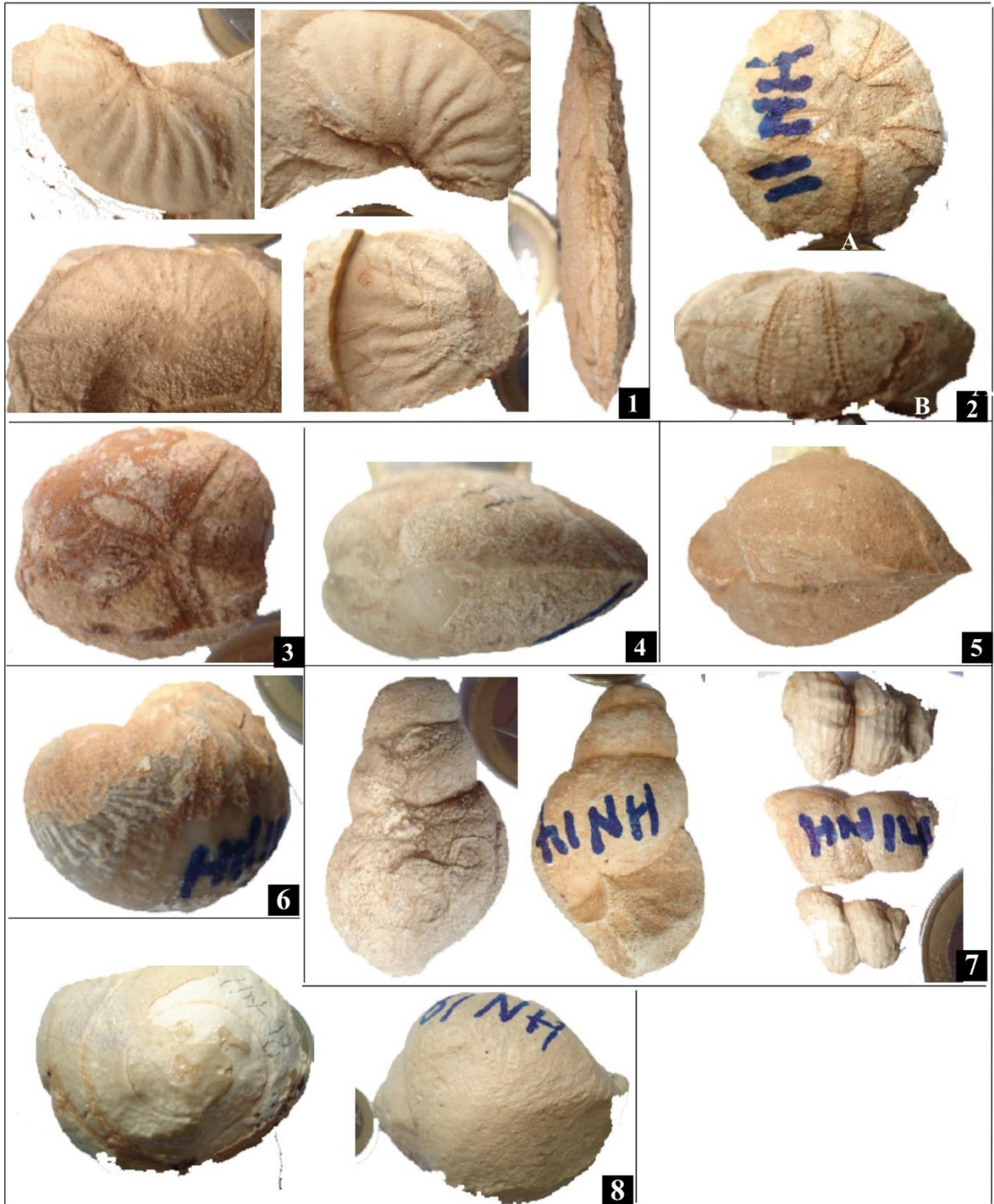


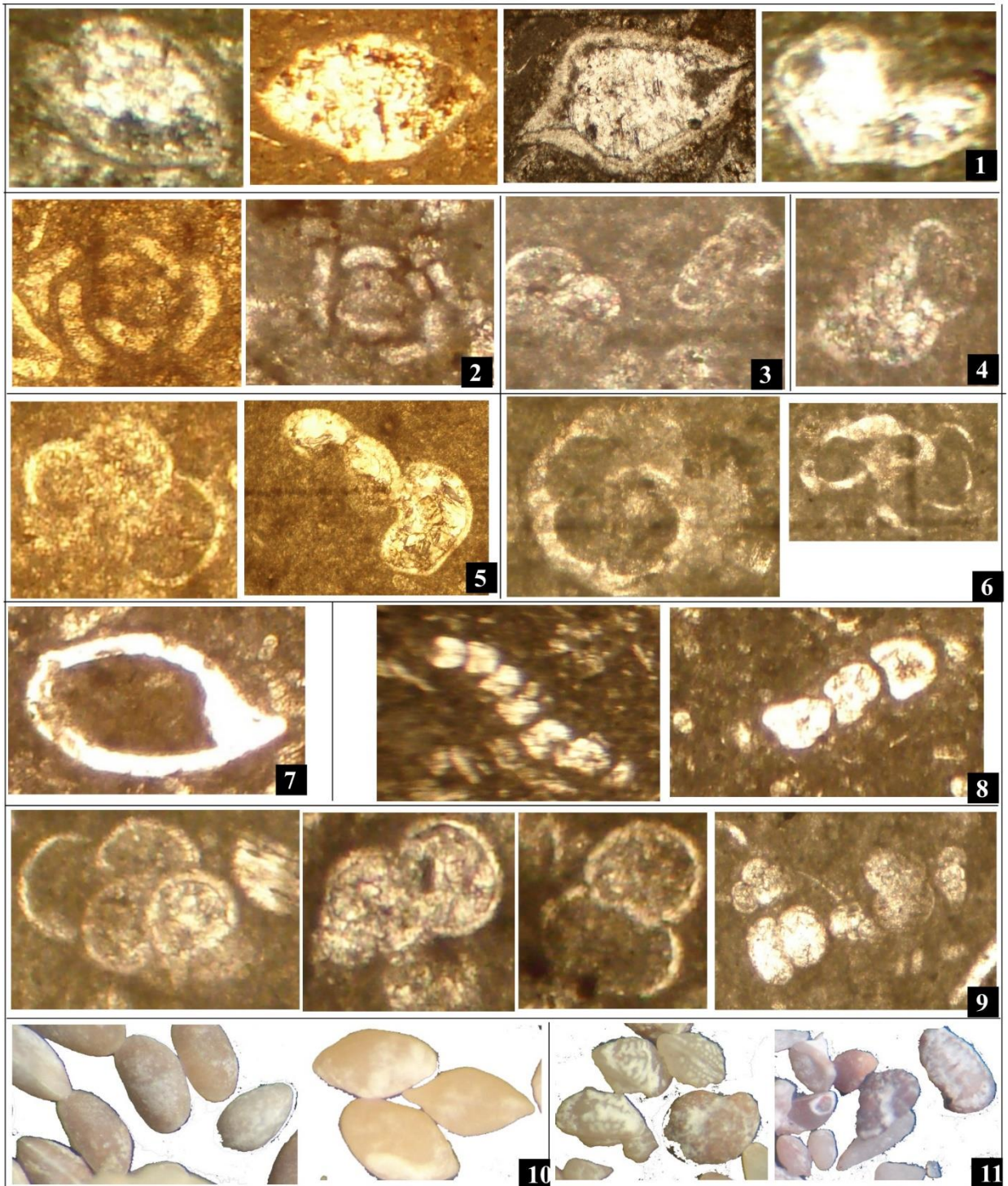
Fig. 28: Coupe biosédimentaire de Safret Le Handjir, région d'Aïn Sefra

PL. VIII



**Pl. VIII.** - Membre carbonaté de la “Formation de Ghoundjaïa” de Safret el Handjir : 1. Fragments d’ammonites et ammonite entier (A) de *Neolobites* aff. *Vibrayeanus*, vue de profil (B) niveau Hn12. 2. Vue de profil (A) et du haut (B) d’un Échinoderme régulier du genre *Heterodiadema lybicum*, niveau Hn11. 3. Échinoderme régulier du genre *Heterodiadema lybicum*, niveau Hn14. 4. *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), niveau Hn11. 5. *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), niveau Hn14. 6. *Rhynchostrom suborbiculatum* ? (Lamarck, 1801), niveau Hn14. 7. Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., niveau Hn14. - Membre marneux médian de la formation de Ghoundjaïa de Safret el Handjir : 8- Grand Gastropodes du genre *Tylostoma* sp., niveau Hn18.

## Pl. IX



**Pl. IX.** - Membre carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa" de Safret le Handjir: **1.** Ostracodes, Hn8, X100. **2.** *Pseudorhapidionina dubia* (De Castro), Hn8, x400. **3.** *Hedbergella* sp., Hn 13, x400. **4.** *Heterohelix* sp., Hn 13, x400. **5.** *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), Hn15, x400. **6.** *Witheinella* sp., Hn 16, x400. - Membre carbonaté marneux de la "Formation de Ghoundjaïa" de Safret le Handjir: **7.** Ostracode, Hn19, x100. **8.** *Thomasinella punica*, Hn19, x400. **9.** *Heterohelix* sp., Hn19, x400. **10.** Ostracodes lisses non identifiés du Membre inférieur, Hn6, x100. **11.** Ostracodes ornementés non identifiés du Membre inférieur, Hn14, x100.

## 6. Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif

### 6.1. Situation

Au Nord Est du village de Béni Ounif et à 2 km vers l'Est, se trouve la Chebket Tamednaïa qui s'étend sur une surface de 100 km<sup>2</sup>. Il s'agit d'une barre carbonatée subhorizontale, d'altitude moyenne de 1030m, parcourue par un réseau hydrographique qui « tisse » une maille appelée en arabe la "*Chebka*". Une coupe a été levée dans la partie nord-ouest de la Chebket Tamednaïa, à 2km environ de la route nationale (RN n°6) (Fig. 29). Elle se situe juste à proximité du point d'altitude 1030m figuré sur la carte. Cette coupe a comme limite nord la Route Nationale RN6. La source de Aïn Sefra se trouve à l'est sur 2km, l'Oued Lardjem s'éloignant de 7m à l'est. Elle a comme coordonnées du GPS :  $x_1= 1^{\circ}08'37.30''\text{O}$  ;  $y_1= 32^{\circ}02'30.84''\text{N}$  ;  $z_1= 868 \text{ m}$  ;  $x_2= 1^{\circ}08'22.28''\text{O}$  ;  $y_2= 32^{\circ}02'13.16''$  ;  $z_2= 1015 \text{ m}$ . Trois formations sont présentes : 1) un complexe terrigène correspondant à la "Formation de Tiout " ; 2) une vire marneuse attribuée à la "Formation de M'daouer " ; 3) une corniche ou barre carbonatée attribuée à la "Formation de Ghoundjaïa"

### 6.2. Stratigraphie de Chebket Tamednaïa

- **Formation de Tiout, (20m)** (Fig. 30) (Tm1-Tm6). La base de cette formation n'affleure pas. Elle est subdivisée en 2 membres :

- **Membre détritique inférieur**, (16.5m) (Tm1-Tm4 ;). Il forme un ensemble gréseux avec des bancs massifs de grés encadrés par des plaquettes gréseuses en alternance avec des argiles. Elle est subdivisée en 4 termes :

- **Terme T1, (3m)** (Tm1-Tm1) : Il s'agit de plaquettes décimétriques à centimétriques de grés roses à dragées microconglomératiques alternant parfois avec des argiles. Les derniers niveaux ont fourni des zones à silex (Tm1) qui, en microfaciès, ont montré un grainstone à éléments de quartz subarondis liés par de l'argile et de la silice.

- **Terme T2, (4.5m)** (Tm1-Tm2) : c'est une masse de grés argileux rose à rougeâtres. On signale quelques passées de dragées de quartz millimétrique à centimétriques qui tracent la stratification oblique et entrecroisée.

- **Terme T3, (6m)** (Tm3-Tm4) : Après un niveau de 0.25m de sable argileux jaune (Tm3), on trouve une grande masse de 7.5m de grés argileux friable, beige. Elle présente une stratification chenalisée. On note à la base de cette masse le passage d'un lit ferrugineux. Vers le sommet, elle devient rouge, avec de temps à autre des passages microconglomératiques et dragées de quartz et feldspath.

- **Terme T4 (1.5m)** (Tm4-T5,): Le premier mètre est argileux rouge, le deuxième est formé d'une alternance de plaquettes (0.05-0.1m) de grés argileux et des argiles plus ou moins gréseuse, rouges. Une surface ferrugineuse termine ce membre.

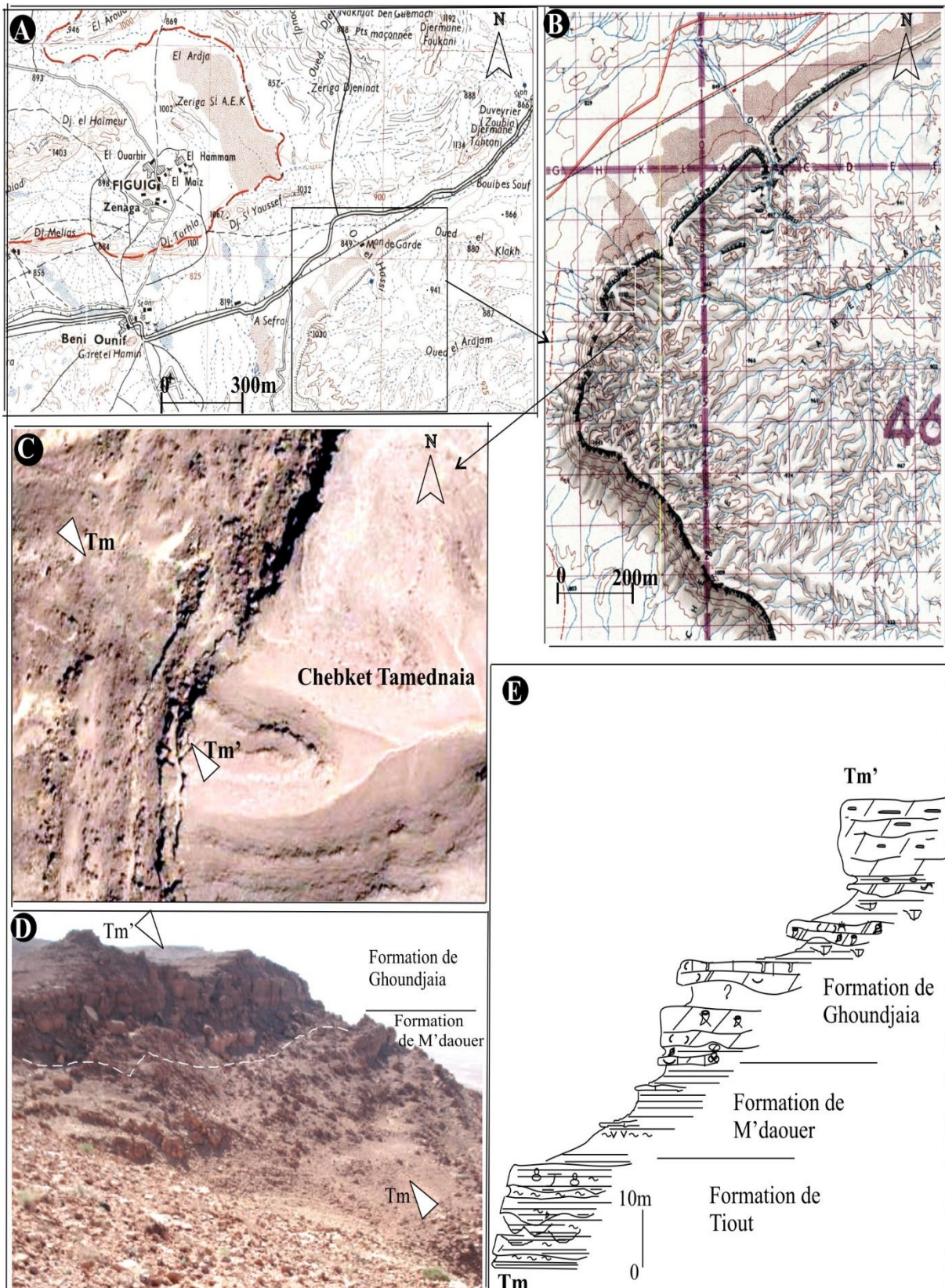


Fig. 29. (A et B): Situation du Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif sur les cartes topographiques au 1/500.000ème et 1/200.000ème de l'I.G.N. (C): Image satellite montrant la géomorphologie de la Chebket Tamednaïa à proximité de la coupe. (D): Illustration des affleurements avec l'itinéraire de la coupe levée schématisé : Tm-Tm'. (E): Croquis simplifié de la coupe levée.

- **Membre détritique supérieur** (Tm5-Tm6 ; 3.5m). Subdivisé en deux termes :

- *Terme T1*, (1m) (Tm5). Il s'agit des argiles qui changent de couleur ; le premier quart est rouge-vert, le deuxième quart est rouge puis blanc et le reste est blanc. Au milieu, un banc de 0.04-0.1m d'argilites blanc tachetés de rose (Tm5) montre des granules de fer.

- *Terme T2*, (2.5m) (Tm5-Tm6): C'est une masse de grés blanchâtres avec un passage médian jaune. Elle possède des stratifications entrecroisées et contient des *kerboub* (sorte de concrétions gréseuses) dans sa partie supérieure. Une surface ferrugineuse tapisse cette masse gréseuse.

- **Formation de M'daouer (17m)** (Tm7-Tm17): Elle est subdivisée en deux membres séparés par une surface ferrugineuse.

- **Membre marneux inférieur**, (Tm6-Tm10 ; 7.5m). Il comprend les termes suivants :

- *Terme T1*, (3m) (Tm6-Tm7) : Il s'agit de marnes vert clair dans le premier mètre est (Tm6), vert foncé dans le deuxième devient puis après un banc de 0.15m de calcaire marneux blanc (Tm7), devenant blanches plus ou moins siliceuse (sous Tm8) englobant aussi des calcaires plus ou moins discontinus et pseudonoduleux.

- *Terme T2*, (4.5m) (Tm8-Tm11) : Après une lacune d'affleurement de 4m, viennent des marnes silteuses rouges à passées centimétriques vertes (Tm10). Ces marnes admettent un banc calcaire blanchâtre de 0.10m. On note la concentration irrégulière de grains anguleux quartzeux et de plages rouges ferrugineuses sur la surface durcie.

- **Membre marneux supérieur**, (Tm11-Tm17 ; 9.5m) :

- *Terme T1*, (8.5m) (Tm7-Tm15): Il est représenté par 6m de marnes vertes (Tm12-Tm14).

- *Terme T2*, (1m) (Tm16-Tm17) : Des marnes vertes, sur 1m, (Tm15) ont livré quelques coquilles d'huitres *Plectomya* sp. et de bivalves. Elles deviennent jaunes après un niveau de (0.05-0.01m) pseudonoduleux riche en bivalves (Tm16). Il s'agit de wackestone biomicritique à débris bioclastiques à bivalves (rudistes), bryozoaires, petits foraminifères, plaques d'échinodermes. Ce niveau contient quelques rhomboèdres de dolomite. La dolomitisation affecte aussi les quelques passées onduleuses de calcaires jaunes et de marnes. La faune entière est composée de bivalves, échinodermes et de gastéropodes *Tylostoma* sp. qui se trouvent sous forme de fantômes dans la texture dolomicrosparitique (Tm17). A ce niveau, on a trouvé aussi un nodule de gés.

- **Formation de Ghoundjaïa (44m)** (Tm18-Tm48) (Fig. 30). C'est le début de la barre carbonatée. On peut distinguer trois membres :

- **Membre dolomitique inférieur**, (Tm18-Tm33 ; 14m): Il s'agit d'une alternance de bancs dolomitiques et de marnes. On distingue les termes suivants :



- *Terme T1*, (5 m) (Tm18-Tm24): Du bas en haut, on reconnaît : 1-1.7m, de carbonates de texture dolomicrosparitique à fantômes de bioclastes (bivalves) et granules de fer (Tm18). Vers le haut, on observe des rudistes dissous ; 0.15m, dolomicrite laminée (Tm18') ; 1.50m, masse de dolomicrite traversée en son milieu par un niveau wackestone biomicritique (0.20m). Il contient des lithoclastes centimétriques à millimétriques. Quelques fantômes de rudistes apparaissent dans les derniers 0.30m (Tm20) ; 1.50 à 1m dolomicrite/calcaire à rudistes biostromale comprenant des niches écologiques riches en faunes (Tm21). On en trouve des *Granocardium desvauxi* (Coquand) (Tm 21, Pl. X), des huîtres, des Apporhaidae ? (Tm 21, Pl. X et des radioles d'oursins. Le dernier banc (Tm22-Tm24) est une dolosparite/dolomicrosparite traversée par une calcrète (TM23) où les cristaux de calcite sont arrangés selon une zonation ou bandes parallèles. La dolomicrosparite est plus silteuse vers le haut. Elle comprend des grains de quartz et du fer.

- *Terme T2*, (7.5m) (Tm25-Tm30) : Essentiellement marneux, il est en grande partie masqué par les éboulis. Dans le premier mètre, on observe des marnes silteuses jaunes (Tm25). Au sein de ces marnes, se trouve un premier niveau de 1.5-1m de dolomie calcaire verdâtre plus ou moins stratifiée, ondulée, parfois disposée en plaquettes. C'est une dolomicrite à dolomicrosparite (Tm27) à fantômes de bivalves, huîtres cassées et de lithoclastes. Puis, vient un deuxième niveau de dolomicrite à dolomicrosparite à stratification irrégulière. La dernière partie de ce terme est faite de marnes sur 1.50m.

- *Terme T3*, (3m) (Tm31-Tm33) : Il est matérialisé par une masse dolomicrosparitique/dolosparitique (2.5m) ravinant les marnes précédentes et à stratification ondulée. On observe des nodules centimétriques de biomicrite (TM31') de texture mudstone à quelques bivalves, radioles et plaques d'échinodermes, petits foraminifères *Wittheinella* sp., (Tm 31, Pl. XI) bryozoaires, rhomboèdres de dolomite et granules de fer qui se montrent surtout à la surface supérieure du banc. Le niveau terminal (0.15-0.5m) de calcaire peu bioclastique, blanc, micritique (Tm33) affecté par des plages de remplissage par de la micrite rouge plus ou moins microconglomératique. Il correspond à une discontinuité.

- ***Membre marnes/calcaires intermédiaires***, (Tm34-Tm41 ; 12.5m): Ce sont des marnes à passées de calcaires noduleux à pseudonoduleux avec des bancs subondulés. On distingue les termes suivants :

- *Terme T1*, (4m) (Tm34-35): Représenté par 1.5m de marnes blanches qui passent progressivement à des calcaires noduleux à bivalves sur 1.20m (Tm35).

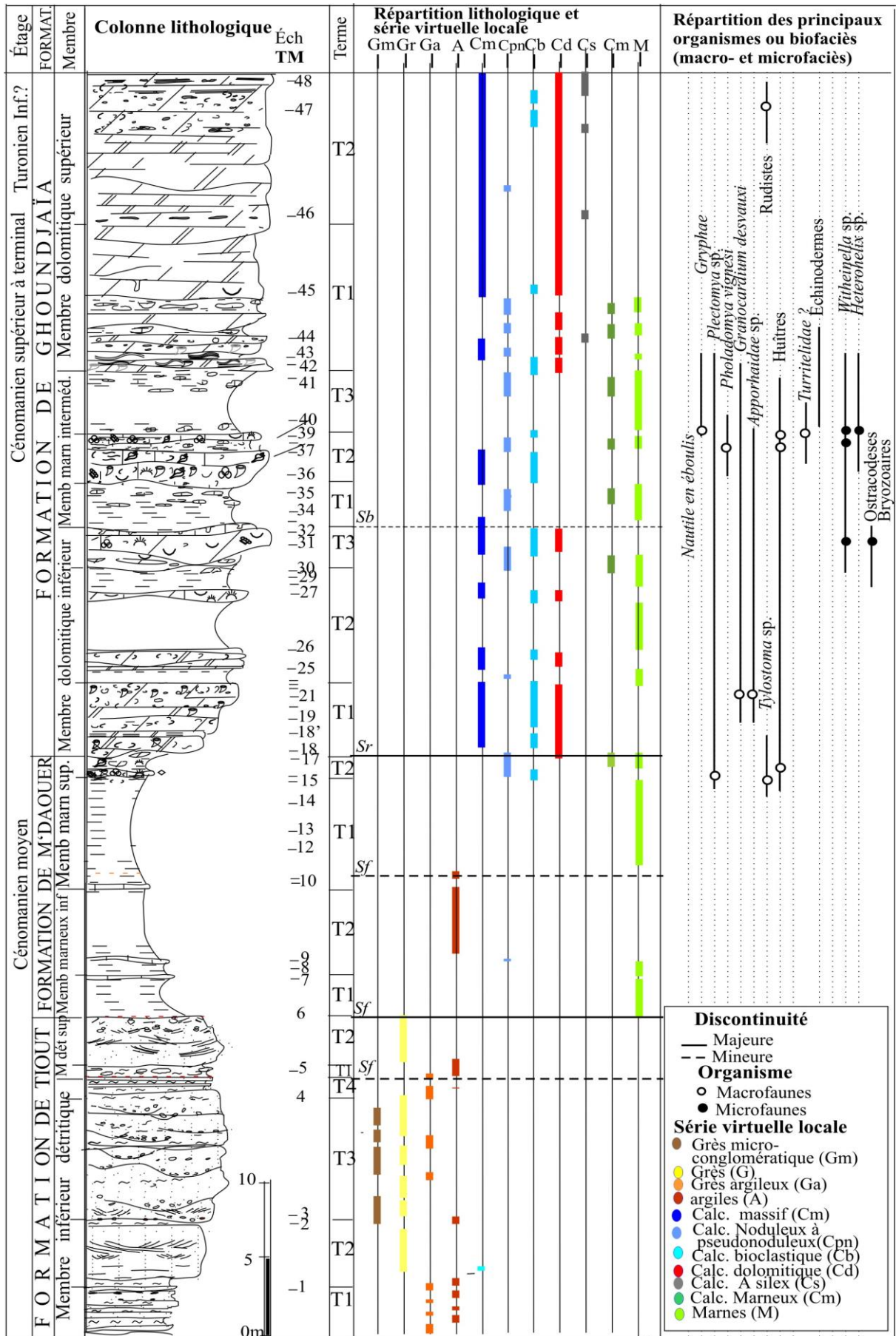


Fig. 30. Coupe biosédimentaire de Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif

- *Terme T2*, (3.50m) (Tm36-TM39). Formé par quatre bancs de calcaire micritique blanc à stratification ondulée et rare bioclastes (bivalves, gastéropodes, huîtres). Ils alternent avec des interbarres de marnes à calcaire noduleux. La base est marquée par 0.75m d'une biomicrite dolomitisée à texture mud/wackestone de couleur jaune pâle (Tm36). Ces marnes ont livré des rudistes, les échinodermes (plaques et radioles), des foraminifères, des bryozoaires et de petits gastéropodes. Les niveaux Tm37 et Tm38 ont fourni *Pholadomya vignesi* (Lartet), *Turrilidae* (Tm 37, Pl. X)?. Le niveau biomicritique (Tm38), de texture mudstone est peu dolomitisé est composé de radioles d'échinodermes, des bivalves, des foraminifères *Witheinella* sp., (Tm 38, Pl. XI) et des spongiaires. On note une bioturbation ? ou microkarsts. Le dernier niveau est représenté par un wacke/packstone riche en foraminifères *Witheinella* sp. et *Heterohelix* (Tm 39, Pl. XI), grands bivalves, débris d'échinodermes et bryozoaires.

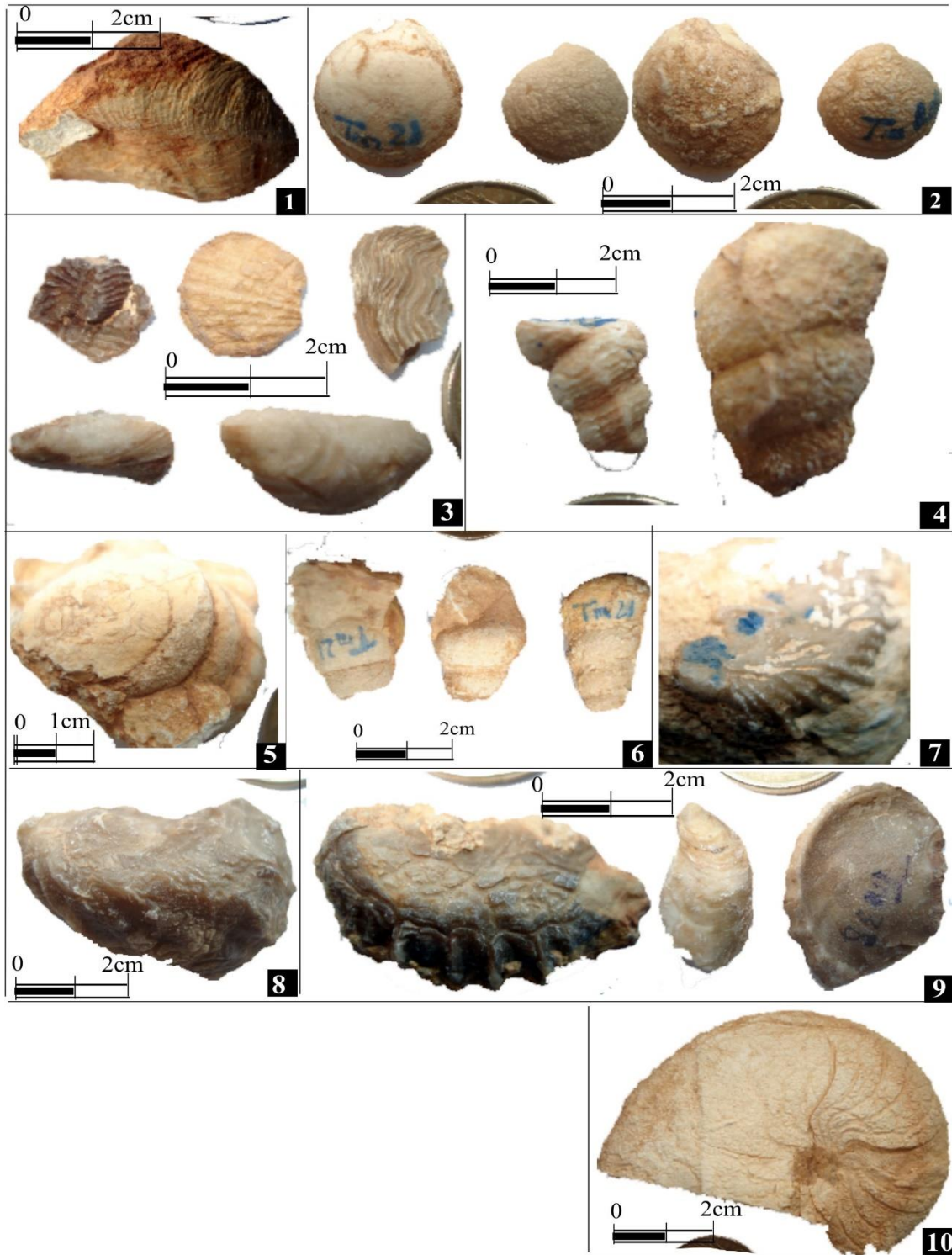
- *Terme T3*, (3.5m) (TM40-TM41): Un niveau (Tm40) de 0.50m de marne assure le passage vers la barre dolomitique supérieure.

- ***Membre dolomitique supérieur, (19m)*** (Tm42-Tm48): En fonction de la présence de silex, on a pu individualiser deux termes :

- *Terme T1*, (9m) Tm42- Tm46) : de bas en haut, on observe 0.75m, banc carbonaté à dolomicrosparite beige (Tm42) contenant des rhomboèdres à noyau sombre. Vers le sommet (Tm43) des fantômes de rudistes dissous. Il s'agit fort probablement à l'origine d'un biostrome à rudistes ; 1 à 1.40m de carbonates dolomicrosparitique vacuolaire. Les poches correspondent à des traces de dissolution d'organisme dissous. Il existe de grands rhomboèdres de dolomite zonée et localement de la silice. On note vers le sommet quelques granules de fer ; 7m de dolomicrosparite à dolomicrite et parfois dolosparite (Tm45) à stratification ondulée, confuse à subonduleuse. Dans sa quasi-totalité, elle est silicifiée et montre des fantômes de bivalves et de la bioturbation.

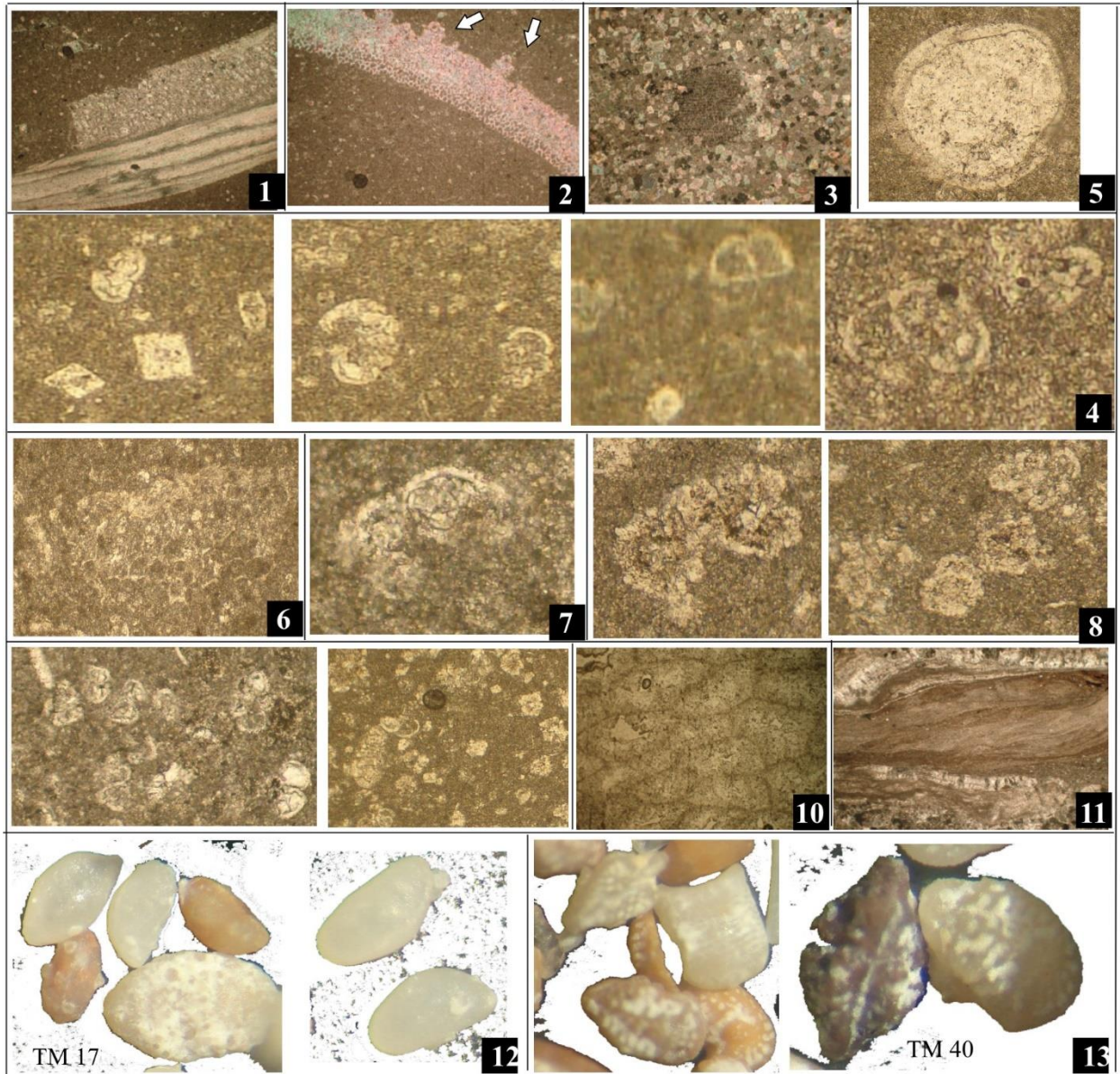
- *Terme T2*, (10m) (Tm46-Tm48): 0.10m de dolomicrosparite beige silicifiée, à cassure blanche (TM46) à passées de bandes de silex discontinues. Après 5m de dolomicrosparite/dolomicrite à stratification ondulée, on trouve une masse dolomicrosparitique de 4.5m, riche en nodule de silex centimétriques dans le premier mètre, puis stratofréquent et stratiforme vers le haut. Les nodules inférieurs sont associés à des plages de calcite (Tm47-Tm48).

PL. X



**Pl. X.** - Membre marneux intermédiaire de la “Formation de Ghoundjaïa”: 1. *Plectomya* sp. , niveau Tm16. 2. *Granocardium disvauxi* (Coquand, 1862) , niveau Tm21. 3. *Pholadomya vignesi* (Lartet, 1877), niveau Tm37. 4. *Turritelidae* indet., niveau Tm37. 5. Gastropode du genre *Tylostoma* sp., niveau Tm17. -Membre dolomitique inférieur de la “Formation de Ghoundjaïa”: 6. *Aporrhaidae* ind., niveau Tm21. 7. Huître du genre , niveau Tm16. - Membre dolomitique supérieur de la “Formation de Ghoundjaïa”: 8. Huîtres , niveau Tm37. 9. fragment d’huîtres , niveau Tm38. 10. Nautilie trouvée en éboulis.

## Pl. XI



**Pl. XI.** - Sommet de la "Formation de M'daouer" du Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif. **1.** Fragment d'une coquille de rudiste, Tm16, x40. **2.** Section d'une coquille d'échinoderme avec des endroits d'épines (flèches), Tm16, x40. - Membre dolomitique inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" de Chebket Tamednaïa: **3.** Plaque d'échinoderme entourée de rhomboédres de dolomite, Niveau Tm2, x40. **4.** Petits foraminifères silicifiés *Whiteinella* sp. Tm31; x100. **5.** Section d'un ostracode, x100. -Membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa" de Chebket Tamednaïa: **6.** Algue ?, Tm36; x100. **7.** *Whiteinella* sp., Tm38, x400. **8.** foraminifères silicifiés (*Whiteinella* sp.) dolomitisés. Tm39, x100. **9.** *Whiteinella* sp. et *Heterohelix* sp., Tm39, x100. -Membre dolomitique supérieur de la "Formation de Ghoundjaïa" de Chebket Tamednaïa : **10.** Polypier, Tm43, x100. **11.** : Rudiste, Tm47, x40. **12.** : Ostracodes lisses non déterminés Tm17, x30. **13.** : Ostracodes ornementés non déterminés, Tm40, x40.

## **7. Chaïb Rassou, région de Boukaïs**

**7.1. Situation.** En suivant la route départementale Béchar-Lahmer puis Lahmer-Boukaïs, on arrive à une ceinture de reliefs à proximité du village de Boukaïs où le cœur d'un grand anticlinal est occupé par des roches volcaniques sombres qui émergent au sein des terrains crétacés plus clairs. La coupe BK-BK' a été levée sur le flanc sud-ouest de cet anticlinal et à proximité NNW du village de Boukaïs qui se trouve à environ 700m vers l'Est. Les reliefs de Maâleg Nifou, d'altitude 1002 m, se trouvent également vers l'Est en direction du village Lahmar. Vers le Nord à une dizaine de kilomètres, se trouve le Djebel El Meksem qui s'élève à 1073m (fig. 31).

**7.2. Straigraphie de Djebel Boukaïs (Bk-Bk').** De coordonnées Lambert :  $x_1= 2^{\circ}29'01.38''O$  ;  $y_1= 31^{\circ}55'44.02''N$  ;  $z_1= 886$  m ;  $x_2= 2^{\circ}29' 09.16''O$  ;  $y_2= 31^{\circ}55'37.05''N$  ;  $z_2=904$  m. Cette coupe de Boukaïs comprend du bas en haut (fig.32) :

- **Formation de M'daouer, (8m) (Bk1-Bk')** : seule sa partie supérieure affleure, en discordance sur l'unité paléozoïque (volcanisme andésitique de Boukaïs). On distingue une masse gréseuse blanchâtre formée de bancs métriques. Elle est surmontée par 4m de marnes vertes à la base, avec quelques passées de calcaires marneux, des grès et quelques niveaux de gypse en litage laminés (Bk1). Les calcaires sont parfois laminés et la surface des bancs est plus ou moins ondulée. Ces marnes deviennent rouges vers le sommet où s'intercalent de minces niveaux de calcaires marneux jaunâtres. Enfin, un banc de 0.05m de grès (Bk1'), à surface ferrugineuse, constitue la limite supérieure de cette formation.

- **Formation de Ghoundjaïa, (25.5m) (Bk2-Bk15)** : c'est la barre carbonatée. On a tracé la limite inférieure de cette formation à l'apparition des calcaires fossilifères. Dans le paysage, on peut distinguer deux barres calcaires. Elle se subdivise en :

- **Membre carbonaté inférieur (8,5m) (Bk2-Bk6 ;)** : Il s'agit de calcaires et de marnes qui se subdivise en trois termes :

- **Terme T1, (2m) (Bk2-Bk3)** : 2.5m de marnes jaunes avec des passées de calcaires marneux (Bk2) feuilletées centimétriques surmontées par deux bancs décimétriques de calcaires ondulés à laminations parallèles et placages de fer dans le dernier banc. La couleur devient jaune vers le haut ; puis, 1.5m alternance marno-calcaire en bancs décimétriques (0.10-0.15m) commençant par des marnes jaunes. La surface supérieure du banc de calcaire marneux est rubéfiée (Bk3).

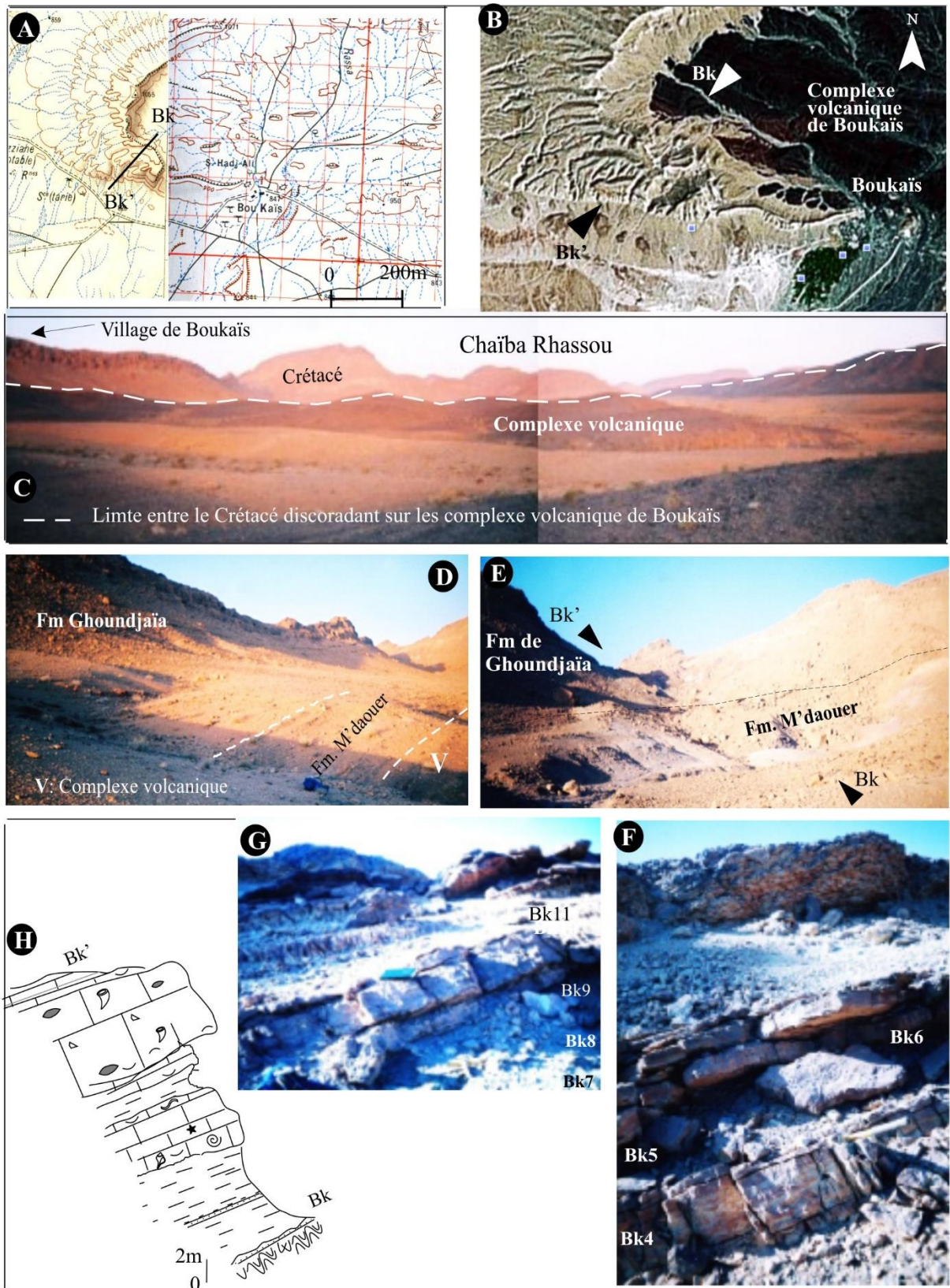


Fig. 31 : Situation du Djebel Boukaïs, région de Boukaïs (Béchar). Extrait de la carte topographique au 1/100.000è (A). Image-satellitaire montrant le Crétacé (plus clair), discordant sur le complexe volcanique (B) (plus sombre). Les photos C, D, E, F, G montrent l'itinéraire de la coupe Bk-Bk' et les affleurements des Formations. Croquis simplifié de la coupe levée G et F (suite)

- *Terme T2*, (6m) (BK4-BK6) : De la base au sommet, on distingue : 1m de calcaire marneux ondulés jaune riche en gryphées *Glossus aquilinus* (Coquand), *Apporaidhae* ind., *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck) *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), *Costagyra olisiponensis* (Sharp), tiges d'oursins *Heterodiadema lybicum*, de petits gastéropodes *Gyrodes* sp. et *Campanilidae* et rares fragments de *Neolobites vibrayeanus* (Bk4, Pl. XII). Cet assemblage de faune représente le premier niveau fossilifère. Il est encadré par des marnes jaunes ; 1m de calcaire noduleux riche en bivalves *Neithea* ?, *Granocardium desvauxi* (Coquand), *Modiolus* sp. *Plectomya ? humei* (Fourtau, 1917) et gastéropodes, surtout dans sa partie supérieure (Bk5, Pl. XII) ; 1.10m de calcaire massif gris clair à vert en bancs de 0.4-0.5m. Le niveau sus-jacent de marnes contient des passées noduleuses de calcaire marneux. Il a livré des bivalves (gryphées) et des gastéropodes (Bk6) ; 2.5m calcaire en plaquettes à interlits marneux avec des passées de calcaires marneux noduleux. Le premier niveau contient quelques fossiles dont la fréquence diminue vers le haut. La surface supérieure est rubéfiée.

- ***Membre carbonaté supérieur (12m)*** (Bk7-Bk15) : en fonction de la présence de silex, deux termes ont été identifiés :

- *Terme T1*, (5.50m) (Bk7-Bk9') : il commence par un passage progressif de marnes jaunes vers deux récurrences d'alternance marno-calcaire où les calcaires sont noduleux à pseudonoduleux. Ils sont de couleur gris-blanc (Bk7) peu fossilifères. Au-dessus, viennent des calcaires massifs beiges plus ou moins dolomités à quelques bivalves. La surface supérieure montre des granules de fer centimétriques et des bivalves (Bk8). Au-dessus, cette masse passe à des plaquettes décimétriques de calcaires verts, blancs à la cassure. Elles ont livré des bivalves, des gastéropodes *Apporaidhae* ? indet. et des échinodermes (BK9').

- *Terme T2*, (6.5m) (Bk9-Bk15) : ce sont des calcaires à silex d'abord sous forme de nodules centimétriques puis deviennent stratiformes vers le haut. Deux niveaux, Bk13 et Bk15, de 0.70m marquent des repères de silex, bien distincts dans le paysage. On note parfois des concentrations préférentielles de faune, en particulier des bivalves souvent silicifiés, disposés en stratification (Bk11). On note aussi quelques rudistes et des lithoclastes. La bioturbation est fréquente surtout sur les surfaces des bancs (Bk10-Bk12). Les foraminifères benthiques trouvés sont : *Cuniolina pavonia*, *Pseudorhapidionina casertana* (Bk 9), *Witheinella* sp., *Pseudorhapidionina laurenensis* et *P. dubia* et *Nazzazitinella simplex* ? (Bk 12).



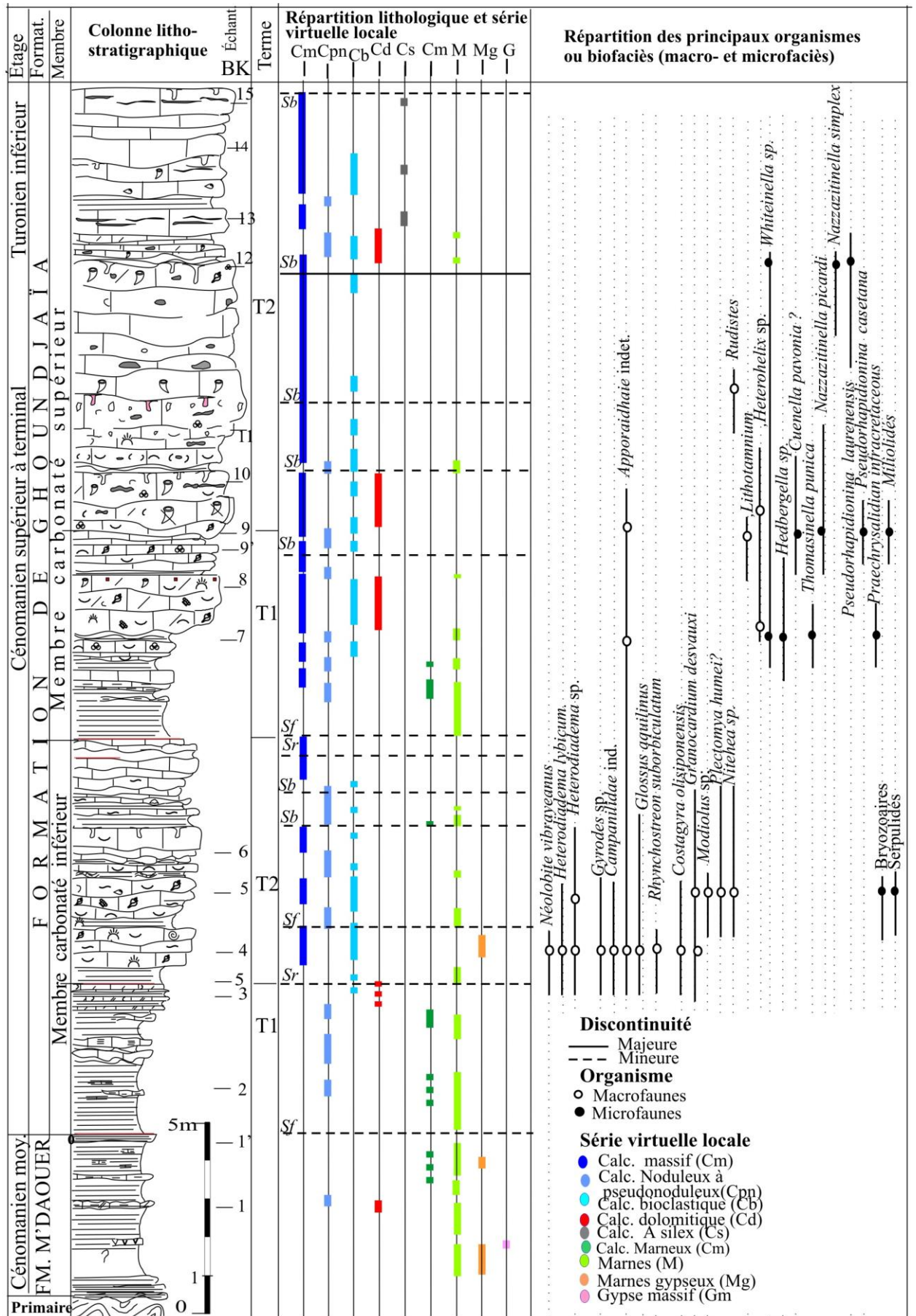
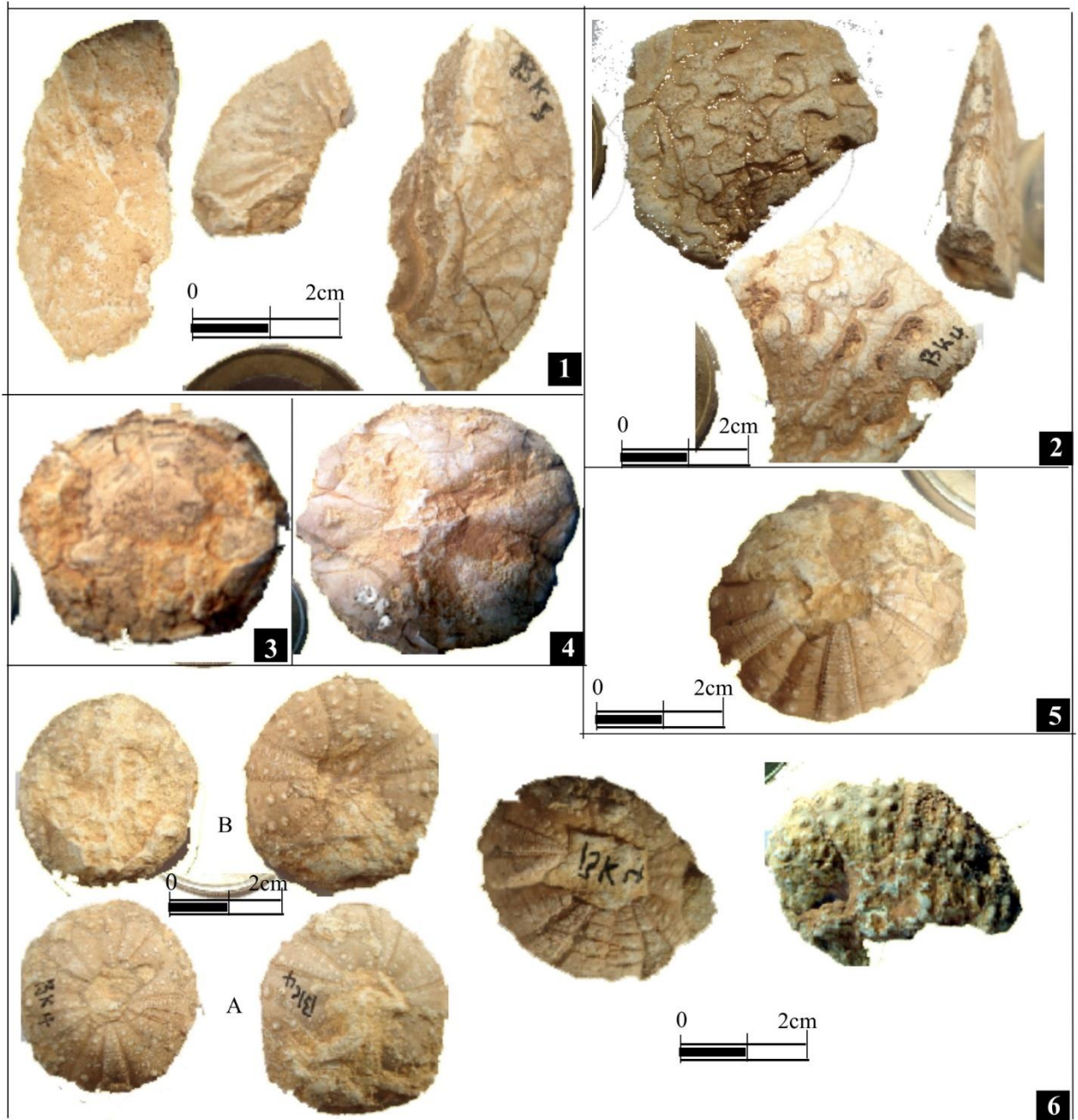


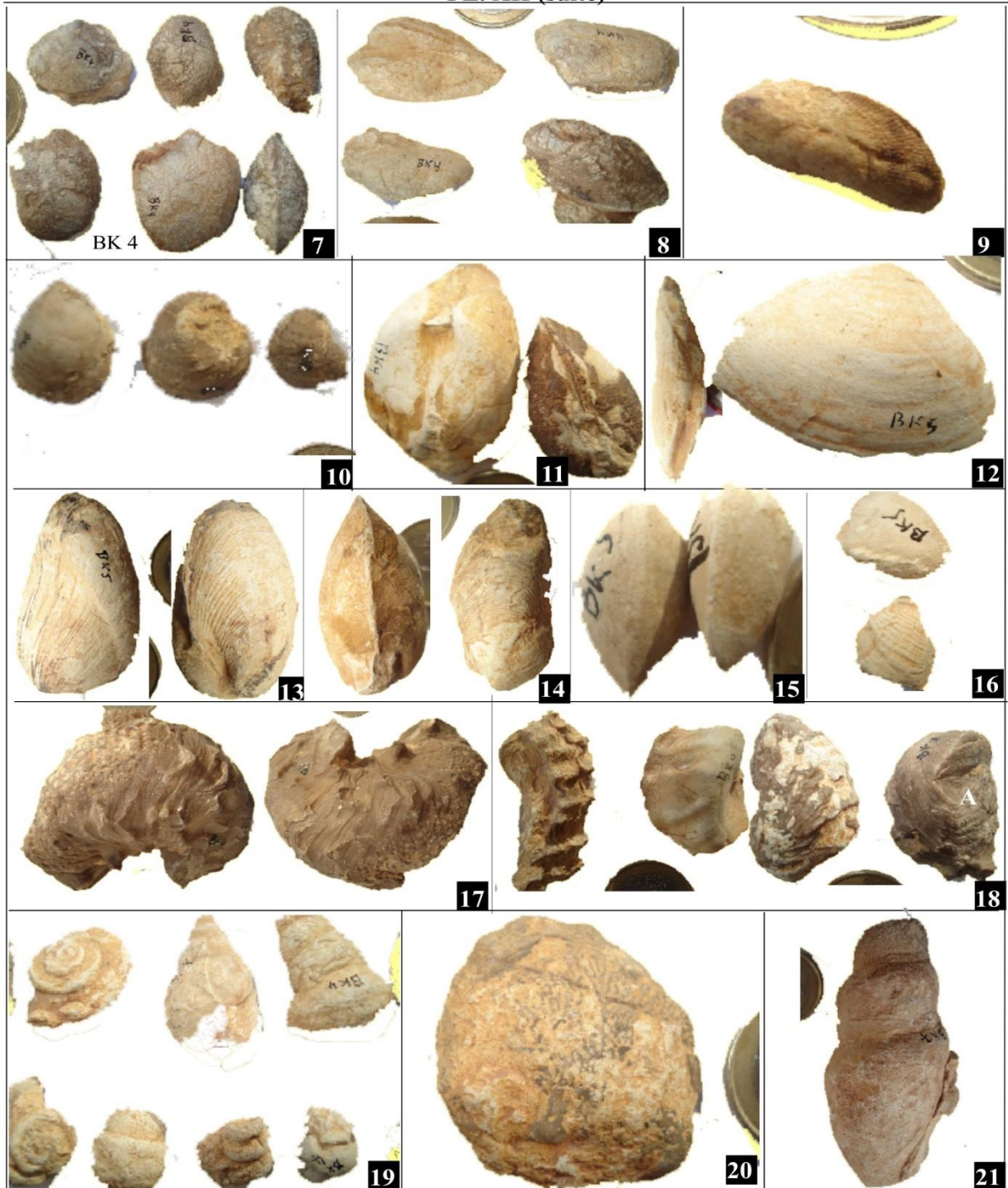
Fig. 32 : Coupe biosédimentaire de Boukaïs (région de Béchar)

PL. XII



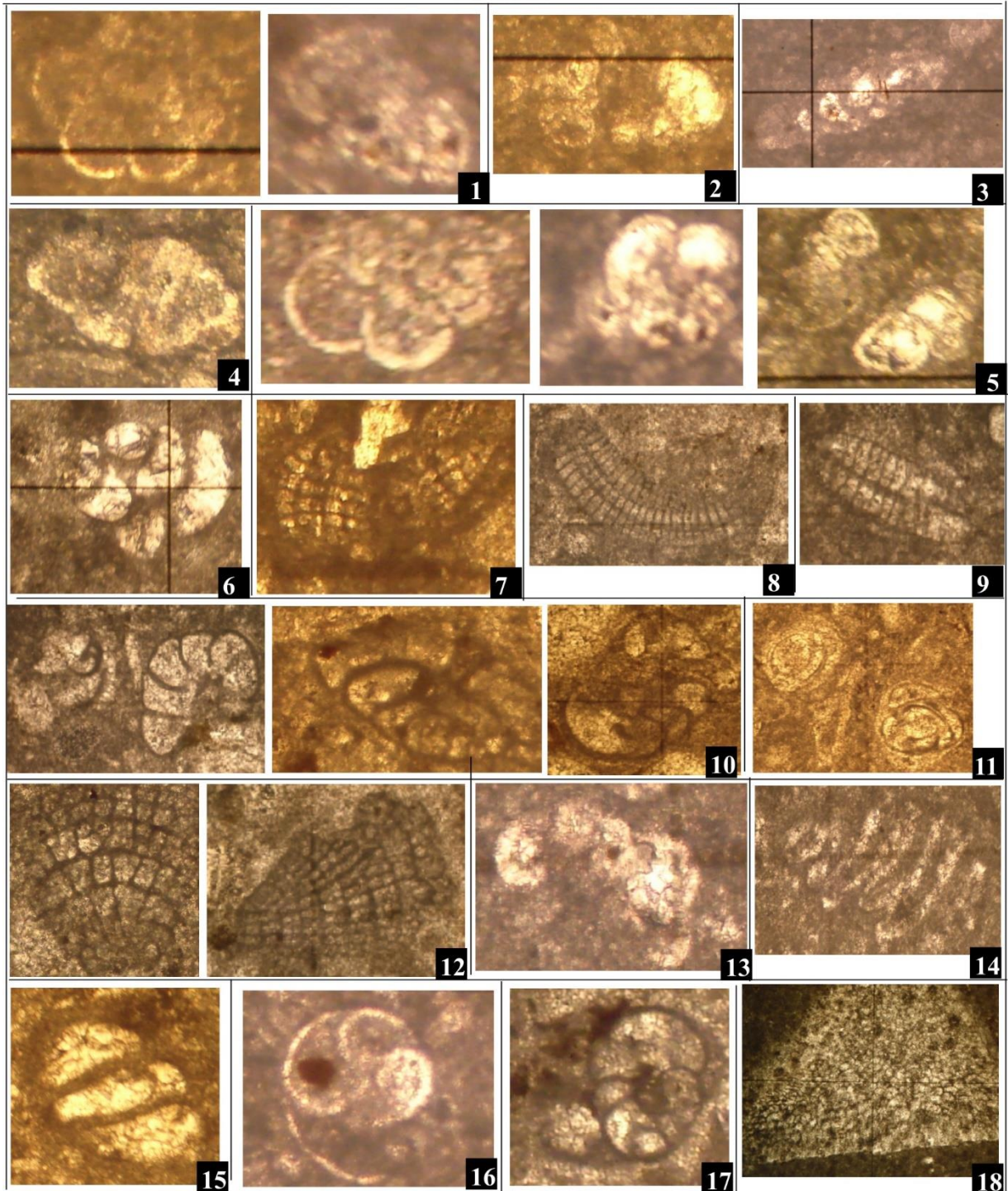
**Pl. XII.** - Membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" de Boukaïs (Béchar): **1.** Fragment d'une ammonite *Neolobites vibrayeanus*, niveau Bk5. **2.** Fragment d'une ammonite *Neolobites vibrayeanus*, niveau Bk4. **3.** Échinoderme régulier et altéré non identifié, niveau Bk4. **4.** Échinoderme régulier du genre *Heterodiadema* sp., niveau Bk4. **5.** Échinoderme régulier du genre *Heterodiadema* sp., niveau Bk5. **6.** Échinoderme régulier du genre *Heterodiadema lybicum* (Agassiz & Dessor, 1846). Vue dorsale (A) et ventrale (B) niveau Bk4. La pièce de monnaie ou barre = 2cm.

## PL. XII (suite)



**Pl. XII (suite):** -Membre carbonaté inférieur de la “Formation de Ghoundjaïa” de Boukaïs, (Béchar): **7.** Ensemble de bivalves à coquilles lisses, niveau Bk4. **8** *Glossus aquilinus* (Coquand, 1862), Bk4. **9.** *Aporraidhae* indet, Bk4. **10.** *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801), Bk4. **11.** *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), Bk4. **12.** *Neithea* ?, niveau Bk5. **13.** Bivalves lisses *Plectomya ? humei* (Fourtau, 1917), niveau Bk5. **14.** *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), niveau Bk5. **15.** Ensemble de bivalves lisses, niveau Bk5. **16.** Huîtres du genre *Costagyra olisiponensis* (Sharpe, 1850), niveau Bk4. **17-18.** Huîtres du genre *Gryphées*, niveau Bk4. **19.** Ensemble de petits gastropodes *Gyrodes* sp. et *Campanilidae* ind., niveau Bk4. -Membre marneux médian de la “Formation de Ghoundjaïa”: **20.** Gastropode du genre *Apporrhaeidae* ind., niveau Bk7. **21.** *Aporraidhae* indet., niveau Bk7. La pièce de monnaie ou barre = 2cm.

## Pl. XIII



**Pl. XIII.** - Membre carbonaté supérieur de la "Formation de Ghoundjaïa" de Boukaïs (Béchar): 1. *Whiteinella* sp., Bk7, x100. 2. *Heterohelix* sp., Bk7, x100. 3. *Thomasinella punica*?, Bk7 x100. 4. *Hedbergella* sp. Bk7, x100. 5. *Heterohelix* sp., Bk7, x100. 6. *Praechrysalidina infracretaceous*, Bk7, x40. 7. Foraminifères benthiques ; *Cuniolina pavonia*, Bk9, x100. 8. *Pseudorhapidionina casertana* (De Castro), Bk9, x100. 9. *Cuneolina pavonia* (D'Orbigny), Bk9, x100. 10. *Nazzazinella picardi*, Bk9, x100. 11. Miliole silicifié, Bk9, x100. 12. *Cunuolina pavonia*, Bk9, x100. 13. *Whitheinella* sp., Bk12, x100. 14. *Pseudorhapidionina laurenensis* ou *P. Dubia* ?, Bk12, x100. 15. *Pseudorhapidionina laurenensis*?, Bk12, x100. 16. Foraminifère non identifié, Bk12x40. 17. *Nazzazata simplex* ?, Bk12 , x40. 18. Bryozoaire, Bk5, x40.

## 8. Messaouer El Atchène, région de Kenadsa

**8.1. Situation :** Non loin du village de Kenadsa et en direction du barrage Djorf Torba, la coupe se trouve juste à proximité de la route départementale Kenadsa-Meridja. Elle est limitée au Nord par le Moungar Chiker, au sud par la route reliant Kenadsa au barrage Djorf Torba et Chebket Menounet. A 800m vers l'est de la coupe, se trouve Oglat el Hamia avec une source d'eau tarie. Le point 847m du Moungar Chiker s'éloigne de 400m vers le nord-est de la coupe (fig. 33). Elle est située à mi-chemin entre Kenadsa à l'Est et le barrage Djorf Torba à l'Ouest et a comme coordonnées :  $x_1= 2^{\circ}33'18.72''\text{O}$  ;  $y_1= 31^{\circ}31'37.75''\text{N}$  ;  $z_1= 731 \text{ m}$  ;  $x_2= 2^{\circ}33' 18.17''\text{O}$  ;  $y_2= 31^{\circ}31'40.91''\text{N}$  ;  $z_2= 742 \text{ m}$ .

**8.2. Stratigraphie de Messaouer El Atchène :** Cette coupe offre une série moins épaisse que les coupes faites dans les secteurs du nord. Elle est formée du bas en haut (fig. 34) :

- **Formation de M'daouer (3.5m)** (Ma1-Ma2) : C'est sa partie supérieure qui affleure par des argiles rouges gypsifères (Ma1). Les éboulements couvrent sa partie inférieure. Plus loin, une discordance angulaire met en contact ces argiles avec les grès westphaliens.

- **Formation de Ghoundjaïa, (17m)** (Ma2-Ma15): C'est la « Barre calcaire ». Elle est appelée encore la « 1<sup>ère</sup> Barga ». De part et d'autre d'un niveau marneux intermédiaire qui interrompt ces calcaires, on distingue trois membres :

- **Membre inférieur carbonaté** (6m) (Ma3-MA8) : il s'agit de calcaires plus argileux à la base où les bancs décimétriques de mudstone micritique, plus ou moins silteux et gypseux sont parfois vacuolaires et crayeux. Vient ensuite une masse de calcaire massif peu bioclastique après le passage progressif stratocroissant de plus en plus bioclastique de micrite vacuolaire à gypse (Ma5). Il est subdivisé en deux termes :

- **Terme T1** (2.5m) (Ma3-Ma6): le premier niveau de calcaire ondulé (0.07m) (Ma3) qui assure le passage du calcaire vers les argiles présentant un litage. La stratification devient régulière, en bancs calcaires bioturbés par endroit (Ma4). Sur environ 1m, viennent des calcaires micritiques vacuolaires à gypse (Ma5), stratifiée en bancs de 0.25-0.15m, qui a livré quelques bivalves. Le dernier banc qui est un wackestone-packstone sableux avec des grains de quartz (environ 5%) anguleux et fins.

- **Terme T2**, (3.5m) ; (Ma7-Ma8) ; Il est représenté par une masse calcaire peu bioclastique (3m) à bivalves *Cerastreon flabellatum* (Goldfus) (Ma7, Pl.XIV), *Granocardium desvauxi* (Coquand), *Ilymatogyra africana* (Lamarck), *Plectomya humei* ? (Fourtau), *Cerastreon flabellatum* (Goldfus), *Tylostoma* sp. et radioles d'oursins (Ma7, Pl.XIV). Au sein et au sommet de cette masse, on remarque des niveaux très bioclastiques localisés (Ma7), riches en gryphées associées à des oursins, des crinoïdes, des bivalves et des gastéropodes. On note une légère dolomitisation touchant le milieu de ce terme.

- **Membre médian marneux, (7.5m)** (Ma9-Ma12) : Il commence par des bancs décimétriques ondulés de calcaire argileux friables ocre-clair. Il a fourni quelques huîtres et bivalves *Linearia* sp. (Ma9, Pl.XIV) avec des échinodermes associés à quelques foraminifères identifiés comme *Hedbergella* sp. (Ma 9). Une ammonite, en éboulis, a été récoltée (Ma8) est reconnue comme appartenant au genre *Neolobites*. Ensuite, viennent des marnes blanches qui contiennent, en leur milieu deux bancs de calcaires argileux crayeux, noduleux, friables de couleur jaune et ont fourni dans leur partie supérieure des radioles d'oursins, *Arctica* sp., *Cerastreon flabellatum*, *Tylostoma* sp. et un *Neolobites* sp. (Ma11-Ma12, Pl.XIV). Vers la partie sommitale et au pied de la deuxième barre calcaire, nous avons récolté des bivalves.

- **Membre supérieur calcaire (3m)** (Ma13-Ma15): Il s'agit d'une masse métrique de calcaire blanc à silex, gris à la cassure. Il présente une stratification légèrement régulière. Le premier banc, à surface à enduit rouge, a livré de grands gastéropodes *Tylostoma* sp. (Ma13, Ma 14 et Ma15). Dans l'ensemble de la masse, on note quelques rares bioclastes et de la bioturbation par endroit (Ma15). Le dernier mètre renferme des silex et une faune silicifiée composées de gastéropodes, de bivalves et d'oursins.

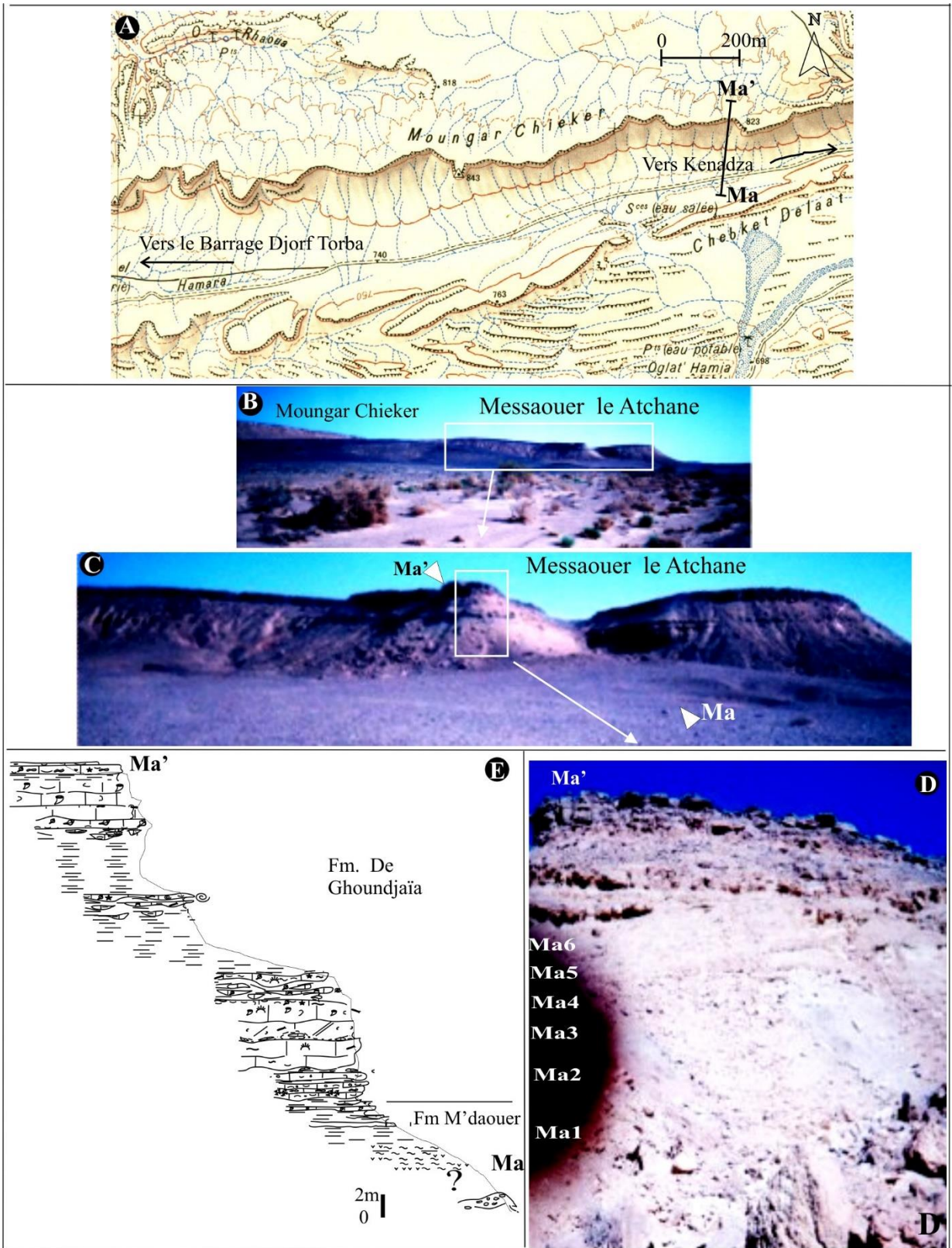


Fig. 33. Situation de la coupe Messaouer el- Atchène, région de Kenadsa (Béchar) sur la carte topographique au 1/100.000ème de la feuille de Méridja (A). Vue panoramique montrant l'itinéraire du tracé de la coupe (Ma-Ma') et les affleurements (B, C et D). Croquis simplifié de la coupe (E).

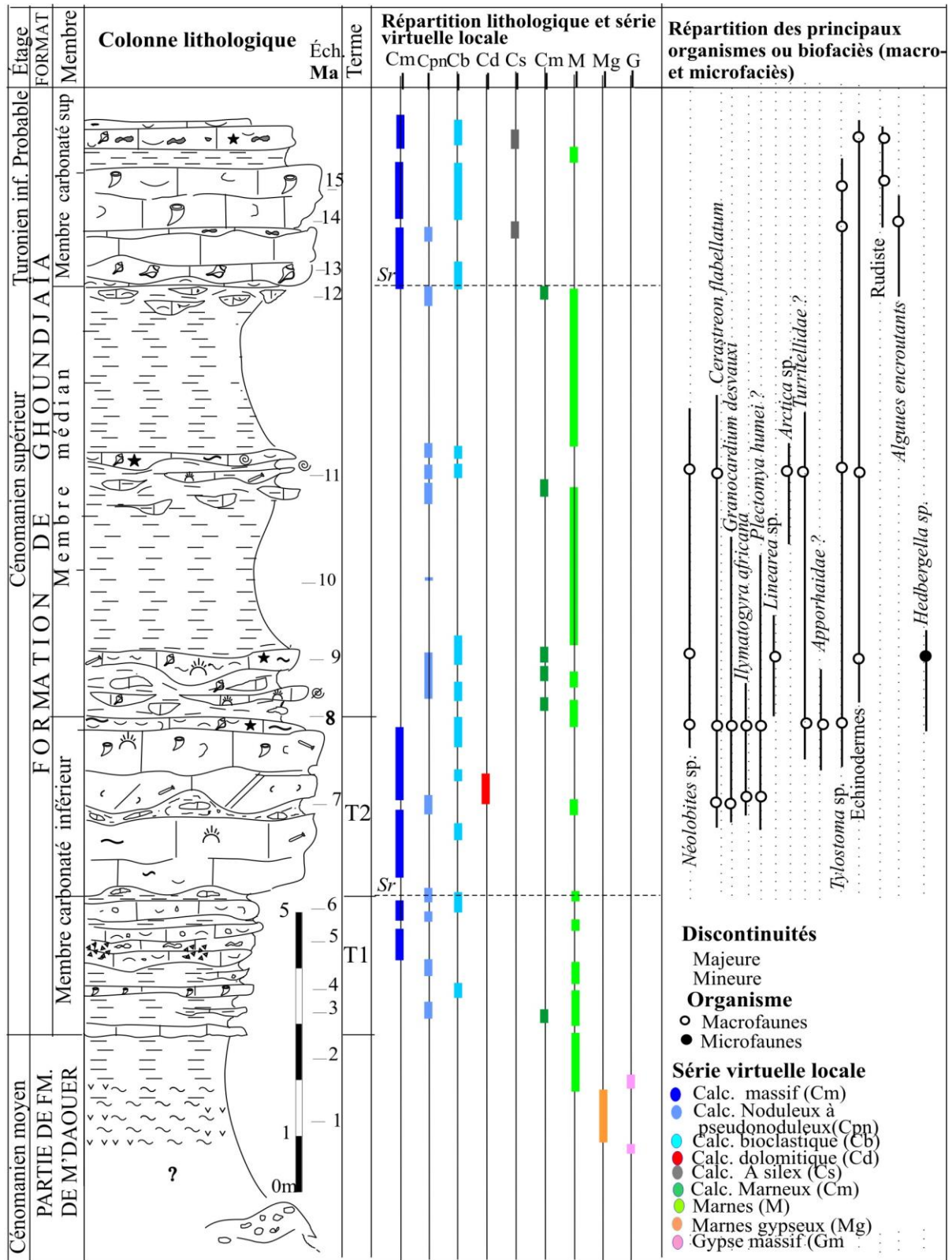
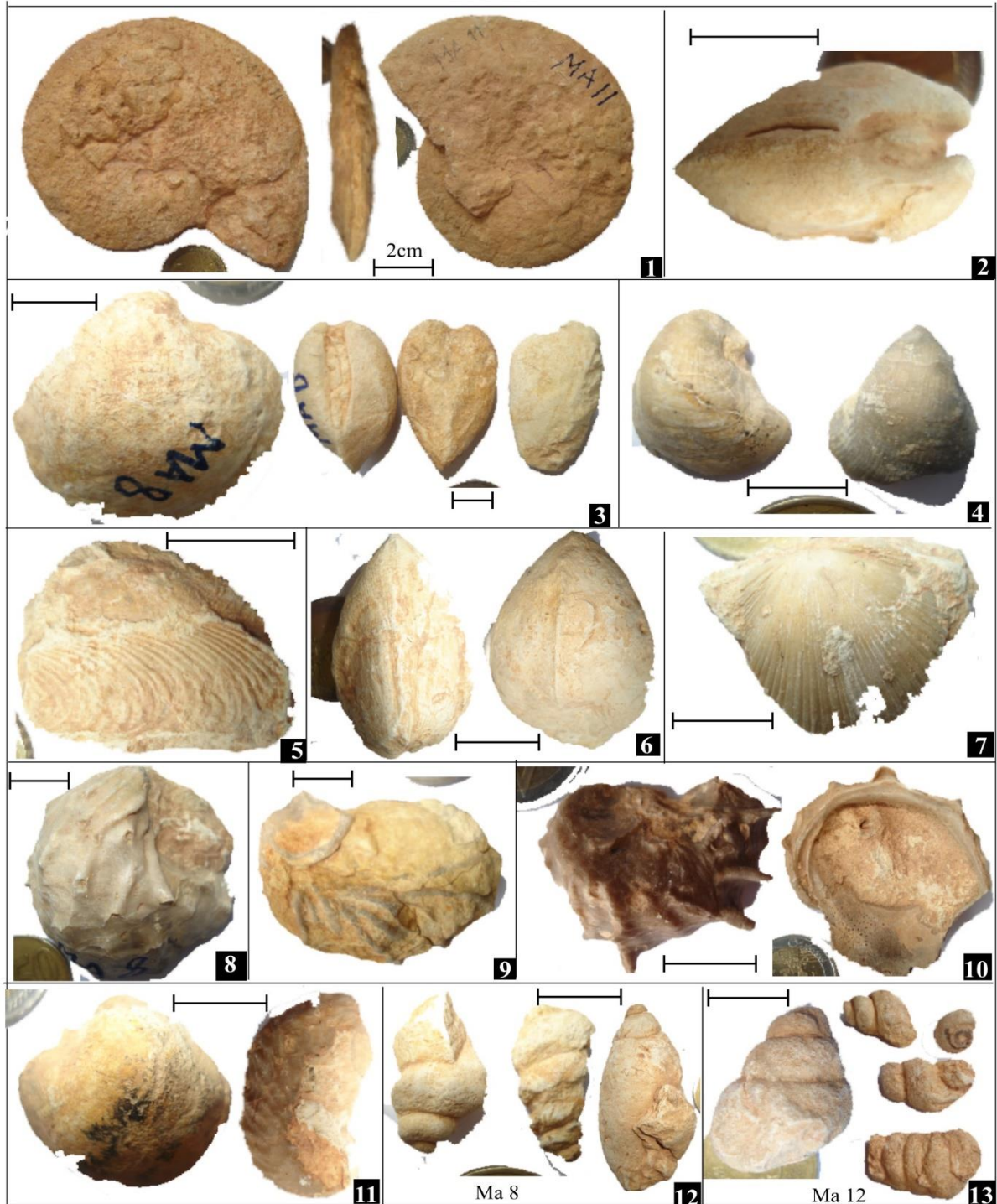


Fig. 34- Coupe biosédimentaire de Massouer le Atchène, région de Kenadsa (Béchar).



PL. XIV



**Pl. XIV.** Membre inférieur et médian de la “Formation de Ghoundjaïa” du Messaouer Atchene (Kenadza): **1.** Vues ventrale, dorsale et de profile d’une ammonite entière de *Neolobites* sp., niveau Ma11. **2.** *Arctica* sp., niveau Ma11. **3.** *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1962), niveau Ma8. **4.** *Llymatogyra africana* (Lamarck, 1801), niveau Ma8. **5.** *Plectomya ? Humei* (Fourtau, 1917), niveau Ma8. **6.** *Granocardium desvauxi* (Coquand, 1862) Vue dorsale et ventrale, niveau Ma8. **7.** Grand bivalves non déterminé, niveau Ma8. **8.** *Ceratostreon flabellatum* (Goldfus, 1833), niveau Ma8. **9.** *Ceratostreon flabellatum* (Goldfus, 1833), niveau Ma7. **10.** *Ceratostreon flabellatum* (Goldfus, 1833), niveau Ma11. **11.** *Linearia* sp. niveau Ma9. **12.** Groupe de gastropodes *Tylostoma* sp. et *Apporhaiedae* ind. niveau Ma8. **13.** Ensemble de gastropodes *Tylostoma* sp., niveau Ma11 et niveau Ma12. Echelle du diamètre de la pièce de monnaie = 2.5 cm, barre= 2cm.

## 9. D'Chiret Namous, région de Méridja

### 9.1. Situation

A proximité du barrage de Djorf Torba à une dizaine de kilomètre vers le SSW, se trouve un replat tabulaire façonné par les talwegs convergeant dans l'Oued Guir qui se trouve à 5km au sud. La route départementale reliant Kenadsa à Méridja se trouve à 800m au Nord de l'endroit de la coupe. Des reliefs d'une élévation moyennant 50m du Crétacé occupent la majorité de cette zone. Le piémont de ces monticules est occupé par des terrains sombres du Primaire (fig. 35).

La coupe de direction sud nord a comme coordonnées Lambert :  $x_1= 2^{\circ}47'26.42''\text{O}$  ;  $y_1= 31^{\circ}30'10.65''\text{N}$  ;  $z_1= 705 \text{ m}$  -  $x_2= 2^{\circ}47' 26.54''\text{O}$  ;  $y_2= 31^{\circ}30'13.24''\text{N}$  ;  $z_2=710 \text{ m}$ .

**9.2. Stratigraphie de D'chiret Namous.** Elle est marquée par un ensemble de marnes et d'argiles gypsifères surmontées par une barre calcaire d'où l'individualisation de deux formations (fig. 36):

- **Formation de M'daouer** (Dn1-Dn6 ; 15.5m) : c'est sa partie supérieure qui affleure en discordance angulaire sur les grès noirâtres psamitiques du Westphalien à rides de courant et traces de pistes d'organismes.

- **Membre inférieur argilo-gréseux** (Dn1-Dn4, 8.25m) : Il commence par 7m d'argiles rouges à vertes (Dn2) admettant des passées millimétriques de grès beige. Elles sont en plaquettes centimétriques, en feuillets vers le haut. Les passées de gypse sont fréquemment en veinules. Vers le haut, un ensemble de bancs gréseux sur 1m d'épaisseur, est marqué à sa base par un passage progressif aux argiles, vers argiles gréseux, puis grès argileux et enfin grès rouges. La partie supérieure, ferrugineuse, du dernier banc montre des rides de courant et se charge en calcaire. Ce dernier est un wackestone biomicritique à quelques nodules de silix, avec des bivalves et des foraminifères unisériés (Dn4).

- **Membre supérieur argilo-carbonaté** (Dn5-Dn6 ; 7.25m) : ce sont des argiles gypsifères qui passent à des marnes verdâtres, à passées de calcaire marneux. Toutefois, des passées d'argiles rouges persistent localement. Les bancs calcaires ont une allure stratocroissante. Le microfaciès est un mud-wackestone micritique silteux laminé, contenant des granules de fer. Le litage montre parfois des biseautages (Dn5).

- **Formation de Ghoundjaïa** (Dn7-Dn19 ; 13.5m) : elle correspond à la Barre calcaire. Elle est plus friable et marneuse à sa base et plus calcaire vers le haut. Cette différence a permis de distinguer deux membres :

- **Membre inférieur carbonaté et marneux** (Dn7-Dn12 ; 6.5m) : selon l'allure de la stratification des bancs, on peut séparer deux termes :

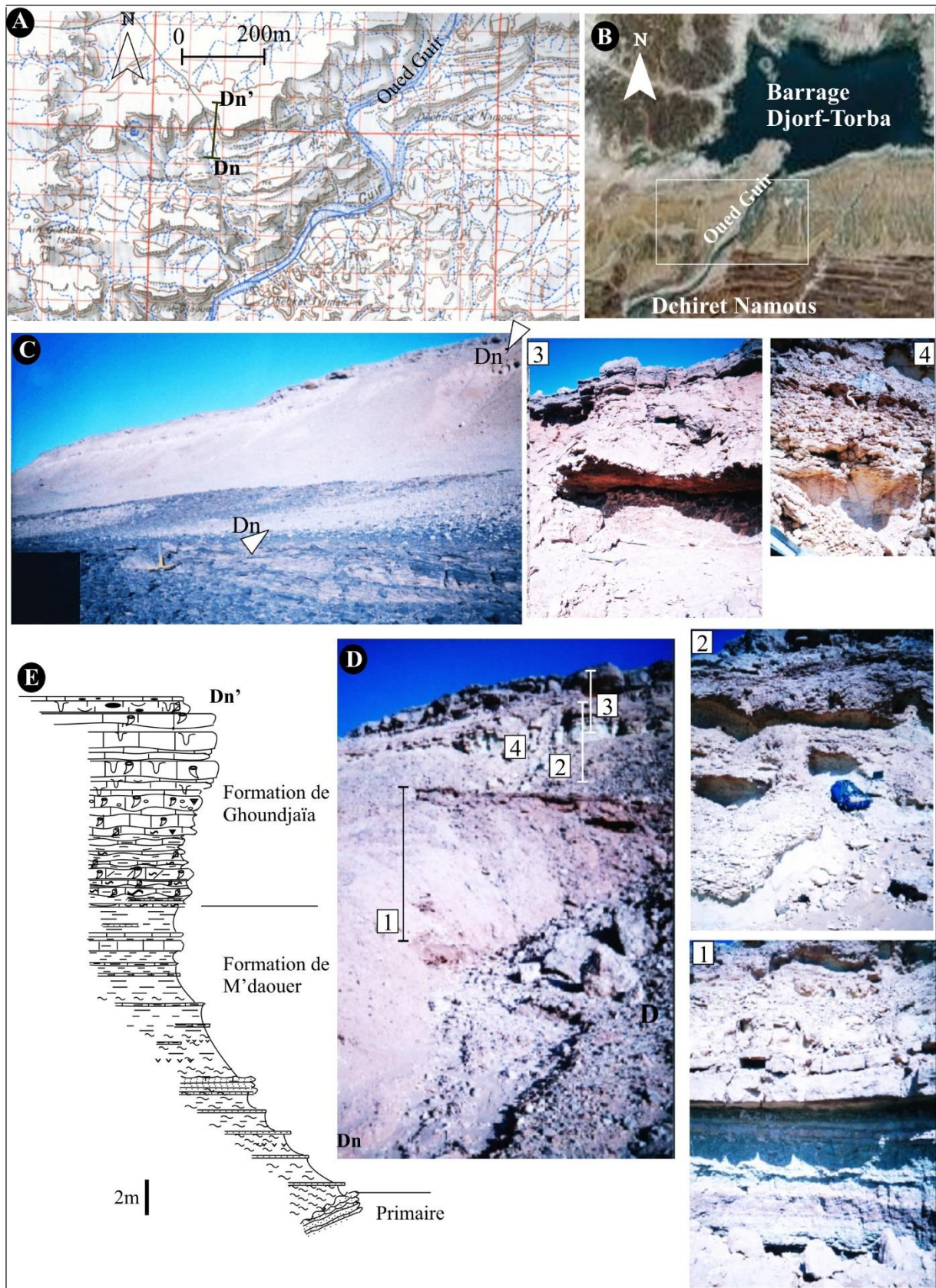


Fig. 35 : Situation de la coupe de Dchiret Namous (A) à proximité de Barrage Djorf Torba, région de Méridja-Kenadsa sur la carte topographique au 1/100.000<sup>e</sup> de Meridja. Vue en image satellite (B). Illustrations d'affleurements, du relief et de l'itinéraire de la coupe levée (Dn-Dn') (C). Croquis simplifié de la coupe levée (D).

- *Terme T1* (Dn7-Dn9 ; 3m) : il commence par deux bancs de 0.25-0.5m (Dn7) de calcaire blanc crayeux plus ou moins marneux surmontés de 2m de marnes jaunes contenant quelques passées de marnes gréseuses légèrement bioclastique (environ 10%). La faune devient fréquente ; elle est représentée par des bivalves (gryphées), des gastéropodes *Gyrodes* sp. et *Tylostoma* sp. (Dn8, Pl.XV), des oursins au sein d'un mudstone biomicritique (Dn9). On note aussi des rudistes, des foraminifères, quelques tests pyritisés de bivalves et de la silice néoformée remplissant quelques coquilles.

- *Terme T2* (Dn10-Dn12 ; 3.5m) : il s'agit d'un niveau calcaire micritique pseudonoduleux, crayeux, blanc riches en bivalves *Arctica* sp., *Cerastreon flabellatum* (Goldfus), *Costagyra olisiponensis* (Sharpe, 1850) ( Dn10, Pl.XV), *Modiolus* sp., *Granocardium productum* (J. De C. Sowerby), *Plectomya* sp., *Pholadomya vignesi* (Lartet) et *Tylostoma* sp. (Dn11, Pl.XV). Un niveau renfermant quelques rudistes est présent au milieu de ce terme.

- ***Membre supérieur carbonaté*** (Dn12-Dn19 ; 7m) : On peut le subdiviser en deux termes :

- *Terme T1*, (Dn12-Dn19 ; 6m) : Il débute par un demi-mètre de marne (Dn12) riches en bivalves. L'ensemble du terme présente deux récurrences stratocroissantes de couplets calcaires en plaquettes-calcaires massif où on trouve des plaquettes micritiques peu fossilifère vacuolaires à surface supérieure bioturbée et de masses plus ou moins ondulées de calcaires micritiques bleuâtres, aussi le plus souvent bioturbé. Ces masses contiennent des *Mecaster* sp. et *M. pseudofounelli* (Ma 14), des bioclastes, des bivalves *Arctica* sp. (Dn14, Pl. XVIII), des gastéropodes, des rudistes et quelques radioles d'oursins (Dn18). La bioturbation présente des remplissages de micrite rose.

- *Terme T2* (Dn19 ; 1m) : il est caractérisé par l'apparition de silex. Il s'agit de plaquettes de calcaire bioturbé à nodules de silex. La faune est présentée par des bivalves et gastéropodes épineux sombres à cause de la silicification.

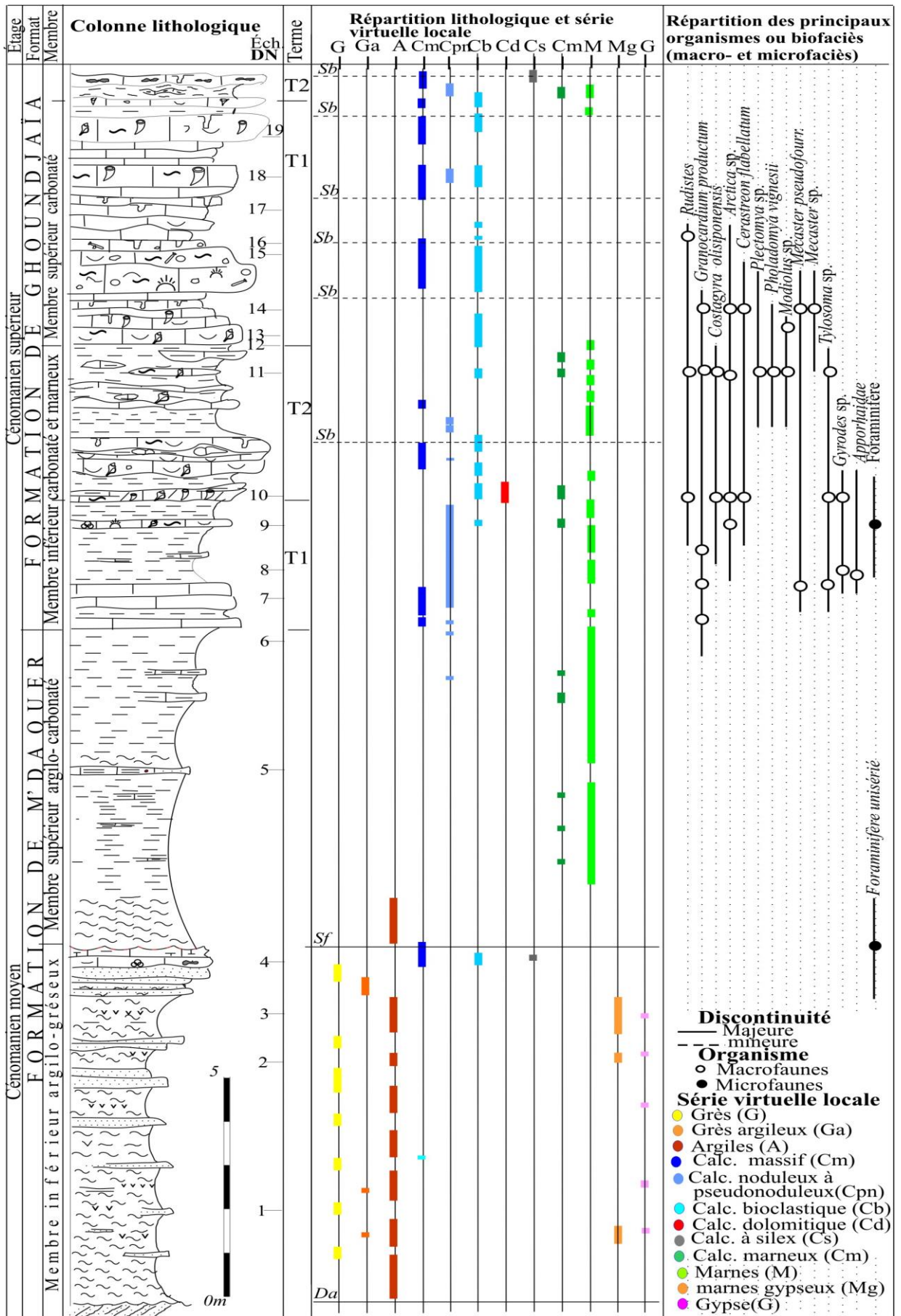
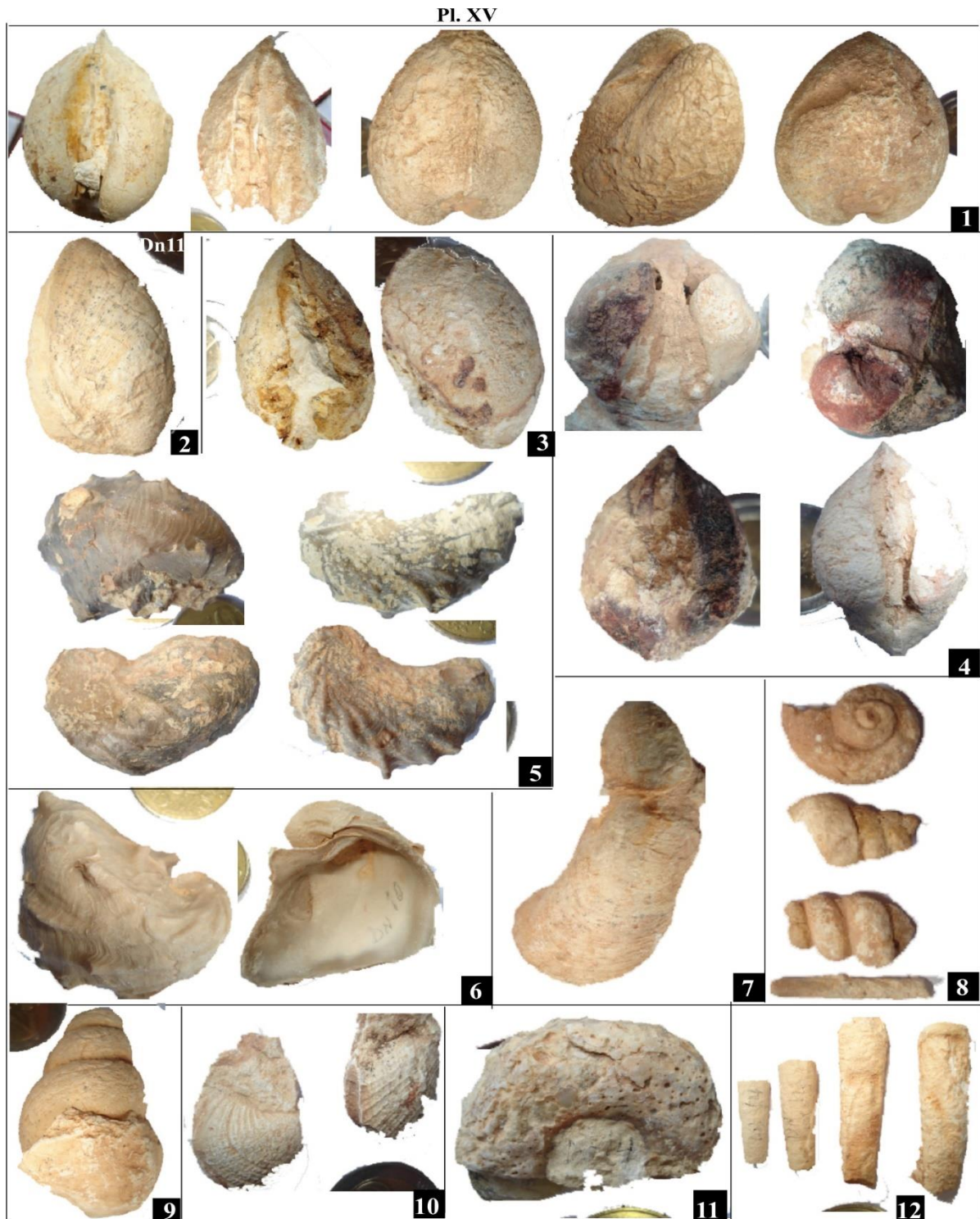


Fig. 36 : Coupe biosédimentaire de Dchiret Namous, région de Méridja (Béchar).



**Pl. XV.** - Membre inférieur et médian de la "Formation de Ghoundjaïa" de Dchiret Namous (Méridja): 1. *Arctica* sp. niveau Dn10. 2. *Modiolus* sp., niveau Dn11. 3. *Granocardium productum* (J. De C. Sowerby), niveau Dn14. 4. *Granocardium productum* (J. De C. Sowerby), niveau Dn11. 5. *Ceratostreon flabellatum* (Goldfus), niveau Dn10. 6. Vues ventrale et dorsale de *Costagyra olisiponensis* (Sharpe), niveau Dn10. 7. *Plectomya* sp., niveau Dn11. 8. Groupe de gastropodes *Gyrodes* sp., *Apporhaidae* ind. et *Tylostoma* sp. Dn8. 9. *Tylostoma* sp., niveau Dn11. 10. *Pholadomya vignesi* (Lartet), niveau Dn11. - Membre supérieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa": 11. Echinoderme, niveau Dn14. 12. Fragments de gastropodes, niveau Dn14. Echelle du diamètre de la pièce de monnaie = 2.5 cm, barre=2cm.

### III. DISCUSSION ET SYNTHÈSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Traditionnellement, les ammonites subdivisent le Crétacé en zonation paléogéographiques, mais leur provincialisme durant tout le Crétacé a empêché l'établissement d'une chronostratigraphie globale. Cependant, la charte GSSPs établie par la commission de stratigraphie utilise les microfossiles marins, les bivalves benthiques, l'isotope du carbone et les inversions magnétiques comme un critère primaire et secondaire pour établir des corrélations internationales pour les étages mondiaux. Les ammonites et des bélemnites fournissent une meilleure biostratigraphie pour la division et la corrélation des successions des plate-formes pour chaque région, mais reste géographiquement limités. Cependant, la plupart des corrélations des dépôts marins comptent sur les tests carbonatés (foraminifères planctoniques, calpionnelles, nanofossiles) et les organismes (cystes des dinoflagellés).

#### 1. Biostratigraphie par ammonites du Cénomaniens-Turonien dans les Monts des Ksour.

Il était classiquement admis, à la suite des travaux de [Choffat \(1900\)](#) au Portugal, que le genre *Vascoceras* caractérise la base du Turonien. C'est cette interprétation qui a subsisté jusqu'à une date assez récente, et elle a été à la base des attributions stratigraphiques faites dans le Sahara algérien par [Busson et Collignon \(1965\)](#) pour le Tinrhert, et par [Collignon et al. \(1970\)](#) dans le Tademaït (Tabl. 1). En référence aux données biostratigraphiques issues de travaux réalisées par [Collignon \(1957, 1965\)](#), [Amard et al. \(1981\)](#), [Amedro et al. \(1996\)](#) et [Busson et al. \(1999\)](#) (Tabl. 2) sur les ammonites du plateau du Sahara algérien (Tinrhert), le calage des niveaux paléontologiques de la région d'étude (Fig. 37) a pu être établie suivant la zonation d'ammonites établie par ces auteurs. Ces derniers reconnaissent dans l'intervalle du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur quatre zones : C1. Zone à *Calycoceras guerangeri* comprenant des *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841) qui sont présents dans la coupe de M'daouer ; C2. Zone à *Metoicoceras geslinianum* qui correspond à l'intervalle qui n'a pas donné d'ammonites dans la coupe de M'daouer et il est situé entre le niveau à *Neolobites vibrayeanus* (D'Orbigny, 1841) et le niveau à *Vascoceras gamai* (Choffat, 1897). C3. Zone à *Neocardioceras judii*. Dans la coupe de M'daouer, elle comprend les espèces *Vascoceras gamai* (Choffat, 1897) et *Vascoceras cauvini* (Chudeau, 1909). [Amedro et al. \(1996\)](#) considère que la limite cénomaniens-turonien correspond à la disparition des *Vascocera gamai* (Choffat, 1897) espèce qui cependant disparaît même avant la limite du Cénomaniens-Turonien ([Meister & Piuze, 2013](#)). C4. Zone à *Watinoceras coloradoense*. Dans la coupe de M'daouer, l'espèce *Vascoceras cf. cauvini* (Chudeau, 1909) pourrait dater la base du Turonien.

Dans les Monts des Ksour, [Bassoullet \(1973\)](#) place également la base du Turonien à l'apparition des premiers *Vascoceras*, en l'occurrence *Vascoceras cf. gamai*, sur la coupe du Djebel M'Daouer (Fig. 24). Cette interprétation a généralement été admise jusqu'aux travaux [Berthou et Lauverjat \(1974a, 1974b, 1975\)](#) qui ont montré indirectement par les foraminifères que, dans la région-type à *Vascoceras* du Rio Mondego (Portugal), ce genre apparaît déjà dans le Cénomaniens terminal qu'ils caractérisent par une zone à *Vascoceras gamai-mundae*. Cependant, [Cooper \(1979\)](#) n'accepte pas cette nouvelle interprétation et continue à considérer que les *Vascoceras* sont entièrement Turonien. Au Portugal, [Amard et al. \(1977\)](#), puis en Palestine [Lewy et al. \(1984\)](#), ont véritablement confirmé, directement par les ammonites, que les premiers *Vascoceras* apparaissent bien dans le Cénomaniens supérieur. En effet, au Portugal, a été découvert

un *Calycoceras* gr. *naviculare* dans les couches à *Vascoceras gamai*. En Palestine, *Vascoceras cauvini* (Chudeau) et *Metoicoceras geslinianum* (D'Orbigny), espèce bien représentée en domaine boréal et forme indice de la zone standard à Geslinianum du Cénomanién supérieur, sont présents dans les mêmes niveaux. La zone à Cauvini est maintenant classiquement admise comme la dernière zone du Cénomanién supérieur en domaine sud-téthysien (Nagm *et al.*, 2010, Meister et Puiz, 2013).

Dans la coupe du Djebel M'Daouer (Fig. 24) ; (Fig. 37), il existe deux niveaux principaux à ammonites dans la "Formation de Ghoundjaia". Le premier (Md 35), situé à la partie inférieure du membre carbonaté inférieur (terme T1), a livré de nombreux *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny) qui caractérisent la zone à Vibrayeanus. Le deuxième (Md51), à l'extrême base du membre marneux médian (terme T1), renferme de fréquents *Vascoceras cauvini* (Chudeau) qui indiquent la zone à Cauvini du sommet du Cénomanién supérieur. Au-dessus (terme T2), on ne rencontre que de rares *Vascoceras* mal conservés.

Chrono-stratigraphie	Biostratigraphie (Zones)	Lithostratigraphie		Séquences		Cortèges	
		NE M'daouer Terme	SW Tamednaïa Formation	2°	3°		
Turonien inférieur		<b>c</b>	Formation de Ghoundjaïa			HST	
Cénomanién terminal	<i>Cauvini</i>	<b>b</b>		SII	S3	<i>Sim</i>	
	<i>Gamaï</i>	<b>a</b>				<i>Sf</i>	HST
Cénomanién supérieur	<i>Geslinianum ?</i>			SI	S2	<i>Si2</i>	TST
	<i>Vibrayeanus</i>				S1		<i>Si1</i>
Cénomanién moyen					<i>TST</i>	<i>Sf</i>	

**SI**: séquence du 2<sup>ème</sup> ordre  
**S1**: séquence du 3<sup>ème</sup> ordre  
**HST**: Cortège de haut niveau  
**TST**: Cortège transgressif  
**Sf**: Surface transgressive  
**Sf**: Surface durcie ferrugineuse  
**Si**: Surface d'innodation  
**Sim**: Surface d'innodation maximale

Fig. 37. Schéma illustrant le cadre lithostratigraphique, biostratigraphique et séquentiel des niveaux de passage cénomanién-turonienne de Djebel M'daouer et de Chebket Tamednaïa.

Nous n'avons pas trouvé d'ammonites dans l'intervalle situé entre les deux niveaux à ammonites des zones à Vibrayeanus et à Cauvini, ce qui laisse planer un doute sur son attribution stratigraphique. La prise en compte des données de J.P. Bassoullet (1973) et de N. Boualem (2006) sur cette même coupe, permet d'apporter quelques précisions supplémentaires. Bassoullet (1973) cite un niveau à *Vascoceras* cf. *gamai* (Choffat) dans le banc ferrugineux avec lequel se termine la première corniche calcaire (B1), correspondant au membre carbonaté inférieur de notre coupe. Boualem (2006) a également récolté *Vascoceras gamai* (détermination par F. Atrops) dans ce même banc. A sa surface supérieure on note un *Hard-Ground*, qui marque une discontinuité très



nette qui a une large extension, comme nous le montrerons dans la partie consacrée à l'analyse séquentielle. Sur la coupe du Djebel M'Daouer, il est donc intéressant de noter la présence de *Vascoceras gamai* sous le niveau *Vascoceras cauvini*, ce qui recoupe les observations faites par Amard *et al.* (1981), Luger et Gröschke (1989) et Meister et Piuz (2013).

Les ammonites sont toujours rares dans le Turonien inférieur des Monts des Ksour. Seule la présence, dans la partie supérieure du membre marneux médian, de *Leoniceras* (Bassoulet, 1973), genre cité en Espagne dans la sous-zone à Luciae (Barroso-Barcenilla et Goy, 2007), et de *Mammites* sp. et *Thomasites* (Cornet, 1952), qui indiquent le Turonien basal. Celles que nous avons trouvées dans le membre marneux médian, au-dessus du niveau riche en *Vascoceras cauvini*, sont des *Vascoceras* fragmentaires, difficiles à déterminer spécifiquement. Un spécimen mieux conservé, provenant de la partie supérieure du membre marneux (banc Md 58) est attribué à *Vascoceras* cf. *cauvini* (Pl. IV). Cette espèce pourrait donc encore persister à la base du Turonien, en association avec des formes du Turonien inférieur.

Ainsi, ces données paléontologiques permettent, d'une part, d'individualiser clairement les zones à Vibrayeanus, à Gamai et à Cauvini du Cénomanién supérieur, d'autre part, de montrer que la discontinuité qui termine le membre calcaire inférieur est située entre les zones à Gamai et à Cauvini, et qu'il n'y a pas de lacune biostratigraphiquement décelable à ce niveau. Enfin, que la limite Cénomanién-Turonien se situe au sein du membre marneux, à un niveau qu'il est actuellement impossible de préciser par les ammonites.

L'intervalle (25m) situé entre le niveau à *N. vibrayeanus*, et le niveau à *V. gamai* n'a pas livré d'ammonites, ce qui ne permet pas de lui assigner un âge précis. Il appartient sans doute, pour l'essentiel, à la zone à Geslinianum, comme le montre la comparaison entre le profil isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de la coupe de M'Daouer et celui du stratotype du Turonien à Pueblo (Colorado, USA), qui est bien daté par les ammonites. Ces mêmes données géochimiques nous conduisent à placer la limite inférieure de la zone à Geslinianum au niveau de la limite des membres T1 et T2, et le début du Turonien (base de la zone à Devonense), dans la partie inférieure du terme T2 du membre marneux médian.

La zone à Cauvini a livré de nombreux *Vascoceras cauvini* (Chudeau). Plusieurs auteurs (Schöbel, 1975 ; Meister *et al.*, 1992) ont souligné la forte variabilité morphologique de cette espèce. Notre population est par contre très homogène. Elle correspond au pôle lisse, évolutive, et sans tubercules ombilicaux, de l'espèce.

Le GSSP de la base du Turonien est situé à Pueblo (Colorado, USA), Kennedy et Cobban (1991), Bengston (1996), Kennedy *et al.*, (2000, 2005). Il se place à la base de la zone à *Watinoceras devonense* (banc 86).

Le tableau (Tabl. 2) montre corrélation biostratigraphique des différentes zonations boréales et téthysiennes avec les coupes étudiées.

Tabl. 1. Corrélation lithostratigraphique des coupes étudiées avec d'autres coupes avoisinantes au Sud et l'Est algérien

Chrono-biostratigraphie		Monts des Ksour		Bassin de Guir	Bassin de Tademaït	Bassin de Tihert			Bassin de Tebessa (Burrolet, 1956)									
		Cette étude (Dj. M'daouer)	Bassoulet, 1973	Benyoucef et al. 2012		Grosheny et al. 2013	Amédro et al. 1996	Busson et al. 1999										
Turonien	Moyen 91.88	Formation de Ghoundjaia					T3	Calc. Sup.	Membre de Annaba de la Form. d'Aleg									
	Inférieur 93.5						CT.4	C. et D à silex			Ud	U6	Marnes médianes	T2	Marnes médianes	6	Marnes médianes	
Cénomaniens	Terminal	Formation de Ghoundjaia V. Cauvini V. Gamai	CT.2	Marnes à intercalations calc.	Uc	Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane	U3	Calcaires inférieurs	C2-T1	Calcaires inférieurs	5 4 3 2	Calcaires inférieurs	Formation de Bahloul					
	Supérieur													Ua	U2	1		
	Moyen 94.54													Formation de M'daouer	Calcaires sublithographiques blancs	Argiles à gypse	Argiles à gypse	Formation de Fahdène
	Inférieur													CT.1	Marnes à gypse	Marnes à gypse inférieures		

 Lacune stratigraphique

Tabl. 2. Essai de corrélations des zonations d'ammonites téthysiennes et boréales avec les coupes étudiées des Monts des Ksour (1) Amédro et Robazynski (2007); (2) Kennedy et Coban (1991); Chancelor et al. (1994); Kennedy et al. (2000); (3) Hardenbol et al. (1998)

CHRONO-STRATIGRAPHIE	LITHOSTRATIGRAPHIE			DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES							ZONE A FORAM.			
	Kenadza Boukaïs	Tamednaïa	M'daouer	Boréal			Tethys							
				N-W Europe (1)	West-Interior (Pueblo) (2)		Grosheny 2013	Amard et al. 1977	Busson 1999	Europe sud (1998) (3)				
Turonien	Moyen 91.88	Formation de Ghoundjaia			C. Wollgari			Collignonoceras wollgari				Helvetoglobotruncana helvetica		
	Inférieur 93.5				Mammites nodosoides	M. nodosoides	Mammites nodosoides						Pseudotissotia nigeriensis	Pachyvascoceras Nigericeras+
Cénomaniens	Terminal	Calcaires de Sid Mohamed Ben-Bouziane	Formation de Ghoundjaia	V. Cauvini V. Gamai	Fagesa calinus	W. coloradoense	V. (G.) Birchby ?= T. Rollandi (?=W. coloradoense)	P. Flexuosum	Discovascoceras	Pseudotissotia nigeriensis	Watinoceras coloradoense	Whiteneilla archaecretacea		
	Supérieur				Watinocera devonensis	W. coloradoense	Watinocera devonensis	Vascoceras propium	Wrightocera + Bauchoceras	P. Nigeriensis				
	94.54				N. juddii	N. juddii	N. scotti N. juddii	Vascoceras cauvini	Vascoceras gamai-mundae	V. Cauvini V. Gamai N. Gadeni	N. juddii		M. geslinianum	Rotalipora cushmani s.s.
	Moyen				Metioceras geslinianum	M. Geslinianum = S. Gracile s.l.	Burroceras clydense	Neolobites gadeni	Neolobites + Pseudocalycoceras + Euacalycoceras pentagonum	Neolobites vibrayeanus	N. vibrayeanus C. Naviculare E. pentagonum		C. naviculare/ E. pentagonum/ C. guerangeri	

## 2. Les données biostratigraphiques de la coupe stratotype de Pueblo.

La limite Cénomanién-Turonien est définie par la première occurrence de l'ammonite *Watinoceras devonense* qui se positionne au-dessus de la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et est contemporaine de la première occurrence du marqueur turonien *Heterohelix helvetica* (Morel, 1998) (fig. 37, fig. 107 et Tab. 2). Les foraminifères planctoniques associés à cette limite, de grande extension géographique, sont réputés faciliter les corrélations entre les différents domaines paléogéographiques (Bengtson, 1996). Pour la biostratigraphie par ammonites : 1. la base de la zone d'assemblage à *Sciponoceras gracile* (Schumard, 1860) ou des zones équivalentes : *Metoicoceras geslinianum* (D'Orbigny, 1850), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin, 1893) ou *A. plenus* avec la première occurrence de *Metoicoceras geslinianum* et les dernières occurrences des genres *Dunveganoceras* et *Cunningtoniceras*. Cet événement serait synchrone d'une limite de séquence et du début de l'excursion isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$ . 2. dernière occurrence de *Calycoceras naviculare* (Mantell, 1822), qui coïnciderait approximativement avec la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (Morrow, 1934). Cet événement est également marqué par une surface de transgression et le premier pic du  $\delta^{13}\text{C}$ . 3. Première occurrence de *Neocardioceras juddii* (Barois & De Guerne, 1878) et des genres *Pseudaspidoceras*, *Watinoceras*, *Fagesia*... Cet événement serait contemporain du deuxième maximum du  $\delta^{13}\text{C}$  et verrait également l'extinction de *M. geslinianum* et de *Euomphoceras septemseriatum*. ; 4. Première occurrence de *W. devonense*, coïncidant approximativement avec les premières occurrences du genre *Mytiloides* et de *Quadrum gartneri* (Prins & Perch-Nielsen, 1977) ; 5. Première occurrence de *Pseudaspidoceras flexuosum* et des genres *Mammites*, *Wrightoceras* puis *Neoptychites*. Première occurrence de *Mammites nodosoides* (Schlüter, 1871) et du genre *Morrowites*. Surface d'inondation.

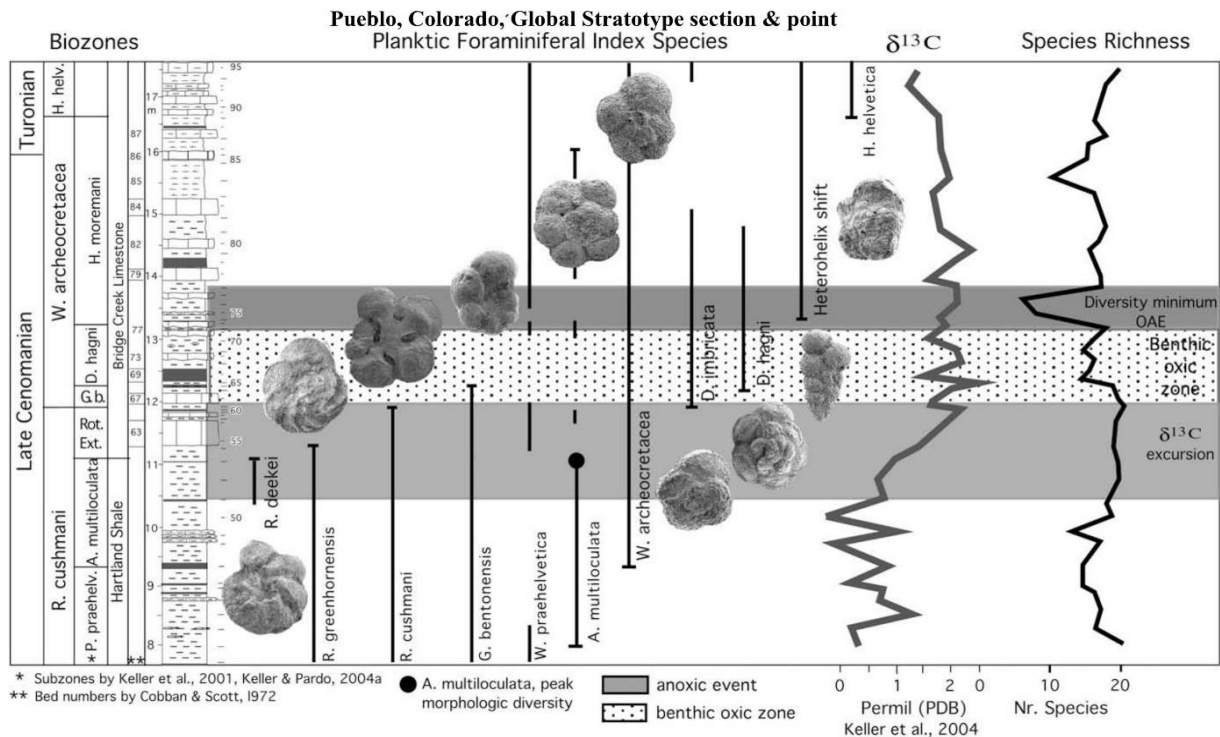


Fig. 38. Stratigraphie de la limite Cénomanién-Turonien, illustrée pour la coupe de Pueblo (Colorado), proposant six bio-événements pour définir la limite (d'après Robaszynski & Gale, 1993 in Bengtson, 1996).

*Troisième chapitre*

**SEDIMENTOLOGIE**

## **Troisième Chapitre : Sédimentologie**

### **I. FACIES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES**

Outre, les conditions physico-chimiques de l'océan (la température, la salinité, la profondeur, le substrat, la turbidité, l'agitation de l'eau et l'apport de nutriments), la production carbonatée dépend, en partie, des organismes producteurs. Les faciès sédimentaires résultent des variations liées ou non à ces facteurs.

#### **1. Notion de faciès.**

La définition d'un faciès sédimentaire est établie sur la base de critères physiques, chimiques et biologiques mais ce n'est pas toujours le cas pour définir tous les systèmes de faciès. Chaque succession sédimentaire demande une méthode et plan à part du fait des contrastes des caractères environnementaux. Par exemple, dans la série détritique, le faciès est essentiellement basé sur les caractéristiques physiques telles que la granulométrie et le classement du sédiment. S'il y a une différence de composition, elle devrait être classée comme premier critère de différenciation. De cette façon, on définit un lithofaciès qui s'interprète en termes de milieu de dépôt comme une relation entre l'hydrodynamique, la granulométrie et les structures sédimentaires. D'autre caractère post-dépôt peuvent survenir comme la bioturbation et peuvent rapporter encore des détails sur le faciès. L'intensité et l'étagement des traces fossiles peuvent contribuer à la définition des ichnofaciès. Le contenu fossilifère peut définir le biofaciès qui met en évidence la paléoécologie.

Donc, le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques du sédiment tels que la géométrie du dépôt, la lithologie (lithofaciès), le contenu biologique et des traces fossiles (biofaciès), les structures sédimentaires et la texture (microfaciès). L'étude des microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide du microscope polarisant, vient compléter ces observations (Flügel, 1982). A cet effet, l'étude des lames minces (microfaciès) permet une meilleure définition du contenu fossilifère, des structures sédimentaires et notamment des caractères diagénétiques qui viennent renforcer et compléter la définition du faciès, permettant ainsi une interprétation précise des milieux de dépôts.

Cette étude basée essentiellement sur des carbonates céno-manien-turoniennes nécessite l'analyse du microfaciès et le biofaciès pour distinguer des différents faciès sédimentaires. L'interprétation des faciès et des microfaciès en termes d'environnements de dépôt, s'est basée essentiellement sur les travaux des carbonatistes (Wilson, 1975 ; Flügel, 1982 ; Scholle *et al.* 1983 ; Tucker et Wright, 1990). L'étude sédimentologique de la succession céno-manien-turonienne des Monts des Ksour montre un spectre de faciès et de microfaciès peu varié.

#### **2. Les environnements sédimentaires**

**2.1. Les plate-formes barrées "Rimmed shelves"** sont subdivisés en plusieurs zones ou domaines selon la bathymétrie. Du continent au large dans le cas d'existence d'une barrière sédimentaire ou

bioconstruite (Pérès (1961), Pérès et Picard (1964) et Flügel (1982) se trouve : le lagon "Backshore", le cordon sableux, le lagon ouvert, la marge ou la barrière, la pente "Shoreface", l'hémipélagique ou le bassin "offshore", le niveau marin oscille en touchant les zones proximales du continent et il permet de distinguer :

- Le subtidal ou l'infratidal, l'intertidal et le supratidal. L'étagement bathymétrique suivant est fourni par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage "Shore" (Fig. 39).

D'autre découpage en zonation bionomique (Pérès, 1961), (fig. 39), définie par les biologistes est utilisé par les paléontologues fondé sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins. On note que le domaine photique/aphotique, caractérisé en fonction de la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux photosynthétiques, est aussi un facteur d'étagement bathymétrique qui permet la subdivision. L'action des vagues peut aussi donner un étage supérieur relatif au beau temps et un étage inférieur issu de tempêtes.

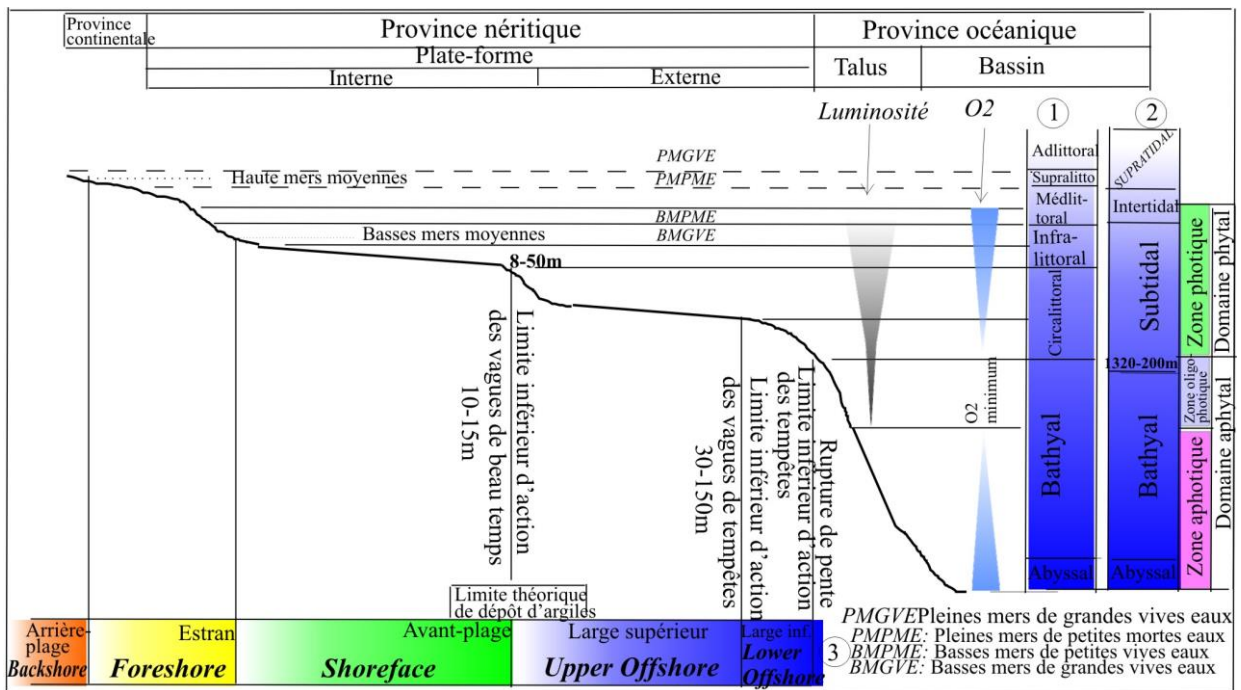


Fig. 39 : Zonation paléogéographique des fonds marins. Etagement bionomique *sensu* Pérès (1961) (1) et Pérès et Picard (1964) (2), et Flügel (1982). Cette zonation est fonction de l'éclaircissement et de l'exondation. Correspondance avec la zonation hydrodynamique *sensu* Walker (1984) et Reading et Levell (1996) (3).

## 2.2. Les plate-forme ouverte (sans barrière) ou rampe "Unrimmed shelves" (fig. 41) comprend :

- l'arrière rampe protégée et sub-aérienne ou rampe interne "Inner ramp" situé au-dessus de la limite inférieure des vagues de beau temps ;
- la rampe peu profonde ou rampe médiane "Mid ramp" se trouve entre la limite inférieure de l'action des vagues et la limite inférieure de l'action des vagues de tempêtes (LAV et LAT) ;
- La rampe profonde ou rampe externe "Outer ramp" se trouve hors de l'action des vagues de tempêtes.

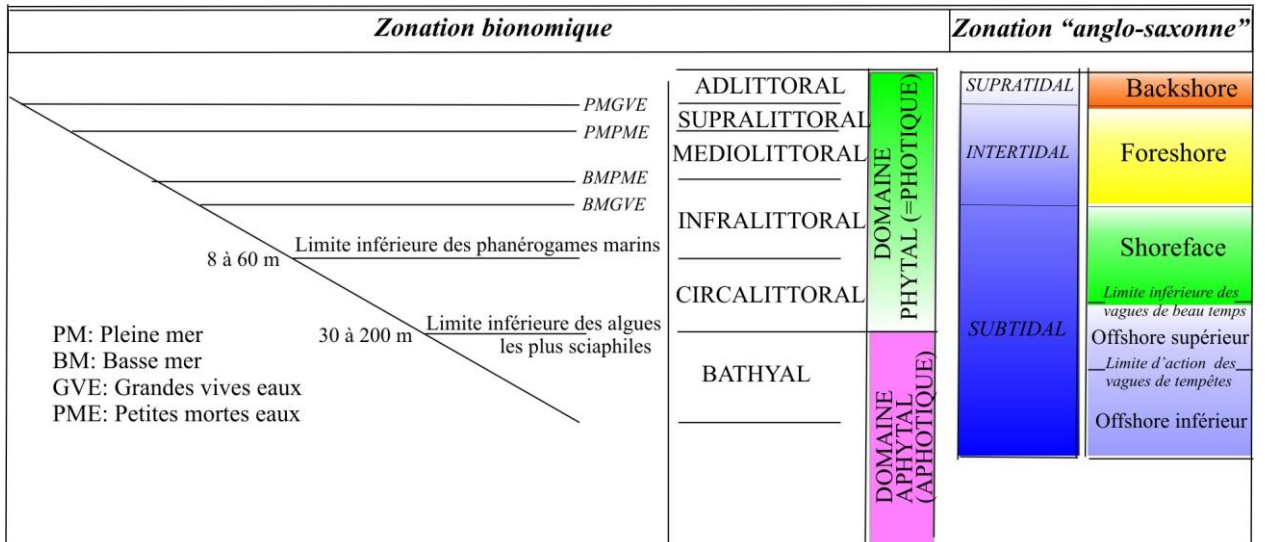


Fig. 40 : Zonation verticale des fonds marins (d'après Pérès, 1961). Cette zonation est principalement fonction de l'éclairement et de l'exondation. Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d'exondation.

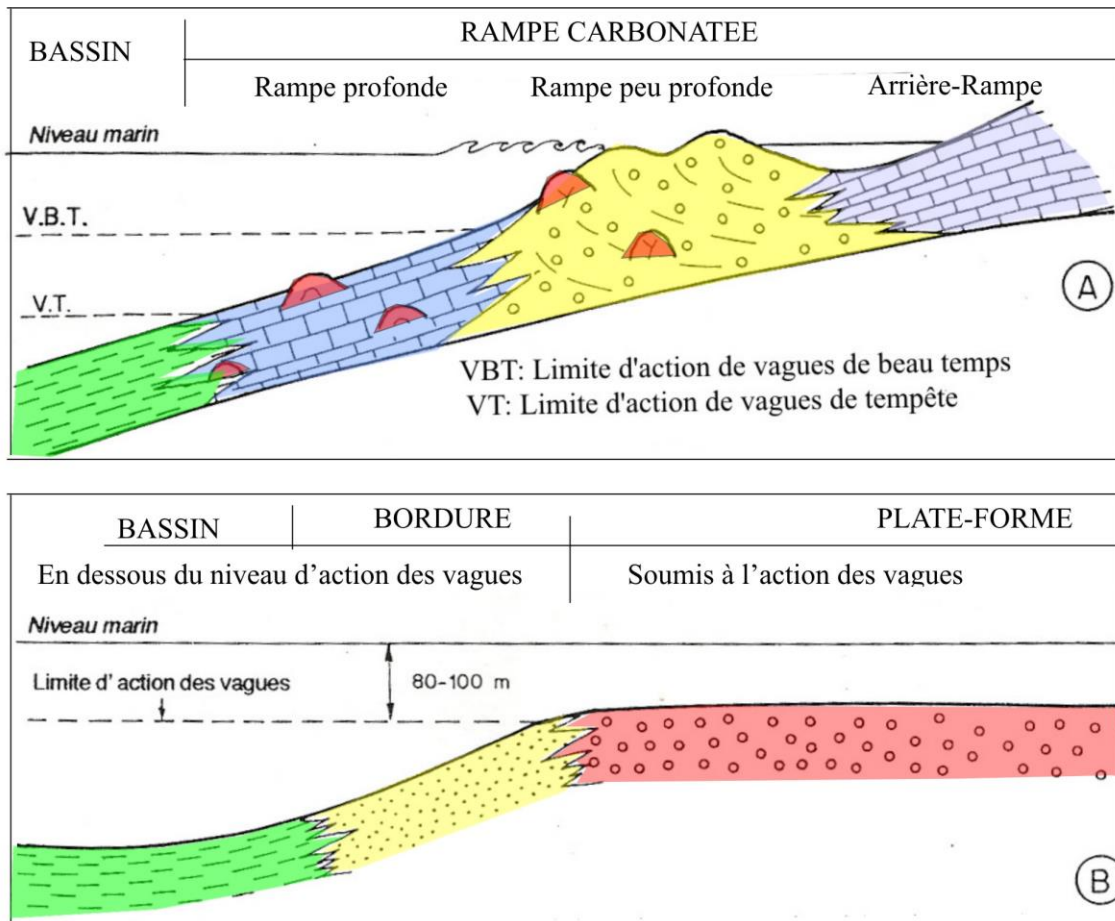


Fig.41- Plates formes ouvertes ou rampes à (A) environnement chaud (Tucker, 1995) et (B) en environnement tempéré froid (Jones et Desrochers, 1992).

**2.3. Les plates-formes des mers intérieures peu profondes** (fig. 41) ou mers épicontinentales "Epeiric shelves" caractérisée par une circulation réduite et sédimentation calme où on distingue de l'intérieur à l'extérieur :

- un large étendu à circulation réduite, de basse énergie, formé de mudstones parfois dolomités et des évaporites vers le côté interne ;
- une zone très étroite de haute énergie à grainstone
- une zone externe ouverte au-dessous de l'action des vagues et à sédimentation fine.

## **II. ELEMENTS FIGURES**

### **1. Grains de quartz, microconglomérats.**

Dans les sédiments de la coupe de Chebket Tamednaia (Tm1, fig. 45, 46) de la région de Béni Ounif, les grains de quartz subarrondis (Qz) se présentent en taille de sable moyen (1 à 2 mm). Avec un fort pourcentage (70%), ces grains de quartz de la série rouge de l'Albien serait principalement d'origine détritique et proviendrait d'une source relativement lointaine vu l'arrondi des grains. On pense que ces terrigènes sont transportés par les courants fluviaux et marins du fait de la présence, dans la phase de liaison, d'une grande partie de fraction argileuse (Arg) associée avec ou non à la silice de néoformation (Si). La quasi-présence de quartz dans la série du membre inférieur détritique de la "Formation de Tiout" indique la proximité de la ligne de rivage et l'épandage d'un réseau fluvial de type anastomosé avec des chenaux à détritiques grossiers (microconglomérat, sable) et des plaines interchenaux à sédimentation fine (silt et argile). Par ailleurs, le changement de la série en allant au sommet des grès rouges chenalisant vers des grès blancs à stratifications obliques et entrecroisées (membre détritique supérieur) traduisent probablement l'amortissement des apports terrigènes ou influencés par la hausse du niveau marin relatif et d'où le milieu devient mixte fluviomarin. Ce qui donne la teinte blanche au grès blancs par lessivage.

### **2. Agrégats, lithoclastes.**

Dans le membre inférieur de la "Formation de Ghoundjaia", la coupe de Tamednaia présente un niveau de dolomie de texture dolomicrosparite (Tm 27, Fig. 30) contenant des intraclastes associés à des bioclastes. Leur alignement selon le plan de stratification sur quelques centimètres d'épaisseur suggère que l'endroit de sédimentation est influencé par l'action de tempêtes ayant resédimenté le matériel carbonaté précocement lithifié.

### **3. Pyrite.**

Elle est présente en quelques niveaux en quantité plus ou moins grande dans les coupes étudiées. On note qu'elle se présente soit sous forme de micro-minéral cubique ou en aspect framboïdal. Son origine peut être la dégradation anaérobie de la matière organique par les bactéries (Jørgensen, 1983 ; Pittet, 1996).

### **4. Péloïdes.**

Ils sont présents dans la coupe de Djebel M'daouer (Md3 et Md5, Md15 ; Fig.48 et Fig. 51) formant des lamines avec du gypse et baignant dans une micrite moins dense associée avec de la microsparite. Ils ont des formes ovoïdes, sphéroïdes, bâtonnets formés de micrite. Ils sont triés et leur contour est net. L'origine des péloïdes peut s'interpréter par plusieurs voies détritiques (pelotes fécales, intraclastes, bioclastes totalement micritisés, filaments algaires calcifiés, pellets diagénétiques (recristallisation ou cimentation), ou issus de la précipitation *in situ* de carbonates



(Flügel, 1982 ; Macyntre, 1985,; Chafetz, 1986). Le cas de ces péloïdes peut être interprété comme des pelotes fécales. Mais, l'absence des organismes ou d'autres particules et de structure sédimentaire, à part l'alternance gypse-pelsparite peut conduire à considérer ce type d'éléments figurés comme des tapis microbiens. C'est la deuxième hypothèse qui est en faveur pour interpréter de tel milieu restreint témoigné par la présence de gypse.

## 5. Dolomie.

Elle se présente sous plusieurs formes de cristaux (Fig.42 et Pl. XVI) (Salhi & Benhamou, 2019).

- **Cristaux de dolomite à cœur sale** « *Dirty dolomite* » de micro-rhomboèdres euhédraux, riche en inclusions. Les cristaux, plus ou moins dispersés dans une matrice micritique, forment parfois des regroupements denses (Md6, Fig. 63 & 68). Selon le tableau de Gregg et Sibbey, 1982, (Fig 42) cette dolomite présente une texture idiotopique porphyrotopique (fig. 43).

- **Cristaux de dolomite xénotopique**, plusieurs formes de cristallisation de la dolomite : (i) une dolomitisation préférentielle, qui présente une succession des phénomènes diagénétiques, comme la dissolution de l'aragonite, l'apparition de dolomite *in situ*, dolomitisation des éléments figurés de calcite cryptocristalline et dolomitisation des éléments figurés de calcite cristalline parfois, avec des éléments figurés préservés; (ii) une dolomitisation inhérente à des circulations phréatiques qui provoque des dépôts successifs de calcite et de dolomite dans des cavités (microgéodes) et constitué des cristaux euhédraux, bien exprimés à texture idiotopique et équigranulaire, à inclusions diverses. D'autres cristaux sont zonés (Pl. XVI) contribuent à une dolomitisation partielle et à la cimentation tardive "dolomite baroque" ou "*saddle dolomite*" ; (iii) une dolomitisation postérieure à une micritisation calcitique, caractérisée par des rhomboèdres dolomitiques à inclusion diverse calcitique et/ou ferrugineuse (Pl. XVI). Quand la matière ferrugineuse est bien développée dans le rhombe, conduit à des cristaux d'ankérite. La forme mosaïque est le troisième type de cristallisation de dolomite et qui se présente en différente taille, formé de cristaux anhédraux à texture xénotopique (fig. 43 ; Pl. XVI).

Notons que les rhomboèdres de dolomites sont de deux tailles contrastées à des niveaux différents, qui, probablement les plus grands à texture porphyrotopique qui ont subi une croissance dans un environnement sans entraves, alors que les petits ont été freinés soit par des obstacles allochimique (*e.g.* bioclaste) ou orthochimique (*e.g.* micrite). On note sur la partie supérieure du Membre inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa", la présence des structures d'émersion microstalactitique (Pl. XVI) avec des rhomboèdres de dolomites à nourrissage centripète formant ainsi dans la zone de mixage des eaux marines et douces temporaire par le modèle de "*Dorag*". Une deuxième voie peut être envisagée de la dolomitisation postérieure à une micritisation calcitique. Celle-ci est caractérisée par des rhomboèdres dolomitiques à noyau calcitique, résultant d'un chevauchement de deux diagenèses. Ce dernier phénomène (micritisation calcitique) semble donc s'être produit, parallèlement à la dolomitisation, dans une grande partie de la plate-forme et constitue une variation latérale de faciès géochimique selon le modèle "*seepage reflux*". Les alternances dolomite-calcite observées dans la succession carbonatée, traduisent peut-être les variations des caractères physico-chimiques du milieu ambiant et au contexte géodynamique de la région.

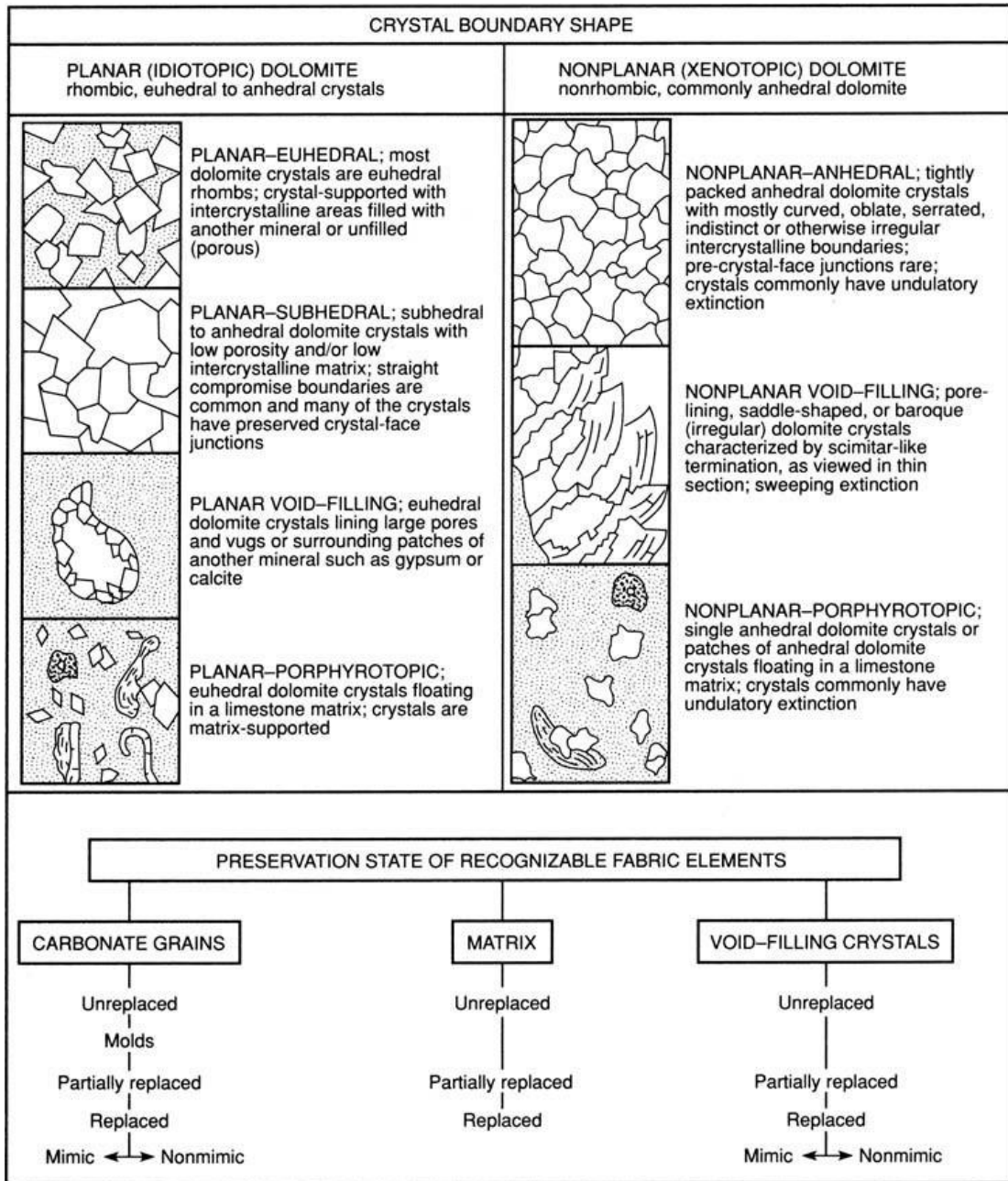


Fig. 42. Classification de texture des dolomites selon Gregg & Sibbey, 1982.

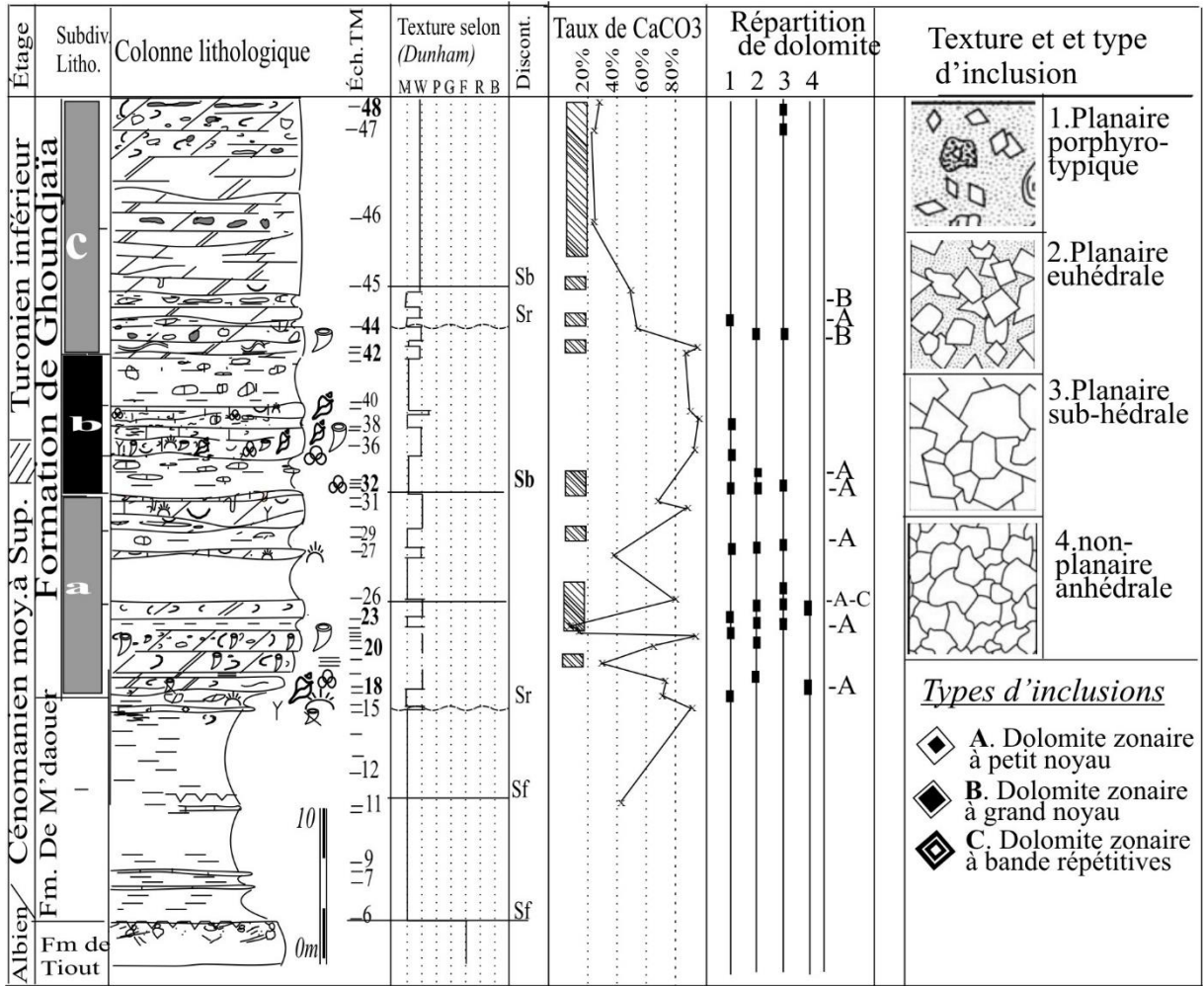
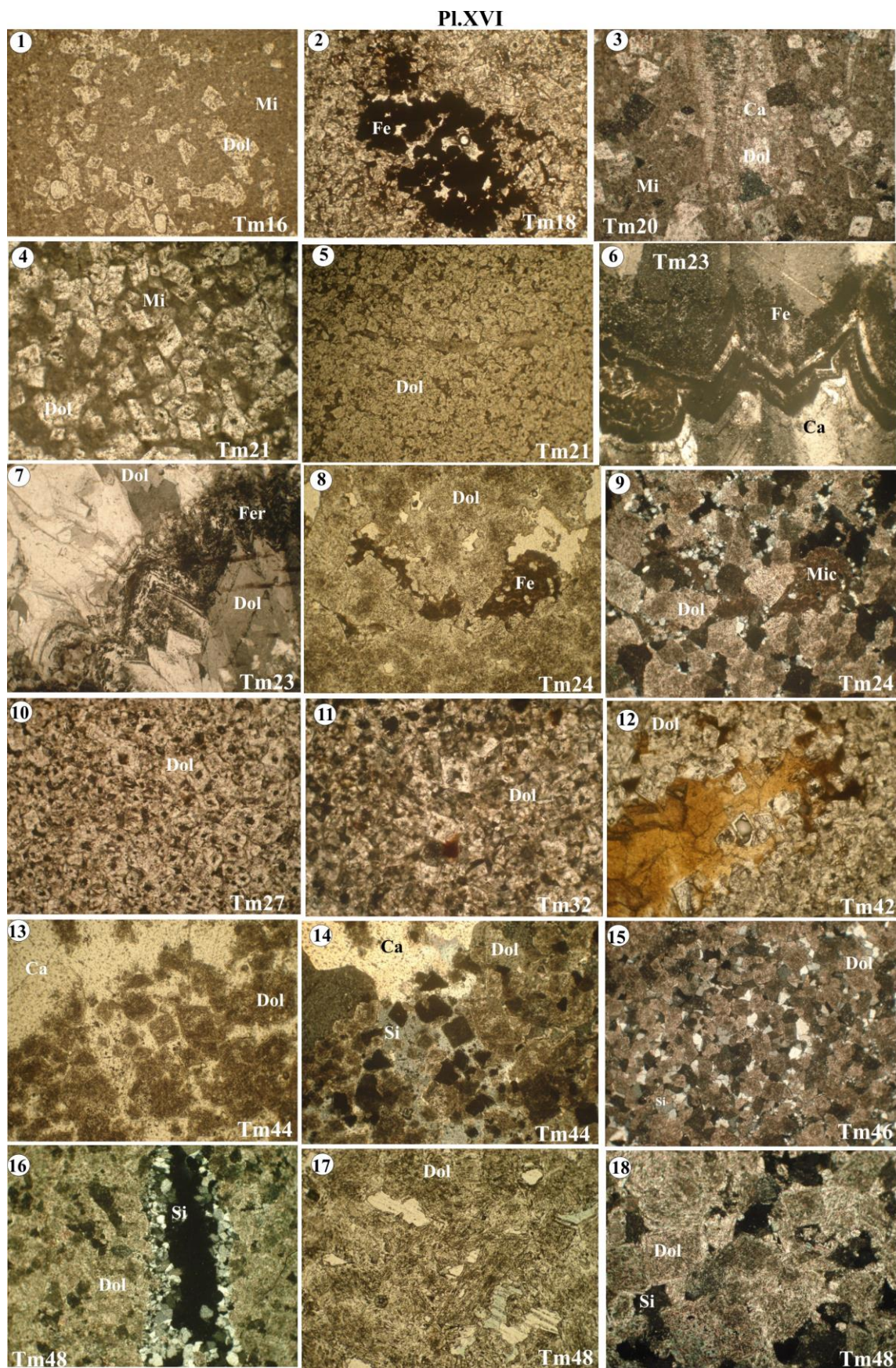


Fig. 43. Types de dolomite, calcimétrie et texture dans la coupe de Chebket Tamednaïa.



**Pl. XVI.** Microfaciès des textures de dolomites présents dans la coupe de Chebket Tamednaïa. **Dol** : Dolomite ; **Si** : Silice ; **Fe** : Fer ; **Mi** : Micrite ; **Ca** : Calcite

## 6. Glauconie.

Elle apparaît sous forme de petits grains en très faible quantité, éparpillés dans la matrice micritique des faciès mudstone qui indique des milieux calmes, subtidaux à supratidaux, à salinité normale, semi-restreints ou restreints (P. Giresse, 1984). On note l'exemple de la coupe de M'daouer dans le niveau Md15 (fig.48)

## 7. Bivalves et rudistes.

Ils sont ubiquistes dans le Cénomaniens-Turonien des Monts des Ksour mais particulièrement abondants dans la direction du sud (Boukaïs, Kenadsa) et l'est (Hanjir). On cite quelques espèces : *Arctica* sp., *Cerastreon flabellatum*, *Modiolus* sp., *Granocardium productum*, *G. desvauxi*, *Plectomya* sp., *Pholadomya vignesi*, *Ilymatogyra africana*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Neithea*. Ces espèces indiquent des faciès de basse énergie d'environnements semi-restreints. On note aussi la présence des huîtres localement nombreuses et le plus souvent associées à ces bivalves. Elles représentent des environnements protégés à tendance saumâtres. Lorsqu'ils sont en grande concentration, elles indiquent un ralentissement ou un arrêt de la sédimentation.

La bioaccumulation des bivalves et huîtres en connexion se déroule dans un environnement marin de vase protégée, installé sur un fond aplani, hérité de la plate-forme carbonatée non barrée par de vrais édifices bioconstruits. Une telle situation ne peut se passer que dans des environnements peu profonds (quelques dizaines de mètres) de la zone subtidale où se développent cette faune benthique, qui s'étalent sur un vaste domaine couvrant presque les affleurements vers le sud (Handjir, Tamednaïa, Boukaïs, Kenadsa). Des eaux relativement bien oxygénées et riches en nutriments ont permis le développement, sur ce fond vaseux, d'une faune benthique le plus souvent dominée par les huîtres. Les effets des courants de marées et de la houle venant du large étaient peu ressentis. Le bon état de conservation des coquilles traduit un faible transport *post-mortem*.

## 8. Ammonites.

Les *Neolobites* ont été trouvés dans la base de la barre de la "Formation de Ghoundjaia" des coupes étudiées alors que les *Vascoceras* de taille moyenne (10 cm) apparaissent au milieu de cette formation et ont été trouvés dans les coupes M'daouer, Ghoundjaïa et Rhélida (Pl. III, Pl.V et Pl. VI). Les données sédimentologiques et lithologiques où semble se déposer les espèces *Neolobites vibrayanus* et *Neolobites fourtaui* conduisent à penser qu'ils vivaient dans les plates-formes marines moins profondes loin des actions des tempêtes. Dans la coupe de Messaouer Atchène de la région de Kenadza et de Chebket Tamednaïa région de Béni Ounif, deux nautilus ont été trouvés associé à des *Neolobites* (Pl. X).

## 9. Echinodermes.

Ils correspondent principalement à des petits oursins de taille centimétrique (0.5 à 2.5cm) abondamment présents dans la coupe de Ghoundjaïa (Pl.VI ; 8 à 11 et 14 à 16) et en quantité variable dans les autres coupes. La plupart, se présente sous forme de débris de crinoïdes, d'ophiures. On a reconnu les espèces *Mecaster* sp., *Mecaster pseudofournelli* et *Mecaster lybicum*.

Leur fréquence diminue dans les autres coupes. Les espèces *Heterodiadema* sp. et *Heterodiadema lybicum* ont été trouvées successivement dans les coupes de Labiodh sid Cheïkh, de Hanjir et Boukaïs. Les assemblages de *Mecaster* non diversifiés indiquent les zones relativement profondes comme le subtidal. Alors, lorsque les échinidés sont diversifiés en assemblage englobant les *Heterodiadema* ; ils s'adaptent convenablement à coloniser les milieux carbonatés moins profonds.

#### 10. Gastéropodes.

Ils sont très fréquents surtout dans le membre supérieur de la "Formation de Ghoundjaia" d'El Handjir, Rhélida, Tamednaia, Messaouer el Atchène et Dchiret Namous. Ils sont associés à des ostracodes, des bivalves et des miliolites dans des faciès de basse énergie, indiquant des environnements restreints. Les grands *Tylostoma* apparaissent dans des faciès de basse énergie à énergie modérée, associés à une faune caractéristique de milieux semi-restreints ou à salinité normale. De petits gastéropodes du genre *Gyrode* ont été trouvés également dans la coupe de Dchiret Namous, *Campanilidae* dans la région de Boukaïs et *Turritelidae* à Chebket Tamednaïa (Pl. X, Pl. XII et Pl. XV).

#### 11. Annélides.

Les serpules sont trouvées vers la fin du membre inférieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaia" (Md47, fig. 56 et fig. 62). Ces vers sont reconnus fréquents dans des faciès de basse ou de haute énergie de milieux restreints ou à salinité normale. Associés à quelques bioclastes (échinodermes, foraminifères, gastropodes) ; ils constituent un indice de ralentissement ou d'arrêt de la sédimentation.

#### 12. Foraminifères planctoniques.

La répartition paléobathymétrique des foraminifères planctoniques du Crétacé est considérée analogue à celle des foraminifères actuels (Leckie, 1987; Keller *et al.*, 1995; Zaghib-Turki *et al.*, 2000; Karoui Yaakoub *et al.*, 2001, Keller et Padro, 2004). Les morphotypes carénées habitent les eaux moins profondes et les espèces globuleuses telles que *Hedbergella* sp. et *Heterohelix* sp. préfèrent vivre dans les eaux plus profondes (Hart et Bailley, 1979 ; Hart, 1999) et ont une grande tolérance trophique et peuvent exister même à la surface des mers épicontinentales moins de 100 m de profondeur. Les *Hedbergella* et *Globigerinelloides* à test trochospiralé non carénées et planispiralées habitent les eaux intermédiaires de la zone photique des mers épicontinentales ouvertes. Les *Rotalipora* et *Helvetoglobotruncana* à test trochospiralé préfèrent vivre dans les eaux de mers tropicales et sub-tropicales plus profondes des zones photiques et sont très sensibles aux changements environnementaux (sténotopique) (Leckie, 1987). Tandis que l'abondance des Hétérolicidés est relative à la pauvreté de l'oxygène (hypoxique) (Keller et Padro (2004). Ils ajoutent que la prolifération des *Hedbergella planispira* est fonction de la baisse de salinité des eaux de surfaces corrélée à des apports détritiques, en périodes pluviales, dans les sédiments. Ils notent aussi que l'augmentation de la fréquence de *Hedbergella* (*H. debrionensis*, *H. simplex*), des *Globigerinelloides* (*G. bentonensis*, *G. ultramicra*) et des *Whiteinella* (*W. aprica*, *W. brittonensis*, *W. archeocretacea*, *W. paradubia*) indique un retour aux conditions normales de salinité des mers.

Les espèces suivantes sont surtout trouvées dans la barre inférieure de la "Formation de Ghoundjaia" : *Heterohelix* sp., *Globigerinoides* sp., *Hedbergella simplex*, *H. delrionensis*, *Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Whiteinella paradubia*, *W. archaeocretacea*, *W. praehelvetica*, *Rotalipora cushmani*, *Pseudorhapynina laurinensis*, *P. dubia*, *P. cushmani*, *Hedbergella* sp. *Asterrohedbergella asterospinosa*, *Dicarenella*. Selon Caron et Homewood 1982 ; Hart et Bailey, 1979 ; Hart 1980, les formes globuleuses comme *Whiteinella* : sont des formes simples juvéniles ou primitives à cycle de reproduction court et qui se répartissent sur une plate-forme ou sur le talus pouvant atteindre une profondeur de 200m. Alors que les formes carénées comme : *Dicarenella* sont complexes à cycle de reproduction long et nécessitent une tranche d'eau importante allant du talus au large. Dans la zone de passage cénonanien-turonienne qui correspond à une période de stress suite aux changements de milieu. Les foraminifères vont développer une stratégie adaptative en réponse à ce stress par la réduction des formes complexes et ornementées et le développement des formes simples globuleuses moins exigeantes avec une faible diversité spécifique.

### 13. Foraminifères benthiques.

Les formes du sous-ordre *Miliolina* sont représentatives de milieux plus ou moins restreints ont été identifiés dans la base du "Formation de Ghoundjaia" des régions de M'daouer, Labiodh sid Cheikh et Handjir. Les foraminifères *Miliolina* sont ubiquistes. Ils apparaissent seuls ou associés à des organismes euryhalins dans des milieux restreints et/ou occasionnellement émergés. Certaines formes de *Textulariina* sont présentes comme *Pseudocyclamina*, *Nezzazinella*, qui apparaissent dans des faciès de basse ou de haute énergie de milieux semi-restreints ou à salinité normale comme l'exemple des coupes : Labiodh Sid Cheïkh (Pl. II), Ghoundjaïa (Pl. VII) et Boukaïs (Pl. XIII).

Durant le passage du Cénonanien-turonien qui correspond à une crise, les formes benthiques vont subir une désorganisation et même une extinction. Vers le Turonien, on assiste à une recolonisation progressive des formes benthiques suite au retour des plates-formes carbonatées.

### 14. Ostracodes.

Les coupes du Djebel M'daouer, de Ghoundjaia, Rhélida et Labiodh Sid Cheikh ont livré, à partir du lavage des marnes, des ostracodes pour la plupart à coquilles lisses, de petite taille et dépourvues d'ornementations (Pl. III, Pl. V). Ailleurs, dans la coupe d'el Handjir et celle de Tamednaia, les ostracodes lisses sont associés aux ostracodes ornementés (Pl. IX) En section mince, ils sont associés à des Milioles dans la coupe de M'daouer. Ils indiquent alors un milieu probablement semi-restreint.

### 15. Algues.

Des charophytes dégagés ont été trouvés dans les marnes gypsifères de la "Formation de M'daouer" dans le niveau Md 6 Fig. 48 et 51. Elles indiquent des environnements côtiers régulièrement approvisionnés en eau douce (Charrière & Haddoumi, 2016 ; Rey-Boissezon, 2010). Selon le faciès représenté par des marnes gypsifères, on suggère un lagon. Des gyrogonites de charophytes ont été trouvé en section dans la "Formation de M'daouer" de la coupe de M'daouer. (Pl. V).

### III. FACIES, ASSOCIATION DES FACIES ET LEURS ENVIRONNEMENTS

#### 1. Types de faciès et leur distribution

Les faciès de la série du Crétacé moyen de la partie méridionale des Monts des Ksour sont donnés depuis le domaine continental jusqu'au large dans leur cadre paléogéographique et paléoenvironnemental. La caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieux de dépôts est réalisée à partir des neuf coupes le long du transect Labiodh Sid Cheikh-Méridja. Pour l'étude des différents faciès, on a opté pour les coupes les mieux exposées de façon à permettre de faire une description détaillée sans ambiguïté et pour faire ressortir une possible association de faciès. A cet effet, les faciès étudiés sont référenciés à des coupes de terrain les plus significatives donnant des affleurements jugés meilleurs. Chaque faciès sera décrit en détail sur le plan macro- et microscopique, ensuite une analyse sédimentologique sera effectuée sur le faciès et son évolution pour aboutir à une interprétation en termes de milieux de dépôts. Un positionnement du faciès sur un profil bathymétrique Plate-forme / Bassin (Fig. 44) sera ensuite élaboré en fonction des données disponibles. On trouvera dans le tableau (Tabl. 3) un résumé des différents faciès énumérés ci-dessous, leurs principales caractéristiques et les milieux de dépôts.

- *Différents faciès* (Tabl. 3, fig. 44) : 1. Grès rouges argileux microconglomératiques (**Gam**) ; 2. Alternance d'argile rouge et des grès argileux (**ArGr**) ; 3. Grès blancs à kerboubs (**Gkb**) ; 4. Argile rouge gypseuse (**Arg**) ; 5. Marnes vertes à gypse (**Mvg**) ; 6. Gypse (**Gps**) ; 7. Calcaires à fenestras (**Cf**) ; 8. Dolomie laminée à algues (**Dla**) ; 9. Dolomicrite argileuse (**Dma**) ; 10. Lumachelle à gastéropode (**Lum**) ; 11. Péloïdes siliceux (**Psi**) ; 12. Dolomicrite à rhomboèdres (**Dol**) ; 13. Wackestone laminé à ostracodes et miliolites (**Wlom**) ; 14. Rudstone à rudistes (**Rr**) ; 15. Wackestone à silex (**Wsi**) ; 16. Wackestone biomicritique à petits foraminifères (**Wpf**) ; 17. Wacke-packstone bioturbé à échinodermes (**W-Pbé**) ; 18. Packstone argileux à ammonites (**Pramf**) ; 19. Packstone à échinodermes et foraminifères (**Pef**) ; 20. Mud-Wackestone argileux à ammonites (**M-Wam**) ; 21. Marnes vertes à ammonites (**Ma**).

On regroupe sous le nom de faciès silicoclastiques ceux qui affleurent, en grande partie, sur une vingtaine de mètres, dans la coupe de Tamednaïa de la région de Béni-Ounif. Il s'agit de grès rouges continentaux comportant des passées (micro) conglomératiques. Les grès sont pour la plupart argileux, parfois microconglomératiques et à interlits argileux. Les stratifications obliques et entrecroisées existent sur l'ensemble de la formation. Ce faciès est rapporté, par analogie dans la série des Monts des Ksour, à l'Albien supérieur ou au Cénomanién inférieur (Formation de Tiout). Sur la coupe de Tamednaïa, ces faciès ne représentent que la partie supérieure de cette formation (Fig. 46). On a pu individualiser les faciès suivants qui sont cités brièvement du bas en haut :



Tabl. 3. Différents faciès et leur association et environnements de dépôt

Assoc. faciès	Code faciès	Structure	Description de faciès	Environnement de dépôt	
AF1	Gam	Massif, chenalissant à stratification entrecroisée	Grainstone géseux à ciment argileux massif à base érosive et à stratification entrecroisée. Il contient des dragées de quartz, du feldspath et de l'argile. Les grains de quartz, sub-émoussés, présentent des surfaces à craquelures ou microfissures. L'aspect massif devient en plaquettes quand il transite vers les argiles. Les argiles rouges sont silteux comprenant des plaquettes de grès. L'ensemble forme la transition vers les grès massifs	BACKSHORE	
	ArGr	Stratifié en plaquettes centimétriques subondulées		Fluviatile: chenaux <i>p.p.</i>	
	Gkb	Peu stratifié, massif à stratification entrecroisée et oblique arquée		Grès grainstone blanc à kerbours formant des strates à base érosive moins prononcées.	Fluviatile: interchenaux plaines d'inondation, levées
	Arg	Stratifié		Argiles silteuses organisées en minces feuillets gréseuses et parfois il sont entrecoupées de petits veinules de gypse et de minces passées carbonatées plus ou moins dolomitisées.	Fluvio-marin: chenaux à marées.
	Mvg	Stratifié		Marnes vertes à veinules et strates parfois métriques de gypse. Elles comprennent aussi des passées de dolomie, et de calcaires	Milieu abrité calme d'une lagune interne
AF2	Gps	Bancs stratifiés	Les cristaux de gypse se présentent en aspect saccharoïde, fibreux, radiaire, lamellaire. Il est teinté en vert, noir fumé ou maron en fonction des inclusions. Les bancs gypseux sont parfois coiffés d'un horizon de dolomicrite.	Lagune interne ou externe	
	Cf	Stratifié	D'aspect vacuolaire, ces calcaires à fenestres présentent un niveau centimétrique au sein du membre gypseux	Lagune interne	
	Dla	Lamination horizontale ou incurvée bird eyes et sheet-cracks	Les lamines sont de la dolomicrite alternant soit avec du gypse ou de la microsparite à pellets. Parfois, les lamines sont incurvées épousant la forme d'anciens tapis algale. La dolomie en rhomboédre forme parfois le passage latéral.	Supratidal à intertidal haut	
	Dma	Bioturbation	La dolomicrite contient des poches de dissolution, probablement d'organismes.	Supratidal à intertidal	
	Lum	Niveau stratifié	Les gastéropodes formant cette lumachelle sont monospécifiques et parfois dissous. Le ciment micritique est riche en fer et montre parfois du quartz de néoformation.	Supratidal abrité . Lagune Lagune externe	
AF3	Psi	Peu ondulé	Les pellets fécales de ce grainstone sont cimenté par la microsparite. Quelque agrégats et chert de néoformation sont présents.	Subtidal moins profond, agité	
	Wlom	Lamination horizontale figures de charge	Wackestone dolomitisé laminé à ostracodes.	Subtidal à influence de vagues de beau temps	
	Wpf	Masse métrique à nodules et pseudonodules entre les bancs	Wackestone/Packstone biomicritique à petits <i>Witheiella</i> et <i>Heterohelix</i> associés à quelques miliolles, ostracodes et échinodermes	Subtidal profond	
	Rr	Lentille décimétrique	Rudstone à ciment micritique argileux ou microsparitique	Subtidal à proximité de patch-reefs	
	W(sil) Dol	Ondulé à subondulé Ondulé à subondulé	Wackestone biomicritique à rognons et nodules de silice Mudstone ou wackestone localement argileux à quelques bioclastes	Subtidal moins profond Subtidal calme ou abrité moins profond	
AF4	W-Pbé	Bancs ondulés à subondulés bioturbation fréquente.	Wacke-Packstone biomicritique bioturbé à échinodermes et autres bioclastes.	Subtidal profond	
	Péf	Lamination horizontale figures de charge	Packstone à petits gastéropodes, serpulidés, échinodermes et foraminifères.	Subtidal à influence de tempêtes	
	Pramf	Ondulé, noduleux	Grainstone à <i>Heterohelix</i> et ammonites avec des échinodermes, gastéropodes, bivalves, serpulidés, cimenté par la micrite argileuse	Subtidal moins profond à influence de tempêtes	
AF5	Mvam	Marnes vertes à ammonites ( <i>Vascoceras</i> )	Marnes vertes à ammonites ( <i>Vascoceras</i> )	Subtidal profond sous la zone d'influence des tempêtes	
	M-Wam	Noduleux, pseudo-noduleux ondulé	Mud-Wackestone à petits foraminifères et ammonites		

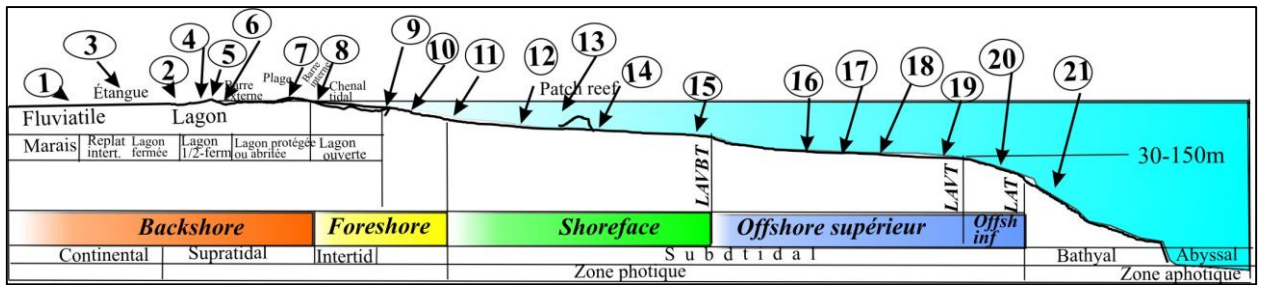


Fig. 44 : Répartition en 2D des faciès sur la plate-forme carbonatée.

1. **Gam**: Grès rouges argileux microconglomératiques, 2. **Gkb**: Grès blancs à kerboub, 3. **Ar-Gr**: Alternance d'argile rouge et des grès argileux, 4. **Dma**: Dolomicrite argileuse, 5. **Arg**: Argile rouge gypseuse, 6. **Gps**: Gypse, 7. **Cf**: Calcaire à fenestreae, 8. **Mvg**: Marnes vertes à gypse, 9. **Lum**: Lumachelle, 10. **Dla**: Dolomie laminée à algues, 11. **Psi**: Pelloïdes siliceux, 12. **Dol**: Dolomicrite à rhomboèdres, 13. **Wlom**: Wackestone laminé à ostracodes et miliolles, 14. **Rr**: Rudstone à rudistes, 15. **Wsi**: Wackestone à silex, 16. **Wpfb**: Wackestone bioturbé à petits foraminifères, 17. **WP-bé**: Wacke-packstone bioturbé à échinodermes, 18. **Pramf**: Packstone argileux à ammonites et foraminifères, 19. **Péf**: Packstone à échinodermes et foraminifères, 20. **M-Wam**: Mud-Wackestone argileux à ammonites, 21. **Ma**: Marnes vertes à ammonites. *LAVBT*: limite d'action de vagues de beaux temps ; *LAVT*: limite inférieure d'action de vagues de tempêtes ; *LAT*: limite inférieure d'action de tempêtes.

## 2. Les grès rouges argileux microconglomératiques (Gam).

- **Description.** Ces grès rouges sont à stratification entrecroisée et ils contiennent des dragées de quartz, du feldspath et de l'argile. Ils occupent la partie basale de cette partie de "Formation de Tiout". La couleur rouge à rose de ces grès est due aux oxydes de fer, généralement l'hématite. Les grains de quartz (Tm1) sont subarrondis ; la matrice est principalement argileuse (Arg) ce qui leur donne un caractère friable. On note aussi la présence d'un ciment carbonaté représenté par une microsparite (Msp) (Fig. 45), qui en fonction de son pourcentage donne de la rigidité à la roche. Les grains de quartz, sub-émoussés, présentent des surfaces à craquelures ou microfissures dues probablement à l'action météorique au cours du transport et/ou la résidence. Parfois, on note des passées millimétriques de dragées de quartz, de feldspaths et quelques fragments de roches. Ils soulignent nettement la stratification entrecroisée. On note aussi, que ce faciès se présente parfois en plaquettes surtout dans les passages de transition vers les argiles.

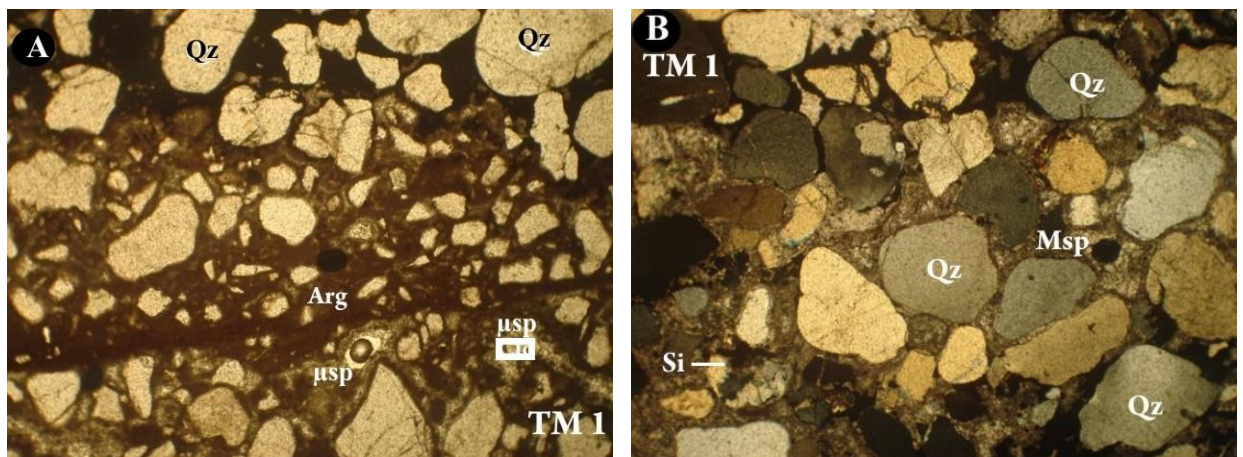


Fig.45. (A) Grains de quartz (Qz) subanguleux, mal classés et lités cimentés par des argiles ferreux (Arg) et de la microsparite. (B) : Grains de quartz (Qz) subarrondis et craquelés, assez bien classés à ciment argilo-carbonaté ferrugineux (Arg) et microsparitique (Msp). Silice secondaire (Si).

- **Interprétation.** La présence de structure chenalissante au sein de ces barres gréseuses métriques, de stratification entrecroisée (Fig. 46), l'absence de faune, l'usure des grains de quartz et leur arrondi, argumentent en faveur d'un transport fluvial à différentes phases d'énergie de transport. Les phases de haute énergie sont signées par la présence des dragées de quartz, feldspaths et autres roches. Ces grés constituaient les axes de chenaux fluviaux qui dessinent un réseau en tresse.

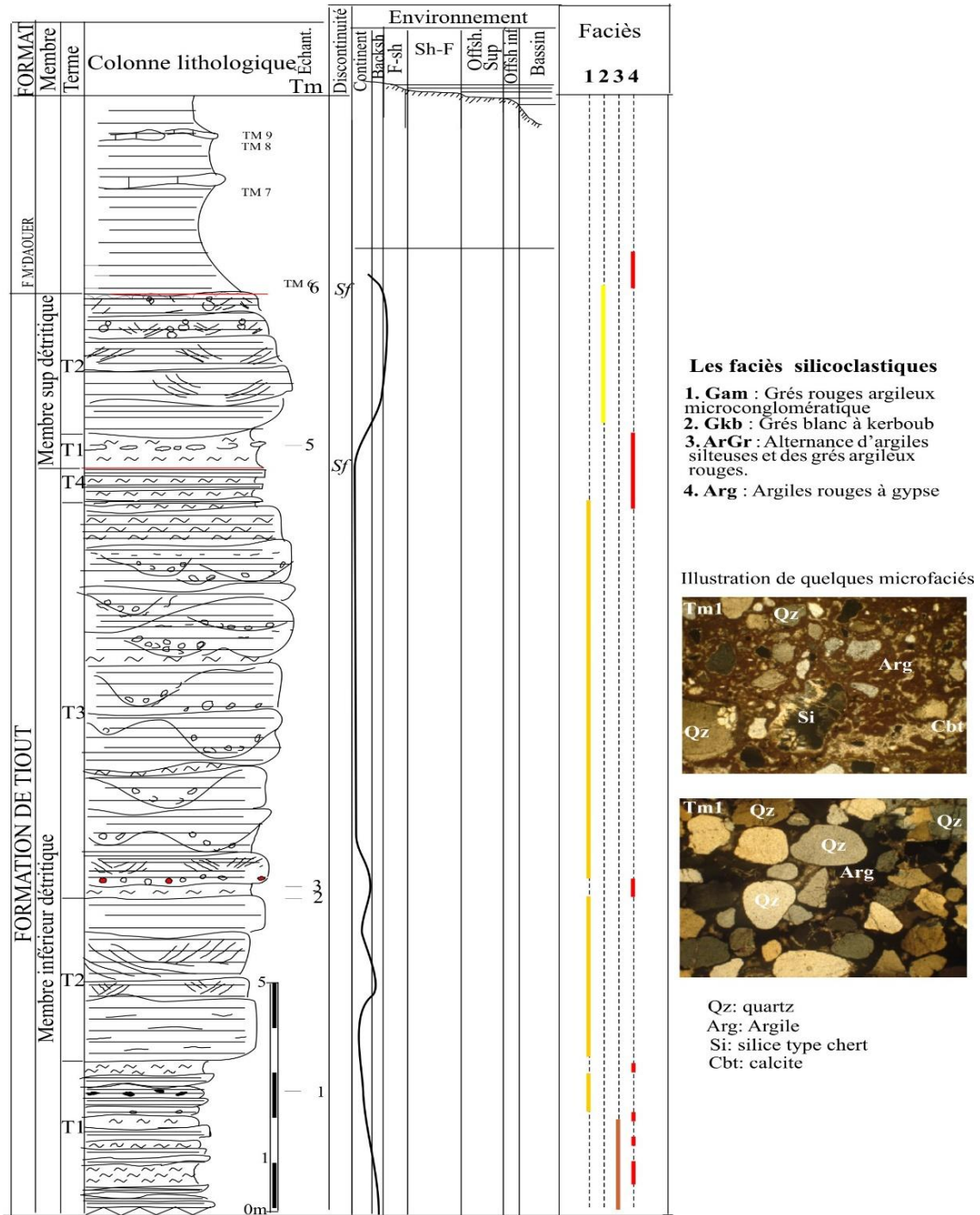


Fig. 46. Succession de faciès et leurs environnements de la partie supérieure de la "Formation de Tiout", région de Tamednaia.

### 3. Argiles rouges alternants avec des grés argileux (ArGr).

- **Description.** Il s'agit d'argiles silteuses de teinte rouge comportant des passées centimétriques de grés également de teinte rouge dans la "Formation de Tiout" de Chebket Tamednaïa. On les trouve à la base sur 2m et au sommet vers 16m de la base. Ils forment les passages inter-plaquettes formant la transition argile/grés. Dans le passage supérieur et après une surface ferrugineuse, on note la présence d'argilite blanche sub-noduleuse (Tm 5) à granules de fer, qui constitue un niveau centimétrique bien repérable (fig. 46).

- **Interprétation.** Les argiles rouges associés ou alternants avec des plaquettes gréseuses constituent des dépôts de plaines ou interchenaux, alors que les grès massifs formaient le remplissage des chenaux creusés par le fleuve. On peut suggérer que ces faciès transitoires peuvent coexister, comme les grés argileux, les argiles gréseuses en parallèle des grés massifs qui, vu leur forme chenalisante, remplissent les creux des chenaux. La préservation des figures sédimentaires de courant dans une direction ou sens peu varié, peut signifier qu'il s'agit d'un réseau en tresse qui migre rapidement dans divers sens. Néanmoins, il ne faut pas écarter le cachet de l'influence marine qui, malgré l'absence de faune peut causer au moins la précipitation des carbonates comme observé ponctuellement dans le ciment. Les deux niveaux bien marqués de ces argiles rouges (fig.46) peuvent aussi constituer des périodes de décélération de l'énergie de transport fluviale permettant ainsi la décantation de la phase en suspension.

### 4. Les grés blancs à kerboub (Gkb).

- **Description.** Il s'agit du dernier mètre de la "Formation de Tiout" du secteur de Chebket Tamaednaïa. C'est un ensemble de grés calcaire blancs virant parfois vers le jaune, massif à stratification entrecroisée à concrétions gréseuses "kerboub". L'origine de ces dernières est diagénétique. Une surface durcie ferrugineuse (*sf*) tapisse le sommet de ces grés (fig. 46).

- **Interprétation.** De structure massive, ces grés ont une base de bancs moins érosive que le premier ensemble (Gam) et leur stratification devient moins irrégulière. La stratification entrecroisée et oblique arquée dominant dans cet ensemble. On suggère que ces grés formaient le remplissage des chenaux creusés par le réseau fluviale en stress "Braided" mais amorti par la présence marine d'où le courant en contre-sens enregistrant une stratification oblique, entrecroisée et arquée. La surface ferrugineuse tapissant le sommet de cette masse gréseuse marque l'arrêt de la sédimentation, au moins temporaire, après un ralentissement déjà ressenti dans ce faciès par la disparition des chenaux et l'apparition des stratifications entrecroisée, arquée et oblique.

### 5. Les argiles rouges à gypse (Arg).

- **Description.** Attribuées au Cénomaniens et faisant partie de la "Formation de M'daouer"; elles sont situées au-dessus des grés de la "Formation de Tiout" après une surface durcie et ferrugineuse (*sf*) (fig. 46) qui tapisse une discordance angulaire. Le pourcentage d'argile peut être plus important que celui des grés ; alors on a des argiles silteuses comportant parfois de minces feuillets de grés. Dans les affleurements situés à Tamednaïa, on note l'absence de gypse. Par contre vers le

sud dans les coupes de Messaouer Atchène et Dchiret Namous dans la région de Kenadsa, on remarque, pour la plupart, la présence de veinules et passées de gypses stratiformes. Parfois, ils comprennent des petites passées carbonatées constituées par une dolomie silteuse et argileuse (Tm8, Fig. 46). Cette dolomicrite, de texture mudstone, présente des plages plus ou moins discontinues à mouchetures sombres attribuées probablement à l'oxydation et à la concentration d'argiles. Il s'agit probablement d'une bioturbation (Tm11, Fig. 47).

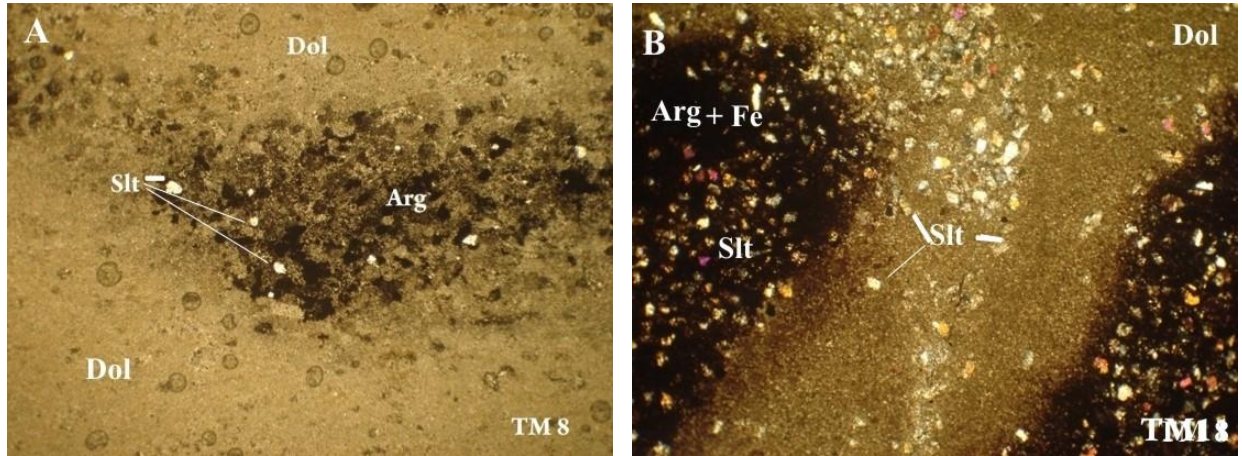


Fig. 47. (A) : (TM8) Dolomicrite (Dol) argileuse (Arg) à quelques éléments de silts (Slt). Les plages argileuses sont discontinues et associés avec du fer. (B) : (TM11) Dolomicrite (Dol) argileuse (Arg) et silteuse (Slt) affectée par une bioturbation La zone sombre correspond à une bioturbation. Ce bioturbat sombre est riche en fer.

- **Interprétation.** Les plages sombres, riches en argiles et produit d'oxydation ferrique correspondent à des remaniements et à des traces d'activité organique (fouisseurs), mais elles sont peu nombreuses. De même, le caractère d'oxydation qui a généré les produits résiduels de fer, et probablement d'argiles, témoigne de conditions de milieu abrité et calme du fait de l'absence de structures et figures sédimentaires. Le niveau (Md6, fig. 48) dans la coupe de M'daouer a fourni, en lavage, des oogones (Pl. V) ce qui témoigne de la position plutôt à proximité de l'influence continentale et peut être attribué à la partie interne d'une lagune (Charrière *et al.*, 2009). C'est le *backshore* à influence continentale.

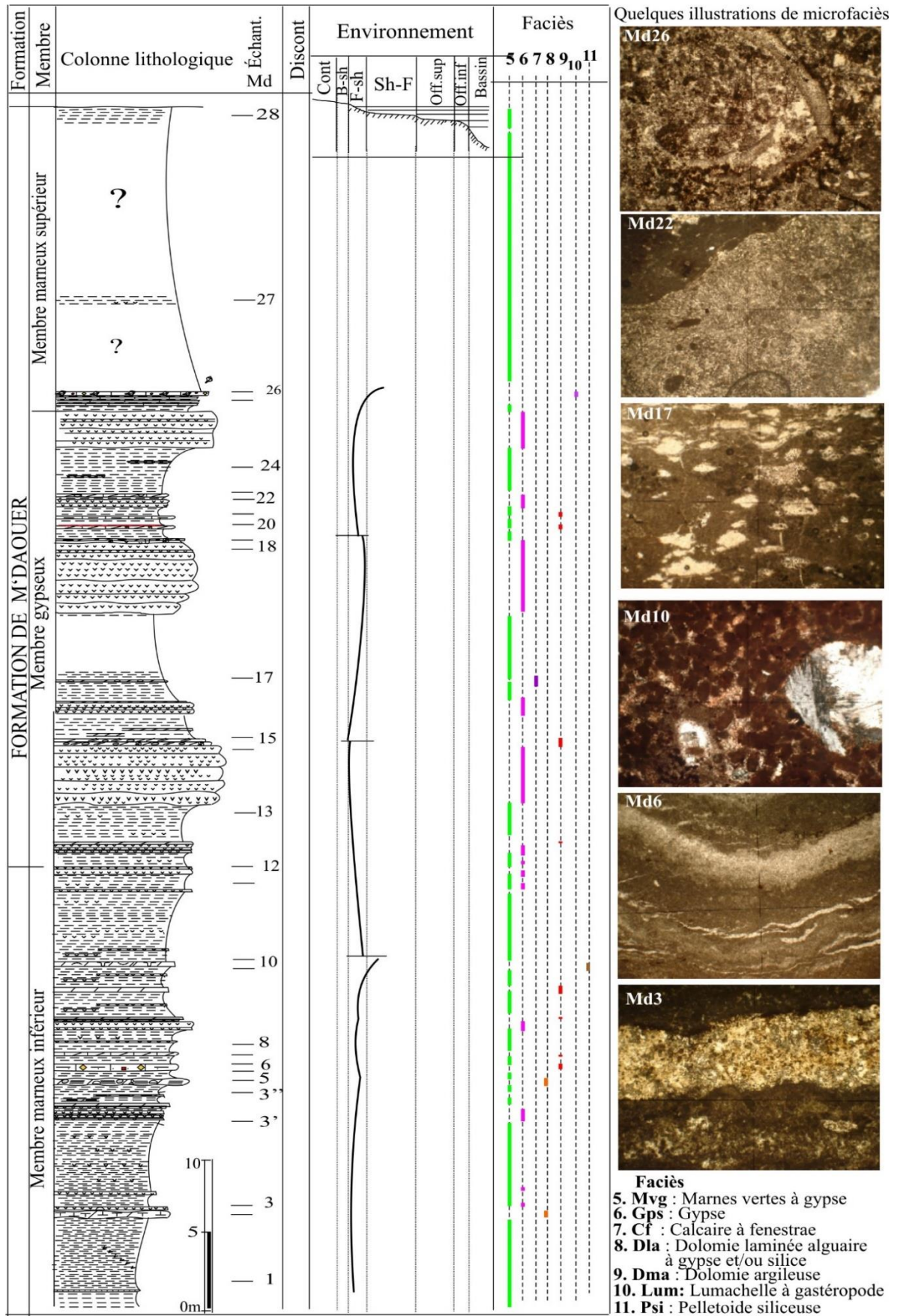


Fig. 48. Faciès et environnements de la "Formation de M'daouer" du Djebel M'daouer

## 6. Les marnes vertes à gypse (Mvg).

- **Description.** C'est le faciès qui vient au-dessus des argiles rouges. Les affleurements sont très réduits dans les localités de Tamednaïa, de Kenadza, de Boukais, de Labiodh Sid Cheïkh, de Rhélida et de El Handjir, par contre ils sont mieux développés et bien exposés dans la coupe de Djebel M'daouer et Ghoundjaia (fig. 48). Les marnes vertes gypsifères faisant partie de la "Formation de M'daouer", sont attribuées au Cénomaniens moyen. Ce faciès englobe plusieurs autres faciès comme le gypse, les calcaires à fenestreae, les péloïdes siliceux et la lumachelle. Les marnes vertes sont traversées le plus souvent par des veinules de gypses et comprenant des strates métriques de gypse.

- **Interprétation.** Ces marnes vertes correspondent à un dépôt de lagon tantôt interne s'ils sont associés avec le gypse, dolomie laminée ou les calcaires à fenestreae tantôt externe s'ils sont associés avec les péloïdes ou lumachelle. Puisque, cette dernière apparaît vers le sommet des marnes vertes à gypse, on suggère que l'ouverture vers la mer commence avec ce faciès précurseur. Dans leur totalité, ces marnes marquent des conditions d'énergie faibles d'une plaine côtière évaporitique. Il s'agit probablement d'un lagon développé dans le supratidal (*backshore*) soumise ponctuellement à l'influence du *foreshore*. D'ailleurs, l'absence ou la rareté de faune et l'existence d'un niveau carbonaté à gastéropodes monospécifique indique les conditions hostiles causées par la salinité forte de ce milieu suite à l'évaporation qui règne sur cette faible tranche d'eau lagunaire.

## 7. Le gypse (Gps).

- **Description.** Il se présente en bancs massifs, métriques à décimétriques et en veinules dans les marnes vertes gypsifères avec des interbancs marneux de la "Formation de M'daouer". La forme des cristaux de gypse est variée : saccharoïde, fibreux, radiaire, lamellaire. Généralement de couleur blanche et constitue des lits séparés donnant un aspect laminé, ils sont parfois teintés de vert, marron ou noir en fonction des oxydes associés. Plusieurs bancs gypseux se terminent avec de la dolomicrite beige surmontant les gypses pelliculaire (1- 3cm) (Md15, Md19, Md23. Fig. 48). Parfois le gypse est associé à la dolomie en petits cristaux (Md 14, Fig. 49A). Le gypse peut aussi rentrer dans la constitution des ciments et forme des cristaux juxtaposés ou entremêlés avec de la microsparite, sparite, micrite ou argile (Md14, Fig. 49B).

- **Interprétation.** Les bancs épais et stratiformes de gypse qui jalonnent le Djebel M'daouer et le Djebel Ghoundjaïa sont des assises salines de formation lagunaire lorsque le niveau marin monte ce qui, occasionnellement, alimente des lagunes. Au microscope, les cristaux de gypse (Gps) apparaissent sous forme de cheveux (Gps) interpénétrant la micrite (Mic) et parfois les argiles (Arg) (Fig. 49). Ces argiles constituent des apports détritiques externes se sédimentant parallèlement à des dépôts carbonatés associés ou non à la précipitation évaporitique du gypse et/ou dolomite. Donc, le faciès gypse caractérise bien les dépôts de lagune interne du *backshore*. L'alternance des lits clairs, purement gypseux et des lits sombres chargés d'impuretés d'hydroxydes ou de matière organique indique une alternance de périodes plus sèches et

évaporitiques avec des périodes évaporitiques à précipitations saisonnière intégrant des solutions riches provenant du ruissellement et lessivage des sols à tapis végétal

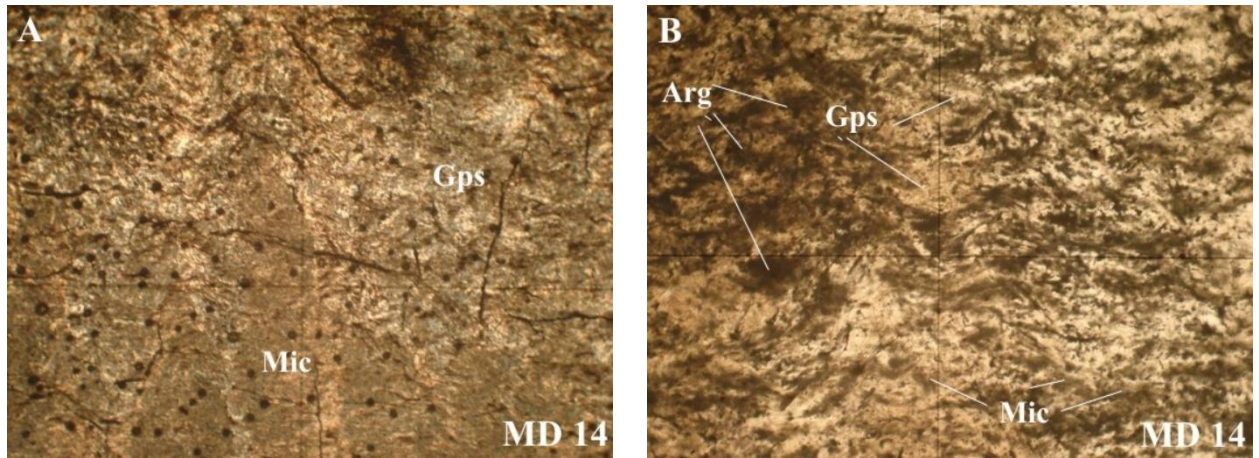


Fig. 49. (A) Cristaux de gypse (Gps) en chevelu interdigités avec des lamines d'argiles (Arg) sombre et probablement de la matière organique, parfois avec la présence de la micrite (Mic). (B) Partie sommitale du banc gypseux composée par un horizon centimétrique de micrite subissant une dessiccation dont les craquelures sont envahies de gypse (Gps).

#### 8. Calcaire à fenestreae (*bird-eyes, sheet-cracks*) (Cf).

- **Description.** Au sein du membre gypseux de la "Formation de M'daouer" de la coupe de M'daouer, on note une passée de calcaires à *bird-eyes* et *sheet-cracks* (Md 17, Fig. 48). Il s'agit de dolomicrite à petites vacuoles non connectées (*bird-eyes*) ou connectées latéralement (*sheet-cracks*) et qui sont colmatées tardivement par la sparite ou du gypse (Md 17, Fig. 50).

- **Interprétation.** De forme irrégulière, ces fenestreae résultent d'un piégeage de fluide en circulation post-sédimentaire, qui a cristallisé son contenu chimique suite à l'évaporation et la dessiccation. La bordure des fenestreae, présentent un liseré micritique qui représente le moulage d'un tapis algaire stromatolithique décomposé. On peut considérer ces figures sédimentaires comme étant d'origine biologique et climatique puisqu'elles sont liées aux faciès de dolomies à lamination crypto-algaire, dans la zone supratidale à intertidale haut du *backshore*. Précisément, ils peuvent exister au niveau des barres internes et de la lagune interne fermée soumise sous l'action météorique (Fig. 43). Classiquement, les *bird-eyes* sont caractéristiques de la zone intertidale à supratidale. Plusieurs autres modes de formation des *bird-eyes* peuvent être cités comme le piégeage des bulles de gaz suite à l'activité organique, le piégeage de gouttes d'eau dans une boue carbonatée, l'activité algaire ou la rétraction de la boue carbonatée (Purser, 1980).



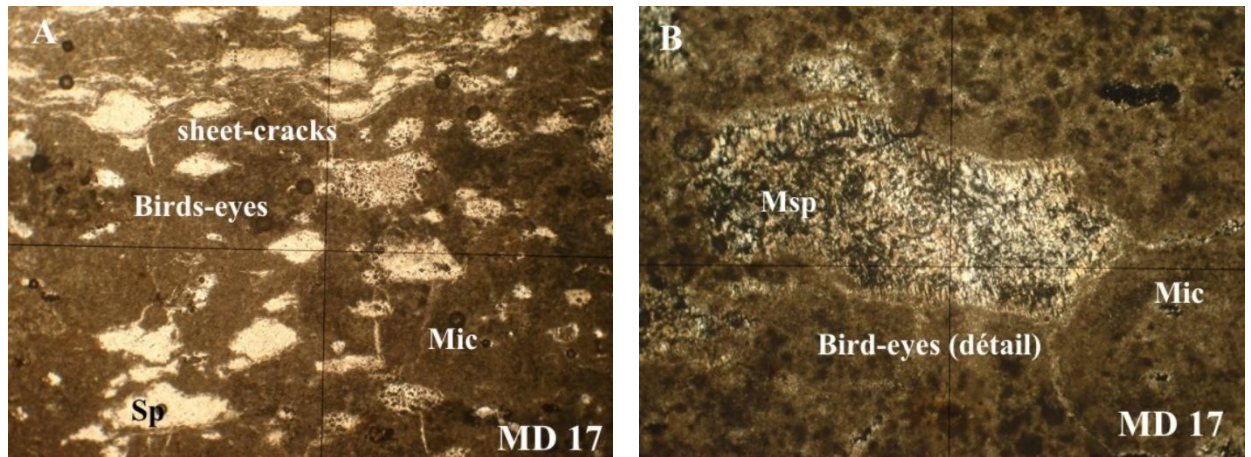


Fig. 50. (A) *Sheet-cracks* interconnectés (partie supérieure) et *bird-eyes* en cavités non connectés remplis de sparite et microsparite (partie inférieure). (B) Détail d'un *bird-eyes* rempli de microsparite.

### 9. Dolomie laminée à algues (D1a).

- **Description.** Dans la "Formation de M'daouer" de la coupe de M'daouer, ce faciès a été observé sur deux niveaux (Md 3 et Md 5, fig. 48) où il forme des passées décimétriques au sein des marnes verdâtres gypsifères précédemment décrits. Les lamines sont formées de lits dolomicritiques alternant avec des lits formés de micrite et sparite à la fois. Au microscope, il apparaît comme une alternance de lits sombres constitués d'un mudstone dolomitique à pellets (Pel) de différente forme ovoïde et en bâtonnet et de lits clairs représentés par des cristaux de sparite/microsparite (Fig. 51B). Les cristaux de gypse (Gps) dans les lamines gypseuses s'organisent en croissance centripète (Md3, Fig. 51A). Les plages micritiques sont irrégulières et parfois ondulées (Md6, fig. 51C) touché parfois par des poches dolomitiques (Md6, fig. 51D).

- **Interprétation.** La structure de la micrite peltoïdale et l'absence de faune conduisent à penser sur l'origine stromatolitique. L'ondulation et l'irrégularité des plages micritiques sont probablement causées par revêtement des filaments algaires avant leur décomposition, avec ou non la rétraction des lamines gypseuses suite à l'élévation de la température. Donc, cette structure correspond au moulage des filaments algaires, qui postérieurement au dépôt, sont remplis par un ciment sparitique ou microsparitique. Cette rétraction liée à l'effet de l'action de température a été responsable de la formation des "*sheet-cracks*" répétés. Latéralement, ces niveaux sont parfois dolomitisés sous forme de poches où on observe des cristaux de dolomie secondaire sous forme de rhomboèdres de dolomite à "cœur sale" (MD6, fig. 51D). L'impureté témoigne de leur formation à proximité du continent. Ce type de faciès est caractéristique de la zone supra à intertidale du *backshore-foreshore*.

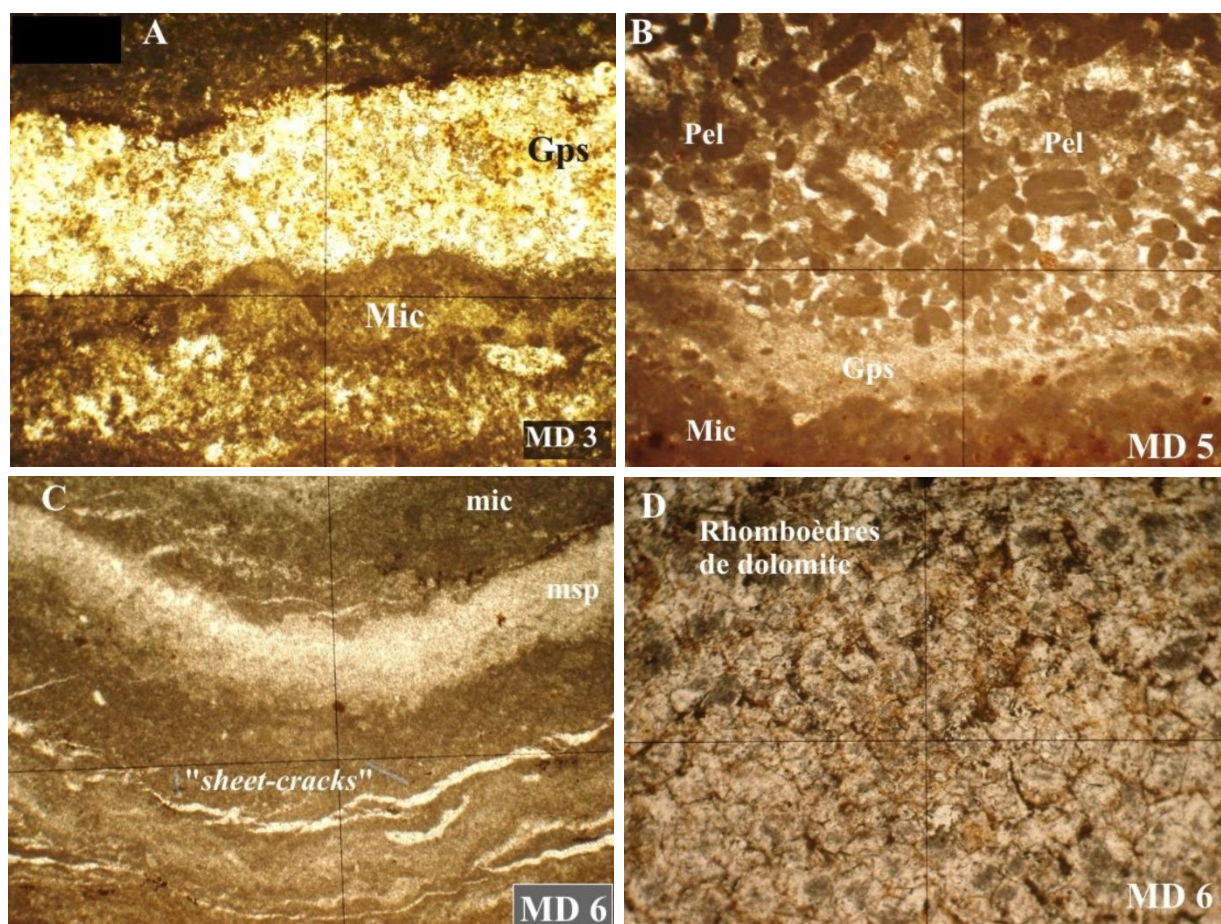


Fig.51. (A, Md3) : Alternance de lits clairs de gypse (Gps) ou (B, Md5) : microsparite (Msp) contenant des pellets (Pel) avec des lits sombres de micrite (Mic) ; (C, Md6) : Lamination crypto-algaire composée de lits calcitiques (microsparite) alternés avec des lits micritiques (Mic) affectés par des sheet cacks remplis de gypse (Gps) ; (D, Md6) : Rhomboédres de dolomites à inclusion probablement de fer suite aux impuretés.

## 10. Dolomicrite argileuse (Calcaire dolomitique argileux) (Dma).

- **Description.** Il s'agit de quelques passées centimétriques de calcaire marneux blanc crèmes contenus dans des marnes de la partie supérieure du membre gypseux (Md21, fig. 48) ou elle surmonte quelques centimètres les masses gypseuses (Md19-Md23, fig. 48). Dans la micrite argileuse de ce niveau, on observe quelques traces mouchetées à contour flou ou diffus, correspondant probablement à des bioturbations (Md 19, fig. 52A). De même, on signale l'existence de trace de dissolution (Md 21 et Md 23, fig. 52A). Ces vides étaient occupés fort probablement par des coquilles d'organismes. D'ailleurs, on peut même voir des vestiges de quelques bivalves associés avec une bioturbation (Md19, fig. 52A).

- **Interprétation.** Vu l'absence de structures sédimentaires, ce faciès indique un milieu relativement protégé. La présence simultanée de gypse indique un milieu à influence aérienne. Les dissolutions probables d'organismes peuvent avoir une origine diagénétique, suite à des circulations de solutions acidifiées post-dépôt. On en déduit donc, qu'il s'agit d'un milieu supratidal abrité de lagon externe du *backshore*.

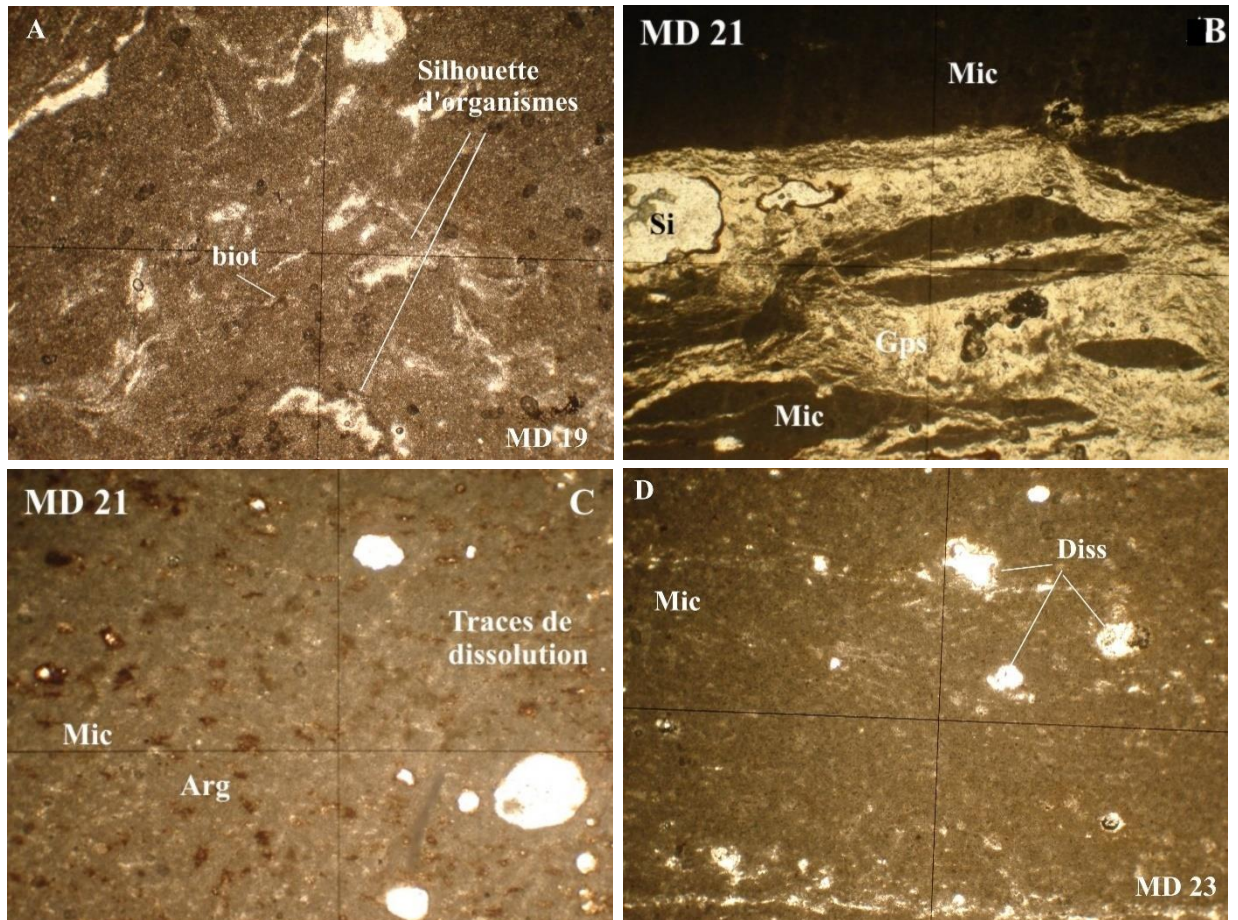


Fig.52. (A, Md21) Contact micrite-gypse ou les intraclastes mictiques (Mic) sont détachés et baignent dans la matrice gypseuse (Gps) suite à l'effet de dessiccation. La silice (Si) néogénétique se développe dans le gypse. (B, Md 21) Micrite contenant des argiles (Arg) et des traces de dissolution, probablement d'organismes. (C, Md 19) Bioturbation (Biot) affectant la micrite chamboulant les organismes. (D, Md 23) dissolution (Diss) au sein d'une micrite.

### 11. Lumachelle à gastéropodes (calcaire lumachellique) (Lum).

- **Description.** Au Djebel M'daouer, cette lumachelle constitue un seul banc de 0.15 cm de calcaire dolomitique jaune brunâtre riche en gastéropodes recristallisés, parfois dissouts (Md 26, fig. 48). Il se trouve dans le dernier tiers de la "Formation de M'daouer". La matrice micritique est riche en fer surtout dans la partie supérieure du banc. On note que le ciment micritique est en partie dolomitisé et ponctuellement siliceux. Les gastéropodes sont dissous (Fig. 53) et sont recristallisés en cristaux de dolomite de croissance centripète. Ces gastéropodes montrent de remplissage géopétal.

- **Interprétation.** La fréquence de gastéropode monospécifique au sein de ce niveau indique que les conditions de l'environnement sont défavorables à l'épanouissement de la vie. Il s'agit d'un milieu lagunaire où ces gastéropodes ont pu résister aux conditions de salinité élevée et au confinement. On pense qu'il s'agit plus précisément d'un lagon externe du *foreshore*. Il s'agit parfaitement d'une brève incursion marine qui marque un MFS.

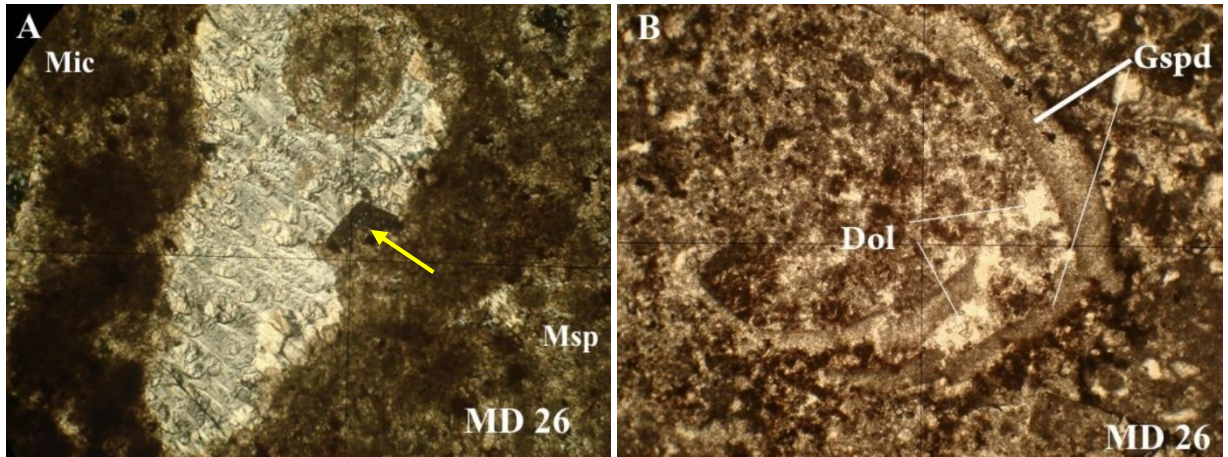


Fig.53. Section d'un gastéropode complètement dissous recristallisé en dolomicrosparite baignant dans une micrite (A) à remplissage géopétal. Notons la présence d'un rhombe d'ankérite (flèche jaune) ; (B). Notons la dislocation de la coquille suite à la compaction (B).

## 12. Péloïdes siliceuse (Psi).

- **Description.** Il s'agit d'un grainstone pelletoidale à accidents siliceux de type chert. Il coiffe surtout la partie sommitale de quelques bancs gypseux de la "Formation de M'daouer" au Djebel M'daouer (Md 15, fig. 48) et du Djebel Ghoundjaïa. Les pellets (coprolithes ?) en forme sphérique, en bâtonnet, subsphériques (Md 15, fig. 54A-B) sont liés par un ciment microsparitique. Ces formes laissent penser sur une origine fécale. Ils sont associés avec quelques lithoclastes de type agrégat (gravelle). Les cristaux de chert se présentent en forme d'éventail (Md 15B, fig. 54)

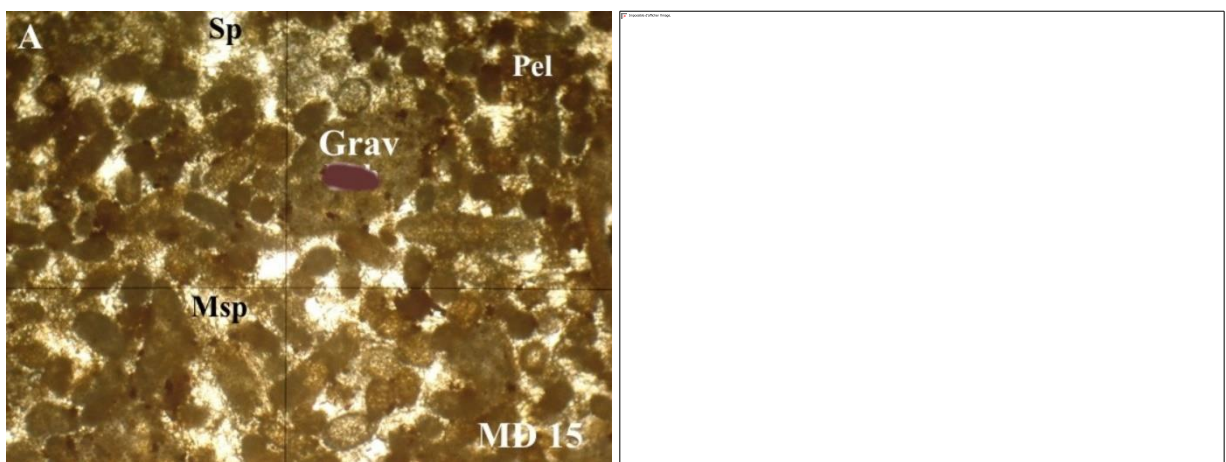


Fig.54 - (A) : Grainstone à pellets (Pel) et quelques agrégats (Grav.) liés par un ciment microsparitique (Msp). (B) Notons la présence de la silice néoformée (chert, Si).

- **Interprétation.** Les pellets d'origine fécale, comme le cas présent, peut être expliqué par l'existence d'organismes producteurs. Ces derniers, même s'ils ne vivaient pas directement sur place, ne peuvent être qu'à proximité du lieu de dépôt qui a donné ce faciès. La proposition de la proximité est plus retenue du fait la co-existence des lithoclastes (grav) et des pellets (Pel) (fig. 54A). On note aussi un certain tri sélectif des pellets au point de vue taille, qui témoigne de l'existence d'une certaine énergie de transport. Le ciment microsparitique en est un deuxième critère de ce degré d'énergie. Si on observe tout autour des cristaux du chert (fig. 54B) un certain

écartement des pellets sous l'effet de la poussée ou de croissance cristalline de silice, nous laisse à penser sur l'origine secondaire et diagénétique de ces accidents siliceux. La texture grainstone observée pour ce faciès ne fait pas forcément appliquer la notion d'énergie selon la classification d'Embry et Klovan. On pense plutôt à une bioaccumulation intensive (tri, sélection et accumulation) des pellets qui sont à l'origine plus légers pour flotter et se concentrer en grand nombre même pour une faible énergie de courant. Pour ce type de dépôt, on suggère un milieu subtidal (*foreshore*) d'une lagune externe.

### 13. Dolomicrite à rhomboédres (Dol).

- **Description.** La diagenèse est très développée dans le secteur de Tamednaia (région de Béni Ounif) et touche une grande partie de la série céno-manien-turonienne. Le microfaciès figuré est celui du Membre supérieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa" de la coupe de M'daouer. Il montre un exemple de faciès intensément touché par la dolomitisation d'où formation de rhomboédres bien développés (euhédrale) (Md 71, fig. 55). Le microfaciès qui est affecté par la dolomitisation est un mudstone ou wackestone avec quelques rares bioclastes d'échinodermes, de bryozoaires, de bivalves. Elle touche très différenciellement le Membre inférieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa" au niveau (Md46 et Md51 ; Fig. 56)

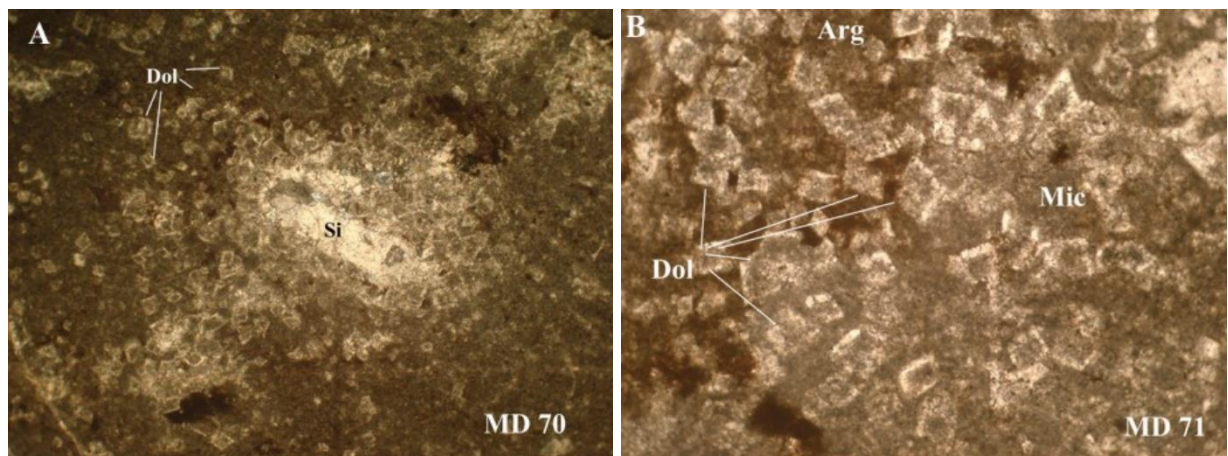


Fig. 55. Dolomicrite à rhomboédres bien développé (Dol) dans une gangue de micrite argileuse associée à une silicification (A). Notons de belle texture à rhombèdre de dolomite euhédrale à noyau sombre (B).

- **Interprétation.** Le mudstone-wackestone parfois argileux et à quelques rares bioclastes indique un subtidal calme ou abrité moins profond. La dolomitisation qui vient se surimposer en développant des rhomboédres doit se passer dans un milieu peu profond de *shoreface* qui permettrait la circulation d'eau saumâtres par le phénomène de reflux.

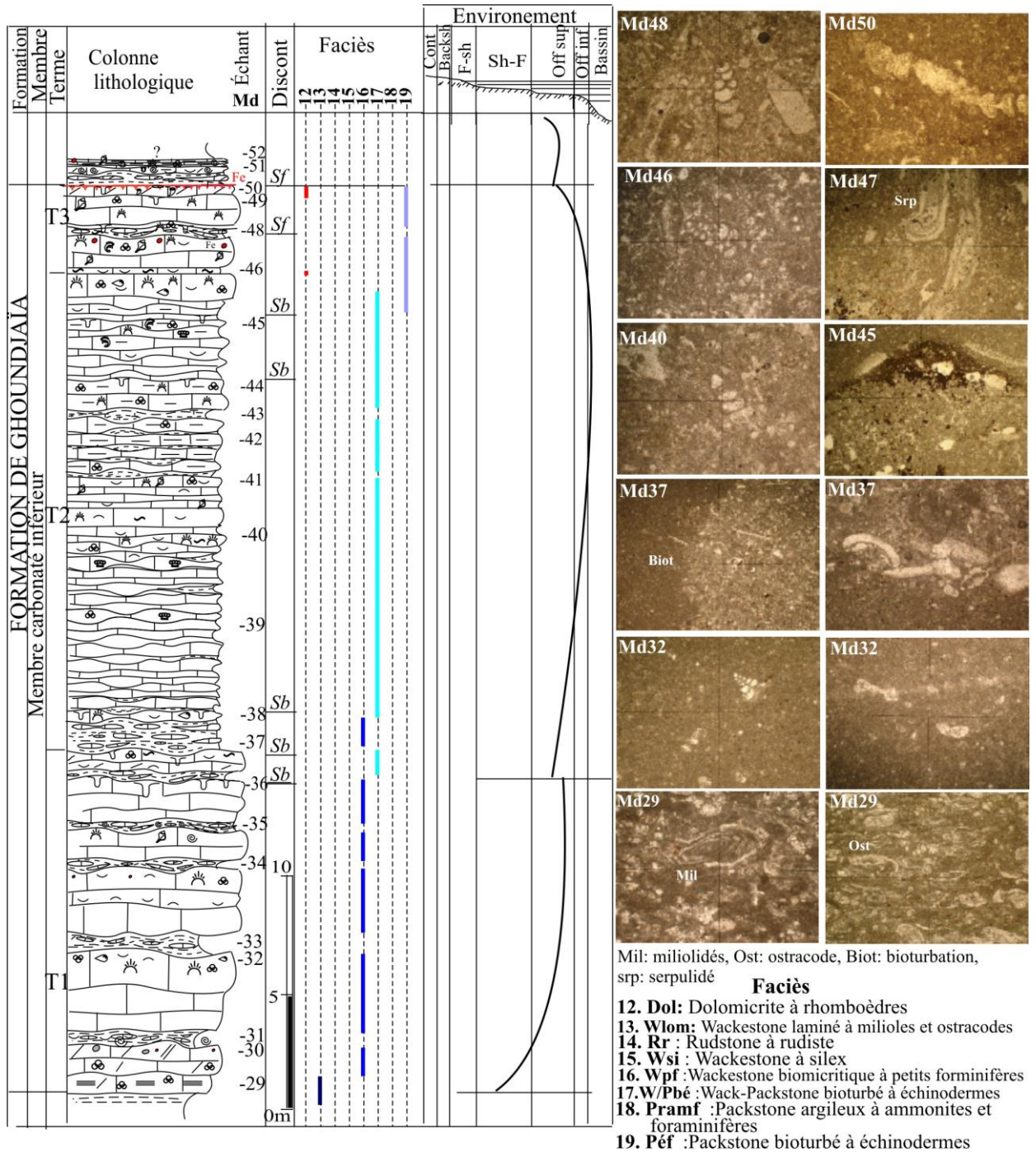


Fig. 56. Les faciès et leurs environnements du "Membre carbonaté inférieur de la "Formation de M'daouer" du Djebel M'daouer.

#### 14. Wackestone laminé à ostracodes et miliolles (Wlom).

**-Description.** Ce faciès est situé à la base de la dalle carbonatée avec laquelle débute la "Formation de Ghoundjaia" du Djebel M'daouer ; il n'est présent que dans le premier mètre de la première masse (Fig. 56). En microfaciès, c'est un wackestone biomicritique peu dolomitisé riche en

ostracodes et à quelques milioles. Il s'agit de calcaire micritique renfermant des ostracodes le plus souvent cassés sous l'effet du transport ou de la charge. La plupart des fragments sont alignés parallèlement à la stratification ce qui donne un aspect laminé à la roche. L'effet de la pression lithostatique a compacté la roche, témoigné par des figures de charge, où la plupart des ostracodes sont cassés et courbés (Md29, fig. 57).

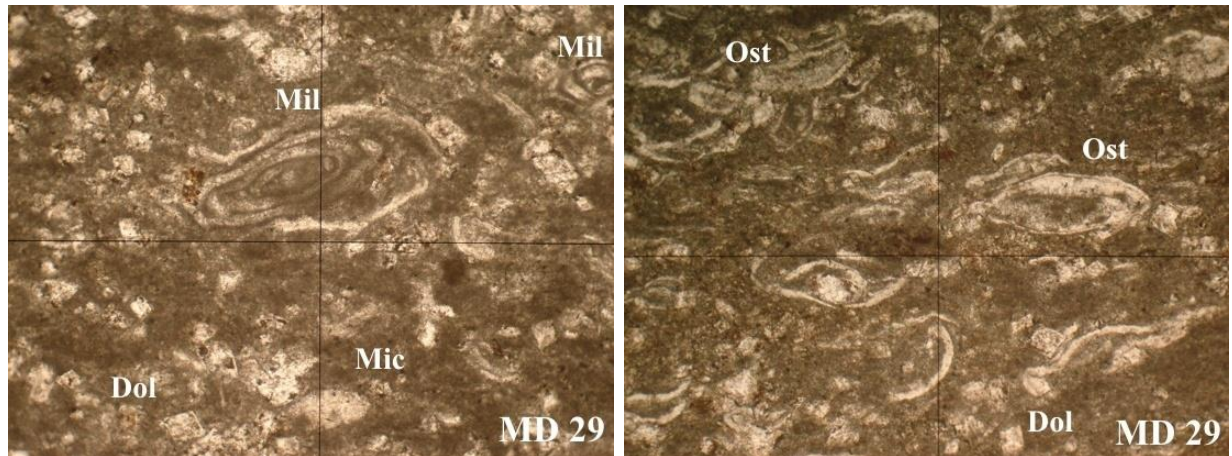


Fig.57 : Wackestone laminé à ostracodes brisés (Ost) et milioles (Mil) à remplissage gépétal, liés par un ciment micritique (Mic) à rhombes de dolomite isolés (Dol).

- **Interprétation.** La présence de structures d'alignement de coquilles qui donne une allure de lamination et vu leur état brisé, peut s'expliquer par une influence hydrodynamique qui doit s'opérer à une profondeur que nous estimons être situées dans le subtidal. L'association des ostracodes et des milioles ne va pas à l'encontre d'un milieu à caractère semi-confiné d'un subtidal à influence occasionnelle de tempêtes. Donc, il s'agit d'un *shoreface* à influence du courant de vague.

### 15. Wackestone/packstone biomicritique à petits foraminifères (Wpf)

- **Description.** C'est la grande barre massive basale (Fig. 56) attribuée au Cénomaniens supérieur d'après les empreintes d'ammonites trouvées (*Neolobites* sp.). Les foraminifères pélagiques globuleux du genre *Whiteinella* (Wit), *Praechrysalidina infracretaceous* (Prae) sont fréquents dans ce mudstone-wackestone biomicritique (Md 30- Md 32, fig.56). On note aussi quelques milioles, des radioles d'oursins et des ostracodes. Dans les interbarres qui sont formées par des calcaires noduleux à pseudonoduleux, le faciès reste inchangé (Md 33, Md 34 et Md 35 ; Fig. 58). Ce sont des nodules ou pseudo-nodules interstratifiés entre les bancs de calcaires massifs et enrobés de marnes calcaires ou calcaires marneux se débitant en frites. L'examen du microfaciès a montré qu'il s'agit de mudstone à wackestone biomicritique (Md 34) (Md 35) à quelques foraminifères (*Whiteinella*) et radioles d'oursins.

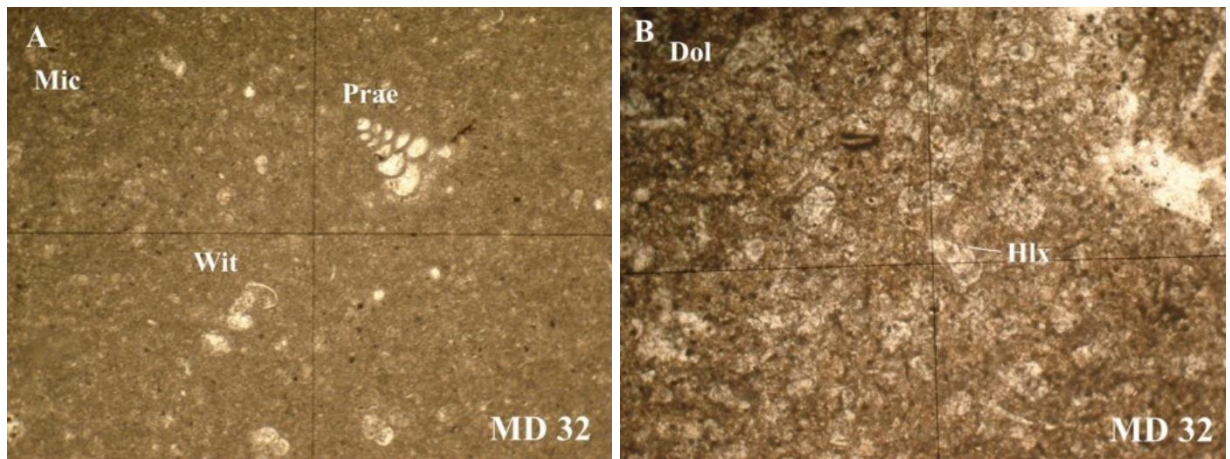


Fig.58. (A) Wackestone à petits *Witheneilla* sp. (Wit) et *Praechrysalidina infracretacea* (Prae). (B) Même faciès dolomitisé (Dol) à fantômes de *Heterohelix* sp. (Hlx) dissous et en voie de dolomitisation.

- **Interprétation.** L'aspect massif des bancs (métrique), l'absence de structures sédimentaires, la présence de *Neolobites* et petits foraminifères pélagiques globuleux, suggèrent un milieu *offshore* supérieur calme. La grande fréquence de bioturbations à bordure floue propose la présence d'une activité organique, de type fouisseur, qui est responsable de la désorganisation du sédiment non encore lithifié. On peut donc admettre qu'il s'agit d'un milieu marin ouvert à fond plat.

#### 16. Wackestone-Packstone bioturbé à échinodermes (W-Pbé).

- **Description.** Il s'agit de bancs ondulés à subondulés calcaire micritique bioturbé (Fig. 56). La bioturbation est bien visible, surtout au niveau des surfaces de bancs au passage des carbonates aux marnes (Md 36, Md 37, fig.56). Elle est surtout très fréquente dans des calcaires pseudonoduleux à noduleux. Le microfaciès est un wackestone à packstone biomicritique (Md 37, fig.59) (Md 38). Le ciment des plages bioturbées est le plus souvent microsparitique suite à l'accentuation de la porosité par la bioturbation. On note une variété de faunes (bivalves, radioles et plaques d'échinodermes, rudistes, gastéropodes, ostracodes, bryozoaires) remplissant les vides des terriers (Md37, fig. 59).

- **Interprétation.** On suggère un milieu marin ouvert de l'*offshore* supérieur, probablement le subtidal profond. La présence de micrite, la texture wackestone et la fréquence de bioturbation indique un milieu à hydrodynamisme faible. L'apport des échinodermes peut être d'origine externe et occasionnellement par des courants de tempêtes. L'entremêlée des bioclastes est dû à l'action de bioturbation. Donc, il s'agit d'un *offshore* supérieur. La nodulisation de ce faciès peut être lié à un phénomène diagénetique post-dépôt comme le boudinage suite à la compaction très forte qui fait une séparation de faciès calcaire en se débitant comme une pelure d'oignon (Nemra, 2020).



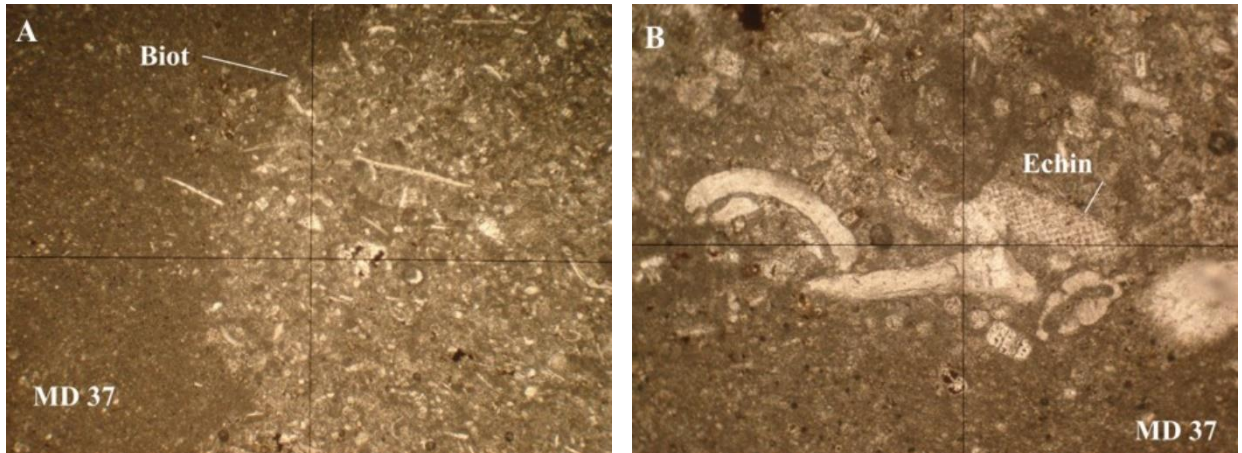


Fig.59. (A) : Bioturbation (biot) affectant un wackestone. (B) : Détail des divers bioclastes surtout échinodermes (échin) entremêlés par la bioturbation

### 17. Packstone argileux bioturbé à ammonites et foraminifères (Pramf).

- **Description.** C'est un faciès représenté par des bancs ondulés à noduleux centimétriques de calcaire argileux gris à ammonites mal conservées, échinodermes, gastéropodes, bivalves, serpules, foraminifères (5-10 cm) (Fig. 56). Il forme le début du membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa" (Md 51, Md 52 ; Fig. 60). En lame mince, il s'agit de packstone riche en *Heterohelix* baignant dans une micrite argileuse.

- **Interprétation.** La richesse de ce faciès en *Heterohelix* associés à des ammonites indique un milieu subtidal profond de l'*offshore* supérieur. On suggère que ce niveau riche en Hétérolicidés constitue le "bloom" des *Heterohelix* ("Heterohelix shift" ; Caron & Hamewood, 1982) témoignant de la diminution en oxygène (conditions hypoxiques). Mais la nature des ammonites mal conservés, l'association avec les différents bioclastes (échinodermes, gastéropodes, bivalves, serpules), n'éloignent pas l'idée de l'existence d'un courant au moins bref dans cette zone subtidale. On pense qu'il s'agit des tempêtes occasionnelles.

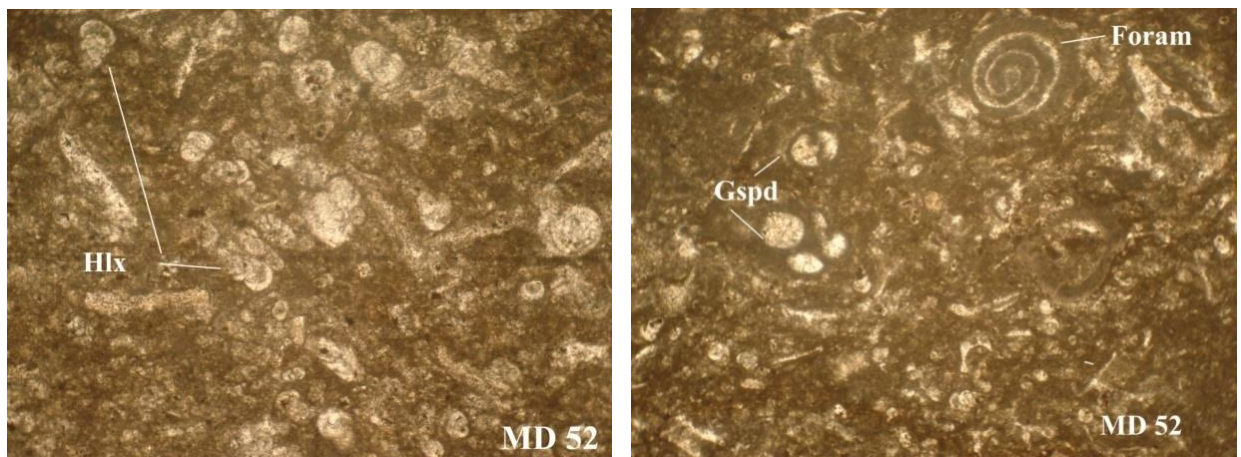


Fig.60. Packstone riche en *Heterohelix* sp. (Hlx) et ammonites avec des échinodermes, gastéropodes (Gspd), bivalves, foraminifères benthique (Foram), cimenté par la micrite argileuse

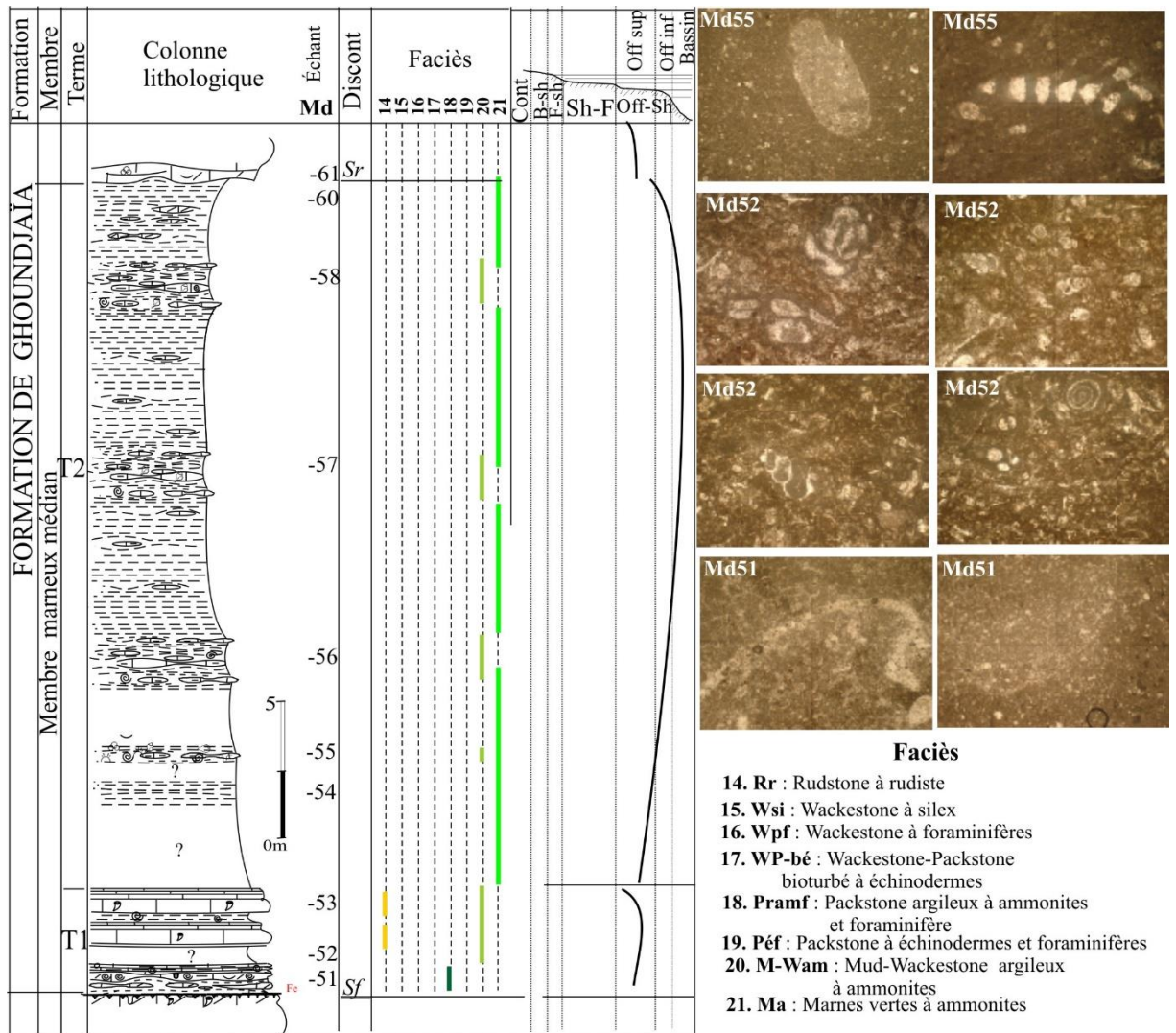


Fig. 61. Les faciès du membre médian marneux de la "Formation de M'daouer"

### 18. Packstone à échinodermes et foraminifères (Pef).

- **Description.** Ce faciès représente deux masses métriques (d'épaisseur 1.20m de moyenne) constituant les termes sommitaux du membre carbonaté inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" (Fig. 56). Cette formation est coiffée par une surface durcie ferrugineuse sur un Packstone (Md46 et 49-50, fig. 56). Ce calcaire est relativement riche en gastéropodes en petite taille millimétriques à centimétriques (Md46) associés à des échinodermes, des foraminifères unisériés et des serpulidés (Md45 et Md47, fig. 59) (Md45, Fig. 62). L'ensemble est lié par un ciment micritique, ponctuellement microsparitique.

- **Interprétation.** L'association des serpulidés, des foraminifères, des gastéropodes et des entroques suggère un milieu marin ouvert de plate-forme externe. La présence de boue carbonatée indique un milieu à hydrodynamisme faible. L'apport des échinodermes peut être d'origine externe. Il s'agit d'un *offshore* inférieur.

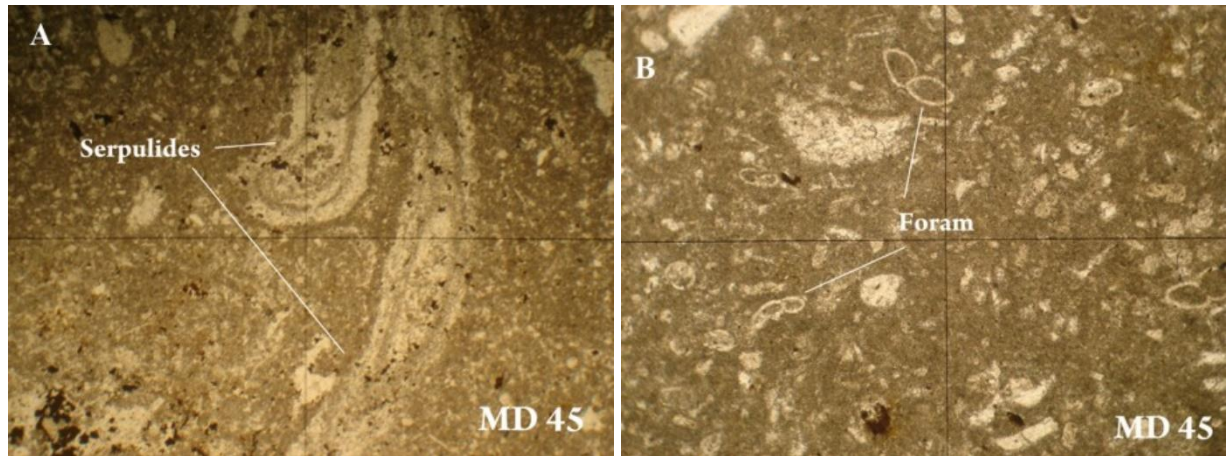


Fig.62. (A) Serpulidés dans un wackestone à ciment micritique et trace de fer. (B) : Petits foraminifères et échinodermes dans un packstone.

### 19. Marnes vertes à ammonites (Mvam).

- **Description.** C'est la vire marneuse qui sépare les deux barres calcaires (Fig. 61) et qui englobe les passées calcaires marneux ondulés, pseudo-noduleux à noduleux à ammonites également (Md 54 à Md 60, fig. 61).

- **Interprétation.** La lithologie marneuse et la présence d'ammonites indiquent l'offshore inférieur ou même le bassin où son épaisseur atteint une trentaine de mètre.

### 20. Mud-Wackestone argileux à ammonites (M-Wvam).

- **Description.** Au sein des marnes, on observe quelques passées centimétriques de calcaire marneux verdâtre pseudo-noduleux à noduleux qui contient des moules internes d'ammonites (Fig. 61). En lame mince, il s'agit d'un mudstone-wackestone biomicritique contenant surtout des petits foraminifères globuleux (Md55, fig. 63 et Md56, 57 et 63).

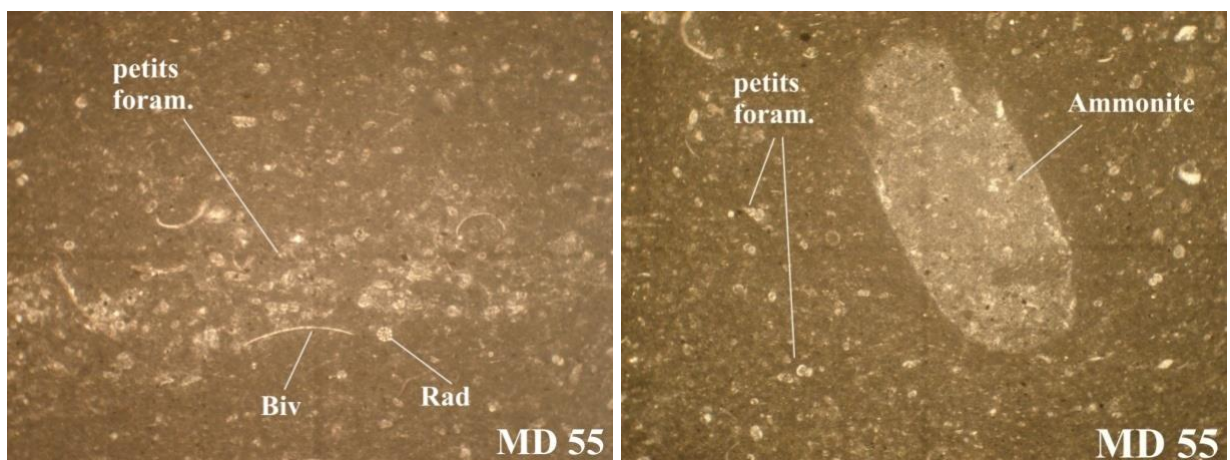


Fig. 63 : Mud-Wackestone argileux à ammonites à remplissage géopétal, associés à des foraminifères et de menus bivalves (Biv) et radioles d'oursins (Rad). L'ensemble est baignant dans une matrice argileuse

## 21. Rudstone à rudistes (Rr).

- **Description.** Il occupe la plus grande partie du membre supérieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa". On signale l'apparition de ce faciès déjà sous deux aspects au début du membre marneux médian où il se présente en bancs décimétriques (5-15 cm) stratodécroissants de calcaire argileux à rudistes (Fig. 61). Dans le secteur de Labiodh Sid Cheikh, cette barre s'affleure en grande monticule. Le faciès occupe une grande partie de la barre carbonatée supérieure. Parfois, les fragments de rudistes sont associés à des algues dans une matrice micritique plus ou moins microsparitique (Md53, Md63, Md65, Md75, Fig. 64).

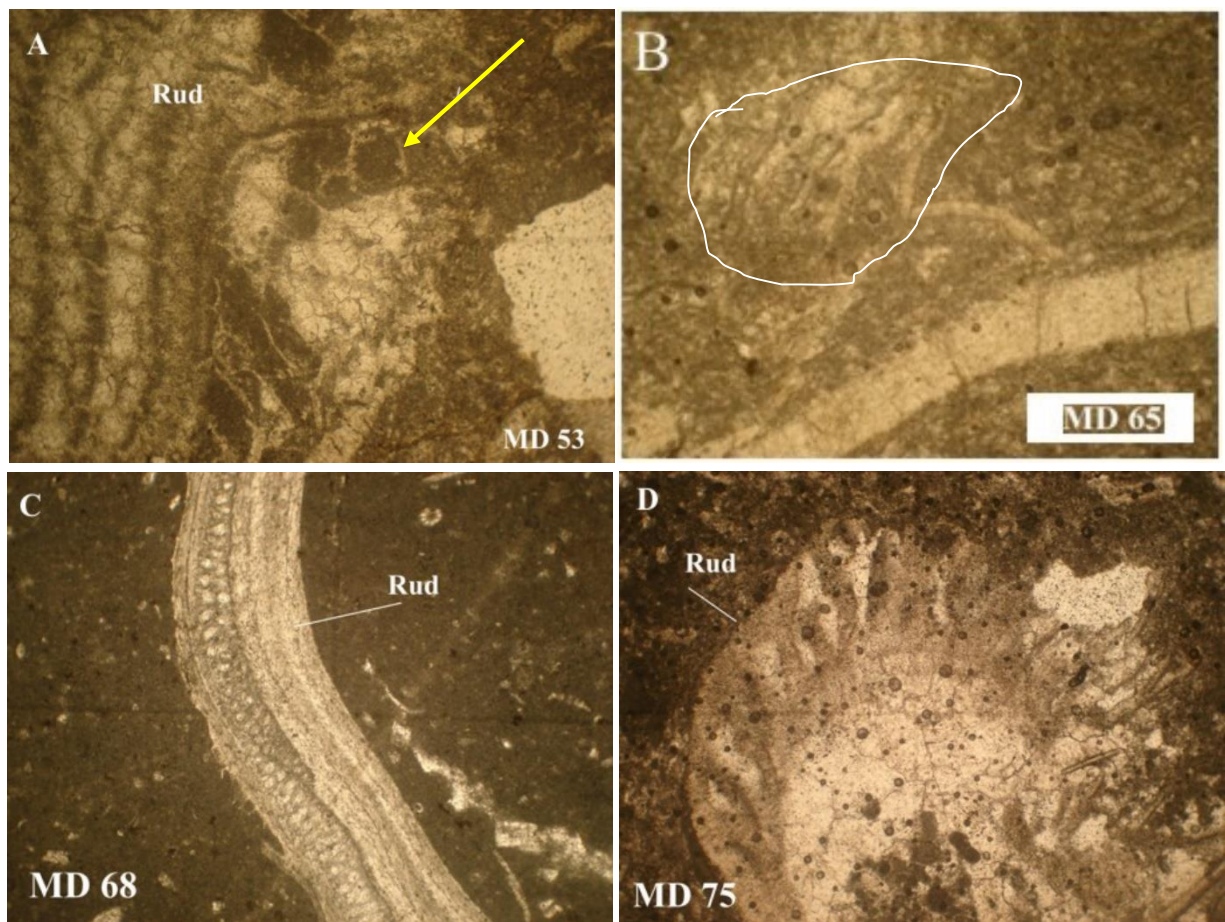


Fig.64. Rudstone à rudistes (Rud), baignant dans une micrite argileuse et/ou la microsparite (A à C). On note probablement des algues (Md65, encadré) ; (A) Md53 montre des perforations colmatées de micrite sombre (flèche jaune). Section longitudinale (C) et transversale (D) d'un rudiste.

- **Interprétation.** La taille importante, le plus souvent, des débris de rudistes pourrait signifier l'intensité de l'hydrodynamisme (courant de vagues) qui a pu transporter et briser ces bivalves et les autres allochèmes associés (échinodermes). Alors que 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 érigés en vrai édifice. Cette tentative de bioconstruction est déjà signée par les deux petites récurrences à la base du membre médian marneux. On note que vers le sommet de la série, les calcaires à rudistes sont dolomités et parfois

silicifiés (Md64, Md67, Md73 à Md76, fig. 66). Ce type de faciès se développe dans le *shoreface* supérieur.

## 22. Wackestone à silex (Wsi).

- **Description.** Il s'agit des barres massives métriques, de teinte bleutée, grisâtre à la cassure (fig. 66). Le silex se présente sous forme de rognons noduleux à pseudonoduleux, apparaissant dans le premier quart de la deuxième moitié de la barre carbonatée de la coupe du Djebel M'daouer (Fig. 66). Les nodules de silex sont associés à des granules de fer millimétriques. Le microfaciès est un wackestone biodolomicritique, le plus souvent bioturbé à fragments de rudistes, de bivalves, d'échinodermes et de bryozoaires (Md65, fig. 66) (Md70, Md73, fig. 65).

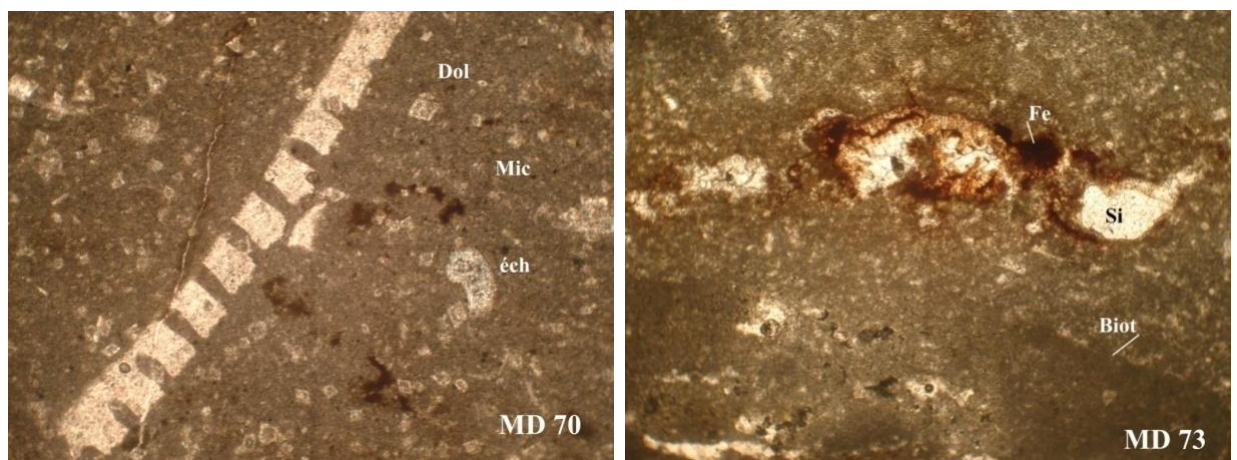


Fig.65 : Wackestone à débris d'échinides à ophiures (Md70) parfois bioturbé (Biot) et silicifié (si) (Md73) avec une minéralisation résiduelle de fer (Fe).

- **Interprétation.** Le wackestone biomicrocritique indique un subtidal moins profond de l'*offshore* supérieur. Lorsque ce calcaire est touché par les accidents siliceux, d'origine diagénétique sont fréquemment associés à une ferruginisation ; ceci indique que le milieu est peu profond calme de transition de l'*offshore* supérieur. La sédimentation est ralentie d'où le développement de la bioturbation.

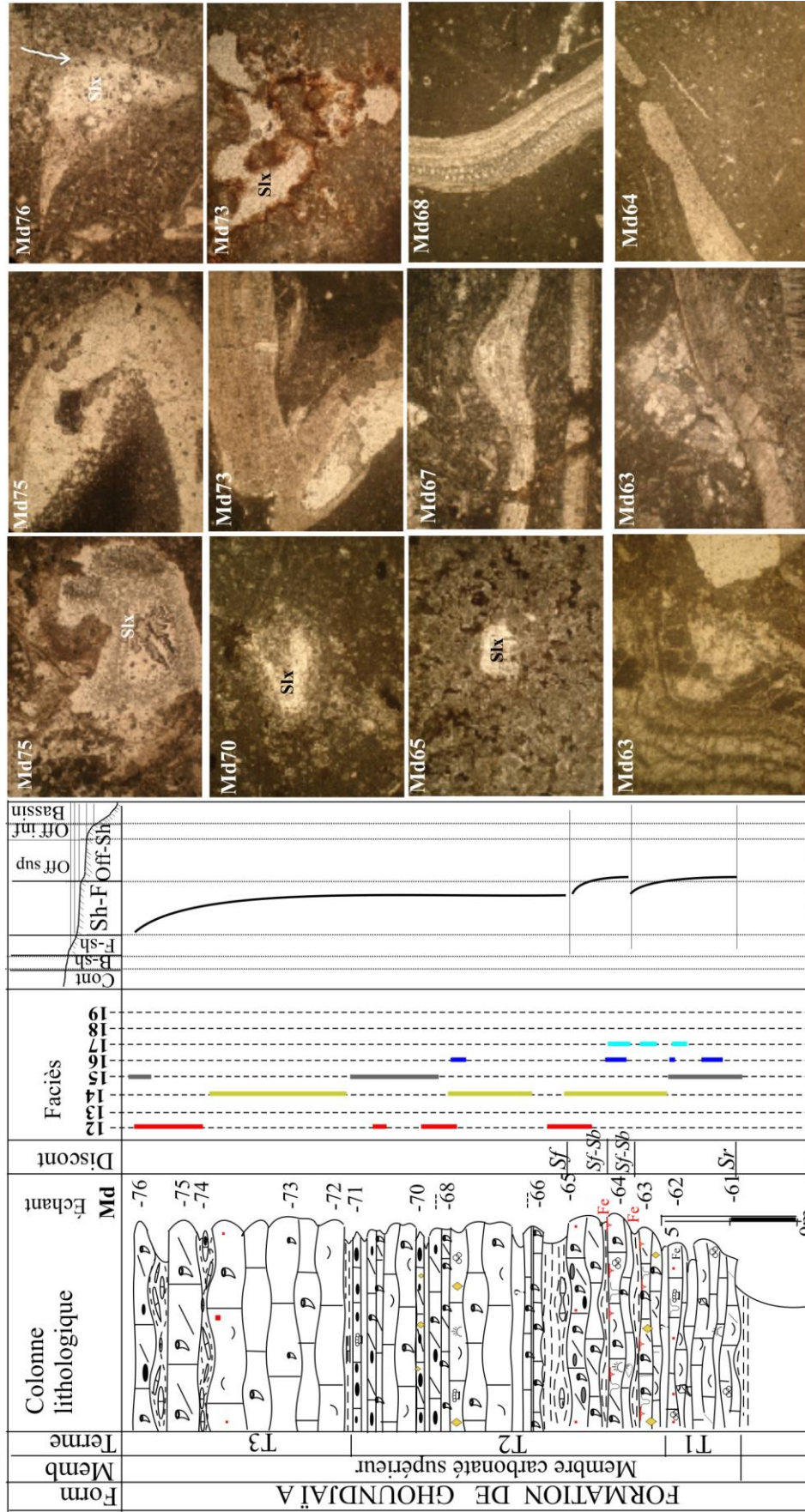


Fig.66. Mud-Wackestone argileux à ammonites associés à des foraminifères et parfois des bivalves (Biv) et radioles d'oursins (Rad). L'ensemble est cimenté par la micrite argileuse. 12. **Dol** : Dolomie à rhomboédres ; 13. **Wlom** : Wackestone laminé à ostracodes et miliolles ; 14. **Rr** : rudstone à rudistes ; 15. **Wsl** : Wackestone à silex ; 16. **Wpef** : wackestone à foraminifères ; 17 : **Wp-bé** : Wackestone-Packstone bioturbé à échimides ; 18. **Pramf** : Packstone argileux à ammonites et foraminifères ; 19. **Pef** : Packstone à échimides et foraminifères

#### IV. ASSOCIATIONS DE FACIES

Sur l'ensemble des coupes réalisées le long du transect Labiodh Sid Cheïkh- Méridja des Monts des Ksour, il est essentiel de rechercher les associations de plusieurs faciès qui permettent de déterminer le milieu de dépôt donné. Il est nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblage représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation. On applique pour cet objectif la notion de substitution latérale de faciès qui explique qu'une association de faciès correspond ainsi à la succession verticale (ou latérale) de plusieurs faciès qui se retrouvent à différents niveaux de la série selon la "*Loi de Walter*" (1893).

Les associations de faciès (A.F.) ont donc été définies et reconnues sur les neuf coupes étudiées, afin de mieux faciliter l'interprétation des faciès en termes de milieux de dépôts (*foreshore*, *shoreface*, *offshore* supérieur et *offshore* inférieur) et de zonation bathymétrique (voir tableau (Tabl. 4). Parfois un seul faciès sédimentaire ne suffit pas pour la détermination d'un milieu de dépôts donné. C'est l'association de deux ou plusieurs faciès qui permettent de l'identifier. Une association de faciès présente ainsi à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès situés à différents niveaux de la série. La répartition spatiale des faciès, reconnues sur les onze coupes étudiées, a permis de les regrouper en cinq associations de faciès (AF1, AF2, AF3, AF4 et AF5) en fonction de leur distribution sur une plate-forme carbonatée de type rampe et selon le schéma proximalité/distalité (*back-shore*, *foreshore*, *shoreface*, *offshore supérieur* et *offshore inférieur*).

Les différents faciès sont regroupés en cinq associations de faciès (Tabl. 4) qui sont positionnés selon le bloc-diagramme (fig. 67)

**1. Association de faciès du *backshore* AF1.** Il est principalement représenté par des faciès gréseux massifs et chenalisants à stratifications entrecroisées (Gam) et à stratifications arquées (Gkb) intercalés par des argiles comprenant des feuillets (Arg) ou plaquettes gréseuses (ArGr). La présence de critères hydrodynamiques annonce un environnement très superficiel de type fluviatile développant un système de chenaux et interchenaux occupées par les plaines d'inondation et des levées. De même, le milieu est mixte fluvio-marin d'où le développement de chenaux à influence de marées.

**2. Association de faciès du *Foreshore* AF2.** Cette association regroupe les faciès de dolomie laminée à *bird-eyes* et *sheet-cracks* (Dla) et les faciès de calcaire à fenestras (Cf) qui semblent indiquer la zone intertidale (supra- et médio-littorale). Des faciès de gypse (Gps) et des faciès de marnes vertes gypsifères (Mvg) qui caractérisent une zone protégée (ou confinée), calme, interprétée comme une lagune. On note qu'au sein de celle-ci, peuvent se développer très occasionnellement, des faciès d'énergie importante témoignant de phénomènes épisodiques de tempêtes.

**3. Association de faciès du *Shoreface* AF3.** Elle est caractérisée par l'influence des agents hydrodynamiques plus ou moins important et correspond aux milieux au-dessus de l'action des vagues de beau temps (LAV). On peut lier cette association avec les premiers faciès (Wlom) de la barre carbonatée où on voit un certain litage régulier suite à l'alignement des ostracodes et miliolites témoignant de l'action des vagues de beau temps du *shoreface*.

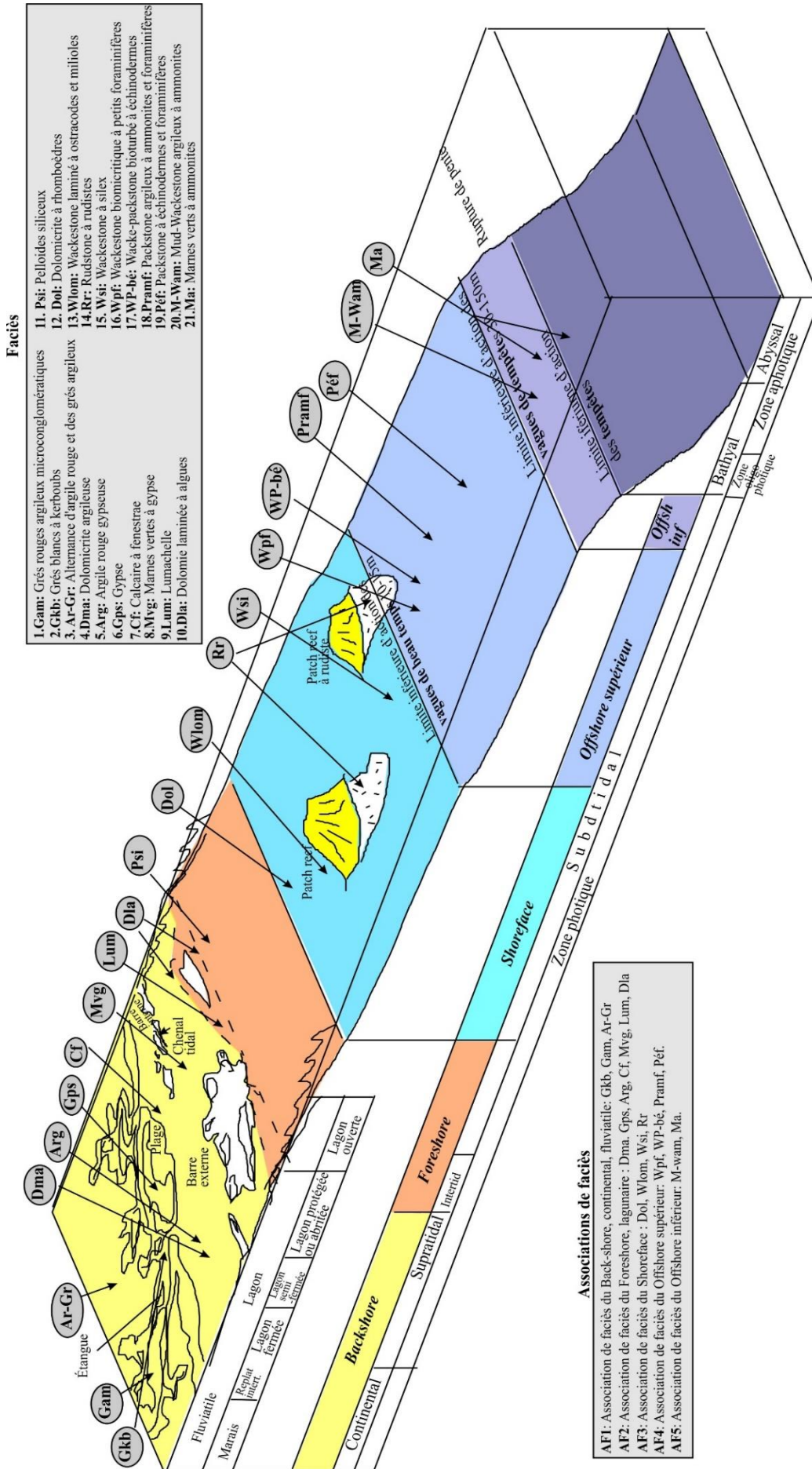


Fig. 67. Répartition des faciès et leurs associations sur la plate-forme carbonatée



**4. Association de faciès de l'Offshore supérieur AF4.** Elle correspond aux milieux situés entre la limite au-dessus d'action des vagues de beau temps et la limite inférieure au-dessous d'action des vagues de tempête. Elle est caractérisée par un faible à moyen hydrodynamisme occasionnellement agité. Elle est composée des faciès subtidaux à ciment varié mais à dominance généralement micritique (Wpf, WP-bé, Péf). La faune contenue est représentée par des foraminifères, oursins et ammonites traduisent un caractère marin à salinité normale avec une certaine profondeur importante. Néanmoins, cette zone subtidale est occasionnellement influencée par l'action des tempêtes générant une texture packstone ou grainstone avec plus ou moins un ciment sparitique comme les faciès (Pef, Pramf). L'association regroupe aussi les faciès (Rr, Wsi, Dol) avec comme caractère commun une matrice micritique et généralement des niveaux assez épais (dizaine de mètres). Parfois, formant un complexe de shoals ou patch-reefs et contribuant au moins partiellement à former de petites amas biolithiques sur la plate-forme carbonatée. Dans ce complexe, on peut distinguer les formes de monticules décimétriques biologiques comme celles trouvées à Labiodh sid Cheikh. Leur taille devient métrique ailleurs. Les faciès micritiques comme (Wsi ou Dol) présenteraient probablement des zones de passes ou d'échanges entre la lagune semi-restreinte et la mer ouverte.

**5. Association de faciès de l'Offshore inférieur AF5.** Cette association se trouve sous la limite inférieure d'action des vagues de tempête, et ne présente un hydrodynamisme marquant. Les caractéristiques de dépôt de cette zone sont des faciès fins (mudstone) de milieux calmes. Elle regroupe les faciès Ma et M-Wvam. (Tabl. 4)

Tabl. 4. Classement des faciès et associations de faciès et leur contenus en fonction des milieux de dépôt.

Faciès & Ass. Fcs	Microfaciès	Micro-macrofossile	Éléments figurés	Stratification et structures sédimentaires	Ciment ou liant	Interprétations environnementales
AF1	Gkb	Grainstone	Quartz, feldspath et débris de roches	Stratif. Entrecroisée et chenalisante	Microsparite et argile	Chenal fluviale
	Gam	Grainstone-packstone	Quartz, feldspath et débris de roches	Stratif. entrecroisée, oblique, oblique arquée	Argile et microsparite	Fluviale
	Ar-Gr	Mudstone argileux	-----	Stratifié	-----	Fluviale (étang)
AF2	Dma	Dolomicrite	Poches de dissolution d'organismes	Stratifé et bioturbé	Dolomite	Supratidal abrite de lagon
	Gps	-----	-----	Laminé et stratifié	-----	Supratidal, lagon interne
	Arg	Mudstone silteux	Silt, fer, matière organique ?	Stratifé et bioturbé	Argile, dolomite	Supratidal, lagon interne
AF3	Cf	Mudstone (dismicrite)	-----	Stratifé	Micrite-gypse	Supratidal, lagon interne
	Mvg	Mudstone	Traces	Stratifé	-----	Intertidal, lagon externe
	Lum	Packstone	Gastéropodes	Stratifé	Microsparite, dolomite	Intertidal, lagon externe ouverte
AF4	Dla	Mudstone (dismicrite)	Faune méconnaissable	Lamination horizontale et incurvée, bird-eyes	Micrite	Intertidal, lagon externe ouverte
	Psi	Packstone siliceux	Pellets, lithoclastes	Peu ondulée	Microsparite sparite	Subtidal moins profond et agité
	Dol	Mud-wackstone argileux	Faune dolomitisée	Ondulé à sub-ondulé	Dolomite	Subtidal moins profond, abrité et calme
AF5	Wlom	Wackstone	Ostracodes et miliolles	Laminations horizontales bioturbation	Microsparite, micrite	Subtidal moins profond agité
	Wsi	Wackstone	-----	Ondulé à sub-ondulé, accidents siliceux	Micrite	Subtidal moins profond
	Rr	Rudstone à rudistes	Bivalves	Lentilles métriques à décamétriques	Micrite argil, microsparite	Subtidal à proximité des "patch-reefs"
AF6	Wpf	Wackstone, packstone	Foraminifères et amonites	Massif, ondulé	Microsparite, micrite	Subtidal
	WP-bé	Wackstone, packstone	Échinodermes, foraminifères, ostracodes, ...	Ondulé à sub-ondulé, bioturbation fréquente	Micrite	Subtidal profond
	Pramf	Packstone, grainstone	Amonites, échinod, gastérop, biv, foraminif.	Ondulé, noduleux,	Micrite argileuse	Subtidal moins profond à influence de tempêtes
AF7	Péf	Packstone	Foraminifères et Faune diversifiée	Lamination horizontale, figures de charge	Micrite, microsparite	Subtidal moins profond à influence de tempêtes
	M-Wam	Mud-wackstone	Foraminifères	Noduleux, pseudo-noduleux et ondulé	Micrite, microsparite	Subtidal très profond à bathyal
	Ma	Mudstone	Vascoceras	Stratifé	-----	Subtidal très profond à bathyal

## V. NOTIONS ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

### 1. Définitions et précurseurs.

C'est une méthode d'étude des bassins sédimentaires, élaborée au début par les chercheurs pétroliers de la Société EXXON. Les pionniers de cette méthode sont [Vail \*et al.\*, \(1977\)](#). Cette méthode a été ensuite développée, pour les séries sédimentaires détritiques de marges passives ([Vail \*et al.\*, 1987](#); [Posamentier \*et al.\*, 1988](#) ; [Van Wagoner \*et al.\*, 1988](#) ; [Mitchum et Van Wagoner, 1991](#)) ; puis élargie à des contextes géodynamiques variés par [Mitchum et Van Wagoner, \(1990\)](#) ; [Vail \*et al.\* \(1991\)](#), et enfin étendue sur les plates-formes carbonatées ([Schlager, 1991](#) ; [Tucker, 1991](#)). Le but de cette méthode est la compréhension de la dynamique d'un système sédimentaire dans un intervalle chronostratigraphique précis grâce à la reconnaissance de la géométrie des dépôts permettant d'établir des corrélations à l'échelle régionale et d'élaborer un modèle de mise en place des géométries sédimentaires.

La stratigraphie séquentielle est fondée sur la reconnaissance, dans l'enregistrement sédimentaire, de séquences de dépôts, constituant la réponse sédimentaire à une variation cyclique du niveau marin relatif ([Vail \*et al.\*, 1977](#) ; [Vail \*et al.\*, 1984](#) ; [Vail et Wornardt, 1990](#)). On considère que les apports sédimentaires sont constants, bien que les quantifications soient délicates ([Schlager, 1981](#); [Grotzinger, 1986](#)) et que la subsidence a une vitesse constante dans les modèles de stratigraphie séquentielle. Les variations de l'espace disponible et les géométries résultantes sont donc avant tout considérées comme contrôlées par les variations du niveau marin relatif.

### 2. Facteurs édifiant les séquences de dépôt.

Sur une plate-forme carbonatée peu profonde, la perte ou gain d'espace disponible est fonction d'une augmentation ou diminution du niveau marin relatif ou d'un apport/production *in-situ* de sédiment plus ou moins importants. Sur un profil plate-forme / bassin, la structure et la position des corps sédimentaires dépendent de l'espace potentiellement disponible pour l'accumulation des sédiments (accommodation effective de [Cross, 1988](#) ; [Jervey, 1988](#)). Trois facteurs contrôlent ce dernier ([Vail \*et al.\*, 1987](#)) (Fig. 68) : 1) l'eustatisme (variations du niveau marin absolu) ; 2) la subsidence *s.l.* ou déformation de la croûte sous l'effet de contraintes tectoniques, isostatiques ou thermiques ; 3) les apports sédimentaires, considérés comme constants, qui combler cet espace. D'autres acteurs, ajoutent le facteur climat ([Berger, 1988](#)).

La production biologique est considérée l'essentiel de l'accumulation sédimentaire. Cette production dépend de plusieurs facteurs (lumière, profondeur, nutriments, apports terrigènes, oxygénation, température, courants, vagues, salinité...) et parfois sans relations directes avec les variations du niveau marin relatif ([Ramade, 1987](#)). Ces facteurs peuvent conduire à la formation de petites séquences sans valeur chronostratigraphique et purement autocycliques dont l'extension est limitée.

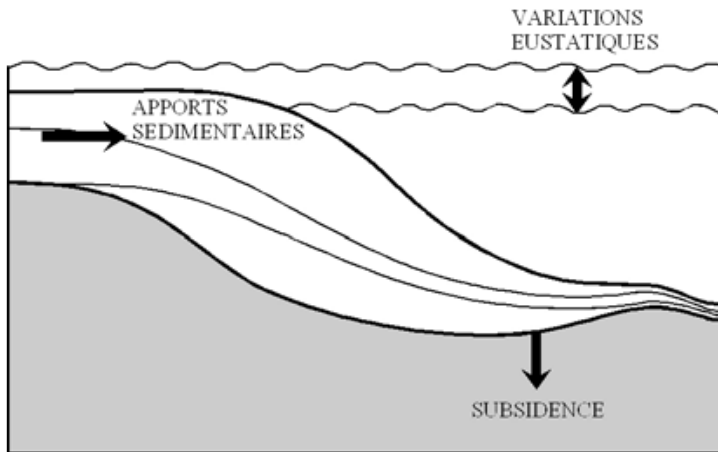


Fig. 68 : Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires (d'après [Vail et al., 1987](#)).

### 3. Les discontinuités.

La limite de séquence (*sequence boundary*, SB) correspond à la diminution le plus rapide du niveau marin relatif (NMR). Sur une plate-forme carbonatée peu profonde, la chute du niveau marin relatif provoque ou non l'émersion. S'il y a émersion, la SB est matérialisée par des indices d'érosion, de karstification et/ou de la pédogenèse. Dans le cas de la non-émersion, la SB est une surface de non-dépôt indiquée par le *shallowing-up* des faciès sous-jacents, par un changement de faciès et/ou par une surface de condensation (SC). L'approfondissement suite à l'augmentation du NMR crée une surface de transgression (*transgressive surface*, TS). Elle peut apparaître comme une surface de remaniement, indiquée par les lithoclastes, des galets noirs, un mélange de bioclastes d'eau douce et marins et/ou des apports terrigènes accrus. Si l'augmentation du NMR est plus rapide, une surface d'inondation maximale (*maximum-flooding surface*, MFS) sera marquée. La MFS, qui est une surface de non-dépôt, est indiquée par une tendance de *deepening-up* des faciès sous-jacents et un *firm-* ou *hard-ground*. Parfois, cette surface est difficilement distinguée, alors elle est remplacée par des dépôts d'inondation maximale (*maximum-flooding deposit*, MFD) qui correspond sur une plate-forme aux bancs les plus épais et/ou aux environnements de dépôts les plus ouverts (ou les plus profonds).

### 4. La séquence de dépôt et ses ordres.

Une séquence de dépôt, de 3<sup>ème</sup> ordre se compose d'une succession plus ou moins concordante de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance ou par leur équivalent latéral concordant ([Mitchum et al., 1977](#)). Six ordres de séquences, basés sur leur durée et les processus à l'origine de leur formation ont été définies ([Vail et al., 1991](#)) :

- les séquences d'ordre 1 (50+ Ma ; changement de volume des bassins océaniques) ;
- les séquences d'ordre 2 (3-50 Ma ; changement de volume des bassins océaniques, changement du taux de subsidence et des apports sédimentaires) ;
- les séquences d'ordre 3 (0.5 à 3 Ma ; tectono-eustatisme, climat), ordre de séquence modélisé par la stratigraphie séquentielle ;
- les séquences d'ordres 4, 5 et 6 (respectivement 0.08-0.5 ; 0.03-0.08 ; 0.01-0.03Ma ; tectono-eustatisme, climat), ordres de séquence modélisés par la stratigraphie génétique.

## 5. Les paraséquences.

Ce sont de petites unités de quelques mètres à quelques dizaines de mètres observables à l'échelle de l'affleurement. Elles sont définies comme une succession relativement concordante de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par les surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Arnott, 1995 ; Yin et Tong, 2000).

## 6. Les cortèges sédimentaires.

Le cortège sédimentaire a été défini formellement comme étant un assemblage tridimensionnel de système de dépôts contemporains (Brown et Fisher, 1977). Les empilements de paraséquences «*parasequence sets*» forment trois types de tendances, aggradante, rétrogradante ou progradante. La reconnaissance de ces tendances et la caractérisation des différents types de discontinuités (*unconformity* / limite de séquence, surface d'inondation maximale, surface transgressive) permettent de définir des cortèges sédimentaires (Fig. 69). Trois grands cortèges sédimentaires sont identifiables au sein d'une séquence (Emery et Myers, 1996; Jaquin *et al.*, 1991 ; Arnaud, 2004). La traduction des termes anglo-saxons est tirée de Cramez (1990).

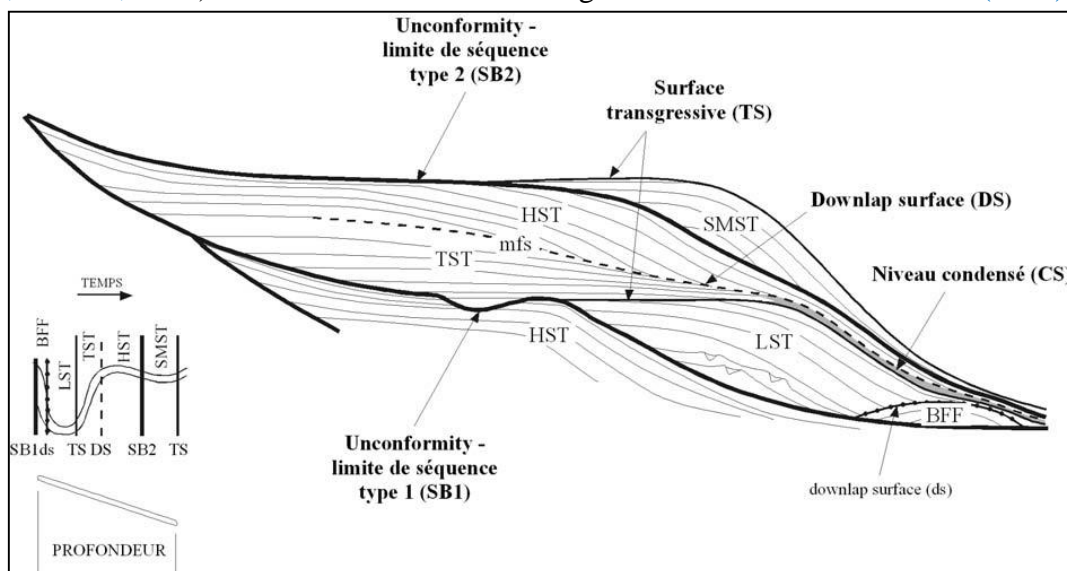


Fig. 69 : Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après Vail *et al.*, 1987). **HST** : *Highstand System Tract* (prisme de haut niveau) ; **TST** : *Transgressive System Tract* (intervalle transgressif) ; **LST** : *Lowstand System Tract* (prisme de bas niveau) ; **BFF** : *Basin Floor Fan* (cône sous-marin) ; **SMST** : *Shelf Margin System Tract* (prisme de bordure de plate-forme) ; **SB** : *Sequence Boundary* (limite de séquence) ; **TS** : *Transgressive Surface* (surface d'inondation) ; **mfs** : *Maximum Flooding Surface* (surface d'inondation maximum) ; **CS** : *Condensed section* (niveau condensé)

- **Le prisme de bas niveau (*lowstand system tract, LST*)**. Ce prisme est compris entre la SB et la TS et correspond aux séquences déposées quand le niveau marin relatif est plus bas. Il est constitué de :

- le cône sous-marin (*basin floor fan*), formé durant le maximum de vitesse de chute du niveau marin relatif, par déstabilisation des sédiments au niveau de la rupture de pente (*shelf break*) qui s'accumulent sous la forme de dépôts gravitaires dans le bassin ;
- le prisme inférieur de bas niveau (*slope fan*), formé durant la diminution de vitesse de chute par remaniements gravitaires des dépôts de la pente ;

- le prisme de bas niveau progradant ou prisme supérieur de bas niveau (*lowstand prograding wedge*) formé pendant une période de stabilité du niveau marin relatif et dont l'empilement des paraséquences montre d'abord un caractère progradant puis aggradant.

En système carbonaté, la chute du niveau marin relatif entraîne l'émergence de la plate-forme qui est soumise à des phénomènes d'altération et de dissolution importants (karstification, pédogenèse). La production carbonatée très réduite se place essentiellement en bordure de l'ancien plateau, caractérisé par des milieux de dépôts marins normaux soumis à un hydrodynamisme turbulent constant. Les sédiments dominants sont des sables grossiers à éléments arrondis (faciès bioclastiques grossiers, à faunes sténothermes et sténohalines).

- **L'intervalle transgressif (*transgressive system tract, TST*)**. Sur la plate-forme, il se distingue par une évolution de faciès qui traduit un approfondissement ou une ouverture des environnements de dépôts. Il correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau marin relatif sont les plus élevées et passent par leur maximum. Il est limité à la base par la surface d'inondation (*transgressive surface, TS*) et au sommet par la surface d'inondation maximum (*maximum-flooding surface, MFS*). Les vitesses de sédimentation moins importantes que les vitesses de remontée entraînent un approfondissement progressif et une rétrogradation des faciès et construction des paraséquences).

En système carbonaté, la tranche d'eau qui submerge progressivement le domaine interne de la plate-forme a une épaisseur très faible, ce qui se traduit par la formation de milieux confinés très peu profonds durant l'*Early TST*. Les milieux sont peu à peu déconfinés au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente. Pendant cet intervalle, la quantité de sédiment produite finit par ne plus pouvoir combler la totalité de l'espace nouvellement créé, de sorte que la profondeur résiduelle au sommet des paraséquences, et la profondeur des milieux de dépôts, deviennent de plus en plus grandes. Ceci finit par conduire à une chute de la production carbonatée et parfois à la formation d'un niveau condensé.

- **Le prisme de haut niveau (*highstand system tract, HST*)**. Il apparaît entre le MFS et le SB suivant. Il correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau marin relatif décroissent puis deviennent nulles. Les vitesses de sédimentation, plus importantes que les vitesses de remontée, entraînent la diminution progressive de la profondeur des milieux de dépôts, se manifestant par un caractère aggradant puis progradant des assemblages de paraséquences. Ce cortège est limité à son sommet par une nouvelle limite de séquence.

Sur les plates-formes carbonatées, les premières paraséquences du *HST* font suite à l'inondation maximale, ce qui va se traduire par des faciès marins ouverts parfois parcourus par des courants de faible vitesse. La productivité carbonatée, qui était faible au niveau de la surface d'inondation maximale, s'accroît de sorte que le comblement s'accroît. Ce comblement est assez homogène sur l'ensemble de la plate-forme. Les faciès à petits bioclastes bien classés passent progressivement vers le haut à des faciès sableux bioclastiques grossiers, puis éventuellement à des faciès à madréporaires ou oolithiques. Du fait de la tendance progradante, le *late HST* n'existe

que dans la partie externe de la plate-forme où il est représenté par des faciès confinés, dus au comblement sédimentaire qui coupe les communications avec la mer ouverte (Arnaud, 2004).

### 7. Limite du modèle de séquence de dépôts.

Il a été d'abord adapté à la sédimentation silicoclastique où l'arrivée de sédiments est externe au système et où la dynamique sédimentaire est régie par un simple contrôle eustatique. Le cas est beaucoup plus complexe dans les environnements carbonatés, puisqu'il faut introduire une production sédimentaire interne qui peut être quasi présente dans les zones du modèle sédimentaire mais avec des productivités variables. Les facteurs régulant cette production/productivité sont nombreux et ne sont pas forcément dépendant du niveau marin.

Un second problème est celui de la multiplication des modèles en système carbonaté (Sarg, 1988 ; Jaquin *et al.*, 1991 ; Tucker, 1991 ; Cant, 1992 ; James et Kendall, 1992 ; Tucker et Wright, 1992) ce qui traduit la difficulté de passer d'un système à un autre. On considère que le schéma classique (originel) de l'architecture des plates-formes est établi pour une géométrie particulière, avec rupture de pente, souvent considérée comme la limite plateau/talus ou parfois comme une rupture interne à la plate-forme « *offlap break* ». Les géométries de rampe, fréquentes dans les systèmes carbonatés peuvent-elles rendre compte des mêmes schémas ? Le critère stratocroissance / stratodécroissance, utilisé sur le terrain est à manipuler avec précaution. On admet généralement qu'en domaine carbonaté peu profond, les variations de l'espace disponible (subsidence + variations du niveau marin absolu) sont généralement représentées par les variations d'épaisseurs des paraséquences, voire-même des bancs (Strasser *et al.*, 1999). Le problème est que le taux de sédimentation, s'il ne modifie pas les géométries, modifie les épaisseurs. Une série stratocroissante ne représente donc pas forcément une augmentation du niveau marin relatif, mais peut être due à une modification de la production carbonatée sans relation avec le niveau marin relatif.

Enfin, la stratigraphie séquentielle implique une hiérarchisation des surfaces d'émersion afin de pouvoir déterminer les limites de séquences potentielles. Celles-ci représentent une période importante durant laquelle se produit l'émersion qui peut se marquer par le bon développement des karsts, paléosols ou par un renouvellement faunistique biostratigraphiquement bien enregistré.

## VI. STRATIGRAPHIE GENETIQUE

Elle se base sur les travaux de Cross (1988) et Galloway (1989) et définit des unités à limites isochrones et de haute fréquence (10 Ka à 100 Ka) appelées unités ou séquences génétiques. Ces petites unités stratigraphiques sont définies à partir de l'étude des faciès sédimentaires et sont délimitées par les surfaces d'inondation maximale, correspondant aux maximas bathymétriques et à leurs corollaires (Posamentier *et al.*, 1988). Elles enregistrent un cycle de variation des milieux de sédimentation, correspondant au niveau du prisme littoral à une phase de progradation suivie d'une phase de rétrogradation (Homewood *et al.*, 1992). Ces deux phases sont séparées l'une de l'autre par la surface d'inondation (Posamentier *et al.*, 1988). La surface d'inondation maximale étant une surface isochrone, enregistrant le moment d'inversion entre les tendances ; elle peut donc être corrélée du milieu continental au milieu marin. Le mode d'empilement de ces unités permet de reconstituer, par corrélation, des géométries de systèmes sédimentaires à toutes échelles, dans un contexte structural donné.

Trois types d'empilement verticaux d'unités génétiques peuvent être reconnus (Fig. 70) (Cross, 1988 ; Homewood *et al.*, 1992 ; Cross, 1992).

- une évolution verticale vers le pôle continental traduit une migration globale de la zone littorale vers la mer (*seaward-stepping*). Elle enregistre une phase de progradation globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques ;
- une évolution verticale vers le pôle marin traduit une migration globale de la zone littorale vers le continent (*landward-stepping*). Elle enregistre une phase de rétrogradation globale à l'échelle d'une séquence d'unités génétiques ;
- si la suite verticale ne présente pas d'évolution globale des milieux de sédimentation, on parle d'empilement vertical (*vertical-stacking*).

Plusieurs ordres de séquences emboîtées peuvent alors être individualisées et corrélées d'une coupe à l'autre (Fig 70). L'empilement vertical des unités génétiques conduit à la définition de trois ordres inférieurs (Guillocheau *et al.*, 2000) :

- le groupement d'unités génétiques (équivalent au 4<sup>ème</sup> ordre ; Dromart *et al.*, 1996) ;
- le cycle transgressif – régressif mineur, d'une durée comprise entre 1 et 15 Ma.
- le cycle transgressif – régressif majeur, d'une durée comprise entre 10 et 40 Ma.

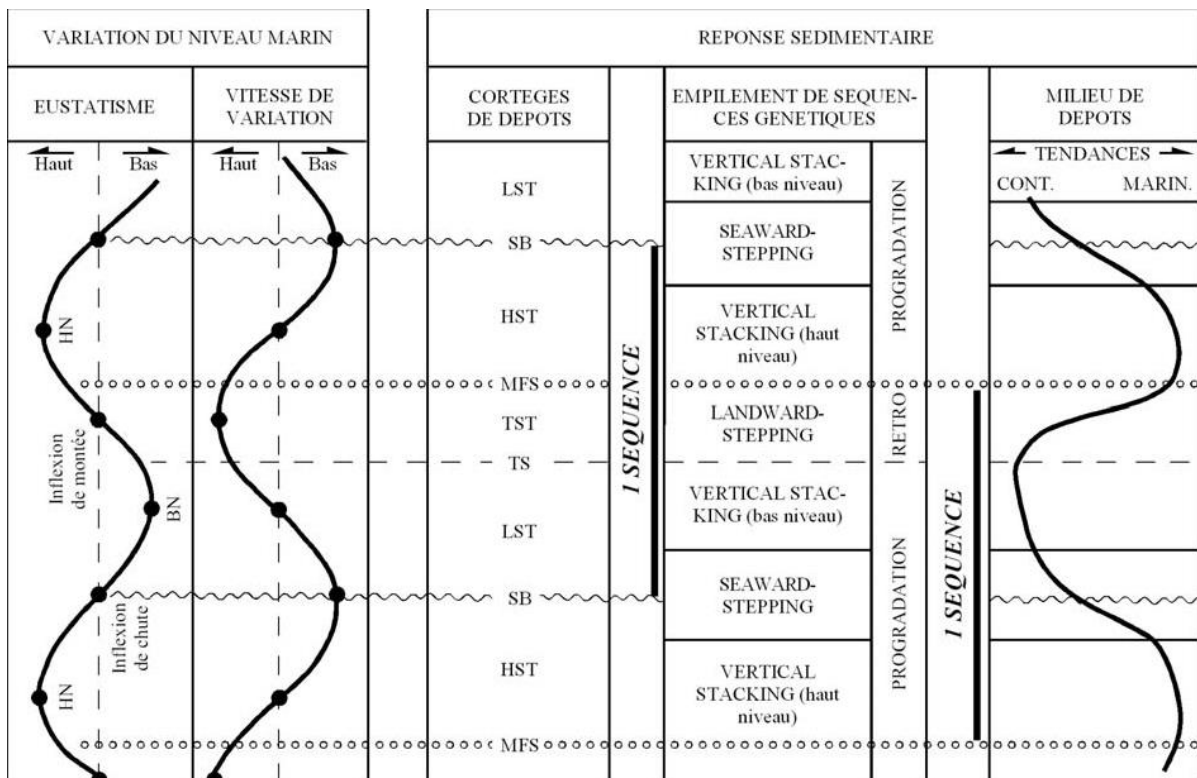


Fig. 70 : Comparaison du découpage séquentiel en cortèges de dépôts, et du découpage en empilement de séquences génétiques (*stacking pattern*) (Homewood *et al.*, 1992 ; Cojan et Renard, 1997). (MFS : surface d'inondation maximum ; SB : limite de séquence ; TS : surface d'inondation ; HST : prisme de haut niveau ; LST : prisme de bas niveau ; TST : Intervalle transgressif).



## VII. POINTS COMMUNS.

Les développements récents montrent une certaine complémentarité entre les deux approches, malgré de nombreuses divergences notamment sur la valeur des discontinuités. La stratigraphie génétique étant élémentaire, s'adapte bien à une étude de terrain où les affleurements sont mal exposés. De plus, basée sur la sédimentologie de faciès, elle nécessite une bonne évaluation bathymétrique surtout des séries de plates-formes. L'approche séquentielle, mise au point sur des géométries de bordure de plate-forme, par des séquences de 3<sup>ème</sup> ordre découpées ensuite en paraséquences est plus performante dans le bassin (Homewood *et al.*, 1992 ; Cojan et Renard, 1997).

## VIII. DECOUPAGE SEQUENTIELLE DES SERIES ETUDIEES :

**1. Les Séquences et discontinuités de Djebel Tismert** (fig. 71). De bas en haut, les séquences s'organisent comme ainsi :

- **La séquence S1** : c'est une séquence constituée de marnes à passées centimétriques de gypse à tendance régressive. Sa limite supérieure est marquée par une surface bioturbée (*Sb1*).
- **La séquence S2** : c'est une très petite séquence régressive formée de biodolomicrite laminée à ostracodes. La discontinuité supérieure est une surface ferrugineuse (*Sf1*).
- **La séquence S3** : l'apparition des *Neolobites* au sein de cette séquence, marque un bref approfondissement sur l'*Upper offshore* et signe l'inversion des tendances. La limite supérieure est une surface bioturbée (*Sb2*).
- **La séquence S4** : elle est encadrée par deux surfaces bioturbées. La grande partie inférieure de cette séquence signe un ennoisement poussé vers l'*Offshore*. Alors que son dernier tiers assiste à un retour des conditions moins profondes de l'*Upper offshore*.
- **Les séquences S5 et S6** : Ce sont deux grandes séquences à tendance régressive et qui représentent des grandes masses carbonatées formant, par endroit, des monticules ou lentilles décimétriques à rudistes. Les mudstones-wackestones biomicritiques riches en échinodermes dans la S5 forment des communications (passes) sur l'*Upper offshore* entre les patch-reefs à rudistes qui peuvent atteindre le *shore-face*. La limite supérieure est une surface ferrugineuse (*Sf2*).
- **Les séquences S7, S8 et S9** : ces trois petites séquences métriques, délimitées par des surfaces bioturbées, signent un léger approfondissement du *shore-face* vers l'*Upper offshore* matérialisé par des débris bioclastiques essentiellement des rudistes issus de l'action des vagues.
- **Les séquences S10 et S11** : enfin, les deux dernières séquences régressives matérialisées par des mud-wackestones et parfois packstone biomicritique à foraminifères et miliolles marquent les faciès d'arrière-récif se déposant sur une lagune au *shore-face*.

*In fine*, ces séquences élémentaires de 3<sup>ème</sup> ordre se regroupent en deux mégaséquences **SI** et **SII** de 2<sup>ème</sup> ordre. Elles passent d'un pôle à tendance d'approfondissement vers un pôle plus développé à tendance régressive.

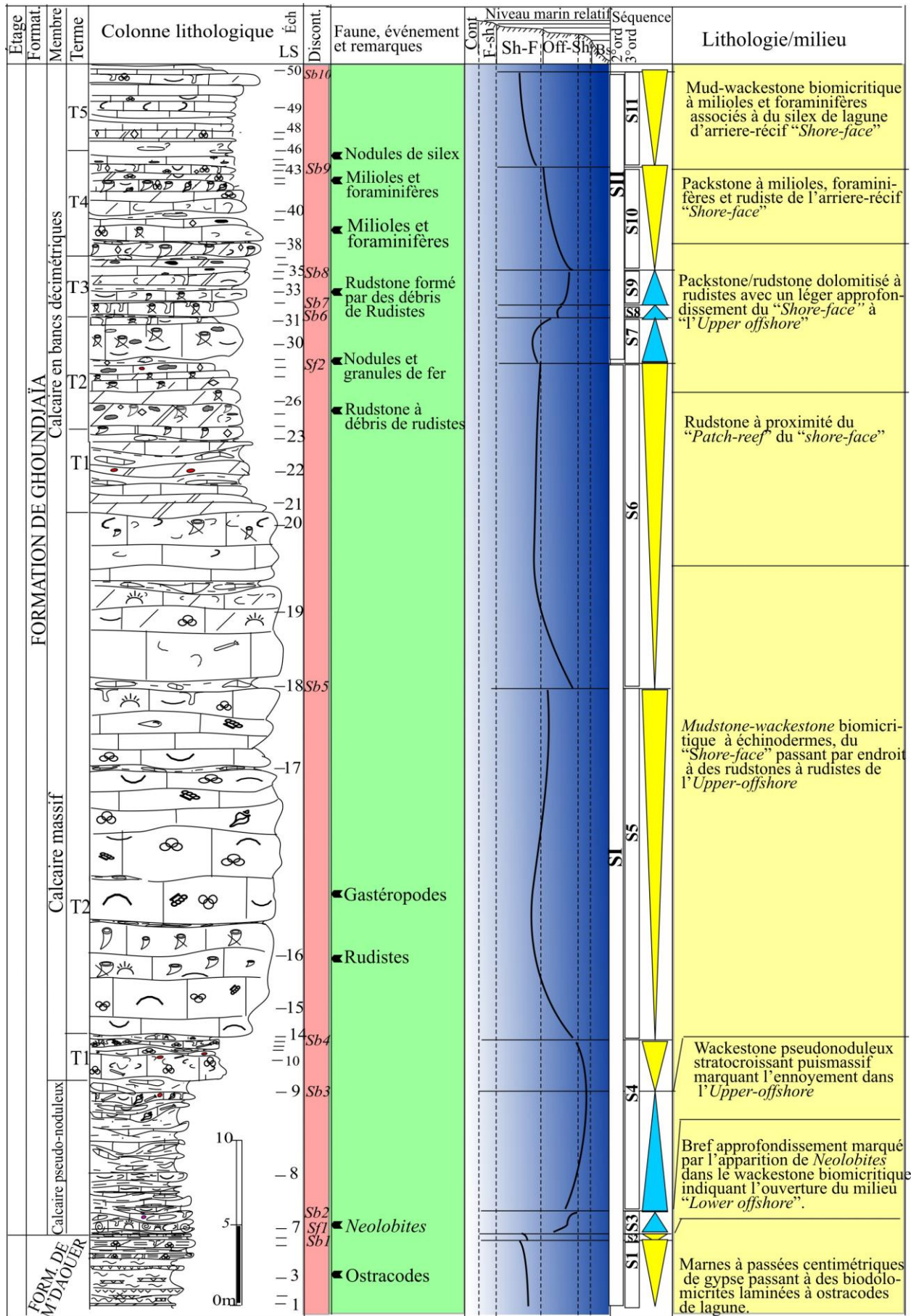


Fig. 71. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Djebel Tismert, région Labiodh sid Cheikh

**2. Les Séquences et discontinuités de Djebel Rhélida** (fig. 72). De bas en haut, sept séquences ont été identifiées :

- **la séquence S1** : réellement, c'est une sommation de plusieurs séquences élémentaires ou paraséquences binaires qui se développent dans les marnes gypsifères. Chaque séquence binaire présente un pôle marneux basal plus développé et un pôle gypseux supérieur formant un couplet à tendance régressive. C'est une séquence caractéristique d'une lagune interne de l'*Upper fore-shore* ou supratidal.

- **les séquences S2, S3 et S4** : ce sont trois petites séquences similaires à S1, sauf que la dolomie remplace le gypse qui progressivement disparaît. Dans la S2, on pense que des organismes ont été dissous dans le niveau Rh 4. Ces séquences correspondent à une lagune externe du *Lower Fore-shore*.

- **la séquence S4**, qui se termine par une surface bioturbée (*Sb1*) avec des fantômes d'organismes, correspond à une brève incursion marine dans le *Lower Fore-shore*. Cette incursion marine correspond à un courte (*Si*).

- **la séquence S5** : c'est une séquence décamétrique représentée par des mud-wackestones noduleux bioturbés à échinodermes. Sa limite inférieure est une surface bioturbée (*Sb1*) sur laquelle se développe une lumachelle. Au milieu de cette séquence, les articles d'échinodermes sont associés à des foraminifères pélagiques d'où on peut considérer le maximum d'inondation. La limite supérieure est une surface ferrugineuse (*Sf2*).

- **la séquence S6** : elle débute par un packstone argileux à ammonites du *Lower Offshore* indiquant une phase d'approfondissement ou d'ennoiement. Ensuite, vient un packstone biomicritique dolomitisé parfois bioturbé indiquant un *Offshore supérieur*, occasionnellement énergétique. La limite supérieure est également une surface ferrugineuse (*Sf3*).

- **la séquence S7** : cette séquence a une tendance régressive plus développée matérialisée par des mud-wackestones dolomitisés à nodules de silex et rares bioclastes indiquant un *Offshore supérieur* abrité. Ponctuellement, on note l'influence de tempête signalée par la présence de lithoclastes à la base de cette séquence (Rh 24).

En résumé, deux mégaséquences **SI** et **SII** regroupent les sept séquences élémentaires enregistrées dans la coupe de Djebel Rhélida où la S1 a une tendance régressive, alors que la SII est d'abord à tendance transgressive puis régressive.

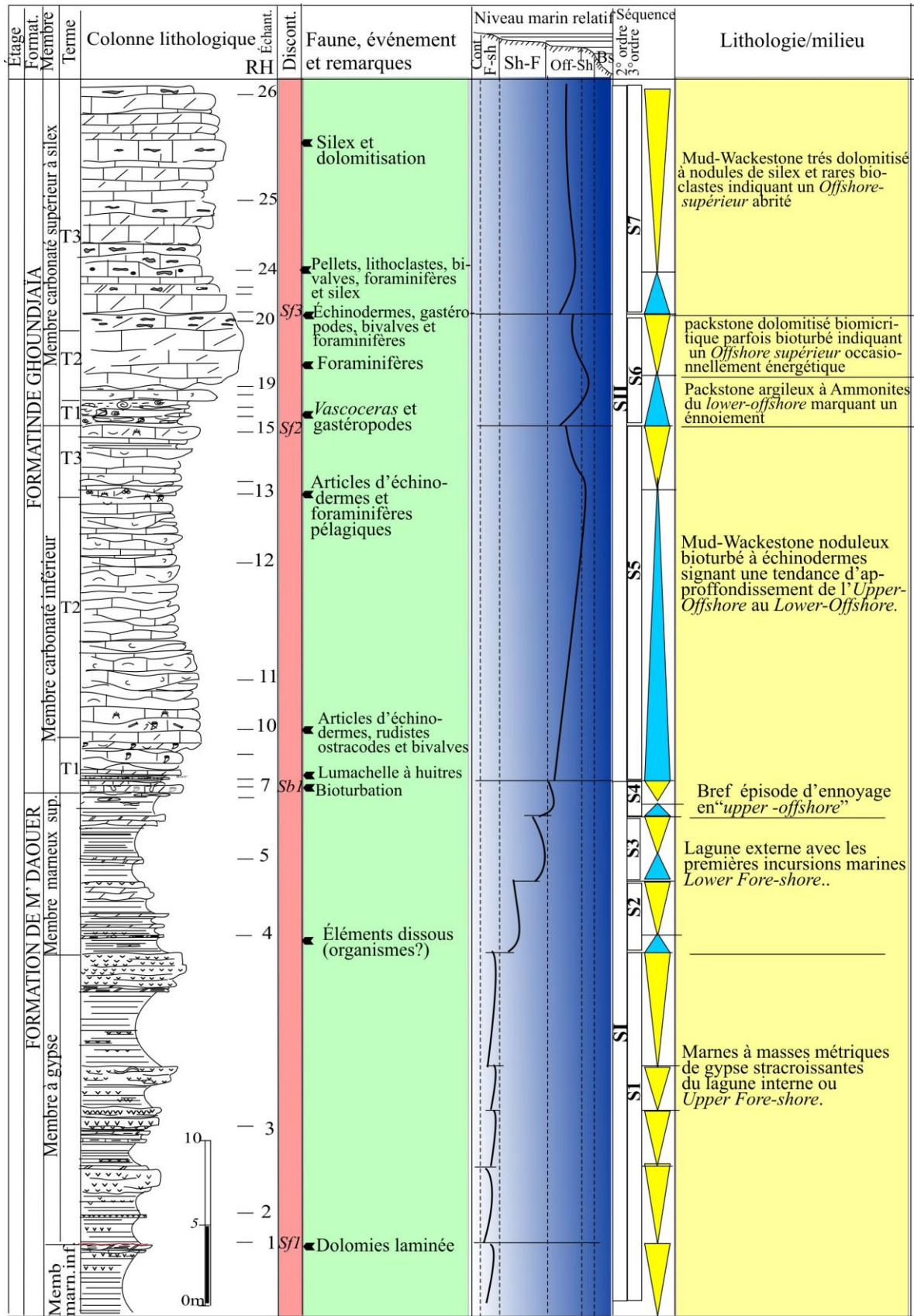


Fig. 72. Suite séquentielle et environnements de la coupe du Djebel Rhelida, région de Boussemghoun

**3. Les Séquences et discontinuités de Djebel M'daouer** (fig. 73). Les séquences suivantes se présentent de bas en haut :

- **les séquences S1, S2, S3, S4 et S5** : ce sont des séquences similaires formant des couplets constitués à la base de marnes gypsifères achevées par des masses métriques de gypse à tendance régressive se développant dans une lagune du *Fore-shore* ;

- **la séquence S6** : elle commence par des calcaires avec un niveau riche en gastéropodes monospécifiques annonçant la première incursion marine suivi par un intervalle marneux presque masqué ;

- **la séquence S7** : dans cette séquence, correspondant à la base de la première barre carbonatée, on assiste à un premier ennoiement significatif. L'évolution s'effectue depuis le *shoreface* à influence de l'action des vagues matérialisée par la lamination et l'alignement des ostracodes et milioles vers l'*Upper offshore* d'où l'apparition des *Neolobites*. La limite supérieure est une surface bioturbée (*Sb3*) ;

- **la séquence S8** : elle est encadrée par deux surfaces bioturbées (*Sb3*) et (*Sb4*). Sa grande partie inférieure enregistre un ennoiement poussé vers le *Lower Offshore*. Alors que la partie supérieure présente des faciès noduleux bioturbés à échinodermes marquant le *shallowing-upward* et le *thickening-up* sur un *Upper Offshore* ;

- **la séquence S9** : cette petite séquence à tendance régressive présente un packstone argileux à *Vascoceras* qui, ponctuellement passe au rudstone à rudistes du *shoreface*. Il s'agit probablement des petits patch-reefs à rudistes.

- **la séquence S10** : elle présente le second ennoiement significatif vers le *Lower offshore* matérialisé par marnes à *Vascoceras*. Ses limites correspondent à un hard-grounds (*Sf2*) basal et une surface sommitale bioturbée (*Sb5*).

- les séquences S11, S12 et S13 développent chacune un pôle régressif.

Enfin, les séquences de S1 à S6 sont regroupées dans une mégaséquence régressive **SI**, alors que S7 au S13 se regroupent dans une mégaséquence **SII** à tendance transgressive ou rétrogradante.

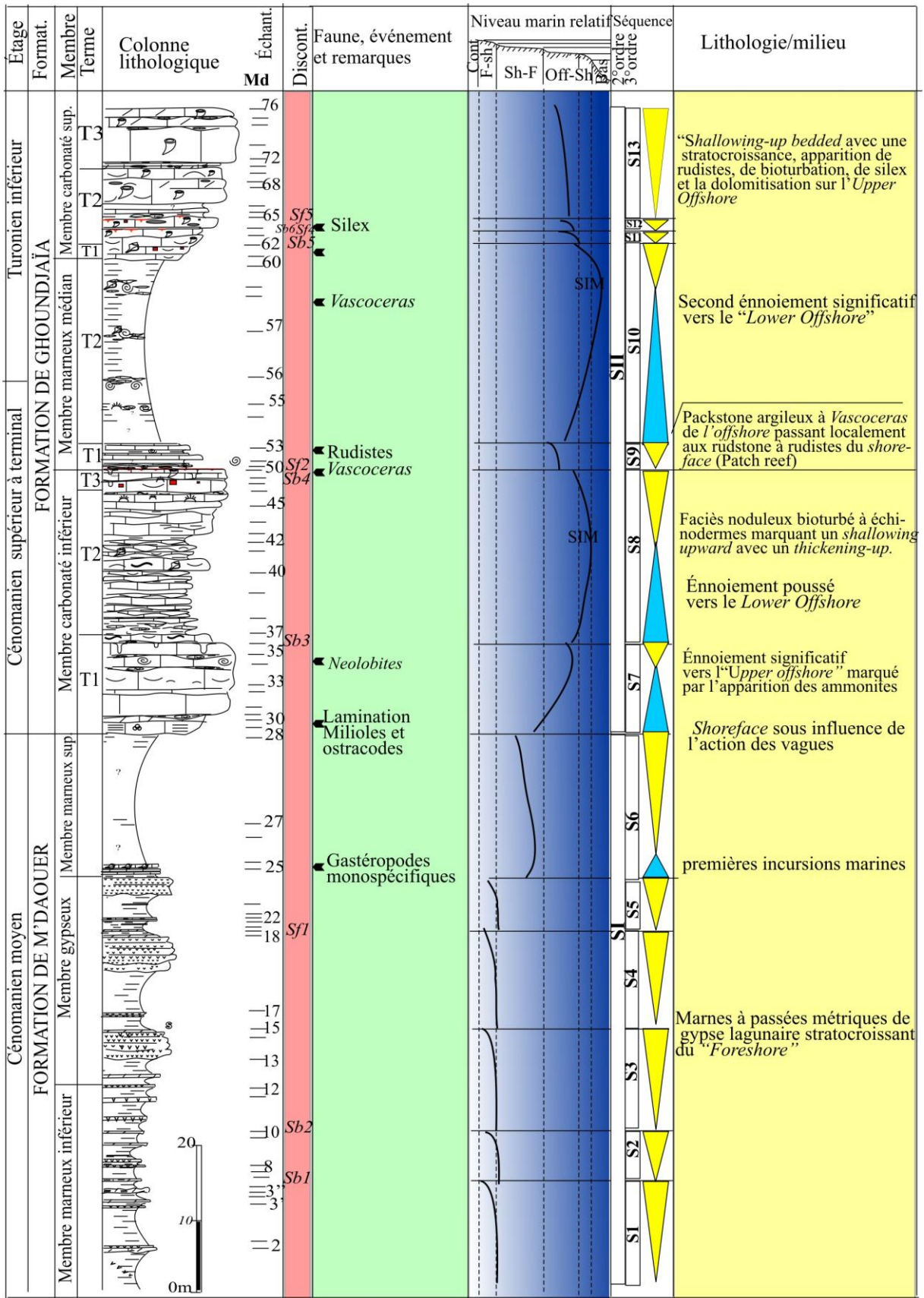


Fig. 73 : Suite séquentielle et environnements de la série du Djebel M'daouer, région d'Ain Ouarka

#### **4. Les Séquences et discontinuités de Djebel Ghoundjaia (fig. 74)**

On a les séquences :

- **S Les séquences S1, S2, S3, S4, S5 et S6:** Il s'agit d'une répétition de couplet formé de marnes gypsifères à la base scellés par des masses métriques de gypse à tendance régressive. Ils se développent sur une lagune du « *Fore-shore* ».
  - **La séquence S7 :** c'est une petite séquence avec des marnes coiffés d'un banc bioclastique annonçant la première incursion marine sur une lagune semi-ouverte se développant toujours sur le *shore-face*.
  - **La séquence S8:** Il s'agit d'une séquence indiquant un premier ennoisement significatif. Cette étape s'effectue sur l'*Upper offshore* par le biais d'un wackestone biomicritique bioturbé à échinodermes et foraminifères. Sa limite inférieure est une surface ferrugineuse (*Sf1*) et la limite supérieure est une surface bioturbée (*Sb1*).
  - **La séquence S9:** Elle est matérialisés par un mud-wackestone noduleux, bioturbé avec un *shallowing upward* et *thickening-up*. Sa grande partie inférieure indique un deuxième ennoisement mais toujours sur l'*upper Offshore*.
  - **La séquence S10 :** Dans cette séquence l'enneisement est poussé passant au *Lower offshore* depuis un packstone argileux à *Vascoceras* de l'*upper offshore*. Sa limite supérieure est une surface bioturbée (*Sb2*).
  - **La séquence S11 :** Les mudstone et wackestone biomicritique de cette séquence annoncent un *shallowing-up bedding* sur un *Off-shore* supérieur.
- Enfin, on peut rassembler les séquences S1 à S7 sous une mégaséquence **SI** à tendance régressive alors que la **SII** regroupant la S8 à S11 a une tendance transgressive.

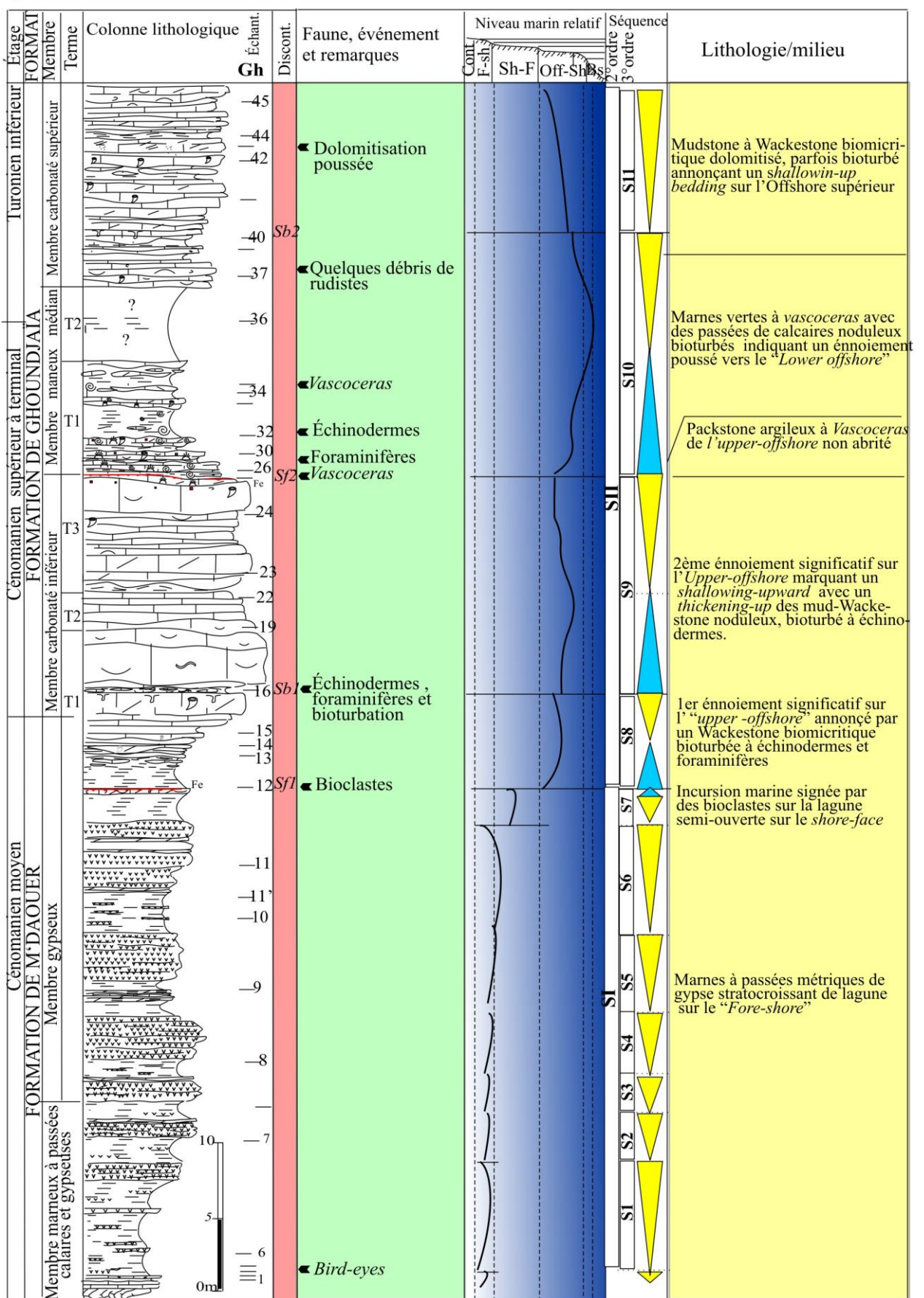


Fig. 74. Suite séquentielle et environnements de la série du Djebel Ghoundjaia, région d'Ain Ouarka



**5. Les Séquences et discontinuités de Sefret El-Handjir** (fig. 75). La suite séquentielle dans ce secteur comprend les séquences suivantes :

- **Les séquences S1, S2 et S3** : elles sont constituées par des séquences régressives et elles sont composées par des marnes peu gypsifères à passées dolosparitiques se développant dans une lagune abritée du *fore-shore*.
- **La séquence S4** : la première incursion marine dans cette lagune du *fore-shore* est matérialisée par une lumachelle, des microbioclastes, ostracodes, milioles se déroulent dans le *Shore-face*.
- **La séquence S5** : l'enneiement est significatif au niveau de cette séquence traduisant l'ouverture sur l'*Upper offshore* qui est matérialisé par des wackestones biomicritiques bioturbés à ammonites, échinodermes et foraminifères pélagiques. La partie supérieure voit une tendance à un *shallowing upward et thickening-up*.
- **Les séquences S6, S7 et S8** : ces trois petites séquences représentées par des wackestones noduleux, bioturbé indiquent que le niveau marin relatif reste constant qui traduisant l'aggradation du dépôt dans le passage de l'*upper offshore* et *lower-offshore* qui perdure jusqu'à la partie inférieure de la séquence 9.
- **La séquence S9** : dans cette séquence l'enneiement est accentué passant de l'*upper offshore* au *lower offshore* marqué par un packstone argileux à *Vascoceras* vers un mud-wackestone dolomitisé à nodules de silex, articles d'échinodermes, bryozoaires et bivalves. La fin de la séquence voit une tendance régressive.

En conclusion. Deux mégaséquences peuvent être distinguées, la **SI** à dominance marneuse gypsifère évoluant dans un *fore-shore* (séquences S1, S2 et S3) avec une tendance transgressive dans la S4 passant vers le *shore-face*. La **SII** regroupant la S5 à S9 où le niveau marin relatif reste constant ce qui se traduit par des séquences aggradationnelles jusqu'à la séquence 9 où le secteur voit une tendance régressive dans l'*offshore* supérieur.

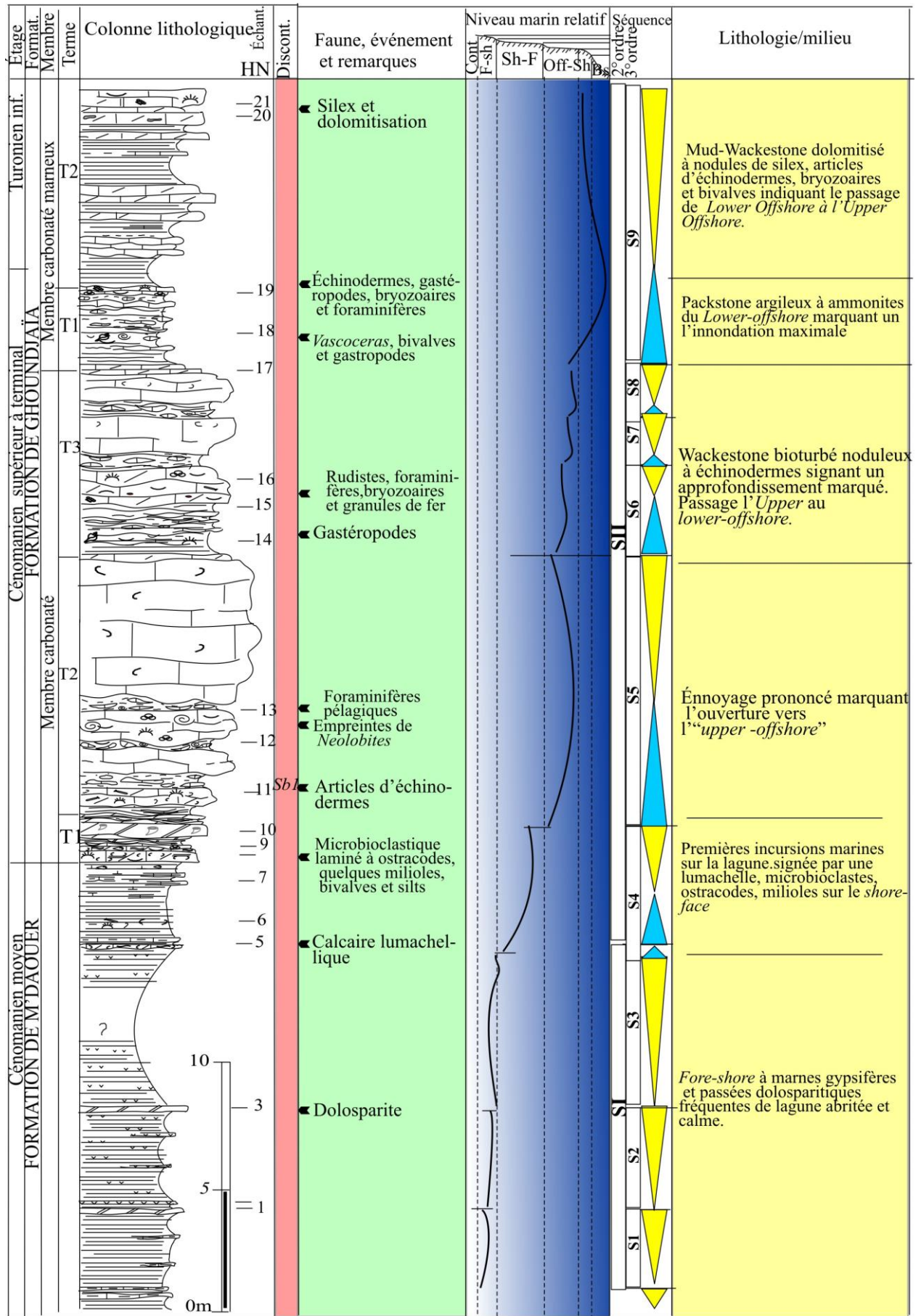


Fig 75. Suite séquentielle et environnements de la série du Sefret Handjir, région d'Ain Sefra

**6. Les Séquences et discontinuités de Chebket Tamednaia** (fig. 76). La succession commence par des séquences progradantes **S1**, **S2** et **S3** à tendance de comblement qui se développent dans le milieu *Back-shore* en milieu fluviatile à fluvio-marin en tresse. Le faciès est essentiellement silicoclastique (grès, argiles, silts, microconglomérats) présentant des stratifications entrecroisées, obliques. Sa limite supérieure est une surface ferrugineuse (*Sf2*). Cette même surface constitue une discordance angulaire.

- **La séquence S4** : à partir de cette séquence, caractérisée par un pôle argilo-silteux à gypse dans le *Fore-shore*, où on assiste à une diminution en silicoclastique en parallèle le début de l'. Un hard-ground ferrugineux clôturera cette séquence (*Sf3*).

- **La séquence S5** : elle marque l'ouverture du milieu sur l'*upper offshore* signée par le pôle marneux inférieur. Les wackestones biomicritiques à lithoclastes, formant la partie supérieure, présentent un *shallowing upward* passant au *shoreface*.

- **La séquence S6** : cette séquence représente un deuxième ennoiment sur l'*upper offshore*. Une surface bioturbée avec des plages de micrite rouge trace la limite supérieure (*Sb2*).

- **La séquence S7** : dans cette séquence l'ennoiment continu passant de l'*upper offshore* au *lower offshore* depuis un intervalle argileux à un mud-wackestone riche en articles d'échinodermes, foraminifères, gastéropodes, bryozoaires et bivalves.

- **La séquence S8** : dans la partie supérieure de la S8 marquée par des calcaires dolomitiques à tendance régressive superposant un intervalle marneux marquant un bref ennoiment sur le *Lower offshore*, puis le packstone et le rudstone à rudistes annonce un *shallowing-upward*. Une surface bioturbée (*Sb3*) limite la S8 et S9

- **La séquence S9** : la dernière séquence montre la continuité du *shallowing-upward* et le *thickening-up* au sein des wackestones dolobimicritiques.

En conclusion, on peut distinguer une mégaséquence **SII**, essentiellement carbonatée regroupant (S5, S6, S7 et S8), à tendance transgressive, s'agençant de foreshore à l'offshore et une partie d'une mégaséquence **SI**, essentiellement silicoclastique comprenant (S1, S2 et S3) à tendance régressive s'organisant dans un milieu fluviatile. C'est une mégaséquence Régressive/Transgressive qui voit un comblement avec la séquence S9 dans lower offshore.

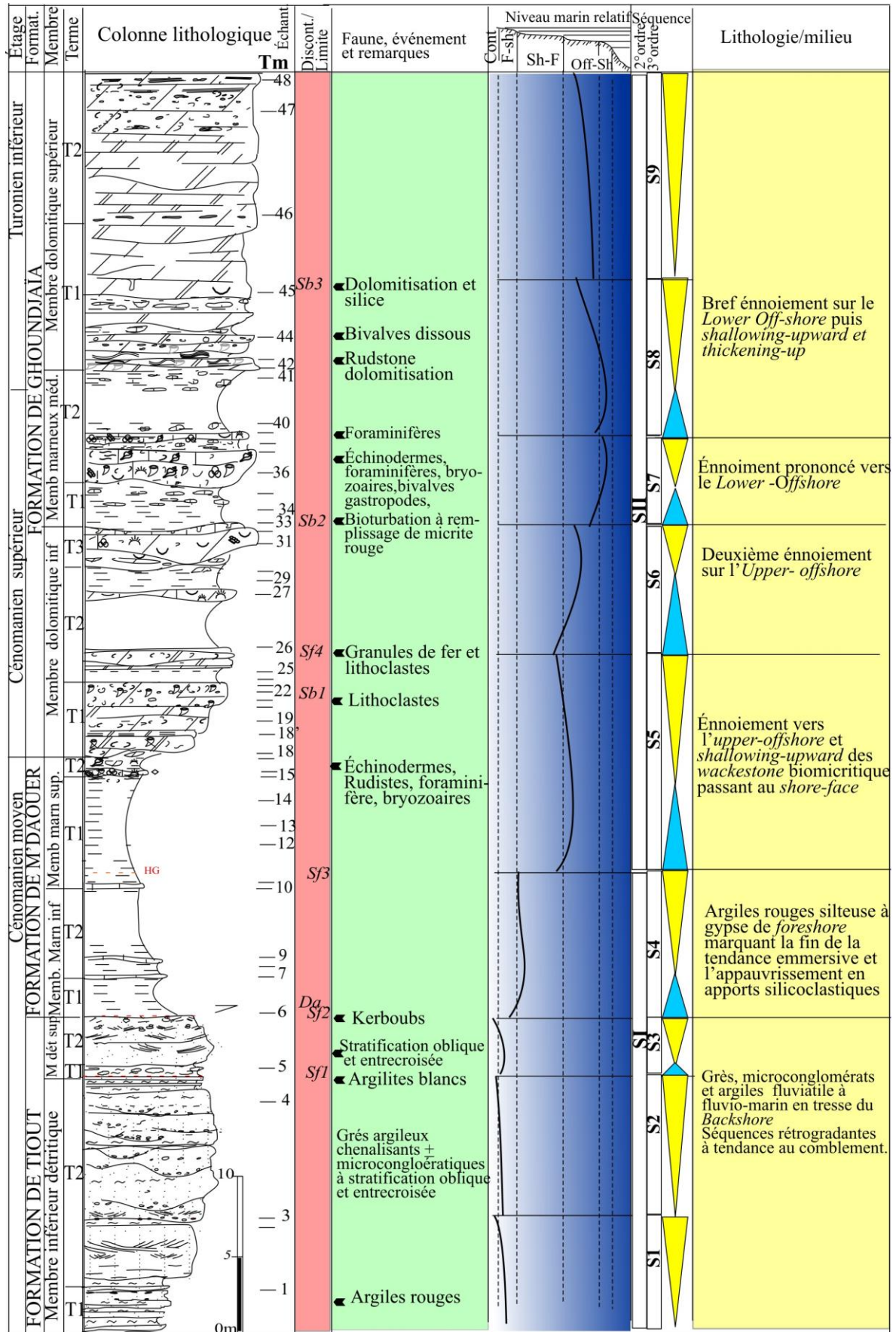


Fig.76. Evolution séquentielle et environnements de la série du Chebket Tamednaia, région Béni-Ounif

**7. Les Séquences et discontinuités de la région de Boukais** (fig. 77). Dans ce secteur, les séquences s'organisent comme ainsi :

- **Les séquences S1 et S2** : ces deux séquences se développent dans une lagune abritée du *foreshore*. Leur faciès marneux est ponctué par des décharges silicoclastiques. La dolomie laminée indique le passage vers le *shoreface*. Une surface de ravinement (*Sr*) délimite le S1.

- **La séquence S3** : ce n'est qu'à partir de cette petite séquence avec des marnes coiffées par des bancs bioclastiques que l'ouverture et l'influence de l'action de vague sont distinctes sur le *shoreface*. Elle est délimitée par deux surfaces ferrugineuses (*Sf2*) et (*Sf3*).

Les trois séquences S1 et S2 à tendance régressive se regroupent dans une mégaséquence **SI** à tendance régressive.

- **La séquence S4** : il s'agit d'une répétition de trois couplets marnes-calcaire indiquant une légère élévation du niveau marin relatif sur l'*upper offshore* avec un *shallowing upward et thickening-up* pour chacune des couplets.

- **La séquence S5** : elle indique un bref ennoisement suivi d'un *shallowing upward*.

- **La séquence S6** : dans cette séquence, l'ennoisement est généralisé vers le *lower offshore* avec l'apparition des spicules d'éponges et des foraminifères, il s'agit d'un véritable (*Sim*). Un wackestone biomicritique à gastéropodes, annélides, bryozoaires et foraminifères présente un *thickening-up*.

- **La séquence S7** : il s'agit d'un mud-wackestone bioturbé avec un *shallowing upward et thickening-up*. Sa grande partie inférieure indique un deuxième ennoisement mais toujours sur l'*upper offshore*. On note que la partie supérieure montre des lithoclastes, algues, silex, fer et argiles témoins de l'action des tempêtes.

- **La séquence S8** : on assiste à un passage du l'*upper offshore* au *shoreface* avec une influence d'action des vagues et tempêtes attestée par les laminations, lithoclastes.

- **Les séquences S10 et S11** : ce sont deux séquences qui se développent sur l'*upper offshore* indiquant un *shallowing upward* signé par les packstones et wackestone biomicritique bioturbés. L'ensemble des séquences S7, S8, S9 et S10 ont comme limites des surfaces bioturbées qui indiquent un ralentissement de la sédimentation à la fin de chaque séquence.

Finalement, la séquence S1 à la séquence S9 correspondent à des séquences de 3<sup>ème</sup> ordre enregistrant des séquences T/R saccadées dans le milieu offshore. Par contre la mégaséquence **SII** regroupe les S4 à S6 à tendance transgressive puis S7 à S11 à tendance régressive

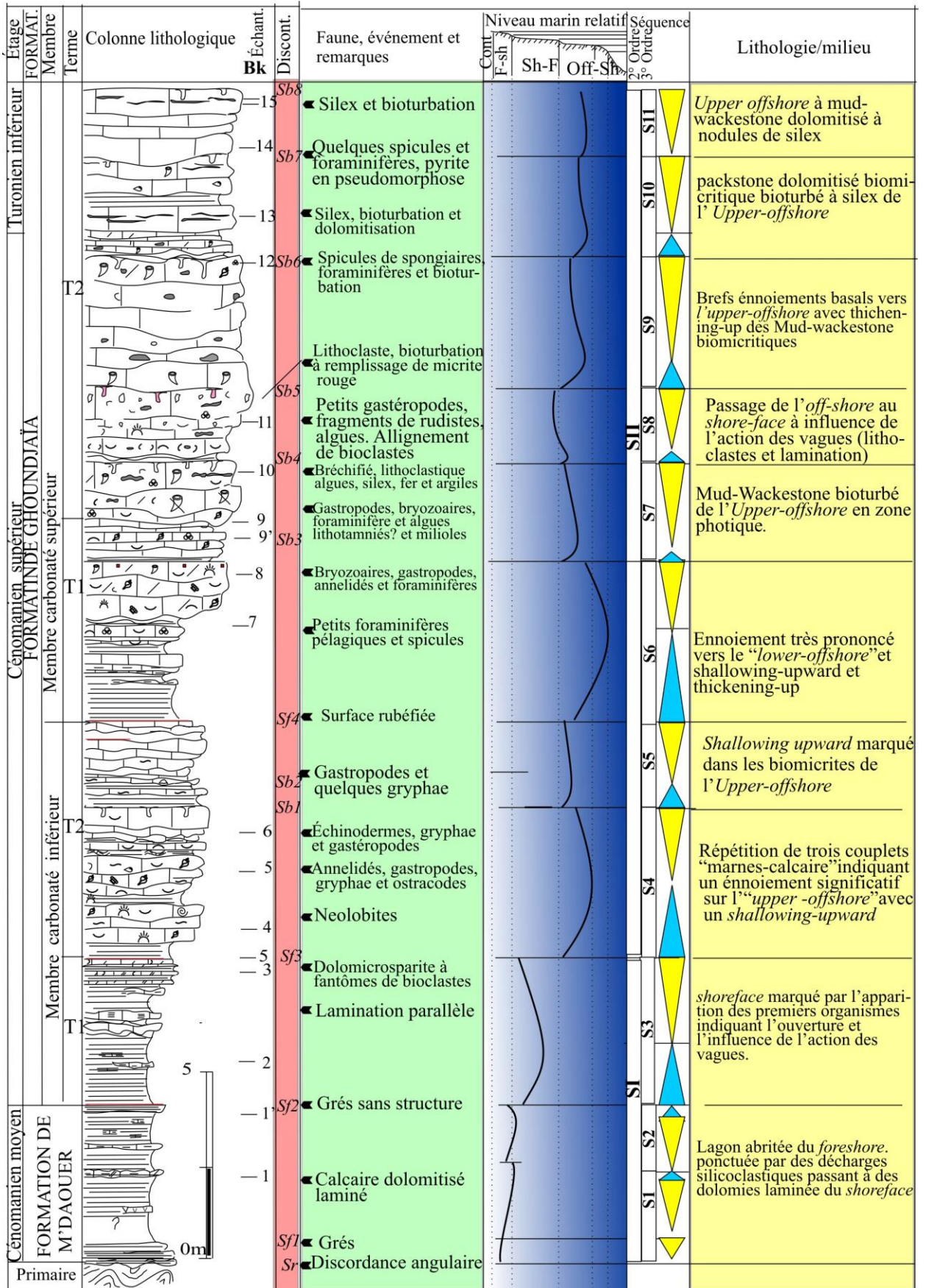


Fig. 77. Evolution séquentielle et environnements de la série du Boukais, région de Béchar

**8. Les Séquences et discontinuités de la région de Messaouer El Atchène** (fig. 78). Les séquences suivantes ont été différenciées :

- **La séquence S1** : elle se développe dans une lagune abritée du *foreshore* matérialisé par des argiles rougeâtres gypsifères et se terminant par des marnes verdâtres toujours gypsifères.
- **La séquence S2** : elle débute par un pôle à faciès marneux avec des passées de micrite laminée indiquant le début de l'élévation du niveau marin relatif et le passage vers le *shoreface* puis l'*upper-offshore* matérialisé par des biomicrites avec *thickening up*.
- **La séquence S3** : les conditions d'*upper-offshore* sont maintenues dans cette séquence.
- **La séquence S4** : c'est une grande séquence marquant l'inondation bien marquée dans l'*upper offshore* pouvant aller jusqu'au *lower offshore* avec l'apparition des *Vascoceras* indiquant le (*Sim*).
- **Les séquences S5 et S6** : ce sont deux petites séquences similaires séparées par une surface ferrugineuse (*Sf1*) représentées par un mud-wackestone biomicritique à grands gastéropodes, bivalves, échinodermes et foraminifères présentant un *shallowing upward* et un *thickening-up*, marquant ainsi le haut niveau marin relatif. En résumé, on peut regrouper toutes les séquences sauf la S1 sous une mégaséquence **SII** marquant l'inondation généralisée. La S1 est à tendance régressive.

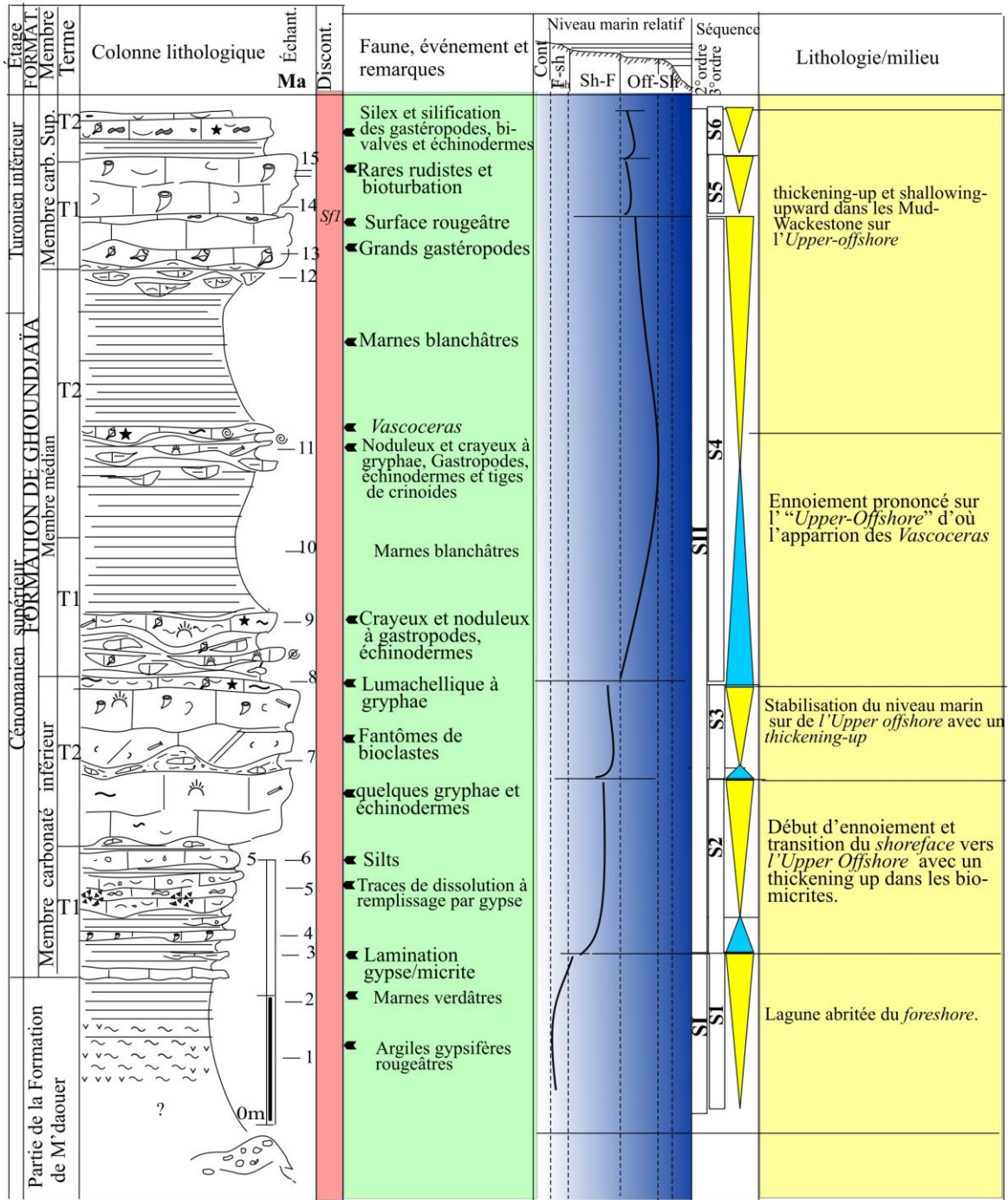


Fig. 78. Evolution séquentielle et environnements de la série du Messaouer Atchène, Kenadza, région de Béchar



**9. Les Séquences et discontinuités de la région de Dchiret Namous** (fig. 79). On distingue les séquences suivantes :

- **La séquence S1** : elle est essentiellement argileuse ; cette séquence montre une strato-croissance des bancs de grès. Ces décharges silicoclastiques se sont effectuées dans une lagune abritée du *foreshore*. Vers le haut, on note un passage graduel des argiles vers des grès carbonatés rougeâtres ce qui prélude l'élévation du niveau marin.

- **La séquence S2** : c'est une demi petite séquence transgressive qui indique un bref et rapide ennoisement du lagune et passage vers le *foreshore* à influence de l'action de vague de beau-temps marquée par les *ripple-marks* couvrant une biomicrite à bryzoaire. Ces rides de courant sont enduites d'une surface ferrugineuse (*Sfl*), alors que la limite inférieure est un simple contact lithologique grès-calcaire.

- **La séquence S3** : on assiste à une baisse du niveau marin vers le *fore-shore* à caractère lagunaire signée par des évaporites mélangées à des argiles. Un petit banc de micrite silteuse laminée coiffe l'ensemble argileux pourrait indiquer le retour de l'action des vagues sur le *shoreface* et par la suite conduit vers un bref ennoisement.

- **La séquence S4** : cette grande séquence indique un ennoisement progressif et significatif vers l'*upper offshore* par son pôle inférieur essentiellement marno-calcaire suivi d'un *shallowing upward* indiqué par les mud-wackestones biomicritique bioturbé.

- **Les séquences S5, S6, S7 et S8** : dans ces séquences, délimitées par des surfaces bioturbées, on remarque le maintien des conditions de l'*upper offshore* avec des phases d'enneisement de moins en moins importantes et des *shallowing upward* et *thickening-up*. Il s'agit d'un mud-wackestone bioturbé montrant des échinodermes, des radioles d'oursins, des fragments de rudistes, des gastéropodes, bivalves.

Finalement, la mégaséquence **SI** qui englobe S1, S2 et S3 développe une tendance régressive. La mégaséquence **SII** regroupe les S4 à S8, elles expriment d'abord une tendance transgressive dans les S4 et S5 puis une tendance de comblement dans les S6, S7 et S8.

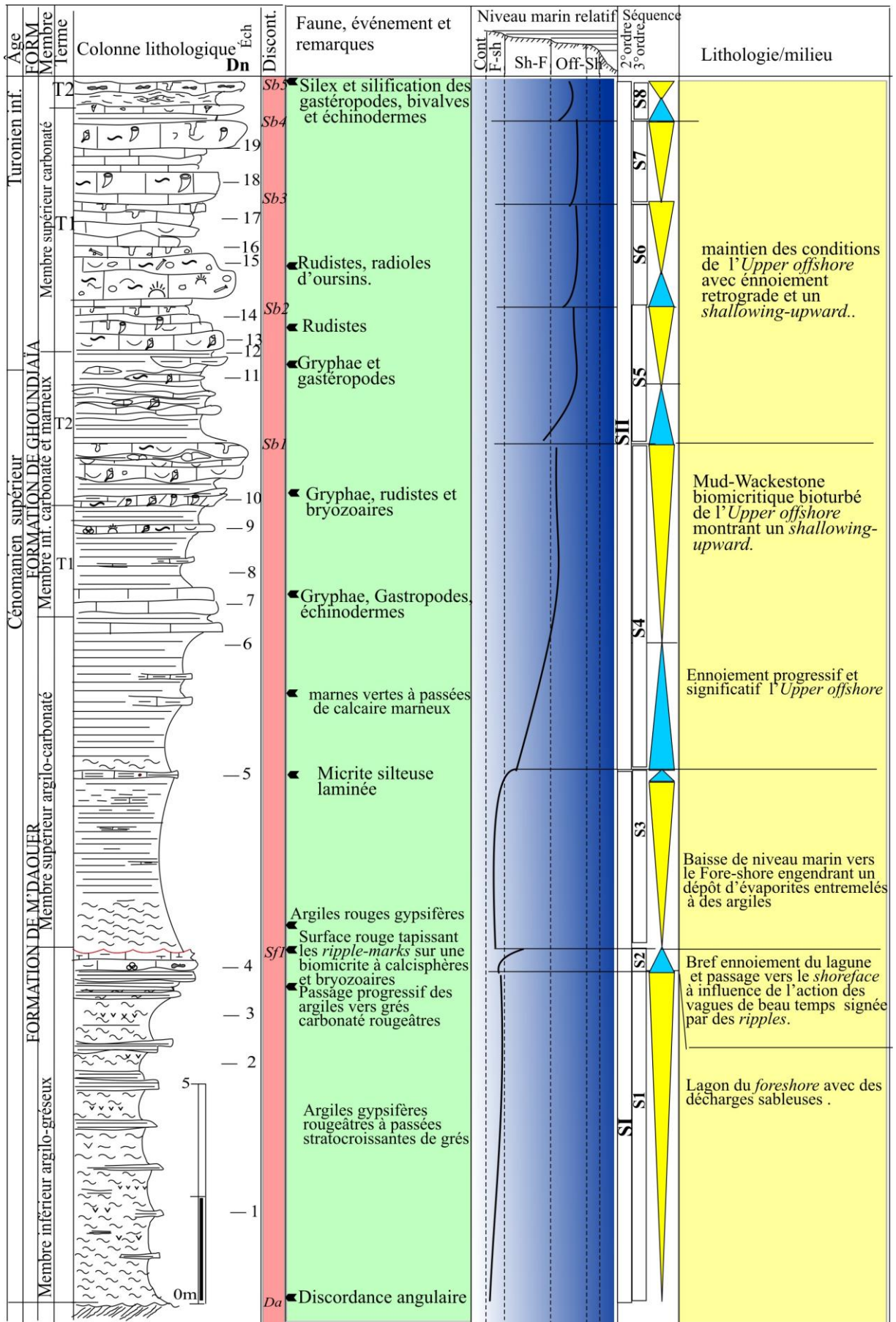


Fig. 79. Suite séquentielle et environnements de la série du Dchiret Namous, Mériǧja, région de Béchar

## **IX. SYNTHÈSE ET CORRELATION SUR LES SÉQUENCES ÉTUDIÉES.**

Le long des séries étudiées du transect Labiodh Sid Cheïkh-Méridja, on a constaté plusieurs variations latérales (épaisseurs) et changement de faciès. Alors, on s'est contenté de montrer les différences qui touchent surtout la "Formation de Ghoundjaïa" car elle est la plus significative et la plus représentative sur le terrain. Une moindre importance de comparaison est accordée pour la "Formation de M'daouer " ou la "Formation de Tiout" du fait de leur absence ou presque de l'affleurement dans toutes les coupes ou par suite que la formation est incomplète (rabougrie). Afin de faciliter l'étude comparative de l'ensemble des séries du transect, on a regroupé les coupes de Labiodh Sid Cheïkh (Ls), Ghélida (Rh), M'daouer (Md), Ghoundjaïa (Gh) et Handjir (Hn) en coupes septentrionales. Alors que les coupes de Tamednaïa (Tm), Boukaïs (Bk), Messaouer Atchène (Ma) Dchiret Namous (Dn) en coupes méridionales.

### **1. Coupes septentrionales (Fig. 80A).**

Pour la "Formation de M'daouer ; Md" qui est rabougrie, on a remarqué que les bancs gypseux sont très développés dans (Md) où on a trois masses métriques (4m, 3m et 1m) et dans la coupe (Gh) où on compte successivement cinq masses d'ordre métrique de 1 à 4m. La seule partie affleurante a montré deux masses décimétriques de gypse dans la coupe (Ls). Deux masses demi-métriques et une masse de 2m sont estimées dans la coupe de (Rh). Quelques passées centimétriques dans la coupe de (Hn) ont été observées. La différence d'épaisseur et de fréquence de ces bancs gypseux indiquent le centre par rapport à la périphérie de la lagune margino-littorale qui existait au Cénomaniens moyen. Puisque les secteurs de Md et GH détiennent les masses gypseuses les plus importantes au point de vue épaisseur et fréquence, donc on peut imaginer que le centre de lagon se trouvait à cet endroit et qui dessinait une sorte de gouttière. En s'éloignant vers le Nord Est, (Rh-Ls) et l'Ouest (Hn), les masses gypseuses devenant moins importantes qui schématisent le déplacement du centre du lagon ou gouttière vers les périphéries.

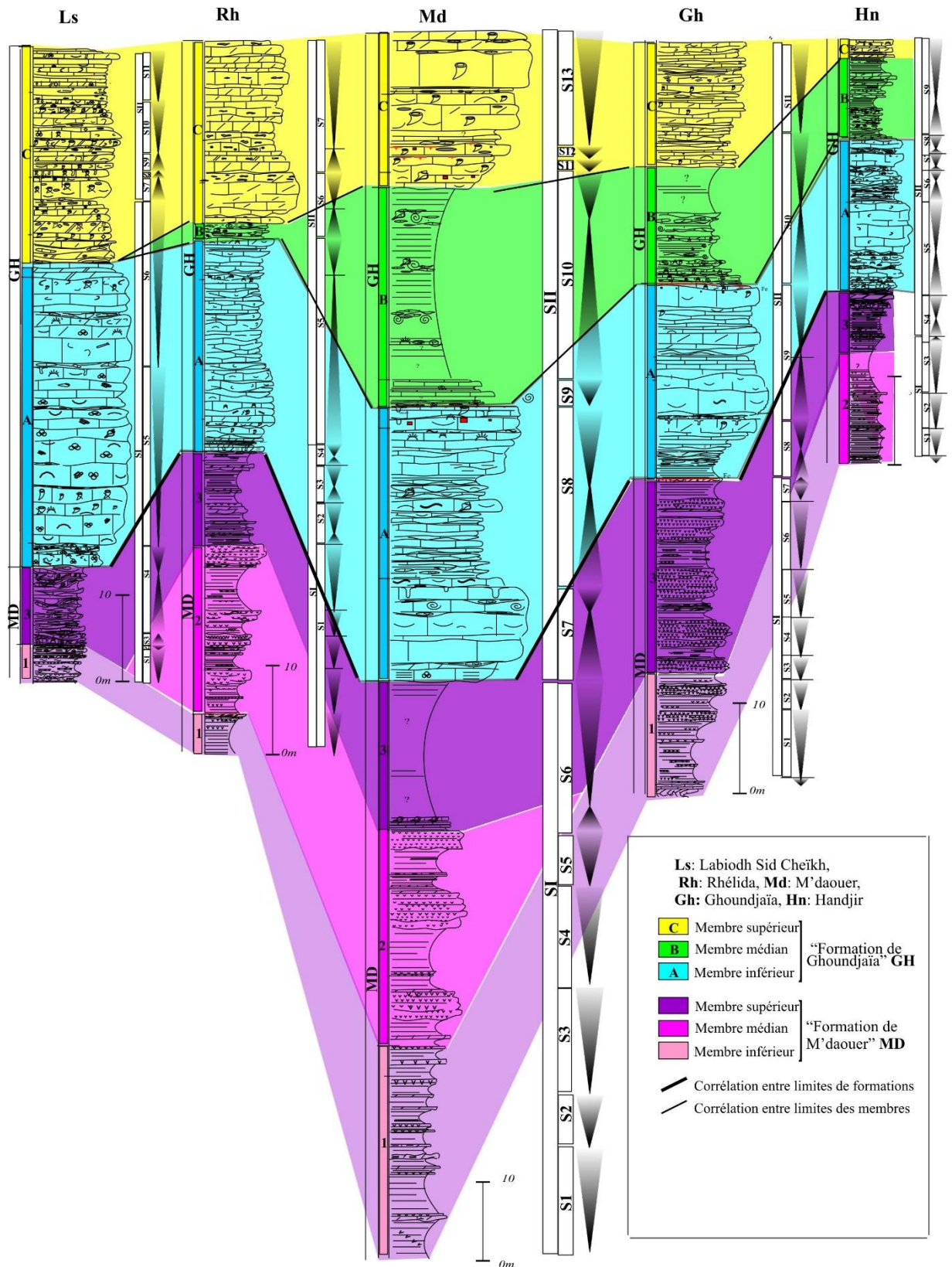


Fig. 80A : Corrélation entre les coupes septentrionales

Les membres carbonatés inférieur et supérieur de la "Formation de Ghoundjaïa" sont plus développés dans la coupe (Ls) et la vire marneuse du membre médian (marnes à passées marno-calcaires) est absente. On suggère que la forte épaisseur est due à la forte production carbonatée dans cet endroit et qui est lié probablement à l'intensité de présence d'organismes notamment des rudistes qui arrivent même par endroit, à édifier des biohermes. D'après la géométrie de l'agencement des carbonates de (Ls), il se pourrait se construire des monticules de boues décimétriques. La vire marneuse du membre médian prend une épaisseur maximale (31m) dans la coupe de (Md) et diminue progressivement pour devenir 15m en passant par (Gh) pour se réduire à une dizaine de mètres dans la coupe de (Hn) ; tandis qu'elle est absente dans les coupes de (Rh) et (Ls). La corrélation lithologique donne une image sur la configuration de la plate-forme carbonatée existante pendant le Cénomaniens-Turonien. On remarque que le fond marin à l'époque était irrégulier et le bassin présentait une zone relativement profonde sous forme de gouttière à l'emplacement de la coupe Md. Le fond marin diminue de profondeur progressivement en allant d'une part vers le Nord-Est (Rh) et (Ls) et d'autre part en allant vers l'Ouest en passant successivement par (Gh) et (Hn). Les conditions relativement profondes constatées à (Md) sont argumentés par l'abondance d'ammonites et l'importance de la vire marneuse du membre médian.

## **2. Coupes méridionales (Fig. 80B).**

La première remarque dégagée de l'étude de cet ensemble de coupes et la réduction de l'épaisseur de la "Formation de Ghoundjaïa" par rapport aux coupes septentrionales. De la coupe (Tm) où l'épaisseur fait 44m, elle diminue drastiquement en allant vers le SW pour devenir que de 14m dans la coupe (Dn) et 16m dans la coupe de Ma en passant par la coupe de (Bk) qui présente que 26m. La seconde remarque, c'est l'abondance de la macrofaune (bivalves, huîtres, gastéropodes) et la rareté des ammonites dans des faciès devenant crayeux. Ce qui conduit à penser qu'on passe à une sédimentation néritique moins profonde que celle des secteurs septentrionaux. Noter davantage que la "Formation de Ghoundjaïa" dans la coupe (Tm), présente une dolomitisation quasi-permanente ce qui atteste l'idée de diminution de profondeur.

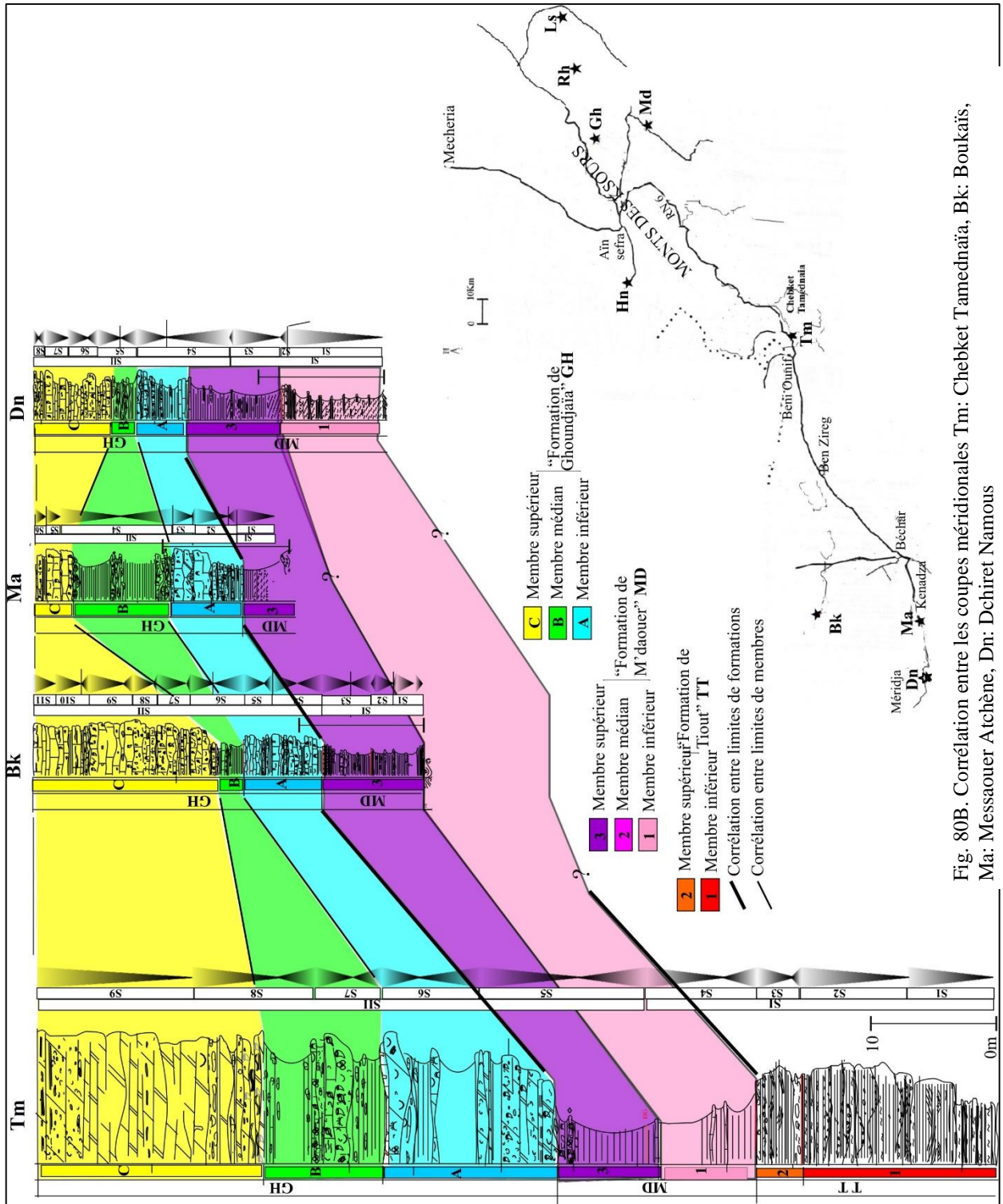


Fig. 80B. Corrélation entre les coupes méridionales Tm: Chebket Tamednata, Bk: Boukais, Ma: Messaouer Atchène, Dn: Dchiret Namous

*Quatrième Chapitre*

**ANALYSE GEOCHIMIQUE**

## 1. INTRODUCTION

Le Crétacé (~140-65 Ma) est une période de haut niveau marin, caractérisée par de fortes teneurs en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère et, réputée sans calotte de glace, avec de faibles gradients latitudinaux de température (Barron & Washington, 1982 ; Berner *et al.*, 1983 ; Arthur *et al.*, 1985 ; Haq *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Weissert, 1989 ; Caldeira & Rampino, 1991 ; Wilson & Norris, 2001 ; Norris *et al.*, 2002).

Les trois principaux événements anoxiques océaniques (OAE) "Oceanic Anoxic Event" du Crétacé sont : l'OAE-1 de l'Aptien-Albien, l'OAE-2 du passage Cénomaniens-Turonien défini par Schlanger & Jenkyns (1976) et l'OAE-3 du Coniacien-Santonien. Les transgressions majeures du Crétacé, contemporaines de ces trois événements, ont favorisé l'anoxie de l'océan et de la plate-forme (Vail *et al.*, 1977). Elles sont accompagnées souvent par l'accumulation de matière organique d'origine marine dans les sédiments, et sont caractérisées par l'extension verticale d'une zone à oxygène minimum (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980) qui freinent des circulations de courants océaniques et favorisent un climat propice pour une haute productivité. Ces anoxies sont responsables de l'asphyxie du benthos, et sont, par suite, associées à des crises biologiques (Batt, 1993 ; Jarvis *et al.*, 1988 ; Huber *et al.*, 1999 ; Premoli Silva *et al.*, 1999). Ainsi, les séries sédimentaires s'enrichissent en matière organique donnant les "black-shales". Il en résulte qu'une excursion positive  $\delta^{13}\text{C}$  anormale des carbonates et de la matière organique se manifeste même dans les zones dépourvues de "black shales" comme les terrains étudiés des Monts des Ksour. Puisque l'ensemble du cycle océanique du carbone est perturbé pendant ces périodes, le caractère global de ces crises anoxiques est confirmé. (Arthur *et al.*, 1988 ; Gale *et al.*, 1993 ; Paul *et al.*, 1999 ; Pratt & Threlkeld, 1984 ; Tsikos *et al.*, 2004).

Les carbonates de la plate-forme cénomaniens-turonien du sillon pré-africain et une partie de plate-forme saharien sont pauvres en matière organique à cause de sa destruction sous une faible tranche d'eau avec des conditions arides du Sahara par la télogénèse (Lüning *et al.*, 2003). Cependant, l'absence de pyrite framboïdale suggère une faible préservation de la matière organique dans les sédiments. Cet épuisement ne veut pas signifier que le dépôt s'effectue sous des conditions mal oxygénées. Néanmoins, l'OAE-2 est facilement détectable par l'excursion du signal du  $\delta^{13}\text{C}$  dans les plates-formes moins profondes (Lezin *et al.*, 2012). Cette excursion du signal isotopique est synchrone avec celle enregistrée dans PU-79 et les forages portlandiens USGS #1 (Sageman *et al.*, 2006 ; Lezin *et al.*, 2012). En plus, ces derniers auteurs suggèrent que la majeure perturbation paléoenvironnementale se produit après l'OAE-2 et qui est associée avec la dysoxie ou l'anoxie dans le Turonien précoce. Les schémas du tracé (pic, plateau, excursion) de l'évolution de la courbe isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  durant l'OAE-2 sont considérés comme de bons repères stratigraphiques et sont utilisés pour des corrélations (Gale *et al.*, 1993 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Scholle & Arthur, 1980 ; et Renard, 1986).

Pour l'analyse et des isotopes du  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  et la calcimétrie, le choix a été porté sur trois coupes Djebel M'daouer, Djebel Tismert de Labiodh Sid Cheïkh et Chebket Tamednaïa.



## II. CALCIMETRIE

**1. Principe.** On a utilisé l'appareil de calcimètre de Bernard pour analyser la teneur en carbonates des sédiments bruts. Le principe consiste à décarbonater une masse de 500 mg d'échantillon, déjà broyé, par l'acide chlorhydrique (HCl concentré en N/2). La formule de l'attaque de l'acide chlorhydrique sur les carbonates est donnée comme suite :



On a un dégagement de CO<sub>2</sub> proportionnel à la quantité de carbonates présents dans le sédiment en tenant compte de la température ambiante lors de chaque manipulation. Un échantillon référence avec 100% de CaCO<sub>3</sub> est dosé pour servir d'étalonnage. Le pourcentage de carbonates dans les sédiments est calculé par rapport à l'échantillon de référence.

**2. Résultats d'analyse.** Les analyses de calcimétrie, présentés en graphes (fig. 81, 82 et 83), ont été faites sur trois coupes le long du transect Labiodh sid Cheikh- Méridja, dans les Monts des Ksour. Il s'agit successivement, du NE au SW, des coupes du Djebel Tismert situé dans la région de Labiodh sid Cheikh, du Djebel M'daouer dans la région d'Ain Ouarka et du Chebket Tamednaia dans la région de Béni Ounif. Les résultats numériques sont donnés dans les tableaux ci-dessous (Tableau 5, 6 et 7).

**3. Commentaire.** Dans la coupe de Labiodh Sid Cheikh (fig. 81), la courbe du taux du CaCO<sub>3</sub> reste dans presque le long de la coupe supérieure à 90%. Des chutes ponctuelles peuvent être observées aux niveaux : Ls23=75.21%, Ls34=71.65%, Ls37=74.21%, Ls45=27.39%.

Tabl. 5. Données et résultats du CaCO<sub>3</sub> de la coupe de Tismert de la région de Labiodh sid Cheikh

n° échant.	pesée (g)	T (c°)	P (mmHg)	Ps torr	V (ml) d	V (ml)	P-Ps	273+T°	CO2 (ml)	CO2 (%)	CaCO3 (%)	Coef. F
CaCO3	0,2938	20	758	17,52		69,4	740,48	293	63,0019857	42,09550804	98	1,024214417
CaCO3	0,3102	20	758	17,52		73,4	740,48	293	66,63322407	42,16793586	98	1,022455222
CaCO3	0,3043	20	758	17,52		71	740,48	293	64,45448105	41,57999881	98	1,036912637
												1,027860759
Ls 8	0,3002	20	758	17,52	55,6	69,4	740,48	293	63,0019857	41,19806882	96,25211028	
Ls 9	0,3156	20	758	17,52	57	71,4	740,48	293	64,81760489	40,31710071	94,19388176	
Ls 10	0,3364	20	758	17,52	62	74,4	740,48	293	67,54103366	39,41350198	92,08278076	
Ls 12	0,309	20	758	17,52	57,8	72	740,48	293	65,36229064	41,52427832	97,01424193	
Ls 13	0,321	20	758	17,52	59	73,8	740,48	293	66,99634791	40,97126807	95,72222983	
Ls 15	0,3266	20,1	758	17,63	60,4	75,4	740,37	293,1	68,41532508	41,12164915	96,07356903	
Ls 17	0,3138	20,1	758	17,63	58,6	73,4	740,37	293,1	66,60059497	41,6637617	97,34012055	
Ls 18	0,3013	20,1	758	17,63	57	71,4	740,37	293,1	64,78586487	42,20991115	98,6161036	
Ls 19	0,3148	20	758	17,52	59,6	74,8	740,48	293	67,9041575	42,34429927	98,93007803	
Ls 20	0,3337	20,1	758	17,63	62,6	78	740,37	293,1	70,77447422	41,63453839	97,27184539	
Ls 21	0,3125	20,1	758	17,63	58,8	73,6	740,37	293,1	66,78206798	41,95108045	98,01139076	
Ls 22	0,3015	20,1	758	17,63	56,4	70,4	740,37	293,1	63,87849981	41,59112814	97,1704249	
Ls 23	0,3209	20,1	758	17,63	46,6	58	740,37	293,1	52,62717314	32,19390324	75,21544609	
Ls 24	0,2997	20,1	758	17,63	56,8	70,8	740,37	293,1	64,24144583	42,07865723	98,30945168	
Ls 25	0,3026	20,1	758,5	17,63	56,4	71,4	740,87	293,1	64,82961722	42,05695663	98,258752	
CaCO3	0,2948	20	758	17,52	57,6	71,6	740,48	293	64,9991668	43,28262773	98	0,996123121
CaCO3	0,304	20,1	758	17,63	57,4	71,6	740,37	293,1	64,96733788	41,95220543	98	1,027712984
Ls 25	0,3093	20,1	758	17,63	58,6	73	740,37	293,1	66,23764895	42,03957318	96,22484148	1,011918052
Ls 26	0,3177	20,2	758	17,73	56,8	70,8	740,27	293,2	64,2108614	39,67569931	90,81414457	
Ls 27	0,3173	20,2	758	17,73	59	73,8	740,27	293,2	66,93166061	41,40900899	94,78153618	
Ls28	0,3204	20,3	758	17,84	60,2	75,2	740,16	293,3	68,16798292	41,76584236	95,598296	
Ls 29	0,3059	20,3	758	17,84	58,4	72,8	740,16	293,3	65,99240899	42,34945387	96,9341308	
Ls 30	0,3145	20,3	758	17,84	59,6	74,4	740,16	293,3	67,44279161	42,09671407	96,35563189	

Ls 31	0,2992	20,4	758	17,96	55,4	69,2	740,04	293,4	62,69750145	41,13599001	<b>94,15662004</b>	
Ls 32	0,302	20,4	758	17,96	57,6	72	740,04	293,4	65,23439458	42,40362666	<b>97,05812749</b>	
Ls 33	0,3112	20,5	757,5	18,07	58,4	73	739,43	293,5	66,06339312	41,67298374	<b>95,38575088</b>	
Ls 34	0,3055	20,5	758	18,07	43,4	53,8	739,93	293,5	48,72073829	31,30660365	<b>71,65802947</b>	
Ls 37	0,3112	20,5	757,5	18,07	47,8	56,8	739,43	293,5	51,40274972	32,42500653	<b>74,21795411</b>	
Ls 38	0,3049	20,6	757,5	18,18	56,8	71	739,32	293,6	64,22199717	41,34849356	<b>94,64302174</b>	
Ls 39	0,3145	20,8	757,5	18,4	59,8	74,6	739,1	293,8	67,41232301	42,07769605	<b>96,31210135</b>	
Ls 40	0,315	21	757,5	18,63	53,6	67	738,87	294	60,48456485	37,69357379	<b>86,27723568</b>	
Ls 41	0,2982	21,3	757,5	18,98	57,6	72	738,52	294,3	64,90132303	42,72471948	<b>97,79308038</b>	
Ls 42	0,2944	21,4	757,5	19,09	54,8	68,4	738,41	294,4	61,62613349	41,09229749	<b>94,05661175</b>	
Ls 43	0,3016	21,5	757,5	19,21	57,4	71,6	738,29	294,5	64,47684287	41,96678845	<b>96,05824372</b>	
Ls 44	0,3193	21,5	757,5	19,21	59,6	74,4	738,29	294,5	66,99828366	41,1905952	<b>94,28160646</b>	
Ls 45	0,3052	20,6	756,5	18,18	16,8	20,6	738,32	293,6	18,60822107	11,96888341	<b>27,39570889</b>	
Ls 46	0,3163	20,7	756,5	18,29	58,4	72,6	738,21	293,7	65,54833323	40,68138873	<b>93,11607816</b>	
Ls 47	0,3041	20,6	756,5	18,18	54,8	68,4	738,32	293,6	61,78652044	39,88509465	<b>91,29343187</b>	
Ls 48	0,2983	20,6	756,5	18,18	55,4	69	738,32	293,6	62,32850746	41,01727295	<b>93,88488725</b>	
Ls 49	0,3272	20,6	756,5	18,18	59,8	74,8	738,32	293,6	67,56771533	40,53771343	<b>92,78721819</b>	
Ls 50	0,3029	20,6	756,5	18,18	56	69	738,32	293,6	62,32850746	40,3943629	<b>92,45910157</b>	
Ls 7	0,3099	20,6	756,5	18,18	57,2	71,4	738,32	293,6	64,49645554	40,85522258	<b>93,51396838</b>	
CaCO3	0,3057	20,6	756,5	18,18	59	73,8	738,32	293,6	66,66440363	42,80868314	<b>98</b>	<b>1,007151425</b>
Ls 1	0,3195	20,9	751	18,52	28,6	36,2	732,48	293,9	32,40811791	19,91206295	<b>45,58146593</b>	
Ls 2	0,3068	20,6	749,5	18,18	53	66	731,32	293,6	59,05332963	37,78525376	<b>86,49567157</b>	
Ls 45	0,2992	20,6	751	18,52	58,4	72,8	732,48	293,6	65,24093159	42,80474099	<b>97,98597203</b>	
Ls 6	0,31	21	749	18,63	57,6	72	730,37	294	64,25059398	40,68635293	<b>93,13668878</b>	
Ls 1'	0,3096	21	749	18,63	33,4	41,4	730,37	294	36,94409154	23,42487859	<b>53,62278674</b>	
Ls 4'	0,2879	21	749	18,63	54	67,4	730,37	294	60,14569492	41,01060641	<b>93,87894984</b>	
Ls 5'	0,2975	21	749	18,63	69,6	55,4	730,37	294	49,43726259	32,62126168	<b>74,67457951</b>	
Ls 6'	0,3115	21	749	18,63	59	73,8	730,37	294	65,85685883	41,50269228	<b>95,00540244</b>	
Ls 8'	0,3067	21,1	749	18,75	58,4	73,4	730,25	294,1	65,46688179	41,90262099	<b>95,92089457</b>	
Ls 9'	0,3141	21,1	749	18,75	59,6	74,8	730,25	294,1	66,71556891	41,69582452	<b>95,44750885</b>	
Ls 11'	0,3011	21,1	749	18,75	57,8	72,4	730,25	294,1	64,57496242	42,10044782	<b>96,37374756</b>	
Ls 12'	0,3008	21,1	749	18,75	57	71,4	730,25	294,1	63,68304305	41,56035845	<b>95,1374083</b>	
Ls 13'	0,3095	21,1	749	18,75	37	45,8	730,25	294,1	40,84990717	25,90978024	<b>59,31107029</b>	

Dans la coupe de M'daouer (fig. 85), des chutes significatives de la courbe du taux du CaCO<sub>3</sub> sont observées dans la "Formation de M'daouer" avoisinant 60% au niveau Md15 et Md17, pouvant atteindre 2.1% à Md14 et allant à 80.34% au niveau du Md10. Ensuite, la courbe prend des valeurs importantes à partir du Md29, début de la "Formation de Ghoundjaïa", et restent supérieure à 90% avec seulement deux chutes ponctuelles aux niveaux : Md69=76.43%, Md71=79.66%. On peut dire que les données calcimétriques (CaCO<sub>3</sub>) de la presque totalité de la "Formation de Ghoundjaïa" riche en faunes et à faciès calcaires dépassent les 90%. Ensuite, le taux chute ponctuellement à 80% après la limite C/T dans le membre supérieur légèrement épargné par la dolomitisation.

Tab. 6. Données et résultats du taux de Ca CO<sub>3</sub> de la coupe de M'daouer

n° échant.	pesée (g)	T (c°)	P (mmHg)	Ps torr	V (ml) m	V (ml)	P-Ps	273+T°	CO2 (ml)	CO2 (%)	CaCO3 (%)	Coef. F
CaCO3	0,3067	22,7	750	20,7	55,4	70	729,3	295,7	62,0182987	39,6953268	<b>98</b>	1,086143628
CaCO3	0,2957	22,7	750	20,7	51,5	66,1	729,3	295,7	58,5629935	38,8781197	<b>98</b>	1,10897406
CaCO3	0,3005	22,7	750	20,7	53,4	68	729,3	295,7	60,2463473	39,3567795	<b>98</b>	1,095486642
CaCO3	0,2963	22,2	749	20,1	53,6	68,2	729	295,2	60,4943503	40,0789628	<b>98</b>	1,075747055
CaCO3	0,3104	22,3	749	20,2	54,6	69,2	728,8	295,3	61,3504769	38,7998047	<b>98</b>	1,111212455
Md 29	0,311	20,8	751	18,4	50,6	65,2	732,6	293,8	58,3998556	36,8624922	<b>87,9778669</b>	<b>1,095512768</b>
Md 30	0,3004	20,8	751	18,4	49,4	64	732,6	293,8	57,3250116	37,4608418	<b>89,405918</b>	
Md 32	0,3163	20,9	752	18,5	54,1	68,7	733,5	293,9	61,5877704	38,223337	<b>91,2257272</b>	
Md 34	0,2951	20,9	752	18,5	47,4	62	733,5	293,9	55,581394	36,9737529	<b>88,2434072</b>	

Md 35	0,3013	20,9	752	18,5	51,2	65,8	733,5	293,9	58,9879955	38,4324274	91,7247529	
Md 37	0,2989	20,9	752	18,5	47,4	62	733,5	293,9	55,581394	36,5036951	87,1215439	
Md 38	0,3071	20,9	752,5	18,5	50,6	65,2	734	293,9	58,4899554	37,3882194	89,2325939	
Md 39	0,2984	20,9	753	18,5	54,8	69,4	734,5	293,9	62,3001244	40,9848551	97,8165043	
Md 40	0,2963	20,9	753	18,5	52,4	67	734,5	293,9	60,1456532	39,8479426	95,1030922	
Md 41	0,292	20,8	753	18,4	50,7	65,3	734,6	293,8	58,6491022	39,4286426	94,1023699	
Md 42	0,288	20,8	753	18,4	49	63,6	734,6	293,8	57,1222497	38,935533	92,9254898	
Md 43	0,2942	20,8	753	18,4	53,1	67,7	734,6	293,8	60,8046588	40,5721009	96,8314045	
Md 44	0,2951	20,9	753,5	18,5	52,4	67	735	293,9	60,1865976	40,0372179	95,5548262	
Md 45	0,2924	20,8	754	18,4	51,7	66,3	735,6	293,8	59,6283116	40,0321074	95,5426291	
Md 46	0,2903	20,8	754	18,4	52,9	67,5	735,6	293,8	60,7075571	41,0514999	97,9755623	
Md 47	0,2924	20,9	754	18,5	52,8	67,4	735,5	293,9	60,5871094	40,6758066	97,0789137	
Md 48	0,2941	20,9	754,5	18,5	49,9	64,5	736	293,9	58,0196622	38,7269665	92,4277147	
Md 49	0,2831	20,8	754,5	18,4	51,1	65,7	736,1	293,8	59,1288525	41,0008528	97,8546854	
Md 50	0,277	20,8	755	18,4	45,6	60,2	736,6	293,8	54,2157499	38,4219152	91,6996639	
Md 51	0,2973	20,8	755	18,4	52,1	66,7	736,6	293,8	60,0696099	39,6636988	94,6633667	
Md 55	0,2862	20,7	755	18,3	45,2	59,8	736,7	293,7	53,8818945	36,9578362	88,2054198	
CaCO3	0,299	20,7	755	18,3	55,1	69,7	736,7	293,7	62,8021412	41,2322061	98	1,045658972
CaCO3	0,3081	20,7	755	18,3	57,4	72	736,7	293,7	64,8745218	41,3347942	98	1,043063768
CaCO3	0,2995	20,6	755	18,2	54	68,6	736,8	293,6	61,8412878	40,5335841	98	1,063681566
Md 61	0,2873	20,7	755	18,3	52,8	67,4	736,7	293,7	60,7297607	41,4953329	94,9791238	1,050801435
Md 62	0,2913	20,7	755	18,3	53,4	68	736,7	293,7	61,2703817	41,28986	94,5088147	
Md 63	0,2965	20,6	755	18,2	53,2	67,8	736,8	293,6	61,1201066	40,4662271	92,6235923	
Md 64	0,3175	20,6	755	18,2	59,2	73,8	736,8	293,6	66,5289656	41,1339438	94,1519364	
Md 66	0,3246	20,6	755	18,2	55,9	70,5	736,8	293,6	63,5540932	38,4351269	87,9745848	
Md 67	0,2964	20,6	755	18,2	53,4	68	736,8	293,6	61,3004019	40,5992893	92,9281599	
Md 68	0,2958	20,6	755,5	18,2	53,3	67,9	737,3	293,6	61,251791	40,6493805	93,0428142	
Md 69	0,301	20,6	755	18,2	42,2	56,8	736,8	293,6	51,2038651	33,3940858	76,4360902	
Md 70	0,307	20,6	755	18,2	50,9	65,5	736,8	293,6	59,0467107	37,7564056	86,421052	
Md 71	0,3061	20,6	755	18,2	45,6	60,2	736,8	293,6	54,2688852	34,8033364	79,6617396	
Md 72	0,2981	20,6	755,5	18,2	54,8	69,4	737,3	293,6	62,6049234	41,2268185	94,3645183	
Md 73'	0,2945	20,6	756	18,2	54,9	69,5	737,8	293,6	62,7376478	41,8192501	95,7205417	
Md 73'	0,2976	20,6	755,5	18,2	55,2	69,8	737,3	293,6	62,9657587	41,5341018	95,0678624	
Md 74	0,307	20,6	756	18,2	57,8	72,4	737,8	293,6	65,3554777	41,7904383	95,654594	
Md 76	0,2942	20,6	756	18,2	50,4	65	737,8	293,6	58,6754979	39,1514115	89,6140965	
CaCO3	0,3057	20,6	756,5	18,2	59	73,8	738,3	293,6	66,6644036	42,8086831	98	1,007151425
Md 3''	0,3192	21,1	749	18,8	53	65,8	730,3	294,1	58,6882946	36,0929114	86,1411471	1,05
Md 5	0,3055	21,2	749	18,8	43,2	53,6	730,3	294,2	47,7906285	30,7089407	73,2914934	
Md 10	0,3119	21,2	749	18,9	47,2	60	730,1	294,2	53,4889137	33,6652398	80,3471446	
Md 14	0,3076	21,2	749	18,9	1,4	1,6	730,1	294,2	1,42637103	0,91028941	2,17254221	
Md 15	0,3077	21,1	747	18,9	32	44,6	728,1	294,1	39,6646639	25,3051893	60,3946301	
Md 17	0,328	21,2	746,5	18,9	34,8	48	727,6	294,2	42,6446141	25,522526	60,9133366	
Md 19	0,3069	21,1	747	18,8	50	70	728,3	294,1	62,2633615	39,8262104	95,0512251	
Md 20	0,3075	21,1	747	18,8	47	66	728,3	294,1	58,7054551	37,4771578	89,4448588	
Md 21	0,3093	21,2	746,5	18,9	43	60,4	727,6	294,2	53,6611394	34,0575403	81,2834285	
Md 22	0,3153	21,2	746,5	18,9	20,6	28,4	727,6	294,2	25,2313967	15,7090756	37,4920653	
Md 23	0,3028	21,2	746,5	18,9	50	71	727,6	294,2	63,0784917	40,8939196	97,5994731	

Dans la "Formation de Ghoundjaïa" de la coupe de Chebket Tamedaïa (Fig. 86), les valeurs de calcimétrie oscillant entre 40% et 80%, augmentent à proximité de la limite C/T puis chutent drastiquement après cette limite et se stabilise aux environs des 20% dans une grande partie du membre supérieur. Malgré que la série soit essentiellement carbonatée dans la « Formation de Ghoundjaïa » de cette coupe de, les valeurs du taux de CaCO<sub>3</sub> reste faibles. Ils oscillent entre 40% et 80% dans le membre inférieur carbonaté, augment vers les 90% dans le membre calcaro-

marneux intermédiaire et chute significativement de nouveau vers les 20% dans le membre supérieur dolomitique

Il en ressort de l'analyse des valeurs du signal du taux de  $\text{CaCO}_3$  observé dans ces trois coupes que les carbonates du Cénomano-turonien de la partie sud (région de Tamednaïa) sont touchés partiellement par une dolomitisation qui a surtout affecté la partie supérieure par rapport à ceux du Nord (région de M'daouer et de Labiodh sid Cheikh). Probablement, on peut associer cette observation à la différence de la paléobathymétrie qui restait dans l'*Offshore* supérieur et *shoreface* au niveau de Tamednaïa. Alors qu'elle peut atteindre l'*offshore* inférieur dans la zone de M'daouer. Donc, la diminution de profondeur paraît responsable de la dolomitisation d'une partie de la série de Tamednaïa.

On constate aussi que les faibles valeurs de taux de  $\text{CaCO}_3$  coïncident avec la partie régressive, tandis que la progression ascendante vers des grandes valeurs est corrélée à des phases transgressives.

Tabl. 7. Données et résultats du  $\text{CaCO}_3$  de la coupe Chebket Tamednaïa

n° échant .	pesée (g)	T (c°)	P (mmHg)	Ps torr	V (ml) d	V (ml)	P-Ps	273+T °	CO2 (ml)	CO2 (%)	CaCO3 (%)	Coef. F
CaCO3	0,3057	20,6	756,5	18,18	59	73,8	738,32	293,6	66,6644036	42,80868314	98	1,0071514
Tm16	0,3048	20,6	757	18,18	54,8	68,4	738,82	293,6	61,8283631	39,8204437	<b>91,15450279</b>	
Tm 17	0,3043	20,7	757	18,29	43,4	53,6	738,71	293,7	48,4265886	31,24030265	<b>71,5133733</b>	
Tm 18	0,3067	20,7	756,5	18,29	45,8	57	738,21	293,7	51,4635674	32,93968341	<b>75,40349089</b>	
Tm 19	0,3123	20,7	756,5	18,29	19	23,4	738,21	293,7	21,1271487	13,28012657	<b>30,40004636</b>	
Tm 20	0,3078	20,7	756,5	18,29	40,8	50,6	738,21	293,7	45,685202	29,13669195	<b>66,69791749</b>	
Tm 21	0,3091	20,7	756,5	18,29	56	71	738,21	293,7	64,1037419	40,71155443	<b>93,1943785</b>	
Tm 22	0,3104	20,7	756,5	18,29	10	12	738,21	293,7	10,8344352	6,852008208	<b>15,68519442</b>	
Tm 23	0,3156	20,7	756,5	18,29	9,6	11,8	738,21	293,7	10,6538613	6,626792223	<b>15,16964388</b>	
Tm 24	0,3326	20,7	756,5	18,29	6,4	7,8	738,21	293,7	7,04238291	4,15652789	<b>9,514867187</b>	
Tm 26	0,2961	20,7	757	18,29	47,4	59	738,71	293,7	53,3053867	35,3399556	<b>80,89804588</b>	
Tm 27	0,308	20,7	756,5	18,29	24	29	738,21	293,7	26,1832185	16,68805116	<b>38,20125706</b>	
Tm 31	0,3072	20,8	756,5	18,29	54	67	738,21	293,8	60,4716738	38,64239963	<b>88,45779699</b>	
Tm 32	0,3938	21	756,5	18,63	54	67	737,87	294	60,4027039	30,11022338	<b>68,92646557</b>	
Tm 36	0,3024	21,3	756	18,98	57,4	71,6	737,02	294,3	64,4096721	41,81216063	<b>95,71381831</b>	
Tm 38	0,3165	21,3	756	18,98	59,6	74,6	737,02	294,3	67,1084014	41,62329795	<b>95,28148551</b>	
Tm 39	0,3034	21,4	756	19,09	55	68,8	736,91	294,4	61,8606013	40,02504877	<b>91,6228721</b>	
Tm 42	0,3103	21,4	756	19,09	53	66,2	736,91	294,4	59,522846	37,65608988	<b>86,19999756</b>	
Tm 43	0,302	21,5	756	19,21	58	72,6	736,79	294,5	65,2445288	42,41021412	<b>97,08284544</b>	
Tm 44	0,3013	21,6	756	19,33	33	41	736,67	294,6	36,8275776	23,99425833	<b>54,92617572</b>	
Tm 45	0,303	21,8	756	19,57	30,6	38	736,43	294,8	34,0986075	22,09160781	<b>50,57074555</b>	
Tm 46	0,3029	22	756	19,81	14	17	736,19	295	15,23933	9,876428173	<b>22,60851</b>	
Tm 47	0,3095	22,2	756	20,05	32,4	17	735,95	295,2	15,2240406	9,65611853	<b>22,10419076</b>	
Tm 48	0,3104	22,2	756	20,05	17,4	20,2	735,95	295,2	18,0897423	11,44047291	<b>26,1888247</b>	
Tm 1	0,303	22,2	756	20,05	37	45,8	735,95	295,2	41,0153564	26,57279087	<b>60,82879332</b>	
Tm 2	0,3054	22,2	756	20,05	51	63,8	735,95	295,2	57,1349287	36,72535192	<b>84,47009795</b>	
Tm 11	0,3047	22,2	756	20,05	26	32	735,95	295,2	28,6570175	18,46255679	<b>42,46477975</b>	

### III. ISOTOPES STABLES DE L'OXYGENE ET DU CARBONE

**1. Introduction.** Rappelons que les isotopes sont définis comme des atomes dont le noyau contient le même nombre de protons, mais un nombre différent de neutrons. Les isotopes ont les mêmes propriétés chimiques alors qu'ils présentent des propriétés physiques différentes. L'oxygène possède trois isotopes stables non radioactifs  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ . Le carbone possède deux isotopes  $^{12}\text{C}$  et  $^{13}\text{C}$  et une forme radioactive  $^{14}\text{C}$ . Le *rapport isotopique* (R) est défini comme étant le rapport entre les quantités respectives de l'isotope dit « lourd » ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ) et les isotopes dit « léger » ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{12}\text{C}$ ) d'un échantillon. Ainsi :

$$R^{18}\text{O} = ^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \quad \text{et} \quad R^{13}\text{C} = ^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$$

La *composition isotopique*, notée  $\delta$  est définie comme la variation relative du rapport isotopique de l'échantillon (RE) par rapport à celui d'un standard (RS). Les formules suivantes permettent de déterminer la composition relative en oxygène et en carbone d'un échantillon par rapport à un standard.

$$\delta^{18}\text{O} = (\text{RE}/\text{RS} - 1) \times 1000$$

$$\text{Soit : } \delta^{18}\text{O} = [ (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \text{ échantillon}) / (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O} \text{ standard}) - 1 ] \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} = (\text{RE}/\text{RS} - 1) \times 1000$$

$$\text{Soit : } \delta^{13}\text{C} = [ (^{13}\text{C} / ^{12}\text{C} \text{ échantillon}) / (^{13}\text{C} / ^{12}\text{C} \text{ standard}) - 1 ] \times 1000.$$

Pour les minéraux carbonatés le standard utilisé est le PDB exprimé en (‰) (*Pee Dee Belemnite*); coquille calcaire d'une bélemnite provenant d'un gisement du Crétacé de la Caroline du Sud, USA, appelée *Pee Dee*). Chaque isotope est animé d'un mouvement de vibration, dont la fréquence est inversement proportionnelle à la masse isotopique. Ainsi, au cours d'une réaction chimique généralement un fractionnement isotopique, les molécules « lourdes » réagissent moins vite que les molécules « légères ». Dans le cas d'un échange entre un carbonate et l'eau ambiante, le fractionnement isotopique est contrôlé par la composition isotopique et la température de l'eau, mais aussi par la nature du minéral carbonaté formé. Par exemple, pour l'aragonite inorganique (précipitée par voie strictement physicochimique sans intervention d'un rapport biologique), se produit un enrichissement de 0,6‰ en  $^{18}\text{O}$  et de 1,8‰ en  $^{13}\text{C}$  à la température de 25 °C. En revanche à température égale, lors de la formation du squelette aragonitique dans le cas des sclérectiniales hermatypiques, le fractionnement isotopique se traduit systématiquement par un appauvrissement en  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$  par rapport à la composition isotopique d'une aragonite inorganique qui aurait précipité dans les mêmes conditions ambiantes. Dans le cas des sclérectiniales ahermatypiques, le comportement des isotopes au cours du fractionnement est plus complexe, car extrêmement variable au sein d'un même squelette. Il peut se produire un enrichissement ou appauvrissement en  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$ . Qu'il s'agît d'un enrichissement ou appauvrissement, dans la mesure où la composition isotopique finale du carbone précipité est différente de celle de l'eau environnante, on considère que la précipitation s'est effectuée en déséquilibre isotopique avec le milieu environnant.

**2. Principe.** L'analyse isotopique de l'oxygène et du carbone se base sur les principes suivants : Les trois isotopes stables de l'oxygène sont :  $^{16}\text{O} = 99.763 \%$  ;  $^{17}\text{O} = 0.0375\%$ , et  $^{18}\text{O} = 0.1995\%$  (Garlick et Epstein 1966). Les deux isotopes utilisés sont  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ . Dans le cas de l'eau et lors de l'évaporation ou de la condensation les changements de d'état physique provoquent un

fractionnement isotopique, c'est-à-dire "une séparation partielle". Du fait de la différence de masse entre  $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ , la vapeur d'eau en équilibre avec le liquide s'appauvrira en isotopes lourds. De même la condensation montrera également un excès en  $^{18}\text{O}$  (Carrio-Schaffhauser, 2004). Les compositions isotopiques obtenues par spectrométrie gamma sont toujours données par un rapport  $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$  rapporté à un standard :

$$\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{Ech}} - ({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{Std}}] / ({}^{18}\text{O} / {}^{16}\text{O})_{\text{Std}} * 1000$$

Les valeurs isotopiques sont exprimées en *ppm* ou en « pour mille » et peuvent être positives ou négatives. Les standards internationaux proviennent du NIST (*National Institute of Standards and Technology*) aux Etats-Unis ou de l'IAEA (*International Atomic Energy Agency*) en Autriche. Pour l'oxygène analysé dans des sédiments ou de roches carbonatées prélevées sur les différentes coupes, le standard utilisé est le standard PDB (*Pee Dee Belemnite*, US Crétacé). Un deuxième standard peut être utilisé, c'est le standard SMOW (*Sea Mean Ocean Water*) qui est utilisé pour l'analyse de fluides correspondant à la composition isotopique moyenne d'une eau de mer théorique dont les rapports isotopiques seraient comparables à ceux de la moyenne des eaux océaniques. Les rapports isotopiques sont calculés et comparés au standard PDB pour le carbone. Toutefois, il est délicat de reconnaître les processus qui induisent le fractionnement. S'agit-il de la matière organique ou des carbonates sédimentaires ? Lorsque les végétaux photosynthétiques assimilent préférentiellement  $^{12}\text{C}$ , une forte productivité primaire appauvrit ainsi le milieu océanique et provoque une anomalie positive du  $^{13}\text{C}$  dans l'eau et dans les carbonates. Des excursions positives pareilles peuvent aussi être expliquées par une meilleure préservation de la matière organique dans le sédiment. Des circulations d'eau dans le sédiment et conduisant à la diagenèse sont capable de modifier le signal isotopique du carbone. Cette excursion positive est largement signée dans les trois coupes Labiodh Sid-Cheikh, M'daouer et Tamednaïa pour la limite Cénomanién-Turonien malgré l'absence des "black shales". Les anomalies isotopiques similaires ont été enregistrées dans les coupes Pueblo (USA), Eastbourne (Angleterre) et Cassis (France) qui encore ne présentent pas de faciès à black shales. Vu que cette excursion géochimique est semblable pour des paléoenvironnements différents, elle est considérée comme un événement océanique global, susceptible d'être utilisée pour des corrélations stratigraphiques à l'échelle mondiale (Accarie *et al.*, 1996).

**3. Rapport isotopique du carbone.** Avec sa faible thermo-dépendance (0,035‰ par °C), il est peu sensible à la diagenèse d'enfouissement et pourrait indirectement indiquer la paléoprofondeur. L'évolution à long terme du  $\delta^{13}\text{C}$  présenterait des similitudes avec la courbe eustatique de Vail *et al.* (1977). Les événements qui ponctuent l'évolution du  $\delta^{13}\text{C}$  sont généralement considérés comme de bons marqueurs stratigraphiques. De nombreuses courbes obtenues sur la roche totale ou la phase organique, dans différents secteurs paléogéographiques (et environnements de dépôt), montrent une anomalie positive du  $\delta^{13}\text{C}$  au passage Cénomanién-Turonien pour les trois OAE crétaées.

Durant les événements anoxiques, la matière organique marine est préservée suite à l'expansion de la zone à oxygène minimum ( $\delta^{13}\text{C}$  très négatif). Elle ne sera plus oxydée et la dégradation des particules organiques entraîne une diminution du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  dissout dans les océans. Cette diminution entraînera par la suite une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les océans puis dans les sédiments (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980).

Trois événements isotopiques (noté 1, 2 et 3) distingués par plusieurs auteurs (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale *et al.*, 1993 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al.*, 2013) correspondent aux pics du rapport isotopique du carbone et forment un motif caractéristique et un bon repère stratigraphique globale et synchrone à haute résolution comme le soulignent (Gale *et al.*, 1993).

**4. Rapport isotopique de l'oxygène.** La courbe  $\delta^{18}\text{O}$  peut renseigner le changement de la salinité et/ou de la température, sauf qu'elle est beaucoup plus sensible à la diagenèse (Anderson & Arthur, 1983 ; Renard, 1986). Des analyses minéralogiques, biologiques et des microfaciès peuvent permettre de palier à cette difficulté. Deux pics du  $\delta^{18}\text{O}$  pour le passage Cénomanién-Turonien ont été mis en évidence près de Mühlberg (sud-ouest de l'Allemagne) ou encore dans la région de Wünnstorf (plus au nord), par Hilbrecht & Hoefs (1986). Ainsi, ces auteurs expliquent que ces deux anomalies, associées à des changements faunistiques, sont le reflet de basses températures (dans des conditions salines normales). Toutefois pour ce même site, la limite Cénomanién-Turonien présente des valeurs plus négatives comprises entre ces deux pics positifs.

Sur la marge sud-Téthysienne [(Wadi Bahloul, Tunisie, Caron *et al.* (2006)] ou dans le bassin du Western Interior (Pratt & Threlkeld, 1984), les mêmes tendances sont observées. Cependant, ce motif isotopique n'est pas global comme l'exemple du nord de l'Angleterre où Jarvis *et al.* (1988) mettent en évidence une excursion positive de l'oxygène au niveau du passage Cénomanién-Turonien qui peut indiquer des modifications diagénétiques sans aucune valeur stratigraphique. Ceci soulève la difficulté de l'utilisation du signal  $\delta^{18}\text{O}$  à des fins de corrélations.

#### IV. COMMENTAIRES DES COURBES $\delta^{13}\text{C}$ .

Le long d'un transect depuis Djebel Tismert (Labiोध Sid Cheikh) passant par Djebel M'daouer à Chebket Tamednaïa dans l'Atlas saharién une étude géochimique a été réalisée afin d'établir des corrélations à partir du signal géochimique et d'appuyer le découpage séquentiel. En effet, en domaine de plate-forme carbonatée, les surfaces de discontinuités soumises à une diagenèse météorique précoce présentent une signature isotopique particulière en oxygène et en carbone (Allan et Mathews, 1982). Les isotopes deviennent alors un remarquable outil pour discerner les limites de séquences majeures et ils permettent de confirmer la validité du découpage séquentiel.

**1. Coupe de Labiोध Sid Cheikh** (Tab. 8 ; fig. 81). Dans cette coupe les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  sont mal exprimées et on repère difficilement les trois pics. Les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  sont négatives (-4.42‰, -4.68‰) dans le premier membre – Calcaires pseudo-noduleux- de la "Formation de Ghoundjaïa", ensuite elles augmentent et se stabilisent aux alentours de 0.8‰ dans les calcaires massifs du deuxième membre – calcaires massifs -. A la base des calcaires en bancs décimétriques qui représentent le troisième membre, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  chutent et atteignant successivement des pics de -6.82‰, -6.79‰ et -7.99‰, qui oscillent avec les valeurs avoisinant le zéro. La première valeur positive (Pic 1) du  $\delta^{13}\text{C} = 1.68‰$  se trouve dans le niveau Ls 9. Elle coïncide bien avec le Sim de la séquence S4 (fig.81 ; Tab. 8). Les séquences S5 et S6 qui expriment des PHN relatifs à des grandes masses de complexe à rudistes, ont donné un signal quasi-stable du  $\delta^{13}\text{C}$ . Ce n'est que dans le niveau Ls 26, qu'on peut déceler le deuxième Pic 2 est de 1.13‰. Alors que le troisième pic de 3.11‰ se trouve au niveau Ls 37 et qui coïncide au sommet des trois cortèges transgressifs des séquences S7, S8 et S9. On note que ce troisième pic n'est pas complètement dessiné.

**2. Coupe de M'daouer** (Tab. 9 ; fig.82). Les analyses géochimiques qui ont été focalisées surtout sur les carbonates de la "Formation de Ghoundjaïa" montrent une signature plus nette et complète qui permet de faire des corrélations. La zone d'anomalie positive du signal  $\delta^{13}\text{C}$ , cantonnée entre le niveau Md40 et le niveau Md55, s'étale le long du membre carbonaté inférieur et le tiers inférieur du membre marneux médian de la "Formation de Ghoundjaïa". Elle est marquée par trois pics positifs de valeurs successives : Pic1 (Md40) = 4,73‰ qui coïncide avec la Sim de la S8 (fig.82 ; Tab. 9) ; Pic2 (Md 47-Md50) = 5.13-5.43‰ et Pic3 Md55 = 5,49‰ qui coïncide approximativement avec le Sim de la S10 (fig.72). Après cette dernière anomalie positive, la courbe isotopique chute vers des valeurs négatives le long du deux tiers restants de l'intervalle marneux du membre médian pour atteindre -1‰ au niveau Md61 et se stabilisent sur une grande partie du membre carbonaté supérieur, jusqu'à Md68. La présence des *Vascoceras cf. cauvini* qui persistent jusqu'au niveau Md58 confirme indubitablement, que cette limite se positionne au-deçà. On note une déconcentration ou absence dans la distribution de nuage de points des foraminifères et ammonites coïncidant avec les maximums d'inondation et aux alentours des pics de l'anomalie du  $\delta^{13}\text{C}$  (fig.82). On peut lier cette distribution à l'installation de conditions hostiles (probablement diminution d'oxygène) lors de du haut niveau marin. C'est l'équivalent des conditions de formation de black-shales dans des bassins plus profonds. Cette fluctuation marine souligne l'épisode transgressif du Cénomaniens ([Arthur et Schalanger, 1979](#) ; [Jenkyns, 1980](#)).

**3. Coupe de Tamednaïa** (Tab. 10 ; fig. 83). Le profil de la courbe d'analyse isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  dans la coupe de Tamednaïa présente également une zone d'anomalie à trois pics positives successivement : Pic1 (4.83 ‰, Tm 23) = 4, 83‰ ; Pic2 (2.75‰, Tm 27) et le Pic3 (2,75‰, Tm 32 ; Tab. 10). Elles sont réparties au sein de l'ensemble du membre calcaire dolomitique inférieur. Juste, après la surface bioturbée Tm33, la courbe se retire brutalement vers les valeurs négatives au sein du membre marno-calcaire intermédiaire jusqu'à atteindre un minimum de (-8.20‰) au niveau Tm43. A cet effet, il est évident de tracer la limite CT après le pic3 et juste après la discontinuité *sb*. La courbe isotopique reprend ensuite des valeurs positives le long du membre dolomitique supérieur. Il semble que le membre inférieur calcaire-dolomitique enregistre deux phases de montée marine relative inscrites dans les séquences S5 et S6 (fig. 83) où leur Sim coïncide approximativement et successivement avec le faisceau de pics 1-2 du  $\delta^{13}\text{C}$ , séparé par une chute temporaire du niveau marin. On signale davantage deux autres montées (Sim de la S7 et S8, fig. 83) qui passe dans les intervalles marneux du membre médian mais qui s'inscrivent hors la zone d'anomalie positive après le retrait du signal du  $\delta^{13}\text{C}$ . Donc, la courbe isotopique figure des excursions positives du  $\delta^{13}\text{C}$  oscillantes dans le membre dolomitique inférieur, des valeurs très négatives dans le membre médian et des valeurs négatives avoisinant le zéro et plus stables dans le membre dolomitique supérieur.



Tab. 8 : Données d'analyse isotopique de Labiodh Sid Cheïkh

Name	Moy.d <sup>13</sup> C / PDB	SD.d <sup>13</sup> C	Moy.d <sup>18</sup> O / PDB	SDd <sup>18</sup> O
LS 8	-4,42	0,07	-8,40	0,15
LS 9	1,68	0,03	-5,52	0,07
LS 10	0,80	0,01	-5,70	0,01
LS 12	0,69	0,03	-6,43	0,07
LS 13	0,81	0,05	-6,42	0,03
LS 15	0,80	0,06	-6,91	0,01
LS 17	1,25	0,01	-7,51	0,04
LS 18	0,85	0,01	-8,07	0,01
LS 19	0,03	0,01	-8,50	0,01
LS-20	-6,06	0,08	-8,90	0,09
LS 21	-6,82	0,00	-9,35	0,03
LS 22	-3,29	0,01	-9,42	0,02
LS 23	0,34	0,09	-6,83	0,03
LS-24	-1,75	0,14	-8,58	0,06
LS-25	-6,79	0,12	-8,72	0,06
LS 26	1,13	0,01	-7,03	0,01
LS 27	0,23	0,01	-8,59	0,01
LS-28	1,07	0,08	-7,54	0,04
LS-29	-7,99	0,06	-8,98	0,03
LS-30	1,35	0,12	-7,89	0,07
LS-31	0,03	0,30	-7,33	0,07
LS 32	-0,14	0,07	-8,53	0,11
LS 33	0,31	0,03	-7,94	0,05
LS-34	1,51	0,35	-3,91	0,23
LS-37	1,89	0,02	-5,42	0,05
LS-38	-0,52	0,09	-8,32	0,05
LS-39	0,95	0,08	-7,75	0,05
LS-40	3,11	0,09	-5,23	0,06
LS 41	1,89	0,08	-8,29	0,07
LS 42	-1,85	0,19	-8,59	0,00
LS 43	-2,17	0,11	-8,70	0,03
LS 44	1,07	0,03	-8,34	0,02
LS-45	0,85	0,04	-7,89	0,04
LS 46	4,38	0,03	-6,85	0,03
LS 47	0,08	0,11	-8,94	0,07
LS 48	-0,66	0,10	-9,06	0,04
LS 49	-0,43	0,04	-8,72	0,02
LS 50	3,31	0,04	-7,21	0,07
LS-7	-4,68	0,08	-8,99	0,03

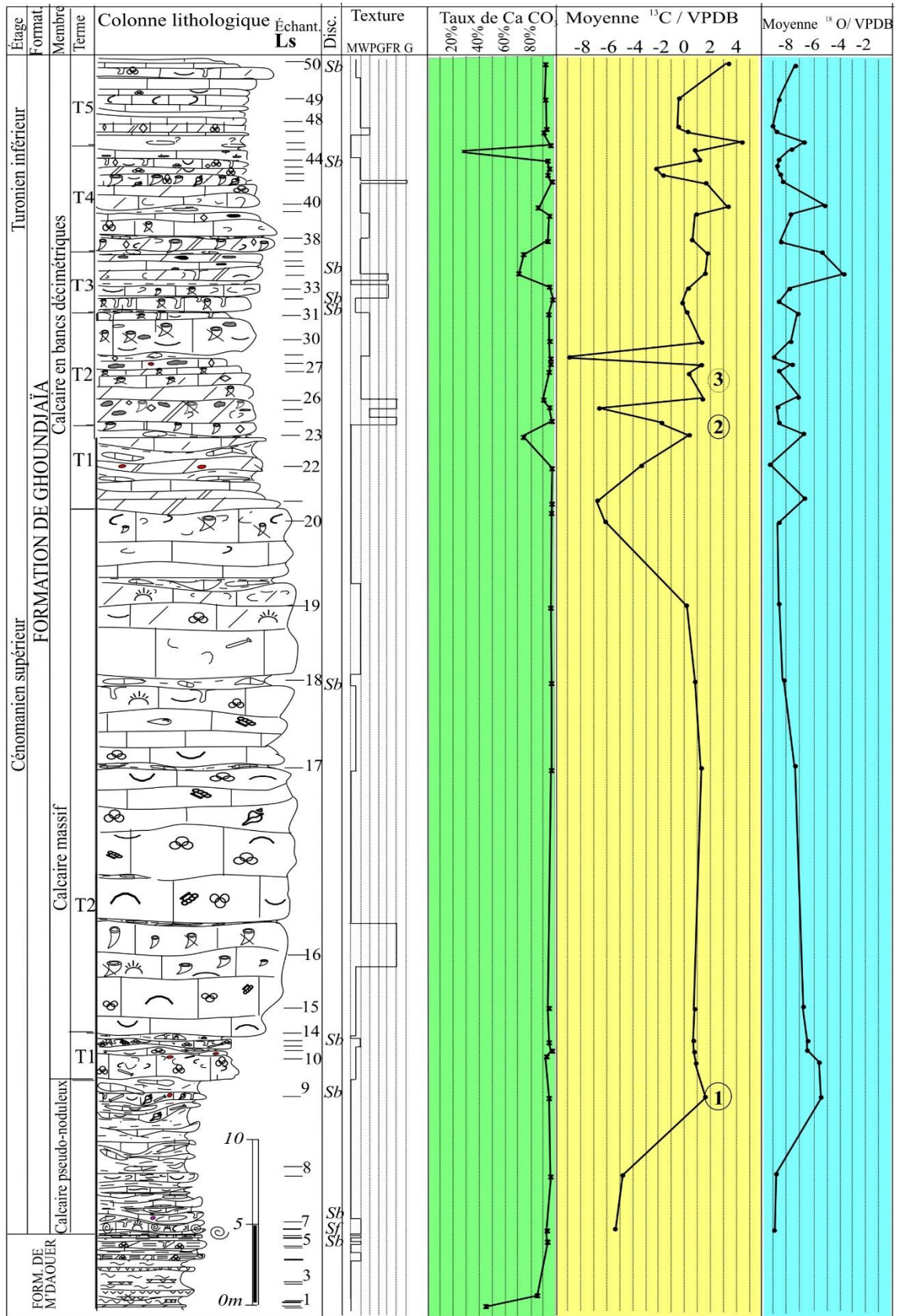


Fig. 81. Données géochimiques (% CaCO<sub>3</sub>, δ<sup>13</sup>C et δ<sup>18</sup>O) de la coupe de Tismert, région de Labiodh Sid Cheïkh.

Tab. 9 : Données d'analyse isotopique de Djebel M'daouer

échantillon	Moy.d <sup>13</sup> C/PDB	SD.d <sup>13</sup> C/PDB	Moy.d <sup>18</sup> O	SDd <sup>18</sup> O
MD 29	2,29	0,04	-4,71	0,04
MD 30	3,17	0,02	-3,07	0,05
MD 32	3,23	0,04	-4,62	0,01
MD 34	3,19	0,01	-4,57	0,02
MD 35	1,13	0,05	-8,59	0,02
MD 37	3,03	0,01	-4,53	0,00
MD 38	2,95	0,00	-4,84	0,00
MD 39	3,45	0,03	-5,89	0,03
MD-40	4,73	0,01	-6,01	0,00
MD 41	4,00	0,00	-4,85	0,06
MD-42	3,75	0,01	-4,94	0,03
MD-43	3,74	0,02	-5,16	0,07
MD 44	3,69	0,02	-4,99	0,01
MD 45	1,15	0,02	-12,13	0,15
MD-46	4,61	0,01	-5,75	0,00
MD-47	5,13	0,02	-5,16	0,10
MD-48	5,06	0,05	-5,04	0,05
MD-49	4,99	0,02	-5,77	0,01
MD-50	5,43	0,02	-4,76	0,04
MD-51	4,03	0,04	-6,48	0,01
MD-55	5,49	0,04	-4,45	0,05
MD-61	-1,01	0,01	-8,00	0,04
MD-62	-0,72	0,04	-8,14	0,04
MD-63	0,43	0,05	-7,20	0,02
MD-64	-0,96	0,00	-7,56	0,05
MD-66	-3,05	0,03	-8,90	0,02
MD-67	-1,13	0,16	-8,34	0,02
MD-68	-1,37	0,03	-7,91	0,01
MD-69	-5,76	0,11	-9,45	0,03
MD-70	-3,85	0,06	-9,05	0,02
MD-71	-2,78	0,08	-8,99	0,01
MD-72	-2,16	0,02	-8,74	0,02
MD-73a	-1,47	0,05	-8,38	0,01
MD-73b	-1,63	0,09	-8,66	0,05
MD-74	-0,69	0,03	-8,61	0,01
MD-76	-0,27	0,01	-7,62	0,06

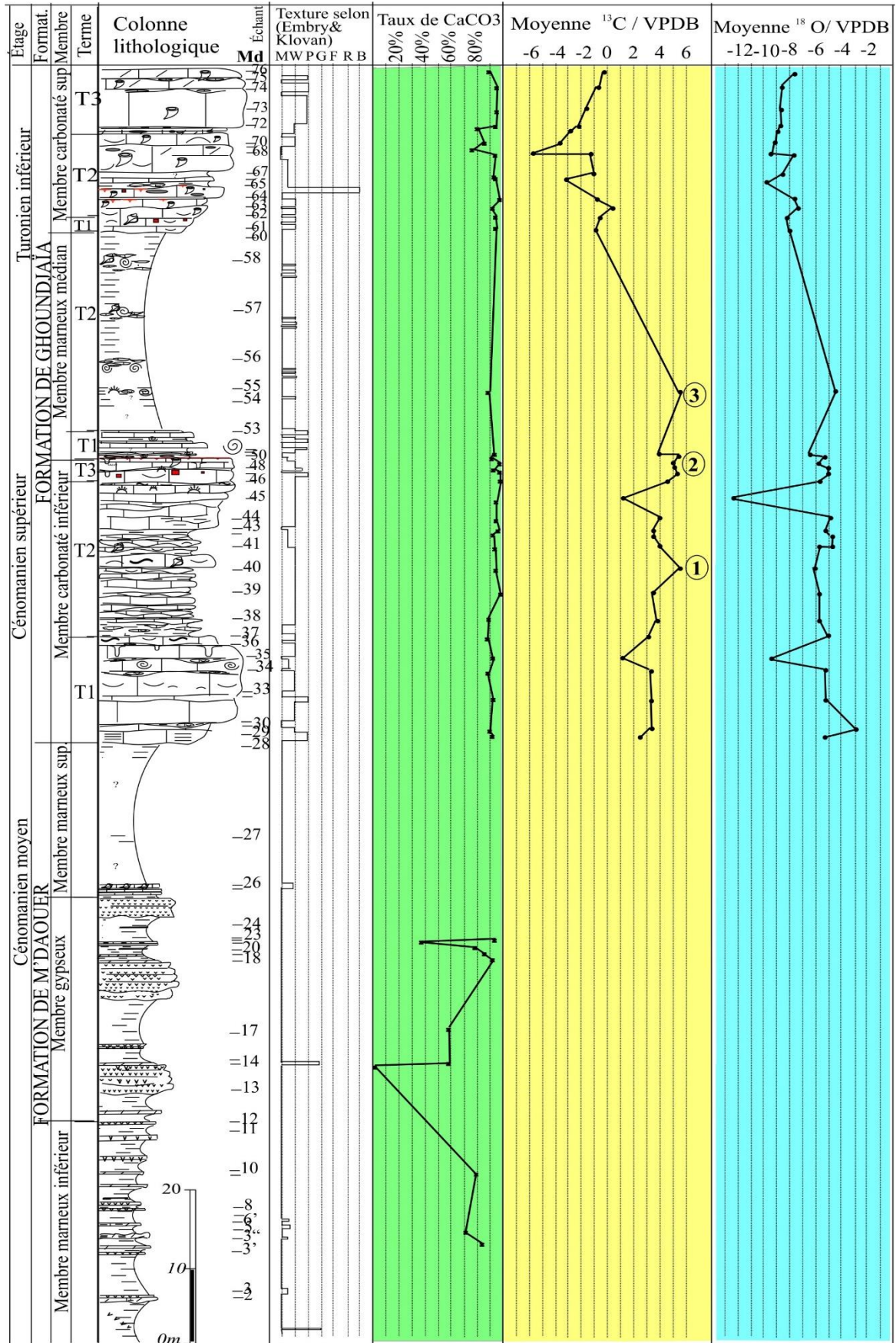


Fig. 82. Données géochimiques (% CaCO<sub>3</sub>, δ<sup>13</sup>C et δ<sup>18</sup>O) de la coupe de M'daouer, région d'Aïn Ouarka.

Tab. 10 : Données d'analyse isotopique de Chebket Tamednaïa

échantillon	Moy. $\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$	SD. $\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$	Moy. $\delta^{18}\text{O}$	SD $\delta^{18}\text{O}$
TM-16	1,67	0,00	-5,27	0,02
TM-17	2,09	0,03	-1,85	0,06
TM-18	0,75	0,06	-2,22	0,07
TM-19	3,19	0,01	-0,46	0,00
TM-20	-0,11	0,14	-4,56	0,18
TM-21	1,83	0,00	-5,17	0,00
TM-22	4,43	0,02	-0,95	0,03
TM-23	4,83	0,05	-0,05	0,08
TM-24	4,63	0,04	-0,10	0,00
TM-26	-1,33	0,05	-6,15	0,14
TM-27	2,75	0,03	-0,73	0,02
TM-31	2,22	0,07	-0,13	0,09
TM-32	2,75	0,08	-0,97	0,04
TM-36	-4,37	0,05	-8,96	0,01
TM-38	-2,94	0,05	-8,40	0,02
TM-39	-2,55	0,04	-6,76	0,02
TM-42	-5,30	0,03	-7,72	0,00
TM-43	-8,20	0,01	-10,32	0,01
TM-44	-2,40	0,05	-5,51	0,08
TM-45	1,57	0,07	-1,78	0,02
TM-46	-1,30	0,03	-3,44	0,02
TM-47	-2,00	0,01	-4,22	0,00
TM-48	-0,68	0,06	-3,13	0,01

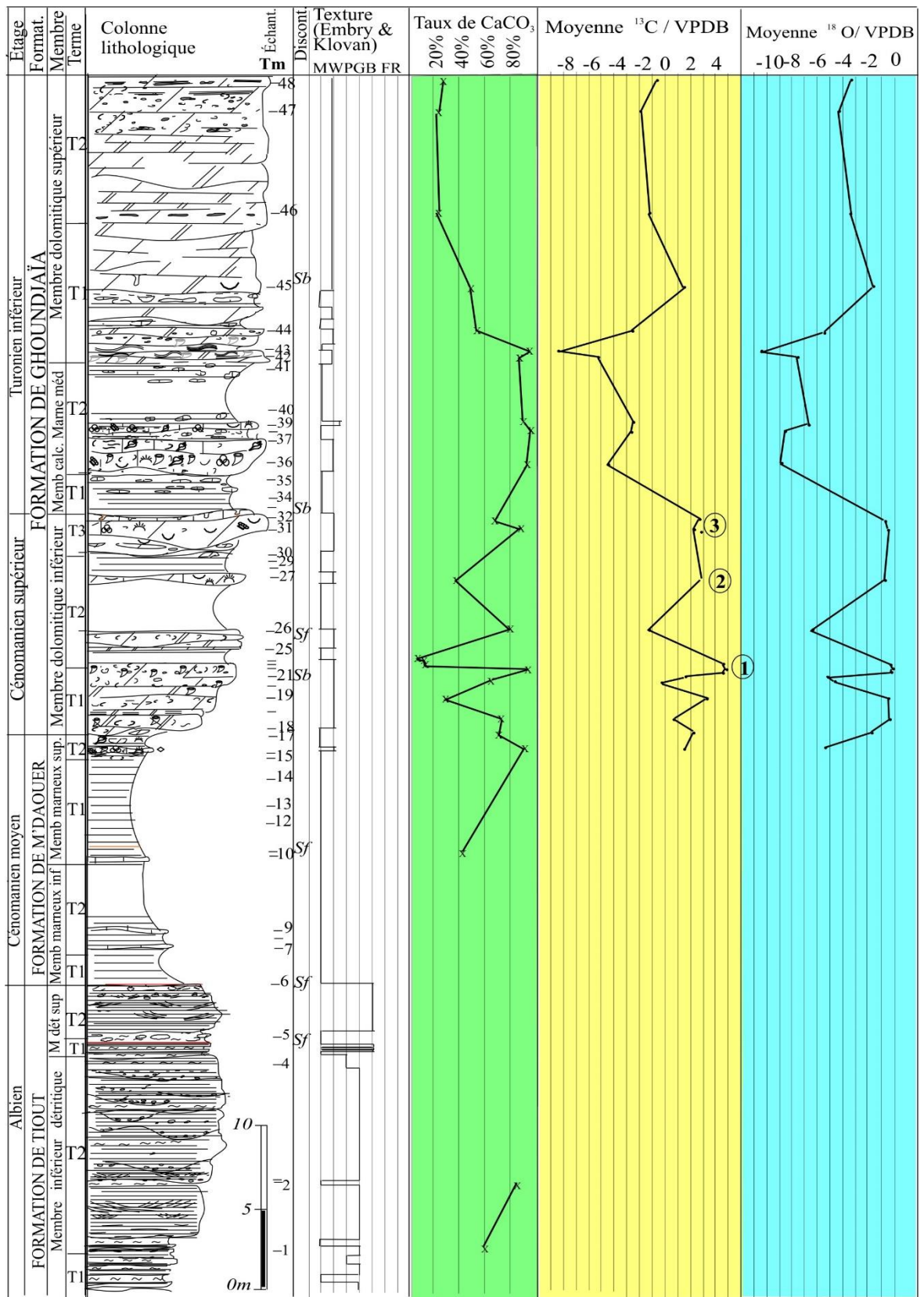


Fig. 83. Données géochimiques (% CaCO<sub>3</sub>, δ<sup>13</sup>C et δ<sup>18</sup>O) de la coupe de Tamednaïa, région de Béni Ounif.

## V. DIAGRAMME CROISE $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ .

### 1. Paléotempératures et environnements diagénétiques

Durant les dernières décennies, l'étude des isotopes stables des minéraux carbonatés s'est développée en géochimie des carbonates. Les rapports isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) de l'oxygène et du carbone sont interprétés dans les diagrammes : l'oxygène ( $^{18}\text{O}$ ) sera utilisé pour la température et la nature des fluides originels, le carbone ( $^{13}\text{C}$ ) sera pour sa part, sensible aux changements de type de végétation et à la maturation de la matière organique lors de l'enfouissement (Carrio-Schaffhauser, 2004). On note que ces rapports sont surtout utilisés pour la reconstitution des paléotempératures (Craig 1965 ; Tucker et Wright, 1992 ; Zeebe, 2001) et l'origine des fluides diagénétiques qui font précipiter et cristalliser les ciments. Ces diagrammes croisés ont une interprétation plus claire à cause de la complémentarité des informations apportées par l'oxygène et le carbone. Puisque, ce dernier est sensible aux changements de végétaux et à la matière organique lors de l'enfouissement alors que l'oxygène définit la température et la nature des fluides originels (Carrio-Schaffhauser, 2004). Au début, l'approche de l'analyse isotopique a été limitée aux environnements de bassins où les phénomènes diagénétiques sont peu importants et non influents (Renard, 1984 ; Emmanuel et Renard, 1993 ; Corbin *et al.*, 2000 ; Rey et Delgado, 2002). Ensuite, elle a été étendue aux plates-formes carbonatées (Masson & Surdam, 1992 ; Ingrame *et al.*, 1996 ; Valladares *et al.*, 1996 ; Vincent *et al.*, 1997 ; Vincent *et al.*, 2004) où l'interprétation du signal géochimique est plus difficile car l'enregistrement sédimentaire peut être perturbé par des érosions ou des condensations ; ainsi, la diagenèse est bien plus développée que dans les domaines plus profonds. Allans et Matthews (1982) ont même démontré qu'il existe une signature isotopique en oxygène et carbone des surfaces de discontinuités soumises à une diagenèse météorique précoce (Fig. 84).

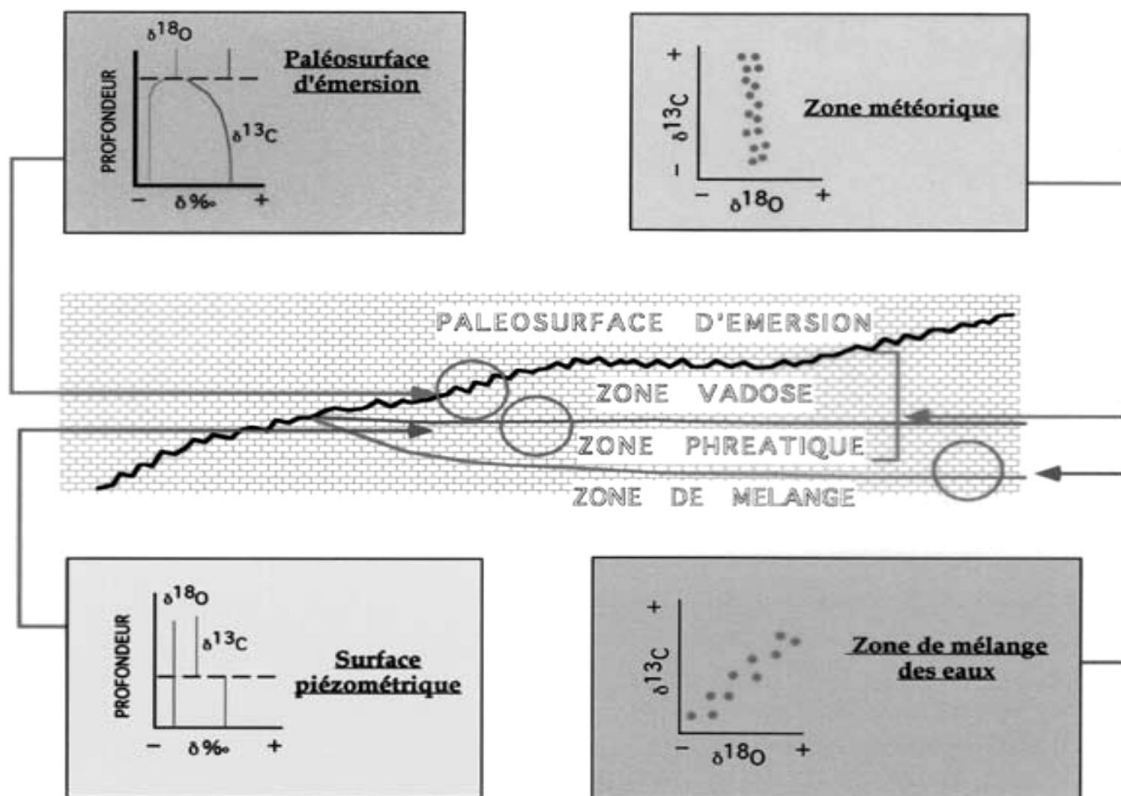
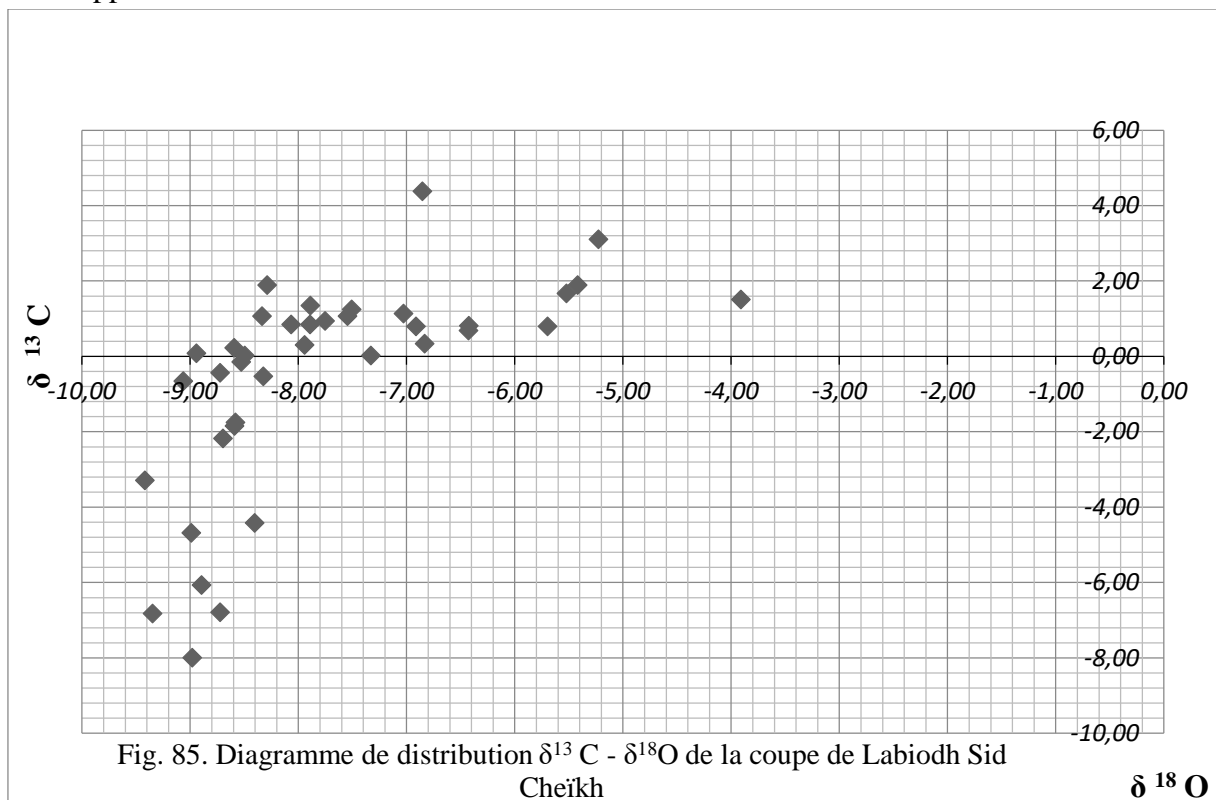


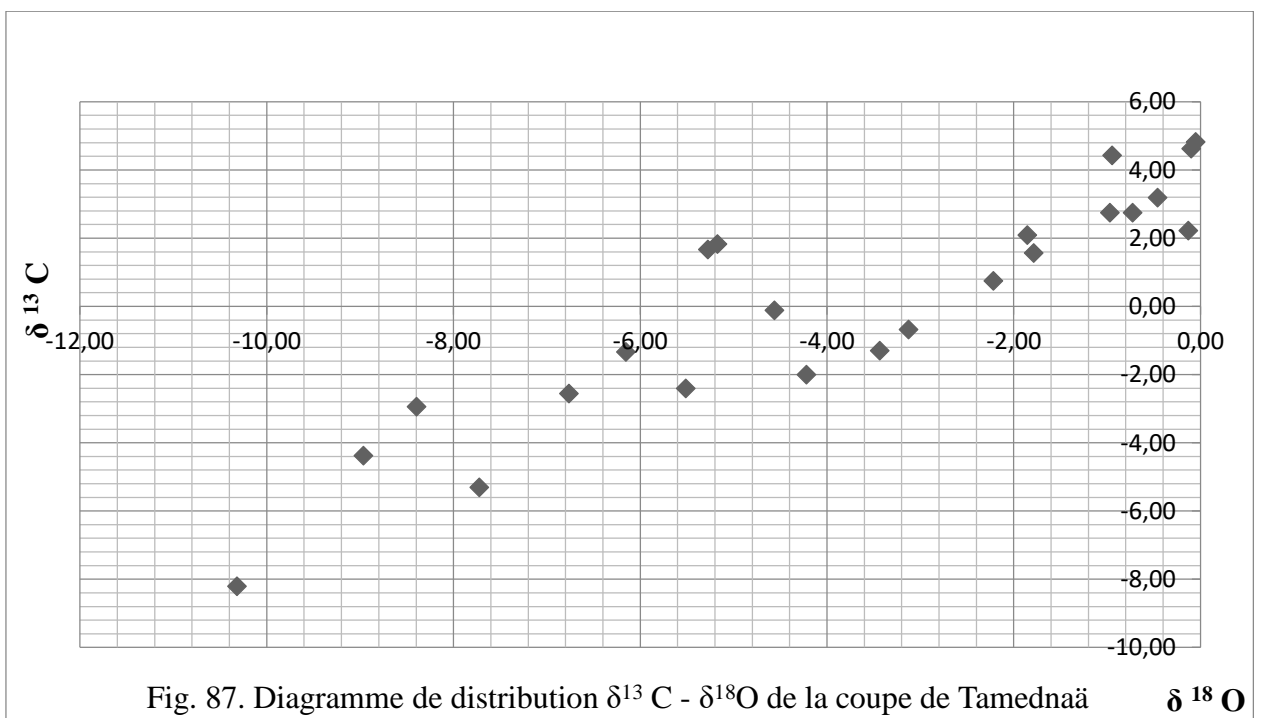
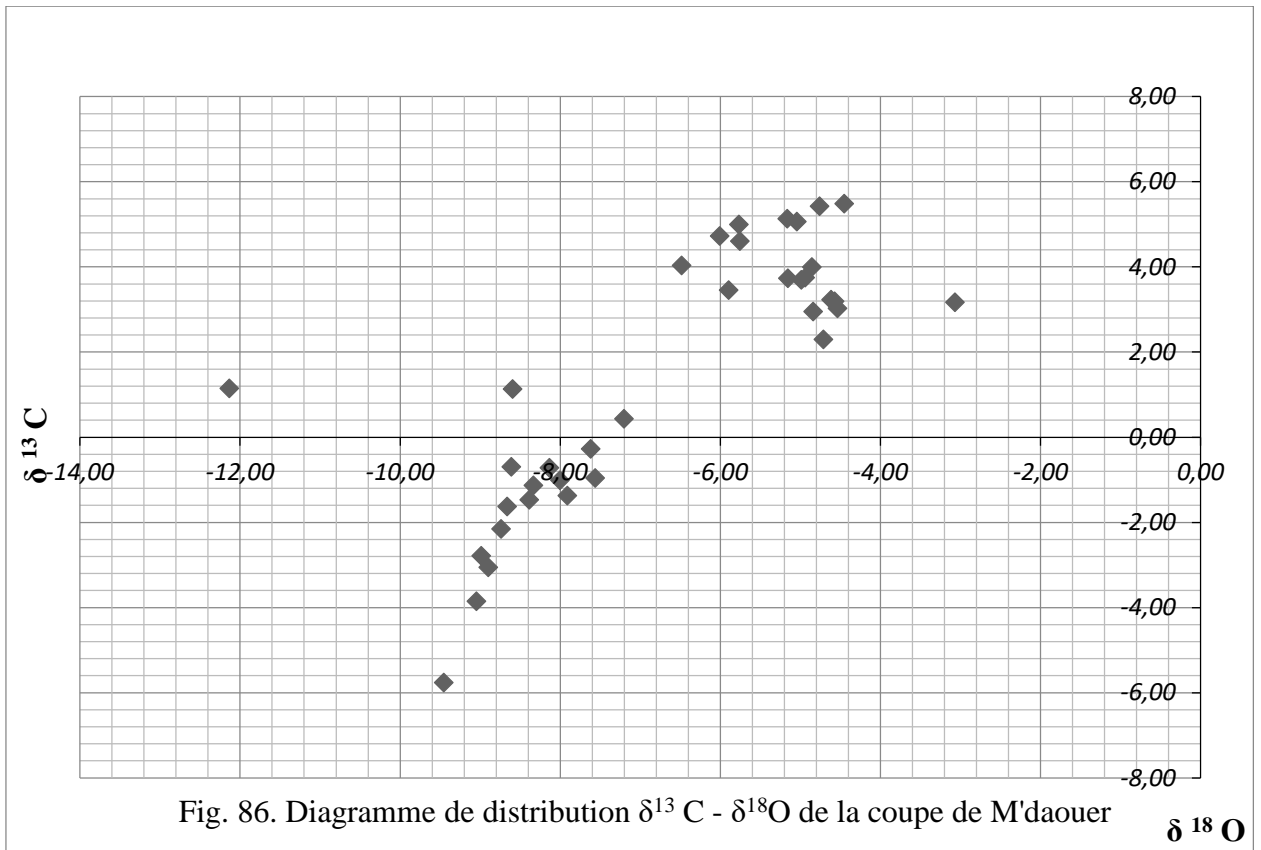
Fig. 84. Représentation schématique du comportement des isotopes de l'oxygène et du carbone à travers les domaines météorique vadose et phréatique, ainsi qu'à l'approche d'interfaces remarquables (Allen & Mathews, 1982).

## 2. Corrélations et commentaires des courbes et résultats.

Sur la coupe Labiodh Sid Cheïkh, 39 échantillons essentiellement carbonatés ont été prélevés. Généralement, les analyses d'isotopes stables se font sur roche totale. L'échantillon est broyé en entier et la poudre obtenue est analysée. Les données sont toutes exprimées par rapport au standard PDB. La mesure de ces standards passés au même moment que les échantillons permettent d'obtenir la précision analytique des mesures :  $\delta^{13}\text{C} \pm 0.03$  pour mille et  $\delta^{18}\text{O} \pm 0.05$  pour mille. Les analyses brutes sont présentées en Figures 85, 86 et 87 et tableaux 8, 9 et 10. En comparant le diagramme obtenu avec celui de la distribution de Moore (fig. 88), on remarque que la distribution des points ou nuage de point  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$  coïncide en grande partie avec le type de ciment marin d'enfouissement avec une faible influence météorique engendrant le ciment météorique. La distribution de nuage de points  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$  des 36 échantillons de la coupe de M'daouer a donné deux plages ou regroupements séparés par l'axe des abscisses (fig. 86). La plage supérieure qui constitue la majorité des échantillons (23) correspond à un ciment marin. La zone sus-jacente et sous-jacente de l'axe montre une faible influence météorique. La distribution des échantillons (23 échantillons) dans la courbe croisée  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$  de la coupe de Chebket Tamednaïa montre bien un ciment marin mais à influence météorique bien exprimée (fig. 87). La répartition des nuages de point  $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$  dans la coupe de Labiodh Sid Cheïkh est corrélée à des ciments micritiques marins d'enfouissement avec peu ou pas d'influence météorique. Ceci concorde avec la grande épaisseur des strates cénomanien-turonien probablement liés au développement des mud-mounds.







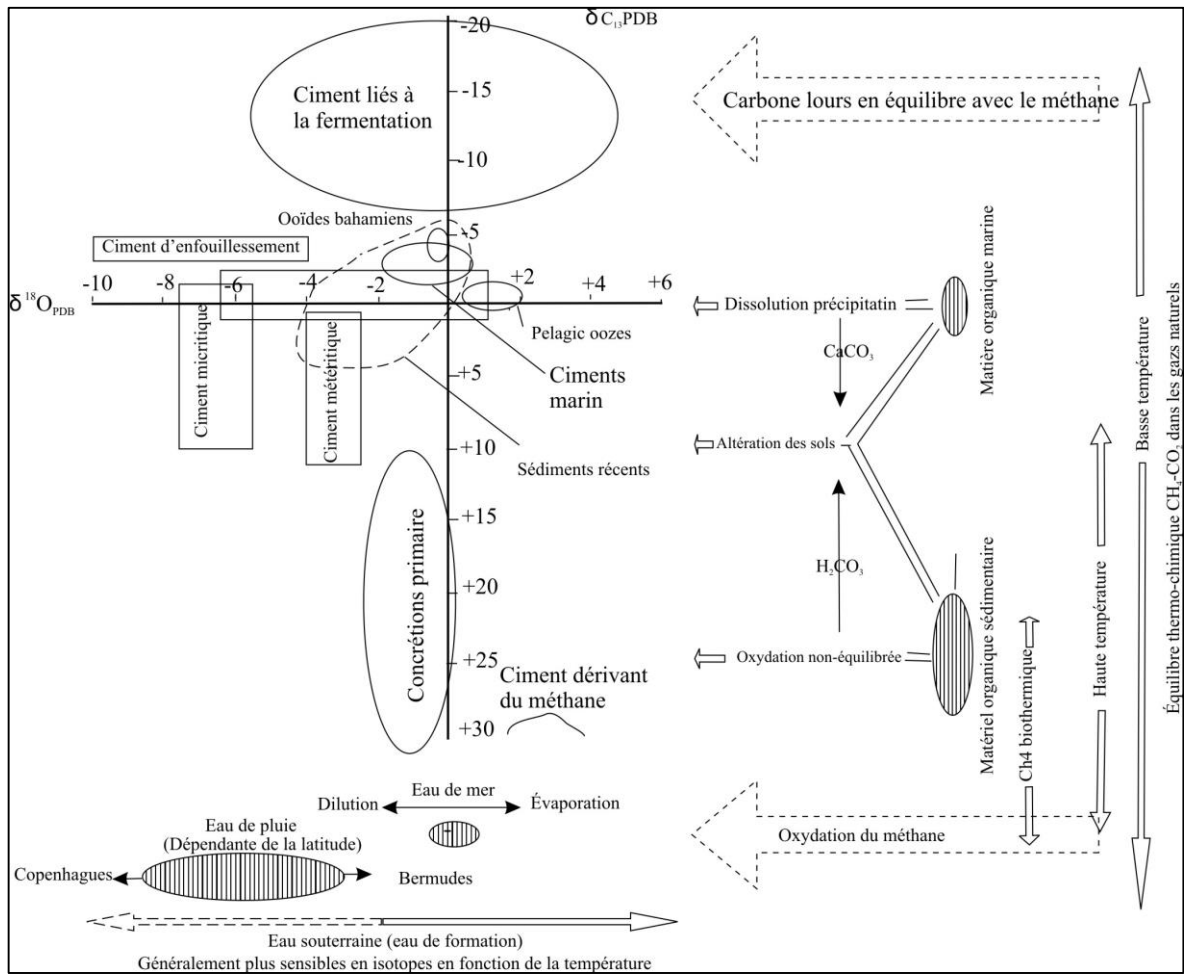


Fig. 88. Diagramme de distribution des compositions isotopiques de carbone et d'oxygène de quelques carbonates et ciments, avec les faciès contrôlant cette distribution (selon Moore, 1989).

## VI. CORRELATION LOCALE.

Il est difficile de voir la signature des trois pics dans la courbe  $\delta^{13}C$  de la coupe de Labiodh Sid Cheikh (fig. 81), mais on suppose que le groupe d'excursions positives commence à se distinguer déjà dans la base de la coupe avec une partie tronquée. C'est-à-dire, que l'analyse a permis de compter plusieurs excursions (8 dans l'ensemble) à partir du LS9 mais, il est très difficile de repérer distinctement les trois pics qui permettent la corrélation. On a considéré le premier pic à LS9 coïncidant avec le première Sim de la séquence S4, tandis que le 2<sup>ème</sup> et le 3<sup>ème</sup> pic encadrent la série des trois cortèges transgressifs des séquences S7, S8 et S9, successivement (fig. 89).

La comparaison des analyses géochimiques des courbes isotopiques des coupes de M'daouer et de Tamednaïa (fig. 89 et 90) montre une série d'excursions positives du  $\delta^{13}C$  concentrées dans le membre inférieur de la barre carbonatée. Au-dessus, il y'a un retrait de la courbe vers le pôle négatif puis on a une autre série d'excursions négatives. Si on compare le tracé de ces courbes avec les signaux connus dans ces coupes déjà étudiée à l'échelle nord-africain ou mondial, on peut, *a priori*, engager les premiers éléments de corrélation qui nous conduisent à placer la limite céno-manien-turonienne après le retrait de la courbe isotopique. Par ailleurs, on peut déjà

compter les trois excursions dans ce groupe et dire que les deux premiers se placent déjà dans le Cénomaniens supérieur. Alors que le troisième se trouve dans le début du Turonien inférieur.

Dans la figure 90, on a repris que les deux coupes extrêmes de M'daouer et de Tamednaïa qui sont facilement corrélables et on les compare au point de vue corrélation séquentielle en se servant du signal géochimique  $\delta^{13}\text{C}$ . On constate que le premier pic (1) coïncide avec des surfaces d'inondation (*Si1* de Tamednaïa et *Si2* de M'daouer), tandis que le 2<sup>ème</sup> pic (2) de M'daouer et le 3<sup>ème</sup> (3) pic de Tamednaïa sont corrélés à un cortège de haut niveau. Le *Sim* coïncide avec le 3<sup>ème</sup> pic (3) de M'daouer et le 2<sup>ème</sup> pic (2) de Tamednaïa (fig. 90).

Sur un diagramme simple, on essaie de comparer le taux approximatif de sédimentation en confrontant sur les abscisses, les données isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  de la coupe de M'daouer et sur les ordonnées celle de Tamednaïa pour comparer en reliant les différentes zones limitées par les pics d'anomalie (fig. 91). La courbe ainsi obtenue, par la connexion des mêmes points de pics sur les deux coupes, donne le taux de sédimentation estimé approximativement en rapport entre épaisseur de sédiment de la série de M'daouer sur celle de Tamednaïa.

On remarque que dans le membre inférieur du secteur de M'daouer, le taux de sédimentation par rapport à Tamednaïa, était plus que doublé (2.5/1) durant le début de la 1<sup>ère</sup> phase transgressive (TST1) en créant un espace disponible important. Puis, le taux s'accélère (5/1) lors du haut niveau marin (HST1, pic 1) avec une production carbonatée importante créant plus d'espace disponible. Cette différence de rapport entre M'daouer et Tamednaïa est due à la configuration d'une rampe à pente très douce dessinant, d'une part, une zone d'offshore vers le nord-est et d'autre part une zone de shoreface vers sud-ouest. Puis, le long du membre médian, une 2<sup>ème</sup> transgression (TST2, pic 3) où le taux de sédimentation décélère (3.5/1) suite à un léger appauvrissement en production carbonatée (sédimentation essentiellement marneuse). Enfin, il s'équilibre (1/1) dans le membre supérieur qui correspond à l'HST2 suite de la stabilisation ou « *keep-up* » du niveau marin. Cela est dû probablement de la disparition de différenciation paléobathymétrique.

Donc, on peut simuler cette évolution durant le Cénomaniens supérieur à l'existence d'une rampe carbonatée ouverte vers le Nord-Est où se développaient des faciès relativement profonds de l'*offshore* en parallèle à l'existence des faciès moins profonds du *foreshore* dans le côté Sud-Ouest et Est. Ce n'est que vers le Turonien inférieur, que la rampe voit un remplissage et comblement qui se généralise donnant lieu à un faciès de *shoreface* similaire.

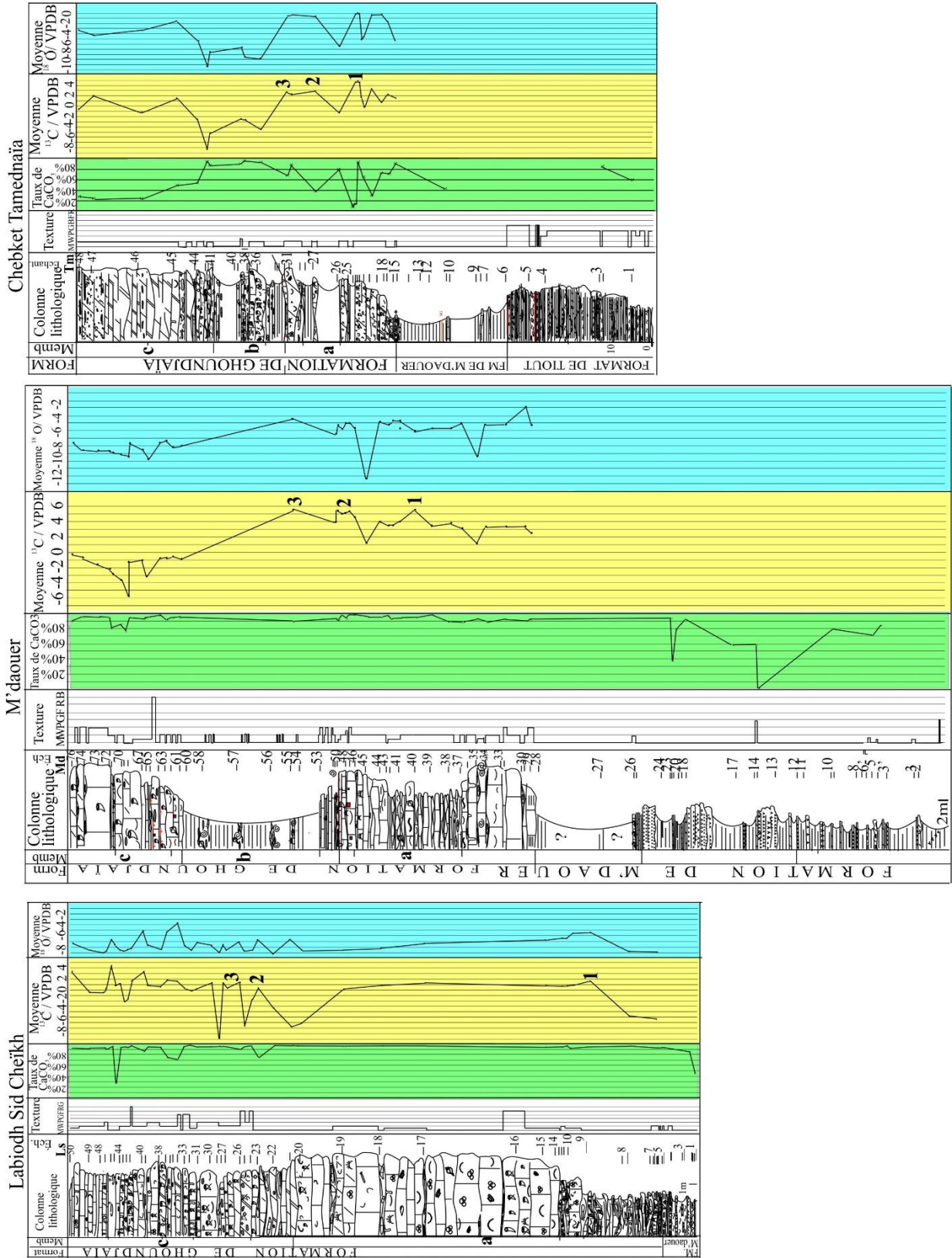


Fig. 89. Comparaison des données géochimiques des trois coupes : - Labiodh sid Cheikh (Ls),- M'daouer (Md) - Tamednaïa (Tm)

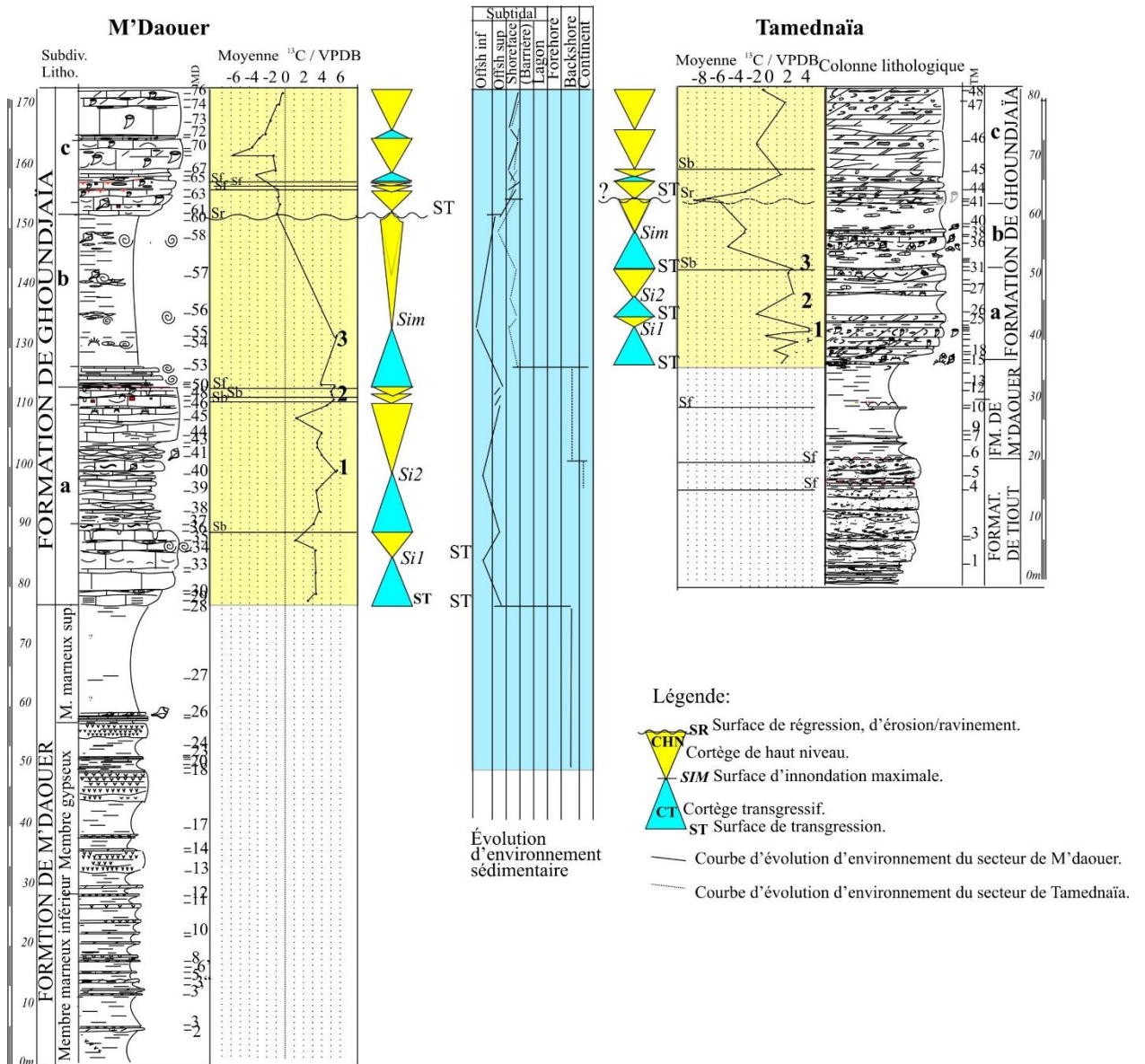


Fig. 90. Corrélation entre la coupe de M'daouer (NE) et celle de Tamednaïa (SO) et déduction des environnements à partir de la stratigraphie séquentielle. Les pics de l'anomalie positive du  $\delta^{13}C$  coïncident avec les surfaces d'inondation maximale.

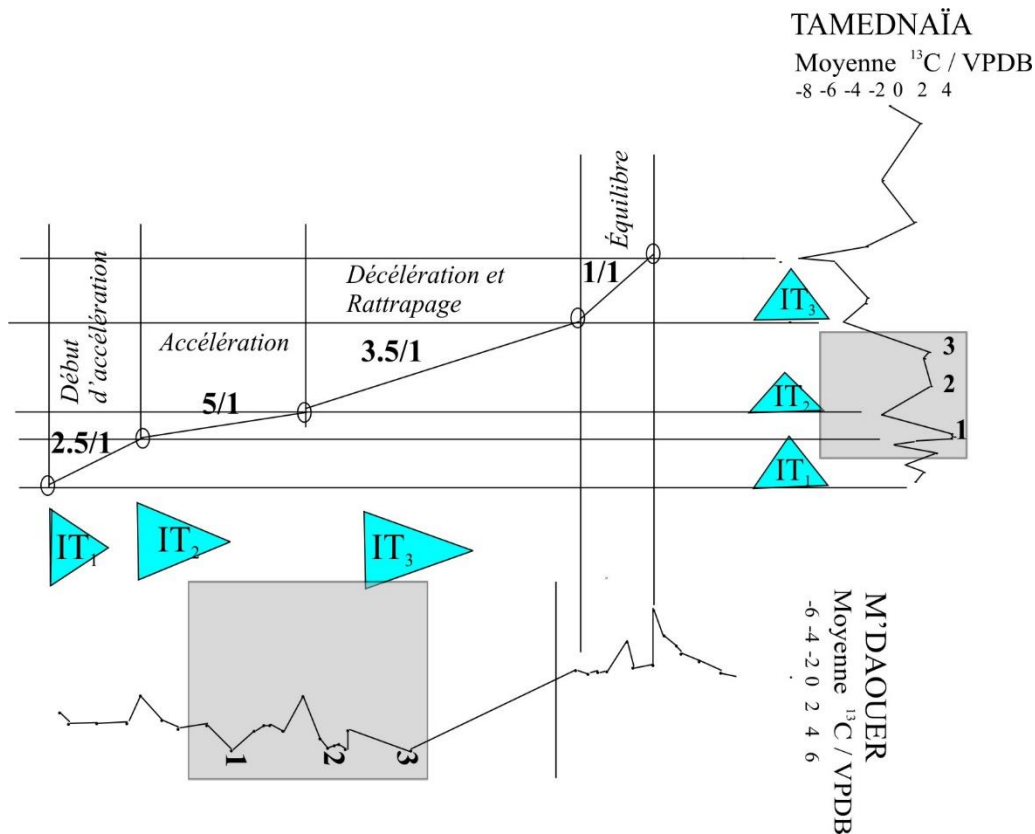


Fig. 91. Taux de sédimentation comparé entre la série de M'daouer et celle de Tamednaïa

## VII. COMPARAISON REGIONALE

**1. L'Est algérien.** Dans les Aurès, le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur des Ouled Nails présente une première période correspondant à une rampe régulière d'orientation N-S depuis la plate-forme saharienne (partie inférieure du Cénomaniens supérieur-Turonien terminal) (fig. 92). La seconde (Cénomaniens terminal et l'extrême base du Turonien) est caractérisée par la mise en place des plates-formes isolées (faciès à rudistes et/ou à huîtres) séparées par des couloirs où sédimentent des boues carbonatées claires (mudstone) à foraminifères planctoniques et ammonites. Les black shales de la limite Cénomaniens-Turonien comblent ensuite les dépressions. La rampe ultérieure de retour voit les marnes turoniennes recouvrant l'ensemble (Grosheny *et al.* 2008).

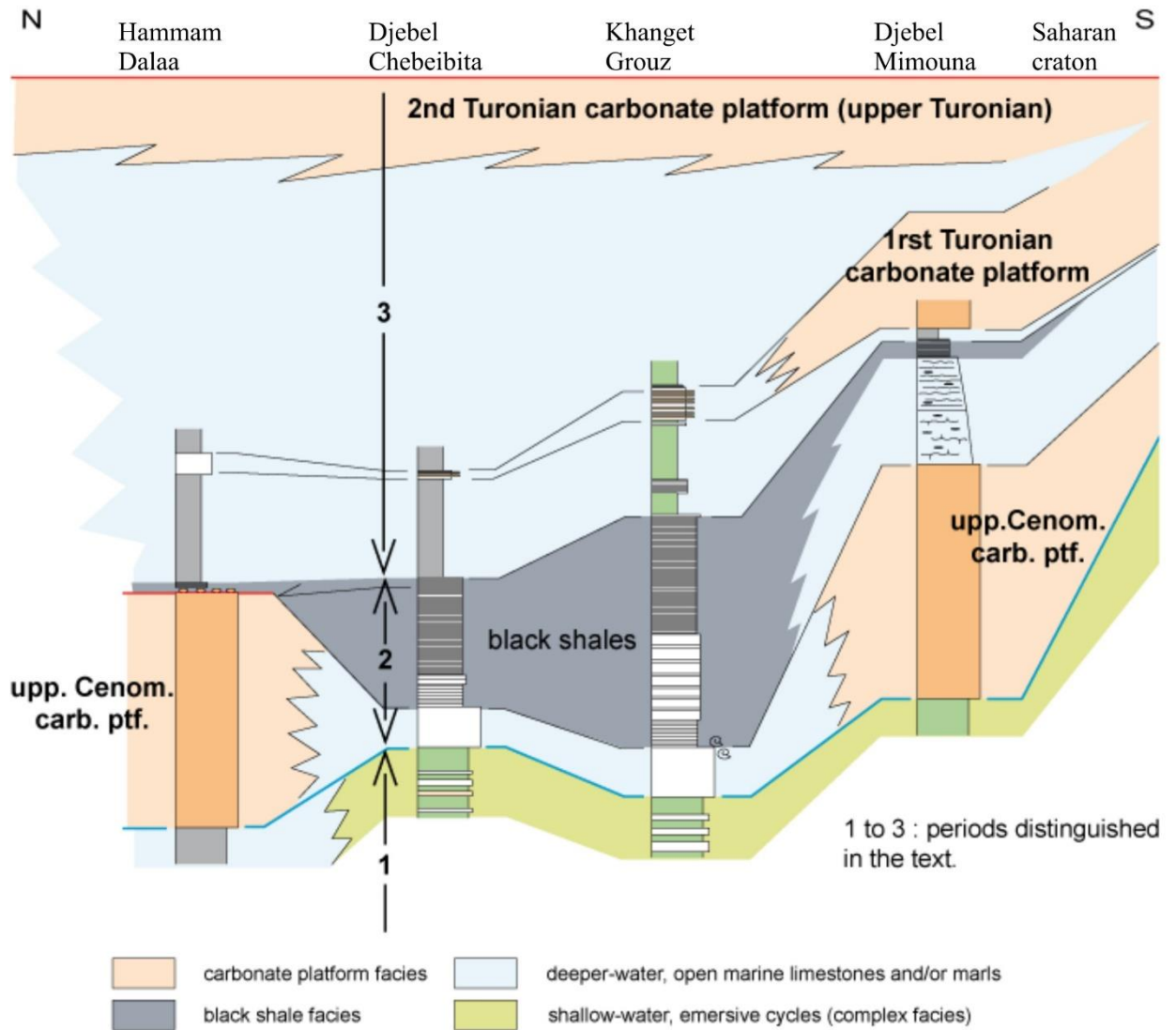


Figure 92. Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Ouled Nails.

Sur les quatre coupes levées en direction du bassin du Mellègue (fig. 93), la coupe de Chir Bel Hioud montre l'anomalie géochimique en  $\delta^{13}\text{C}$  (fig. 94) qui se cantonne dans les black shales mais peut débuter dans le banc de calcaire micritique plus ou moins épais sous-jacent. Dans ce dernier, le signal isotopique est flou à cause peut-être de la dolomitisation légère. Supposant que ce banc marque le début de l'anomalie  $\delta^{13}\text{C}$ , il pourrait être corrélé avec le banc 63 de [Cobban et Scott, \(1972\)](#) dans la coupe de référence de Pueblo (bassin intérieur nord-américain) ([Pratt, 1984](#) ; [Desmares et al., in press](#)). Ce banc 63 marque le tout début de la transgression de la limite C/T, tout comme dans l'Atlas saharien.

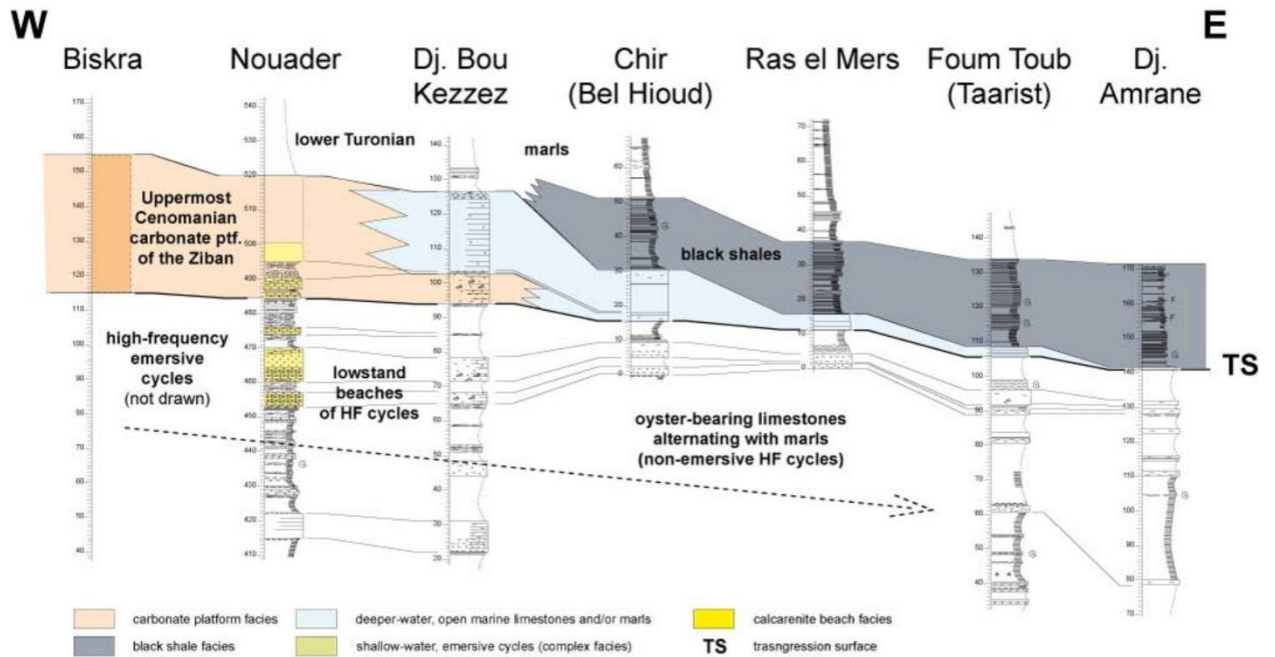


Fig. 93. Corrélation des coupes Est-Ouest dans le massif des Aurès, Grosheny *et al.* 2008.

En comparaison avec la coupe de M'daouer (fig. 94), on peut correspondre les trois pic 1, 2 et 3 où on remarque bien qu'il y'a une analogie qui se dicte comme suit :

- le pic 1 qui se trouve dans la zone à *geslinianum* au milieu du membre inférieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa" du Cénomaniens supérieur se trouve également au début des « *Black shales* » de Chir Bel Hioud ;
- le pic 2 se trouve à cheval ou entre le passage du Membre inférieur carbonaté dans la "Formation de Ghoundjaïa" et les "Marnes intermédiaires" dans la coupe de M'daouer. Ce pic se positionne aussi au milieu des « *Black shales* » à Chir Ber Hioud ;
- le pic 3 se trouve au sein des "*Open-marine marls*" à Chir Ber Hioud et au sein des "Marnes intermédiaires" de M'daouer. Puisqu'il est situé dans la zone à *cauvini* du Turonien inférieur à M'daouer, on peut suggérer que la limite C/T passe entre les pics 2 et 3 exactement après l'*Hard-ground* alors qu'elle reste imprécise à Chir Ber Hioud.



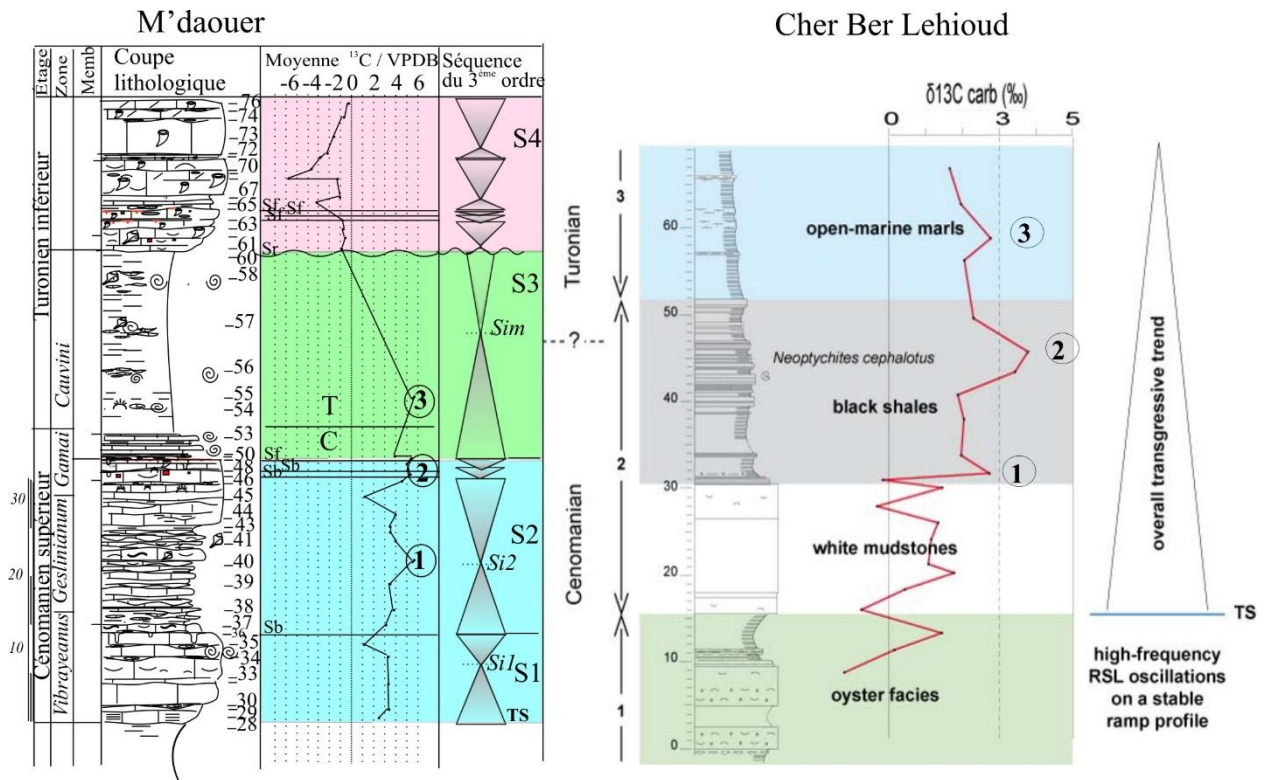


Fig. 94. Comparaison de la courbe isotopique ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de la coupe de M'daouer avec celle de la coupe de Chir Bel Hioudet (Grosheny et al., 2008) et interprétation séquentielle. TS: surface de transgression, Sim: Surface d'inondation maximale, 1, 2 et 3: pics d'excursion positives.  $\delta^{13}\text{C}$ .

**2. Le Tihert du Sud algérien.** Parmi les trois coupes étudiées, celle de Bordj Omar Driss (fig. 95) est la plus complète représentant le passage des marnes à gypse lagunaires (U1) aux calcaires massifs gris-beiges (U2) biomiritiques bioturbés de mer profonde. Ce mudstone biomicritique à *Neolobites vibrayeanus* (Amédro et al. 1996) du Cénomanien supérieur contient des bivalves principalement des huîtres de conditions marines et ont une base transgressive (TS). Le passage vers les mudstones crayeux riche en ammonites (U 3) (zone 2, *Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny), *Calycoceras naviculare* (Mantel, 1822), *Eucalycoceras pentagonum* (Juques-Brown, 1896) du Cénomanien terminal et la zone 5 avec *Pseudotissotia nigeriensis* du Turonien précoce (Amédro et al., 1996.) est plus visible dans les coupes de Takouazet et l'Ohnet. Au sommet de ces calcaires, il n'y a pas de discontinuité et peut être considéré comme une surface d'inondation maximale (MFS). L'apparition soudaine des ammonites et leur fréquence dans l'unité (U3) indique une deuxième phase d'ennoiement et d'approfondissement. Ensuite, redeviennent rares dans les passées calcaires au sein des marnes qui contiennent des petites passées de calcarénites fines considérés comme des tempestites (stb) indiquant ainsi une tendance de *shallowing-upward*. L'anomalie positive de la courbe du signal  $\delta^{13}\text{C}$  commence à la base de l'unité (U2) et s'étale le long de l'unité (U3). Elle termine au passage des calcaires crayeux et des marnes. Cependant, le secteur de Takouazet était moins profond que celui de Bordj Omar Driss vu les wackestones et packstones bioclastiques et à rudistes. Cette configuration de conditions moins profonde vers l'est, suggère une plate-forme qui se développe à la frontière algéro-lybienne connue sous le nom de Vôte de Tihemboka (Achèche, 2001). La barre terminale turonienne (Busson, 1999) qui tronque

indifféremment et avec contraste les marnes turoniennes est formée de carbonates laminés avec des mud-cracks.

En comparant les trois pic 1, 2 et 3 avec de la coupe de M'daouer (fig. 95), on ne peut correspondre que celle de Bordj Omar Driss où une similitude est observée :

- les trois pics sont cantonnés, d'un côté, dans les unités 2 et 3 du "Calcaires inférieurs" de Bordj Omar Driss et, de l'autre côté, dans le membre inférieur et médian de la "Formation de Ghoundjaïa " des Monts des Ksour;
- la surface de transgression se trouve sous le pic 1 dans les deux coupes (M'daouer et Bordj Omar Driss;
- le pic 2 se trouve à cheval ou entre le passage du membre inférieur carbonaté dans la "Formation de Ghoundjaïa" et le "Membre marneux intermédiaire" dans la coupe de M'daouer et il se trouve également entre les "*Oysters bearing mudstones*" et "*Ammonite rich Chalky mudstones*" et qui se cale dans la zone à *geslinianum* au milieu du membre inférieur carbonaté de la "Formation de Ghoundjaïa" du Cénomanién supérieur ;
- le pic 3, partiellement tronqué à Bordj Omar Driss, se positionne déjà au Turonien inférieur comme celui de la coupe de M'daouer. Ce pic correspond à une surface d'inondation maximale (MFS ou Sim). On peut suggérer que la limite C/T juste avant le pic 3 exactement après l'*Hard-ground* à M'daouer et vers la fin de U3 de Bordj Omar Driss.

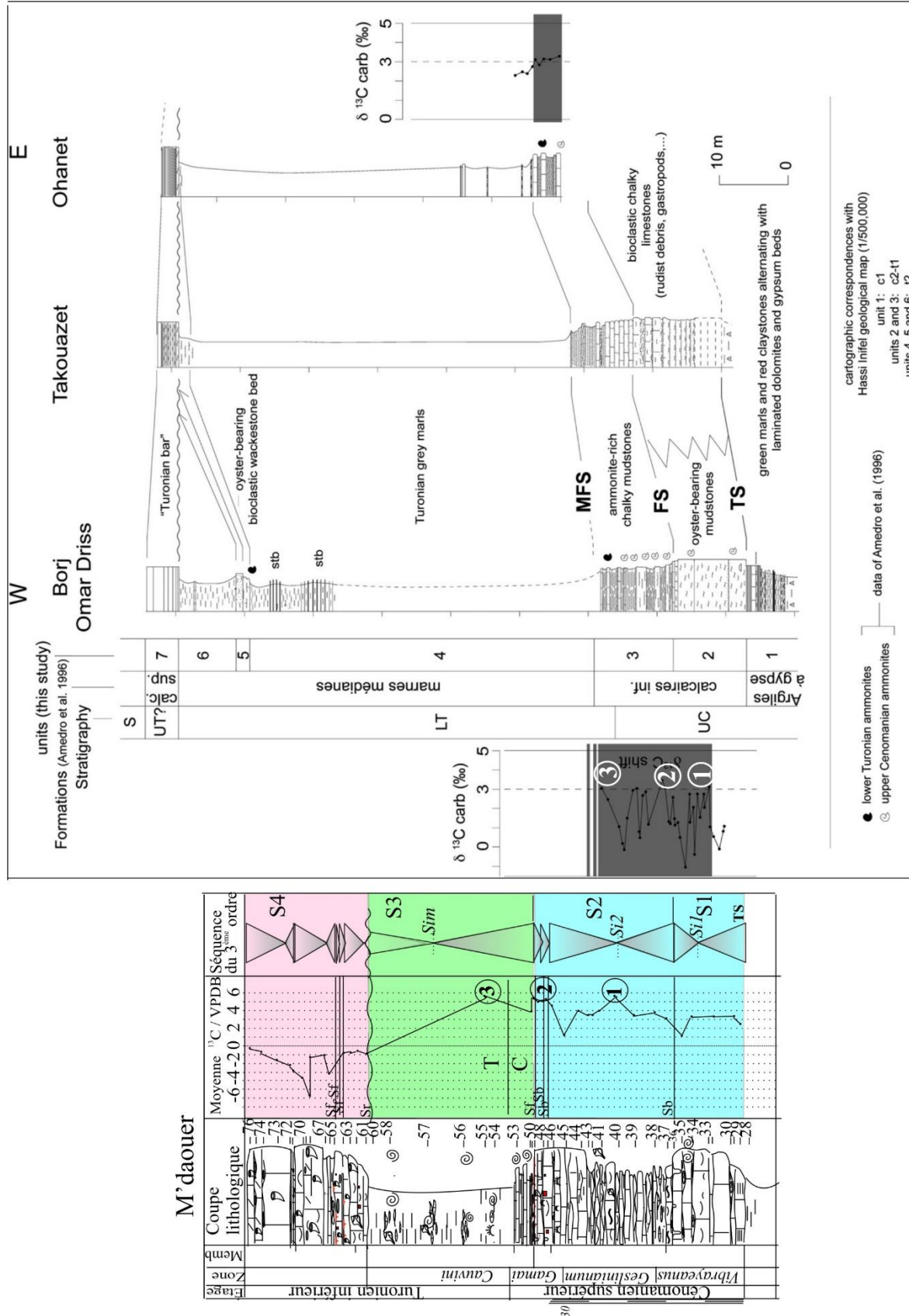


Fig. 95. Corrélation des coupes de Tinrhet et comparaison des pics (1, 2 et 3) de l'excursion  $\delta^{13}\text{C}$  avec ceux de M'daouer. 1 to 7, unités stratigraphiques TS, surface de transgression; (Si) FS, surface d'inondation UC, Cénomanién supérieur; LT, Turonian inférieur; UT, Turonian inférieur; S, Sénomien

**2. Quelques données de subsurface du Sahara et du Tihert.** Dans le but de corréliser le passage céno-manien-turonien suivant le transect (SE-N) du Tihert à l'Atlas saharien (données de [Grosheny et al. 2008](#)) quelques forages ont été sélectionnés passant par Hassi Messaoud sur la terminaison septentrionale de la crête d'El Biodh (fig. 96). Les logs sont alignés suivant le Sénonien. La phase d'inondation du Cénomanien terminal montre qu'elle débute juste avant la première excursion positive de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$ . Durant la première phase de l'anomalie du  $\delta^{13}\text{C}$ , des plates-formes carbonatées isolées s'édifient et s'adaptent en *keep-up* avec la montée eustatique. Les sillons et crêtes ont été créés suite à une accumulation différentielle entre les carbonates à éléments grossiers et bioclastiques des plates-formes en croissance et les carbonates péri-plates-formes de dépression à éléments fins. Cependant et en réponse au mécanisme de *keep-up*, le premier changement du CTBE  $\delta^{13}\text{C}$  est représenté d'une part de plus de 80m de carbonates moins profonds et d'autre part de seulement 20m de mudstones fines sur les crêtes. Il est ainsi admis que les mudstones péri-plate-formes ne dépassaient pas les 60m supposant que la surface de plate-forme est très proche au niveau marin. Les carbonates de plate-forme ont été ennoyés une seconde fois durant la deuxième excursion de  $\delta^{13}\text{C}$ . Les black shales du CTBE ont été continuellement déposés dans les sillons du Cénomanien supérieur au Turonien inférieur (zone *Mammites nodosoides* à Khenget Grouz, KG). Les carbonates à rudistes de la séquence turonienne (Tu1) de Djebel Mimmouna passent aux faciès de tempestites d'*offshore* dans Khenget Grouz. Au sud de Hassi Messaoud et entre Bordj Omar Driss et le puits Ar101, les calcaires superposant les "Marnes à gypses" s'épaississent rapidement en allant du puits Ar101 au W8. Nous constatons la même observation en direction du sud à côté de la Voûte de Tihemboka. Donc durant la première moitié de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}$ , les calcaires fins de Bordj Omar Driss sont supposés passer vers le nord à une plate-forme céno-manienne épaisse de 100m. Cette même épaisseur a été observée dans les plates-formes isolées de l'Atlas saharien ([Grosheny et al. 2008](#)). On note également le pincement de marnes turoniennes entre les puits GT1 et Ar101. La barre turonienne supérieure tronque les marnes turoniennes qui sont absentes dans le secteur de Hassi Messaoud à cause probablement d'une lacune de dépôt.

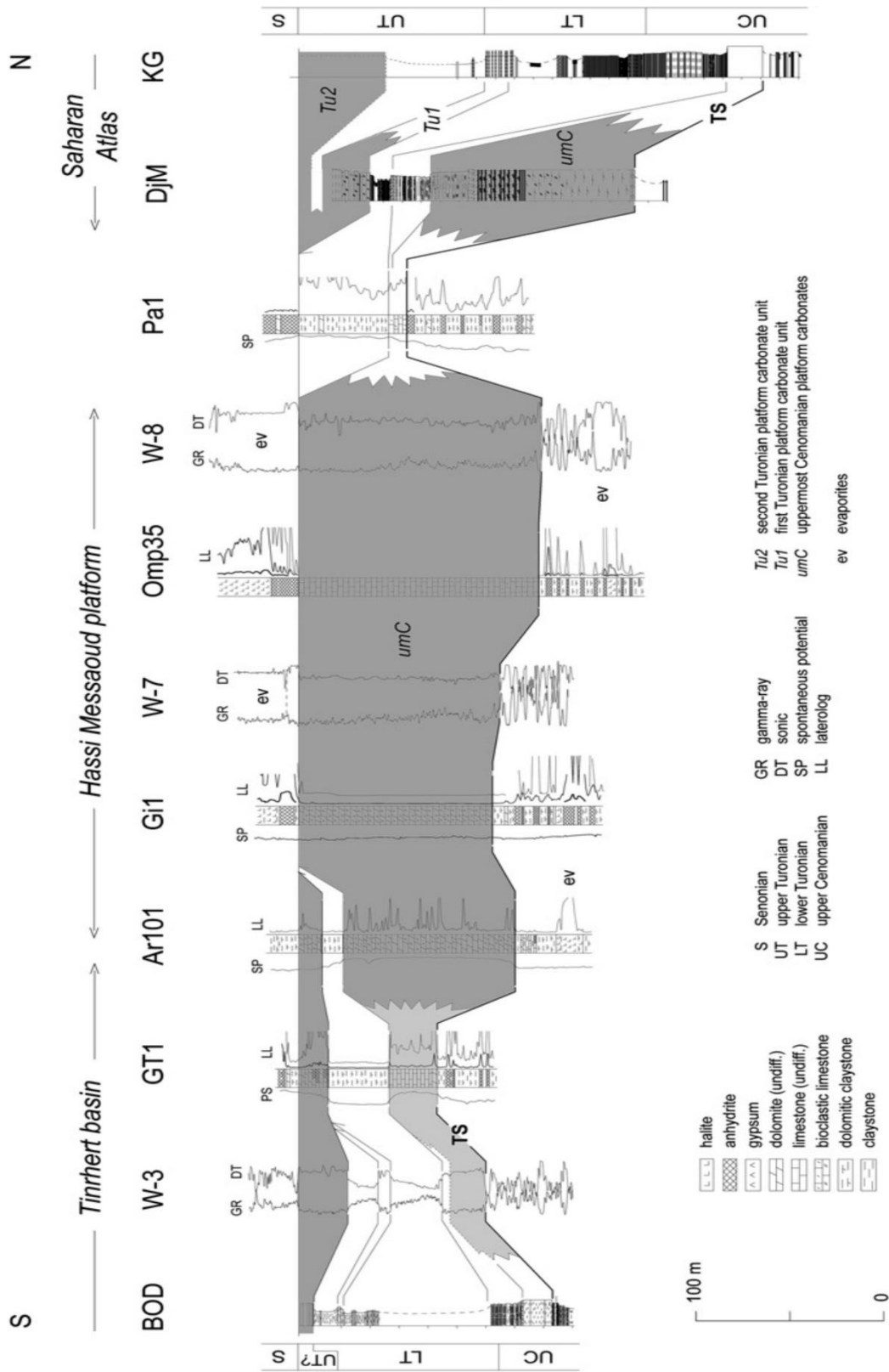


Fig. 96. Corrélation des logs de forages le long du transect SE-N de Timrherth aux affleurements de l'Atlas saharien. UC: Cénomannien supérieur, LT: Turonien inférieur, UT: Turonien supérieur; S: Sénonien, TS, surface de transgression. Coupes de: BOD, Bordj Omar Driss; DjM, Djebel Mimouna; KG, Khanguet Grouz.

## VII. COMPARAISON GLOBALE

La plupart d'études géochimique du  $\delta^{13}\text{C}$  se font sur les séries profondes (black-shales) alors que peu de données géochimiques sont établies sur les séries de plate-forme peu profondes. Dans les coupes étudiées de séries de plate-forme carbonatée de la partie septentrionale des Monts des Ksour, le signal géochimique  $\delta^{13}\text{C}$  a quand même fait ressortir la zone d'anomalie positive exprimée en 3 pics bien nets et utilisables pour des comparaisons et des corrélations locales et régionales.

La coupe strato-typique mieux documentée de Pueblo (USA) sert pour corréler plusieurs coupes mondiale (fig. 97 et 98) et (Tabl. 11) et elle sera utilisé pour comparer aussi les courbes de coupes étudiées des Monts des Ksour. En comparaison avec plusieurs coupes régionales établies dans l'Est de l'Atlas saharien (Grosheny *et al.*, 2008; Benyoucef *et al.*, 2012, Lebedel, 2012; Lebedel *et al.* 2013) et mondiales comme à Eastbourne (Angleterre), au Maroc dans la région de Tarfaya (Lezin *et al.*, 2013) et à Gubbio en Italie (Tsikos *et al.*, 2004), la limite CT se positionne après le retrait de l'anomalie positive, après le pic 3. Ces trois excursions positives sont typiques et de courte durée, libellées a, b et c (Pratt et Threkeld, 1984 ; Gale *et al.*, 1993) et I, II et III (Soua et Tribovillard, 2007). Ces mêmes excursions positives ont été spectaculairement signalées dans le domaine des Apennins (Scholle et Arthur, 1980; Jenkyns *et al.*, 1994 ; Erbacher, 1994), en Angleterre (Jarvis *et al.*, 1988), dans le SE de la France au sein du "Niveau Thomel" (Morel, 1998), dans le Colorado dans la coupe de Pueblo (Leckie R.M., 1985; Keller *et al.*, 2004), en Tunisie dans les dépôts de la "Formation Bahloul" (Barrett, 1998 ; Accarie *et al.*, 1999 ; Soua, 2006; Soua et Tribovillard, 2007), à la frontière algéro-tunisienne (Grosheny *et al.*, 2013) et enfin en Egypte dans le Gabal Libni au nord de Sinaï (Egypte) (El-Nady & Shahin, 2008).

A l'échelle du globe, le niveau anoxique global de la limite cénomanien-turonienne (OAE-2) "Oceanic Anoxic Event" définie en 1976 par Schlanger & Jenkyns correspond à un intervalle de stockage du carbone organique (Schlanger *et al.*, 1987 ; Arthur *et al.*, 1988 ; Jenkyns *et al.*, 1994), sous la forme de black shales, laminés et riche en matière organique (sup. 1% COT) (fig.97 et 98). En domaine téthysien, l'EAO-2 correspond à une augmentation du  $\delta^{13}\text{C}$ , observée sur les carbonates (+ 2,5‰ en moyenne) comme sur la MO (+4‰ en moyenne) (Accarie *et al.* 1996, Jarvis *et al.*, 1988, Schlanger *et al.* 1987). Le calibrage biostratigraphique de la courbe représentative des variations isotopiques de  $\delta^{13}\text{C}$  confère à cette anomalie positive un caractère synchrone susceptible d'être utilisé pour des corrélations à grandes distances (Accarie *et al.*, 1996, Jarvis *et al.*, 1988, Schlanger *et al.* 1987).

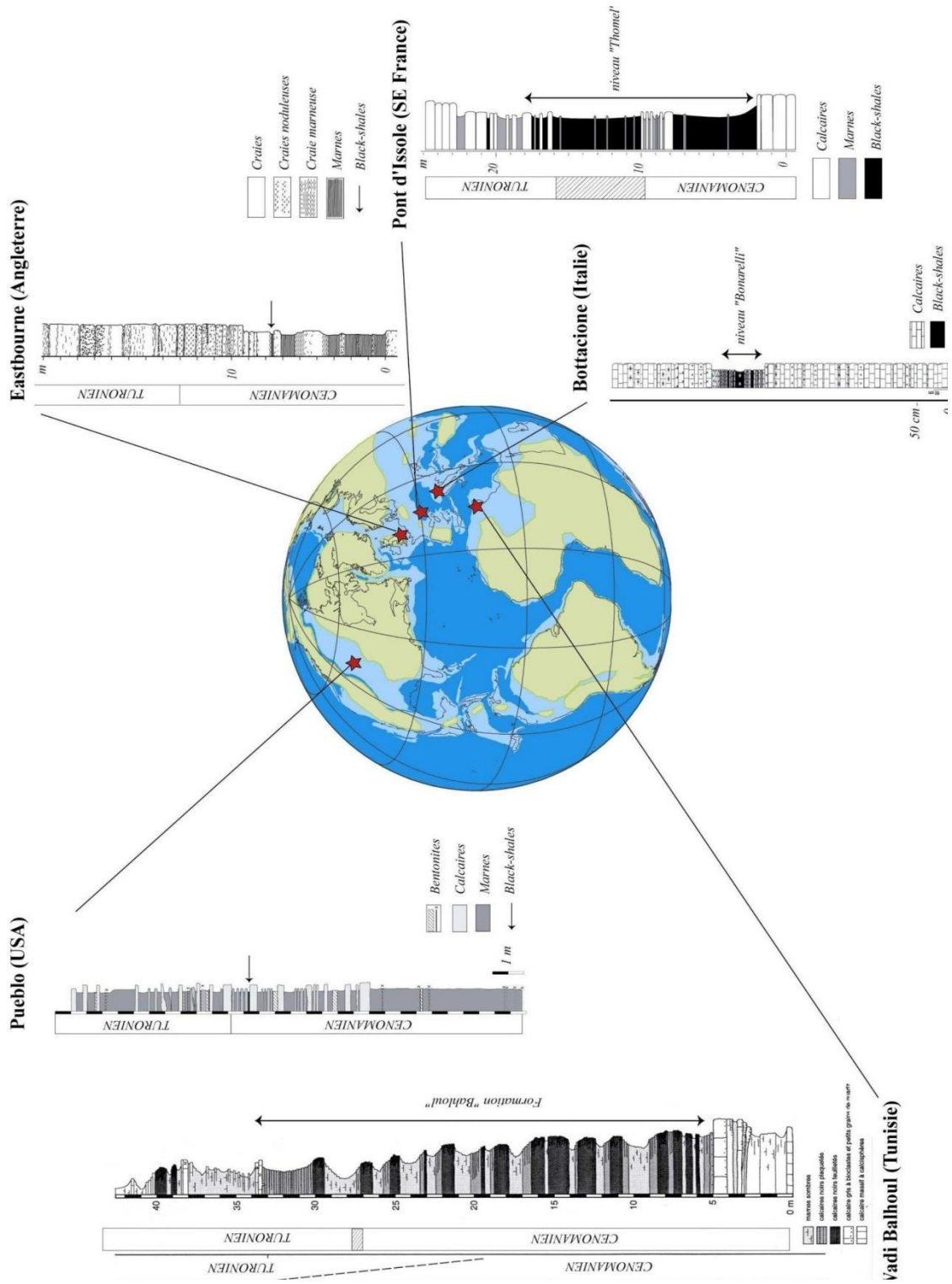


Fig. 97. Différentes lithologies du passage Cénomanién-Turonien dans plusieurs domaines paléogéographiques. Pueblo , Eastbourne (Gale *et al.*, 2005), Pont d'Issole (Morel, 1998; Grosheyn *et al.* Sous presse), Bonactone (Cocconi & Luciani, 2005), Wadi Bahlou (Caron *et al.*, 1999).

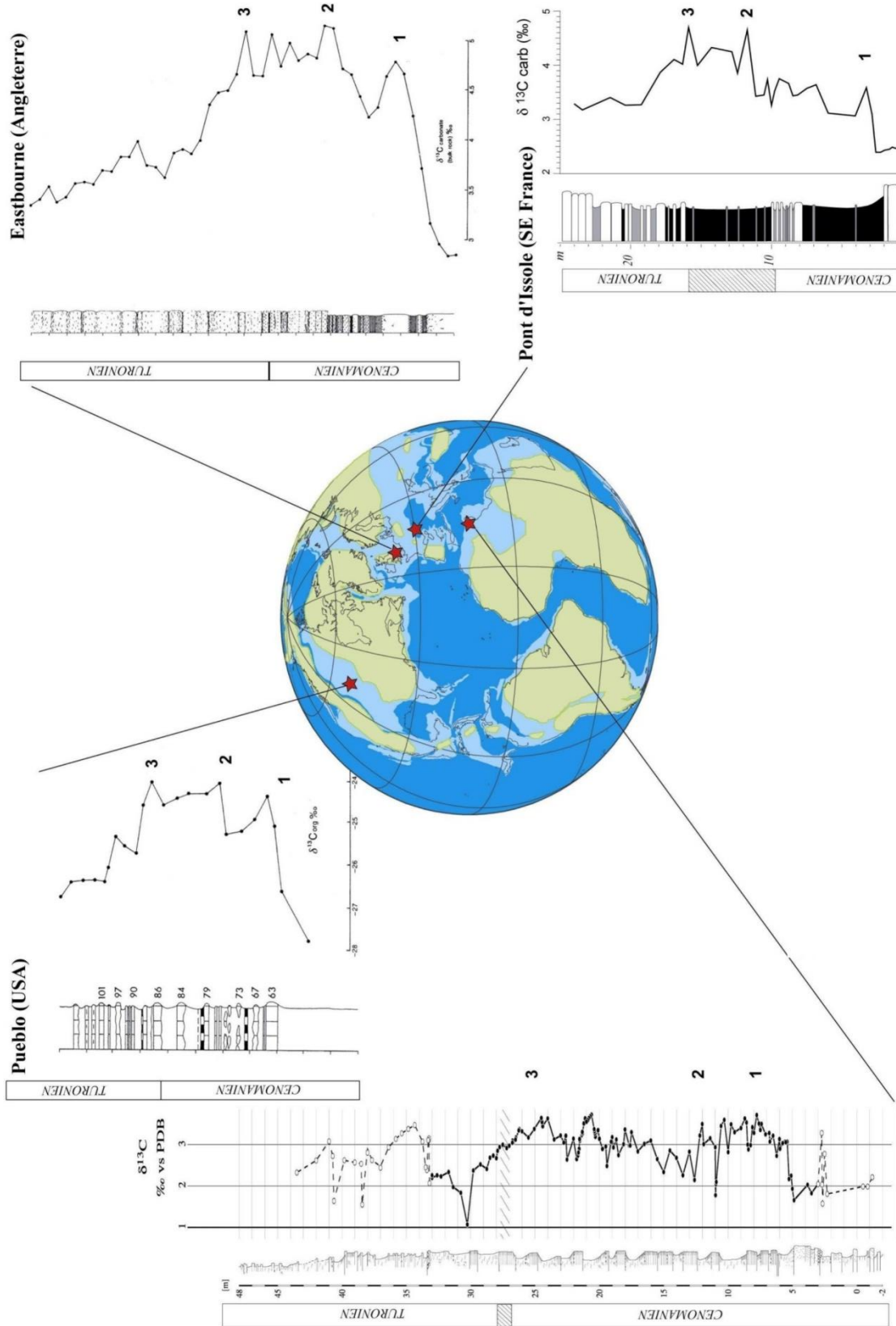


Fig. 98. Signatures du rapport isotopiques du carbone dans plusieurs domaines paléogéographiques différentes au passage Cénomanién-Turonien: Les données sont issues de Pratt & Threlkeld, 1984 (Pueblo), de Morel, 1998 (Pont d'Issole), de Gale *et al.*, 2005, (Eastbourne) et de Caron *et al.*, 1999, (Wadi Bahoul). Les trois événements isotopiques sont placés d'après les interprétations de ces auteurs. La limite Cénomanién-Turonien est positionné grâce aux données biostratigraphiques issues des mêmes



Tabl. 11. Faciès de black shale à travers quelques points mondiaux.

Zone	Nord Téthys	Sud Angleterre	Ouarsenis	Italie	Sud Téthys (Tunisie)	Western Union (USA)
<b>Appellation</b>	<i>Black-bands</i>	Niveau Thomel	Niveau Kerkou	Niveau Bonarelli	Formation Bahloul	Coupe de Pueblo
<b>Faciès</b>	Marnes noirs laminés à <i>Actinocamax plenus</i>		Marnes et Calcaires Noires Laminés à Ichtyofaune	Argilites noirs	Calcaires noirs feuilletés et marnes sombres	<i>Black-shales</i>
<b>Epaisseur</b>	Dizaine de centimètres	Plus d'une dizaine de mètres	1.7 m	1m environ	30m	5cm
<b>Matière organique (COT)</b>		2.5%	14.3	23%	8%	Riche en COT

- *Au Nord de la Téthys* : En France dans le bassin vocontien, le niveau "Thomel" de dizaine de mètres d'épaisseur a un COT = 2,5% (Crumière, 1988 ; Morel, 1998 ; Grosheny *et al.* 2013). En Italie centrale (Marches Umbrie), le niveau Bonarelli correspond à un mètre environ d'argilites noires (COT= 23%) (Arthur et Premoli Silva, 1982) intercalées de niveaux sombres riches en radiolaires. Alors que dans la région d'Eastbourne au sud de l'Angleterre, le niveau "black-bands" est représenté par une dizaine de centimètres de marnes sombre à *Actinocamax plenus* (Arthur et Premoli Silva, 1982) ; (Jefferies, 1962, 1963 ; Juignet, 1980 ; Gale *et al.*, 1993 ; Paul *et al.*, 1999). Les marnes noires, laminées du « Black Band » contrastent fortement avec les craies blanches très bioturbées des formations encadrantes du Yorkshire et de l'Humberside (Hart et Bigg, 1981) ou encore la coupe référence de Pueblo (Colorado, bassin nord-américain du Western Interior) présentant que 5 cm au sein d'alternance de marno-calcaires riches en COT (Arthur *et al.*, 1985 ; Pratt, 1985) (fig. 99) (Tabl. 11).

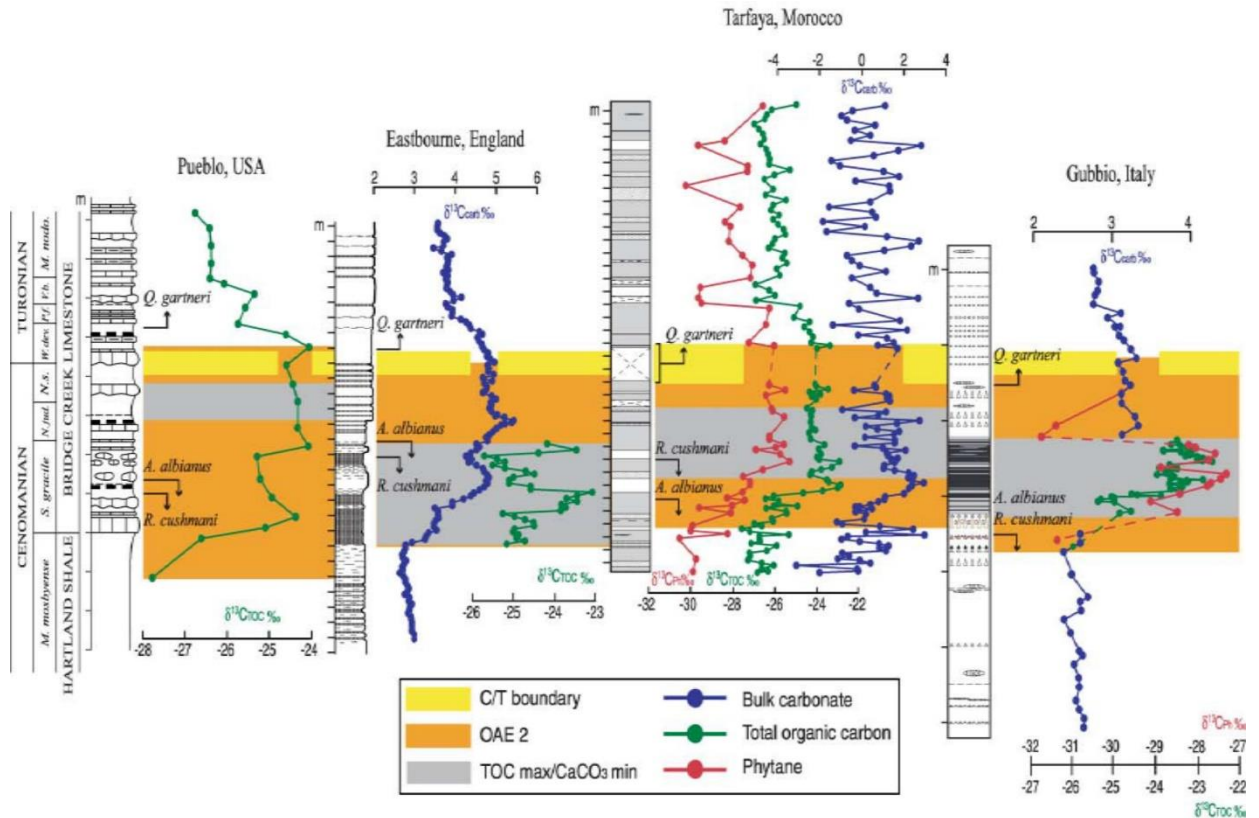


Fig. 99. Corrélation chimio-et biostratigraphique entre les coupes céno-manienne-turonienne d'Eastbourne (Angleterre), Tarfaya (Maroc) et Gubbio (Italie), et la coupe stratotype proposée dans Pueblo, Colorado, Etats-Unis (d'après Pratt *et al.*, 1993). La limite C-T à Pueblo et Eastbourne est déterminée sur la base des données stratigraphiques d'ammonites de Pueblo (à l'exception de la première occurrence de *Q. gartneri*) de Kennedy *et al.*, (2000).

- Au sud de la Téthys : en Tunisie, la Formation Bahloul a plus de trente mètres de calcaires noirs feuilletés (8% de COT) entre lesquels s'intercalent des marnes sombres (Robaszynski *et al.*, 1990 ; Burollet et Robaszynski, 1991 ; Caron *et al.* 2006). Il est loin d'attester le synchronisme ou non des dépôts de black-shales à l'échelle globale. Certains auteurs prouvent même le diachronisme de ces dépôts (Ferry *et al.*, 2005) et remettent en question leurs relations causales avec la transgression globale qui marque le passage Céno-manien-Turonien (Tabl. 11).

La coupe de référence de Pueblo (USA) donnée par Sageman *et al.* (2006) mieux documentée peut être choisie pour comparer les coupes des Monts des Ksour pour l'interprétation.

Les données isotopiques de l'excursion positive du  $\delta^{13}\text{C}$  des coupes étudiées des Monts des Ksour couplées à un calage biostratigraphique et à des données de  $\text{CaCO}_3$  ont permis d'affiner la corrélation du passage céno-manien-turonien de la "Formation de Ghoundjaia" des deux coupes ici étudiées est exprimé en trois pics, dans la zone d'anomalie positive, est quand même utilisable et a une utilité pour corrélation sur des séries de plate-forme.

## 1. Le Maroc.

### 1.1. La plate-forme du sillon sud-africain.

L'évènement anoxique océanique (AOE-2) dans les carbonates de la plate-forme céno-manien-turonien du sillon pré-africain et une partie de plate-forme saharien ne manifeste pas clairement comme dans les bassins océaniques d'où le dépôt et la préservation des black-shales (Schlanger *et al.*, 1987; Kuhnt *et al.*, 1990). La situation de cette plate-forme est sous influence de mers téthysiennes comme constaté dans la Tunisie (Caron *et al.*,

2006; Jati, 2007; Faouzi Zagrarni et al., 2008) et l'Algérie (Herkat, 1999, 2004; Jati, 2007; Grosheny *et al.*, 2008) et aussi sous influences de l'océan atlantique comme le bassin d'Agadir (Andreu, 1989, 1991; Jati, 2007; Gertsch *et al.*, 2010) et celui d'Essaouira (Andreu, 1991; Ettachfani, 1993).

En exposant les trois coupes du sillon pré-africain (fig. 100), on voit que celle de Tazouguert est la plus étalée et présente l'anomalie de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}$  (en grisé) où on peut marquer les trois pics (1, 2 et 3). A priori, on voit bien la correspondance des pics 1 et 3 avec les surfaces d'inondation comparable à celle de M'daouer. En plus, la limite céno-manien-turonienne passe juste avant le pic 3 pour la coupe de M'daouer. Ce schéma est corréléable avec la courbe de Sageman aussi. On ajoute que le signal tracé par les excursions de l'anomalie du  $\delta^{13}\text{C}$  devient flou en allant vers l'Ouest marocain (de Tazouguert passant par Ziz à Goulmina).

**1.2. Les isotopes de Tarfaya.** Les valeurs isotopiques du carbone sont relativement peu affectées par le processus diagénétique (Schrag *et al.*, 1995) et trace étroitement les changements environnementaux. Néanmoins, on considère que dans les environnements anoxiques, comme le passage C-T, le signal isotopique original peut être altéré par une diagénèse carbonatée précoce. A Tazra (fig. 101), la calcite tardive ou de blockage (blocky-sparite) remplissant des coquilles de foraminifères montre l'évidence de la diagénèse des carbonates originaux. Dans les environnements anoxiques, l'eau interstitielle devient facilement sursaturée de carbonates à cause de la réduction bactérienne des sulfates. Ceci conduit à la formation des carbonates authigéniques épuisé en  $^{13}\text{C}$  à cause de la faible valeur du  $^{13}\text{C}$  de la matière organique précurseur (Irwin *et al.*, 1977; Coniglio *et al.*, 2000; Raiswell & Fisher, 2004). En plus, l'isotope de l'oxygène dans les carbonates à matière organique, s'étale relativement sur une large gamme (Mozley & Burns, 1993). L'équilibre du  $\text{HCO}_3$ , produit pendant la réduction des sulfates, avec l'eau de mer est considéré être conduit aux environs des valeurs d' $^{18}\text{O}$  marin (Dickson *et al.*, 2001; Raiswell & Fisher, 2004). Malgré la diagénèse des carbonates de Tazra, une comparaison.

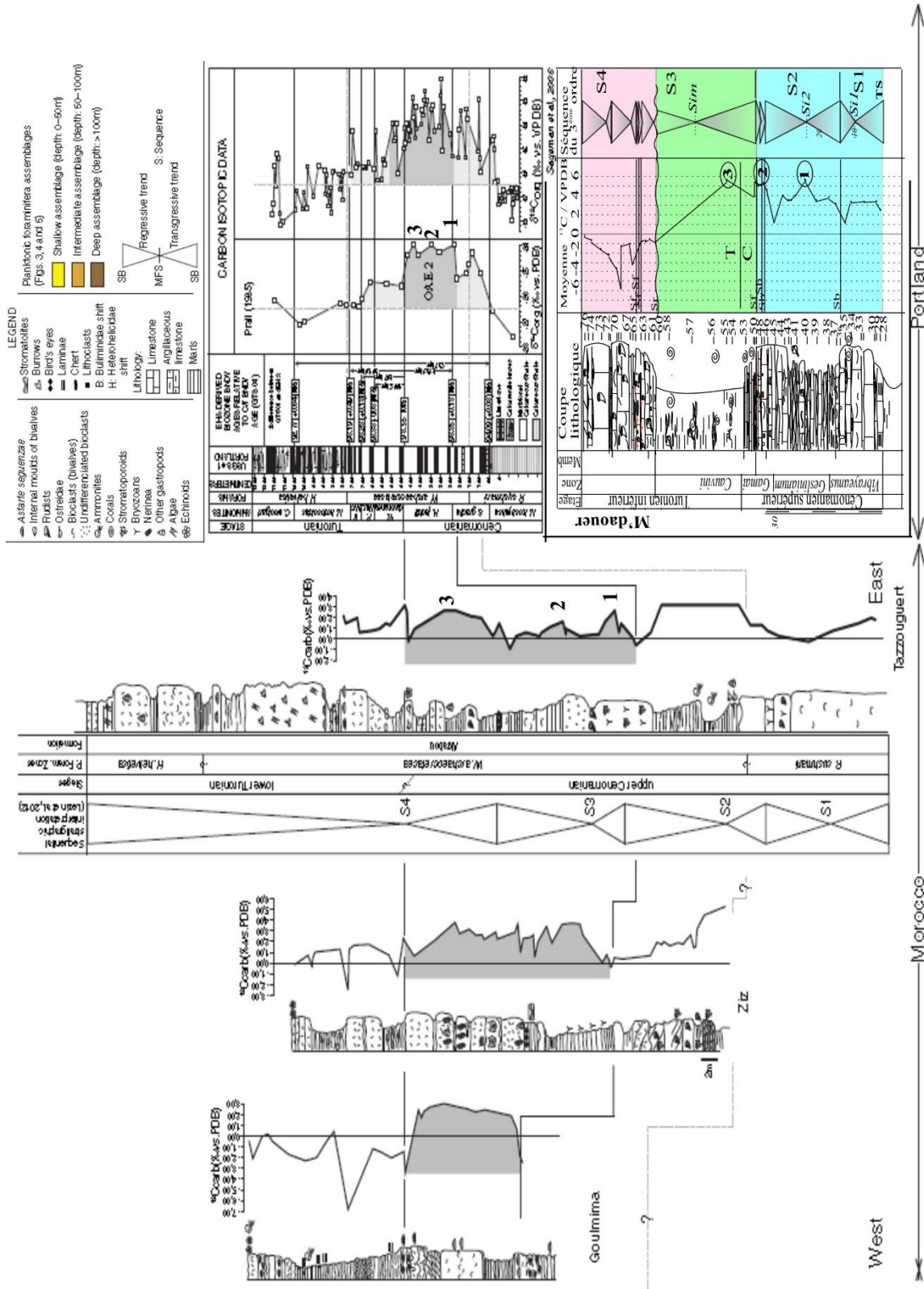


Fig. 100. Corrélation biostratigraphique (par zone d'ammonites et de foraminifères planctoniques), stratigraphie séquentielle et isotope géochimique ( $\delta^{13}C$ ), entre les coupes de Goulmima, Ziz et Tazzouguert, le long du sillon préafricain (Marocco), Colorado, USA (Sageman et al., 2006). Modifié d'après Lezin et al. (2012). Les trois pics 1, 2 et 3 sont les trois pics corrélables.

du  $\delta^{13}C_{carb}$  est enregistrée avec les puits avoisinants S57 et S75 qui montrent, à peu près, les mêmes tendances d'excursion du  $\delta^{13}C$  à long terme (fig. 102). Ainsi au bassin de Tarfaya, le signal du

$\delta^{13}\text{C}$  de la majeure partie des carbonates montre des excursions positives associées généralement avec l'accroissement du carbone organique enfouit durant l'évènement anoxique océanique (fig. 101), (Arthur *et al.*, 1987; Jenkyns *et al.*, 1994; Mitchell *et al.*, 1997). Dans les puits S75 et S57 et la coupe de Tazra, les excursions positives du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ont des valeurs entre 3 et 4 et marquent le pic-1, suivi par une rapide chute à 2 signant l'extinction de *Rotalipora cushmani*. Cependant, le pic-2 du  $\delta^{13}\text{C}$  est manquant ou réduit (fig. 101) à cause d'une lacune dans le bassin de Tarfaya mise en évidence par la biostratigraphie des foraminifères en comparaison aux coupes de Pueblo et Eastbourne. En comparaison avec la coupe de M'daouer, une similitude de signaux de la zone du pic1 au pic 2 est constatée (fig. 100).

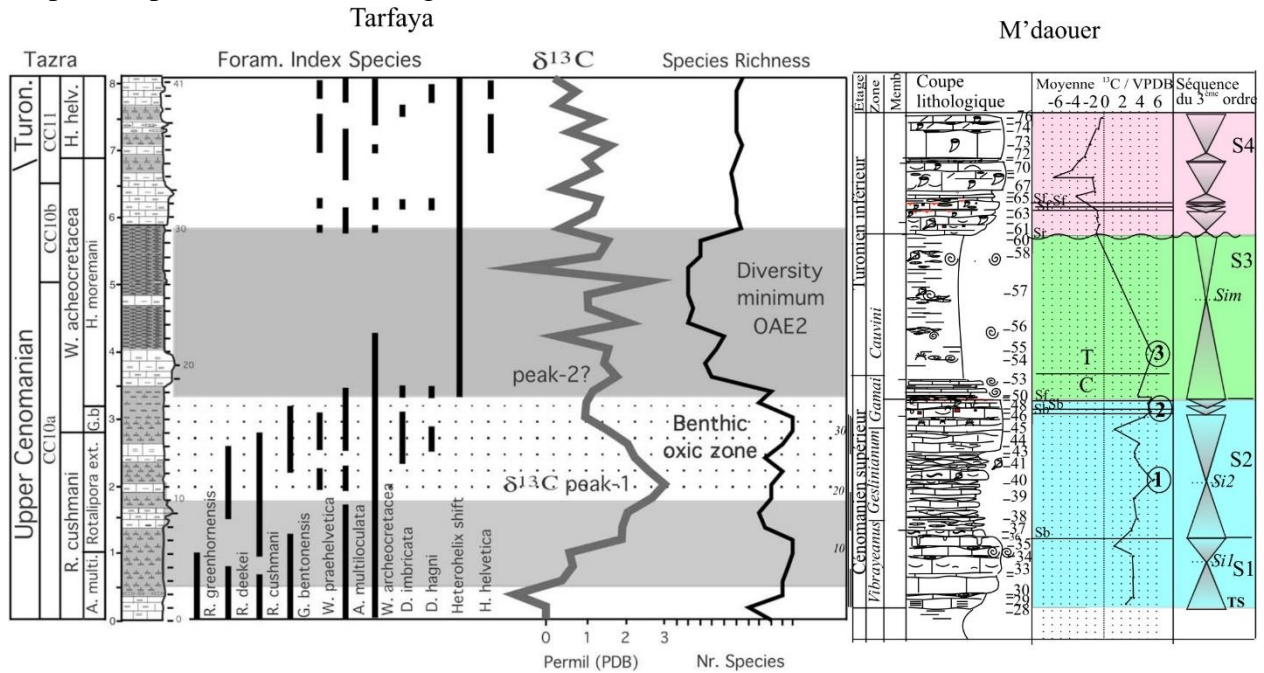


Fig. 101. Zones de d'appauvrissement en foraminifères et tracé de la courbe  $\delta^{13}\text{C}$  à travers le passage céno-manién-turonien dans la coupe de Tazra du bassin de Tarfaya, sud-ouest marocain. Zones à nanofossile selon Tantawy (2008). Les zones grises indiquent l'excursion  $\delta^{13}\text{C}$  et le minimum diversité. Les zones claires correspondent au zone oxiques à faune benthiques. Noter que la subzone D. hagni et le pic 2 du  $\delta^{13}\text{C}$  sont absents à Tazra, suggérant un bref hiatus. À droite, comparaison avec les données de la coupe de M'daouer.

L'absence ou réduction du pic-2 est causée par la diagenèse précoce des carbonates dans les eaux profondes anoxiques épuisé de  $\delta^{13}\text{C}$  qui se répercute sur l'ensemble des carbonates. Cependant, la diagenèse tout seule ne peut pas expliquer le manque de biozone *D. hagni* et la superposition des subzones *Heterohelix* et *G. bentonensis*, (Kuhnt *et al.* 2004). Cet auteur propose de brèves lacunes dans le pic-2 du puits S75. Au-dessus de cet intervalle dans le Turonien inférieur, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  chutent graduellement avec une fluctuation erratique (1-3) liée à la diagenèse précoce des carbonates dans les eaux profondes anoxiques (fig. 101). Kuhnt *et al.* (2004) suggère que ces fluctuations sont partiellement liées aux périodes d'apports de nutriments organiques pendant les upwellings. L'enregistrement du  $\delta^{13}\text{C}$  de la plupart des carbonates de puits S75 et S57 diffère significativement de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ . Cette différence réside dans l'existence de deux pics de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , mais un seul pic de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , noté précédemment et un décalage entre les deux signaux. Kuhnt *et al.* (2004) estime que le pic  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  précède celui de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , d'environ 15 ky dans le bassin de Tarfaya. Le même décalage a été constaté par Mort *et al.* (2007) dans la plupart des séquences téthysiennes où les pics de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  et du phosphore précèdent celui de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de

30-60ky. [Kuhnt et al. \(2004\)](#) suggère que ce dédoublement du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  peut être du de la photosynthèse des algues près de la surface et qui sont moins influencés par le cycle nutritif d'upwelling essentiel au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . [Mort et al. \(2007\)](#) lie ce dédoublement au cycle de phosphore et la réaction positive entre la baisse du phosphore et sa source soutenant la productivité responsable de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}$ .

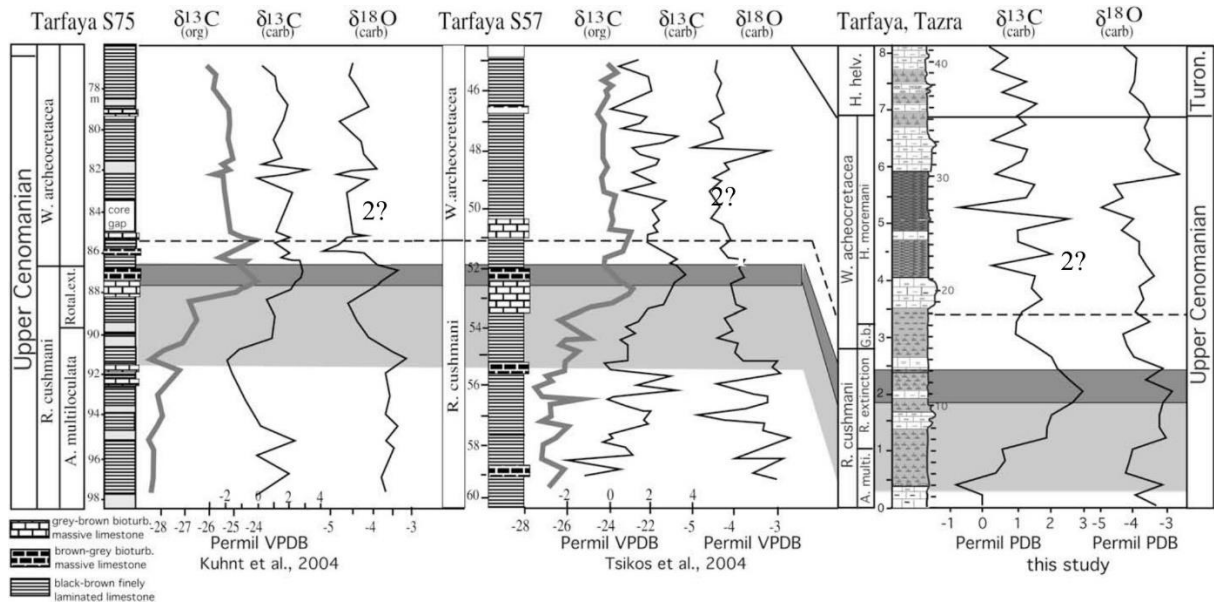


Fig. 102. La comparaison des courbes isotopiques de l'oxygène et le carbone de Tazra à proximité des puits S75 et S57 montre que le pic 1 de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  précède le pic 1 de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et le pic 2  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  est aussi absent à cause d'une brève lacune (subzone D. hagni), ou flou due à l'effet diagenétique.

Le signal original de  $\delta^{18}\text{O}$  n'est pas conservé dans les sédiments diagenétiques, comme ceux de Tazra (fig. 102) et donc les températures issues ne reflètent pas les signaux océanographiques primaires. Néanmoins, les températures tendent à être préservées ([Schrag et al., 1995](#)). Dans le bassin de Tarfaya, la plupart des valeurs positives de  $\delta^{18}\text{O}$  coïncident avec celles de  $\delta^{13}\text{C}$  et suggèrent des températures basses. Seulement quelques valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ , précédant le pic 1 de  $\delta^{13}\text{C}$ , indiquent les périodes chaudes. Dans la phase post excursion du signal  $\delta^{13}\text{C}$ , une augmentation graduelle de  $\delta^{18}\text{O}$  à travers la zone de *Whiteinella archeocretacea* suggère un refroidissement du climat.

## 2. La Tunisie.

**2.1. Corrélations et interprétation.** Dans les trois coupes septentrionales de Chenini, de Fom Hassene et de la crête de Dahar (Fig. 103), le changement de faciès est considéré comme net et synchrone le long du transect SE-N tunisien du faite que l'anomalie  $\delta^{13}\text{C}$  débute quelques mètres au-dessus des « *White mudstones* » et vue qu'il n'y a pas de passage progressif, La base de l'unité 3 représentée par la plate-forme carbonate de Gattar ne figure pas de progradation, comme celle observée dans les crêtes de Dahar, suggérant que les carbonates de Gattar se déposaient suite à une baisse de niveau marin sur un environnement aplati. Cette surface plate empêche de produire une régression forcée ([Catuneanu et al., 2011](#)) édifiant des prismes côtiers à base érosive qui exige l'existence d'un profil de rampe. A Djebel Asker (contre-bord d'une plate-forme), les mudstones laminés et bioturbés de l'unité 3 de Gattar présentent particulièrement de larges ondulations "sand waves" qui ont, probablement, fonctionné comme barrière protégeant la plate-forme interne au

sud. Vers le nord, les carbonates progradants moins profonds de Gattar passent latéralement à des calcaires fins de l'unité 5 de l'Oued Beida (Abdallah *et al.*, 2000). Vers le sud, des rudistes de la base de Briga aggradante constitue une limite de séquence (SB, Fig. 103). L'architecture interne complexe des récifs (Oujja *et al.*, 2002) suggère la proximité de leur toit à la surface enregistrant des changements mineurs du niveau marin non signés latéralement. En se basant sur la biozonation des ammonites, l'anomalie du  $\delta^{13}\text{C}$  comprend la limite CT sur les deux coupes septentrionales (Fig. 106). Le banc coquiller des mudstones (U2) est continu le long de la zone d'anomalie. Les black shales de l'unité U3 de l'Oued Beida passe latéralement sur la pente de Djebel Asker à une alternance de mudstones bioturbés et laminé. A Foug Hassene, la position de l'anomalie  $\delta^{13}\text{C}$  des mudstones laminés de l'unité U3 de Djebel Asker se corrèlent avec la partie supérieure de l'unité U2 formée également de mudstones d'Oued El Beïda. Ces derniers se biseautent et disparaissent vers le sud au sein des mudstones homogènes. En conséquence, l'unité U2 de Foug Hassene est corrélée avec les deux unités U2 et U3 de Djebel Asker. C'est l'équivalent en partie avec le Membre inférieur et le membre médian de la "Formation de Ghoundjaïa" de la coupe de M'daouer (fig. 106). Cependant, le faciès évolue au SE en phases transgressives (U1) d'environnement de dépôt aplati et vers le nord à une rampe à pente faible (futur sillon de Gafsa). L'homogénéité des mudstones suggère une transgression qui précède légèrement le début de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}$ . De même, dans le M'daouer on voit que la surface d'inondation (Si) précède le pic 1.

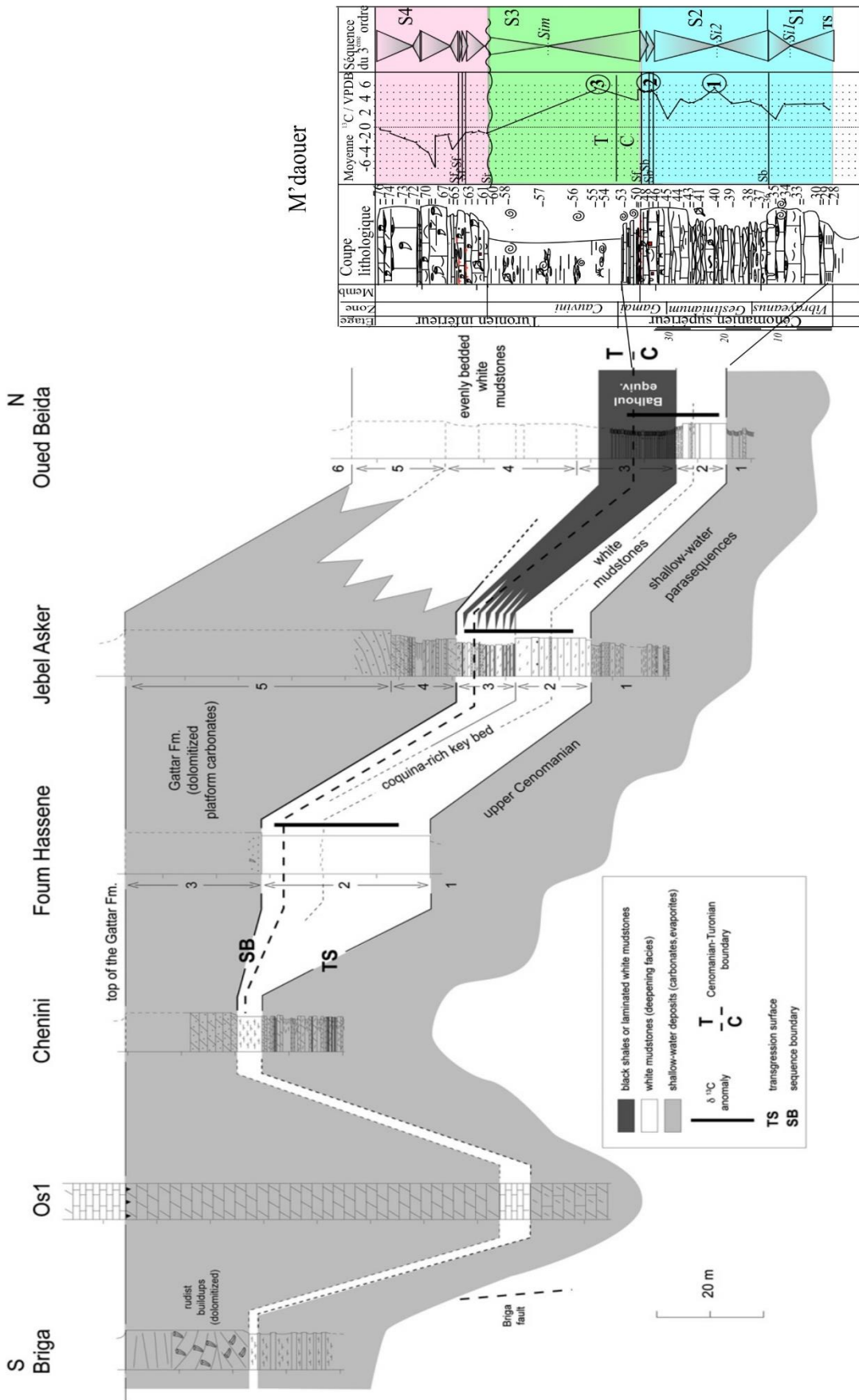


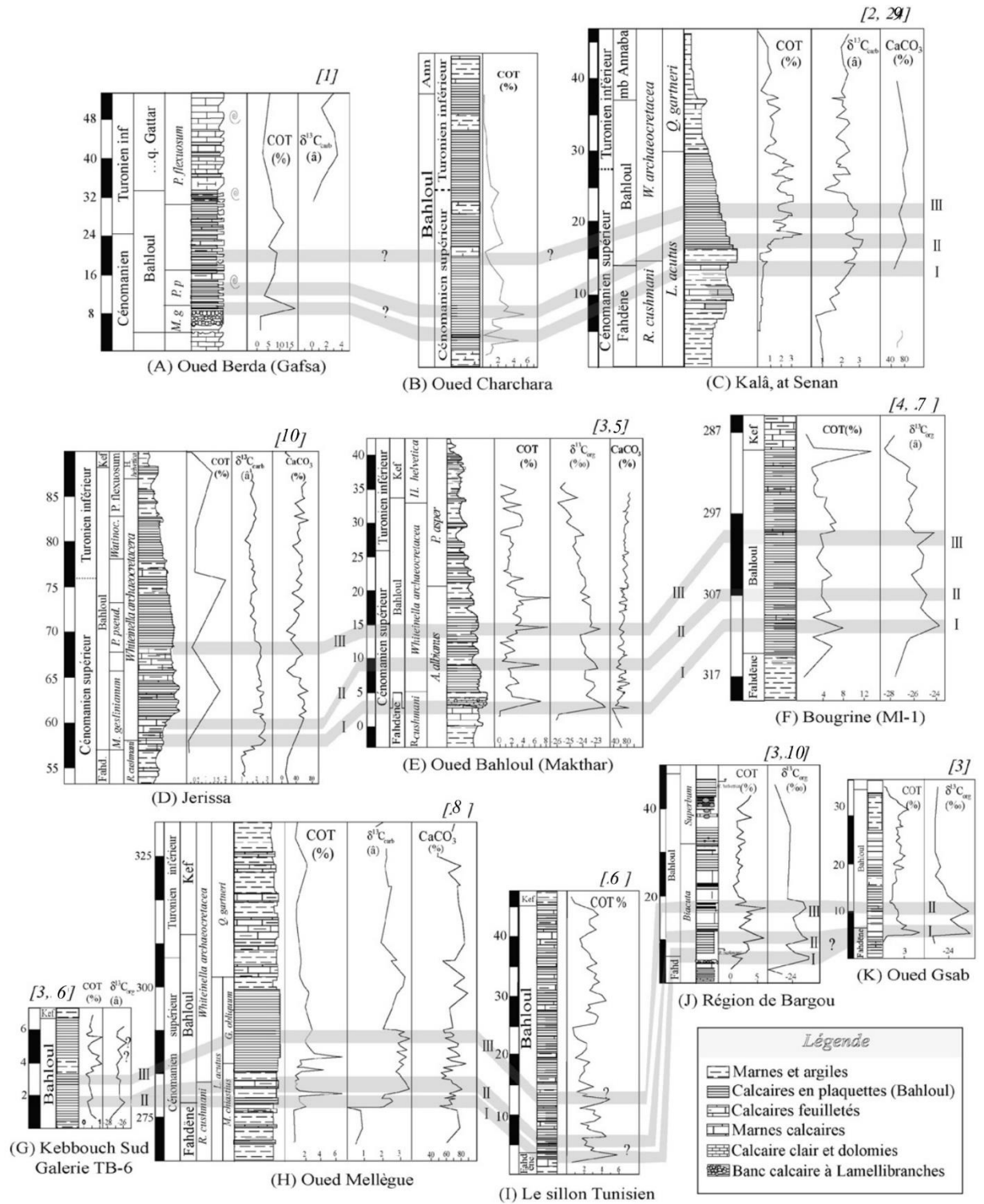
Fig. 103. Corrélation des coupes le long du transect SE-N tunisien 1 to 6, unifiés lithologiques et essai de correspondance de la zone d'anomalie du  $\delta^{13}\text{C}$  avec celle de M'daouer

mudstones continuent sur la plate-forme saharienne (coupe de Chenini et Fourn Hassene) simultanément à la création de sillon de Gafsa où se déposaient les black shales suboxiques à rare



faune benthique remaniés (bioturbation, foraminifères benthiques). Au nord, ce sillon qui a été créé par flexure de la rampe (accélération de la subsidence) était limité par un haut fond se rapportant à « l'île de Kasserine » (Abdallah *et al.*, 2000). Au Turonien, la plate-forme carbonatée de Gattar prograde vers le sud suite au remplissage du sillon par les shales organiques. Les conditions suboxiques cessent dans le sillon de Gafsa où sera déposé les mudstones bioturbés clairs de péri-plateforme. La discontinuité de ravinement où les strates cénomaniennes sont en top lap sous la base de formation de Gattar (zone de Briga) et la différence d'épaisseur dans les carbonates turoniens entre le puits Os1 et la coupe de Briga suggèrent l'implication de déformation tectonique autour de la limite C-T.

**2.2. Les isotopes du Bahloul.** Une tentative de corrélation entre les différentes coupes tunisiennes avec les données existant à l'échelle mondiale (Schlanger S.O., *et al.*, 1987) est donnée en figure 104. Trois pics (I, II et III) sont mieux signés sur la MO plutôt que sur les carbonates avec la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et apparition *Quadrum gartneri*. Des covariations précises entre les courbes de  $\delta^{13}\text{C}$ , COT et  $\text{CaCO}_3$  ne sont pas bien nettes, mais globalement, les fortes valeurs de COT sont synchrones avec un léger décalage de celles de  $\delta^{13}\text{C}$ . Ce retard de décalage est observé ailleurs également dans le monde (Barrett P., 1998 et Karakitsios V.*et al.*, 2007). Le COT dépend des conditions locales de sédimentation et n'est pas efficace comme outil de corrélation fine. Par contre, le  $\delta^{13}\text{C}$  (organique ou minéral) est un bon outil de corrélation car il est lié au réservoir océanique de carbone et relativement peu sensible aux conditions locales de sédimentation. Donc, si la limite C/T peut être facilement identifiée à l'échelle téthysienne par la mesure du COT, il faut avoir recours au  $\delta^{13}\text{C}$  pour les corrélations fines à l'échelle de cette limite.



[1] H. Abdallah, S. Sassi, C. Meister, R. Souissi, (2000) [2] H. Accarie, L. Emmanuel, F. Robaszynski, F. Baudin, F. Amédéo, M. Caron, J.-F. Deconinck, (1996) [3] F. Amédéo, H. Accarie, F. Robaszynski, (2005). [4] F. Baudin, N. Tribouillard, J. Trichet, 2007 [5] A. Ben Ferjani, P.-F. Burolet, F. Mejri, 1991. [6] V. Karakitsios, H. Tsikos, Y. van Breugel, L. Koletti, J.S. Sinninghe Damsté, H.C. Jenkyns, (2007) [7] M. Layeb, 1990 [8] A.L. Maâmouri, D. Zaghib-Turki, M.F. Matmati, M. Chikhaoui, J. Salaj, (1994) [9] M. Montacer, J.R. Disnar, J.-J. (1988). [10] S.O. Schlanger, et H.C. Jenkyns, (1976)

Fig. 104. Essai de corrélation entre les différents domaines de dépôt à partir des profils isotopiques de  $\delta^{13}\text{C}$  de COT et de  $\text{CaCO}_3$ . Noter la corrélation entre le changement dans le faciès des sédiments d'âge Cénomaniens-Turonien et les variations des profils isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}$ ) et la teneur en COT du sud vers le nord et du nord-est vers le sud-ouest. Les chiffres romains I, II et III indiquent les trois excursions successives du signal isotopique au passage C/T.

### 3. L'Italie

**3.1. Coupe de Furlo.** Les données isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  ont une tendance similaire avec des résultats publiés sur la base de roche totale, des carbonates, des foraminifères et la matière organique le long de l'intervalle AOE-2 (Scholle et Arthur, 1980; Accarie *et al.*, 1996; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Paul *et al.*, 1999; Keller *et al.*, 2001; Keller & Pardo, 2004). À Furlo, l'excursion  $\delta^{13}\text{C}$  de la matière organique totale du OAE-2 est caractérisée par : (1) une élévation rapide de valeurs (+3) au pic 1; (2) une chute brutale à 0.7 intercalaire; (3) une deuxième remontée de valeurs formant le second pic; (4) et une hausse rapide de valeur de  $\delta^{13}\text{C}$  dans le Turonien inférieur (Fig. 105). Les mêmes caractéristiques ont été observés à Pueblo GSSP (Pratt, 1985; Keller *et al.*, 2004) et Eastbourne, Angleterre (Gale *et al.*, 1993; Paul *et al.*, 1999; Keller *et al.*, 2001), démontrant ainsi des évènements océanographiques globaux très répandus. L'excursion  $\delta^{13}\text{C}$  est cependant différente de celle observée dans les milieux moins profonds et plus similaire à celle des sédiments pélagiques profonds comme la coupe de Gubbio (Tsikos *et al.*, 2004) (fig. 108). La coupe de Furlo est calibrée avec celle de Pueblo à l'aide de la biostratigraphie par foraminifères planctoniques et le rapport  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  des bentonites (Hardenbol *et al.*, 1998; Keller *et al.*, 2001; Keller & Pardo, 2004). Les âges attribués sont : le début de l'anomalie est à (94.00 - 0.2 Ma), le Pic 1  $\delta^{13}\text{C} = 93.91 \pm 0.2$  et le pic 2  $\delta^{13}\text{C} = 93.89 \pm 0.05$  Ma, et la limite cénonanien-turonienne correspond à la première apparence de *Watinoceras devonense* (93.49  $\pm$  0.2 Ma) ou au signal  $\delta^{13}\text{C}$  étalé subhorizontalement (Fig. 105). La montée rapide de l'excursion  $\delta^{13}\text{C}$  à Furlo débute sous à la base du niveau Bonarelli. La chute rapide des résultats du  $\delta^{13}\text{C}$  correspond au derniers black shales et qui est corrélé à la limite cénonanien-turonienne. Donc, on peut détecter uniquement deux pics dans la coupe de Furlo qui peuvent être mis en correspondance avec les pics 1 et 2 successivement de la coupe de M'daouer. Le pic 3 de cette dernière et qui se trouve déjà dans le Turonien basal peut correspondre à la zone après le retrait rapide du signal  $\delta^{13}\text{C}$  formant ainsi la limite cénonanien-turonienne en Italie. Le pic 3 de M'daouer peut fort probablement correspondre au premier pic de valeur  $\delta^{13}\text{C}=3.2$  à Gubbio et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}=-26$  à Furlo (fig. 105).

**3.2. Coupe de Gubbio, Umbria.** Plusieurs études (Arthur & Premoli Silva 1982; Jenkyns *et al.* 1994; Stoll & Schrag, 2000) ont été faite sur les carbonates pélagiques de la Formation Scaglia d'âge Albien supérieur-Santonien (Scaglia Bianca et Scaglia Rossa) (fig. 105). Cette formation comprend le niveau Bonarelli formé de black shales millimétriques et de grès à radiolaires (Arthur & Premoli Silva, 1982) exprimant l'OAE-2. Le contenu TOC varie largement et atteint un maximum de 25–26 wt. % dans la partie supérieure (entre 10 et 25 cm sous toit). Le long du niveau Bonarelli, le taux de  $\text{CaCO}_3$  est inférieur ou égale à 5 wt. %. Les valeurs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  du c. -25‰ caractérise les 15 cm inférieures du niveau Bonarelli, mais ils augmentent brusquement par c. 1–1.5‰ pour atteindre leur premier maximum de c. 15 wt.% (Fig. 105). Après, les données  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  montre une légère variation le long du reste de l'unité. Des valeurs isotopiques élevés (-23.0 à -22.5‰) sont observées dans la partie supérieure du niveau Bonarelli et coïncident avec les plus grandes valeurs de TOC. Les données de phytane  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{CPH}$  de basse résolution) imitent essentiellement le caractère  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ , avec des valeurs de c. -29‰ dans la partie inférieure du niveau de Bonarelli, augmentant progressivement, vers le haut, à un maximum de -28 à -27.5‰. La Formation de Scaglia Bianca, renfermant le niveau Bonarelli, est un calcaire micritique à nanofossiles et foraminifères planctoniques abondants à intercalations de chert et de joints millimétriques de marnes. Les variations isotopiques à travers la carotte S2 épaisse de 36.64 m

sont bien comparées avec les anciennes courbes éditées (e.g. Stoll & Schrag 2000) et sont schématisé dans les surfaces stratigraphiques (Fig 105). Les valeurs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  montrent un premier maximum de c. 3‰, à c. 20m sous le niveau Bonarelli, qui doit correspondre à « l'Evènement Mid-Cénomaniens » (Jenkyns *et al.* 1994; Coccioni & Galeotti 2003). Après, les valeurs descendent progressivement au minima c. 2.3‰ le long de l'intervalle 5–6 m, augmente graduellement à une moyenne de c. 2.6‰, et se stabilisent sur les 10 m supérieurs sous le niveau Bonarelli. Immédiatement, au-dessus des dernières valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  sont très grandes comme celles de Gubbio, avec une valeur moyenne de c. 3.2‰ l'emportant sur plus de c. 1.5 m d'épaisseur. Au-dessus de cet intervalle, les valeurs descendent à 3‰, et montre une petite variation sur les 10 m supérieures, comprenant le passage de Formation de Scaglia Bianca (calcaires blancs) à celle de Scaglia Rossa (calcaires rougeâtres) sur 4.27 m de profondeur (Fig. 105). Les données de  $\delta^{18}\text{O}$  sur carbonates de Scaglia sont dispersées à cause probablement des modifications diagénétiques. Néanmoins, on enregistre une légère baisse de moyenne  $\delta^{18}\text{O}$  du c. 0.3‰, entre les sédiments sus- et sous-jacents de Bonarelli qui devrait indiquer une hausse de température vers le haut. La quasi-absence des carbonates dans le niveau Bonarelli a rendu difficile l'établissement d'une biostratigraphie par les nannofossiles et foraminifères planctonique de la coupe de Gubbio. A cet effet, bien que l'espèce marqueur *Axopodorhabdus albianus* (Black) et *Rotalipora cushmani* (Morrow) sont enfin trouvés immédiatement sous cette unité, et il semble que leur vraie existence décline au sein des black shales même. La première apparence du nannofossile marqueur *Quadrum gartneri* (Prins & Perch-Nielsen) se trouve à c. 1m au-dessus du niveau Bonarelli et n'est pas ainsi touché par ce problème de préservation.

La comparaison des données isotopiques de Gubblio et de la coupe de M'daouer montre une similitude des deux premiers pic 1 et 2.

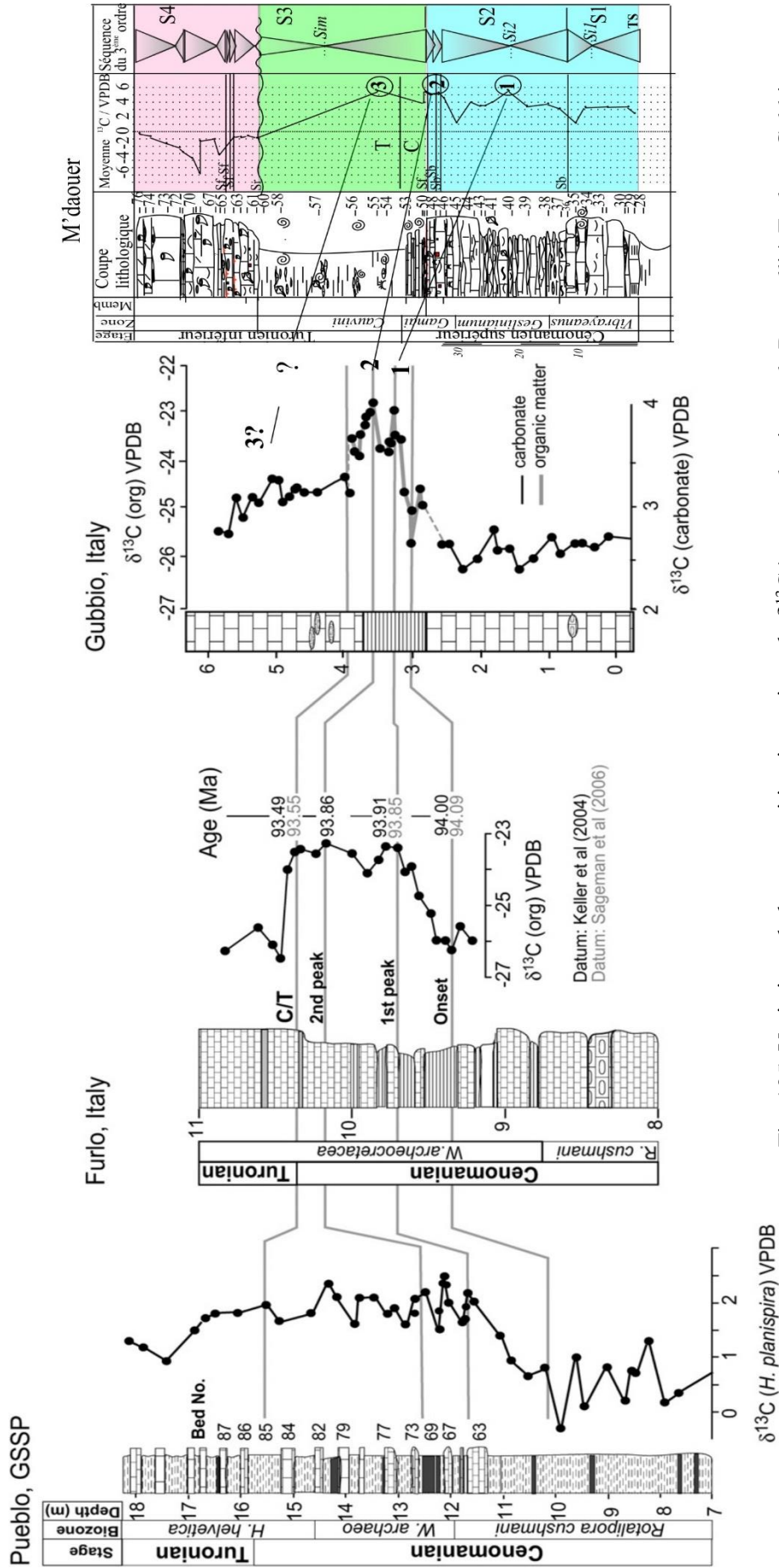


Fig. 105. Variations de la composition isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  à travers le niveau de Bonarelli à Furlo et Gubbio (Tsikos et al., 2004), corrélé avec la coupe de Pueblo GSSP. Les âges attribués aux divers points de la courbe  $\delta^{13}\text{C}$  de Furlo  $\delta^{13}\text{C}$  sont extrapolés des données de Keller et al. (2004) and Sageman et al. (2006). Essai de correspondance des pics 1 et 2 du  $\delta^{13}\text{C}$  avec ceux de la coupe de M'daouer.

#### 4. Coupe d'Eastbourne (Angleterre)

Cette coupe du bassin anglo-parisien a été le sujet de plusieurs études bio-chimiostratigraphiques (Gale *et al.* 1993; Paul *et al.* 1999; Keller *et al.* 2001) et qui a été proposée comme référence européenne pour le passage C–T (Paul *et al.* 1999). Elle consiste à trois unités majeures : le Membre des « Calcaires gris » comprenant des petites intercalations marneuses souvent bioturbés, le Membre des « Marnes à Plenus » représenté par des marnes gris-verts et des craies et la Formation de la “Craie blanche” qui est noduleuse à passes marneuses en flaser (Fig. 106).

Sur l'ensemble des carbonates, des variations considérables d' $^{18}\text{O}$  qui enregistrent un changement progressif près du second maximum  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  du 3‰ dans l'intervalle « Craie gris » – « Marnes à Plenus » à -3.5 - 4‰ dans la formation sus-jacente (Craie blanc). Cette tendance générale est interrompue par de petites excursions positives juste au-dessous des « Marnes à Plenus » qui ont été interprétés auparavant comme des périodes de bref refroidissement insérées dans un réchauffement général (Jenkyns *et al.* 1994).

L'unité de “Marnes à Plenus” a été choisie pour des analyses isotopiques de la fraction du carbone organique à cause de son ratio inférieur de carbonate/argile et ainsi de son potentiel supérieur en TOC. La plupart des valeurs de TOC n'ont jamais été inférieurs le long des « Marnes à Plenus » (0.1–0.2 wt.%) avec un maximum de 0.26 wt.% enregistré dans le niveau Bed 6 (fig. 106) de Gale *et al.* (1993). En comparaison avec les données de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  du même intervalle, celles de  $\delta^{13}\text{C}$  TOC montre une légère similitude, bien que les deux signaux ac. 2‰ augmentent dans des niveaux comparables qui correspond au premier pic  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ . Néanmoins, le changement peut être lié à d'autres causes comme l'apport de matière organique d'origine continentale ou marine, le changement dans la productivité en biomasse primaire aquatique et/ou le changement dans le contenu de  $\text{CO}_2$  dissous (Arthur *et al.* 1988).

Les 6 m basales de la “Craie grise” sont caractérisés par des valeurs constantes de  $\delta^{13}\text{C} = 3\text{‰}$ . Une élévation remarquable de cette valeur, correspondant au premier pic, se produit à la base des « Marnes à Plenus » avec un premier maximum = 4.8‰ à 4 m au-dessus du contact avec les « Craie grise » qui est immédiatement suivi par une petite chute de valeurs = c. 0.5‰. Un second pic isotopique positif = (c. 5.4‰) se produit vers le haut proche du contact des « Marnes à Plenus » avec la “Craie blanche ». Le reste de la coupe enregistre des valeurs constantes = c. 4.8‰ sur 4–5 m, suivi par une chute sur les 8 m supérieurs ( $\delta^{13}\text{C} =$  inférieur à 4‰).

Donc, il est remarqué que seulement les deux pics (1 et 2) sont signés dans cette coupe d'Angleterre et qui peuvent être comparables aux deux excursions 1 et 2 de M'daouer.

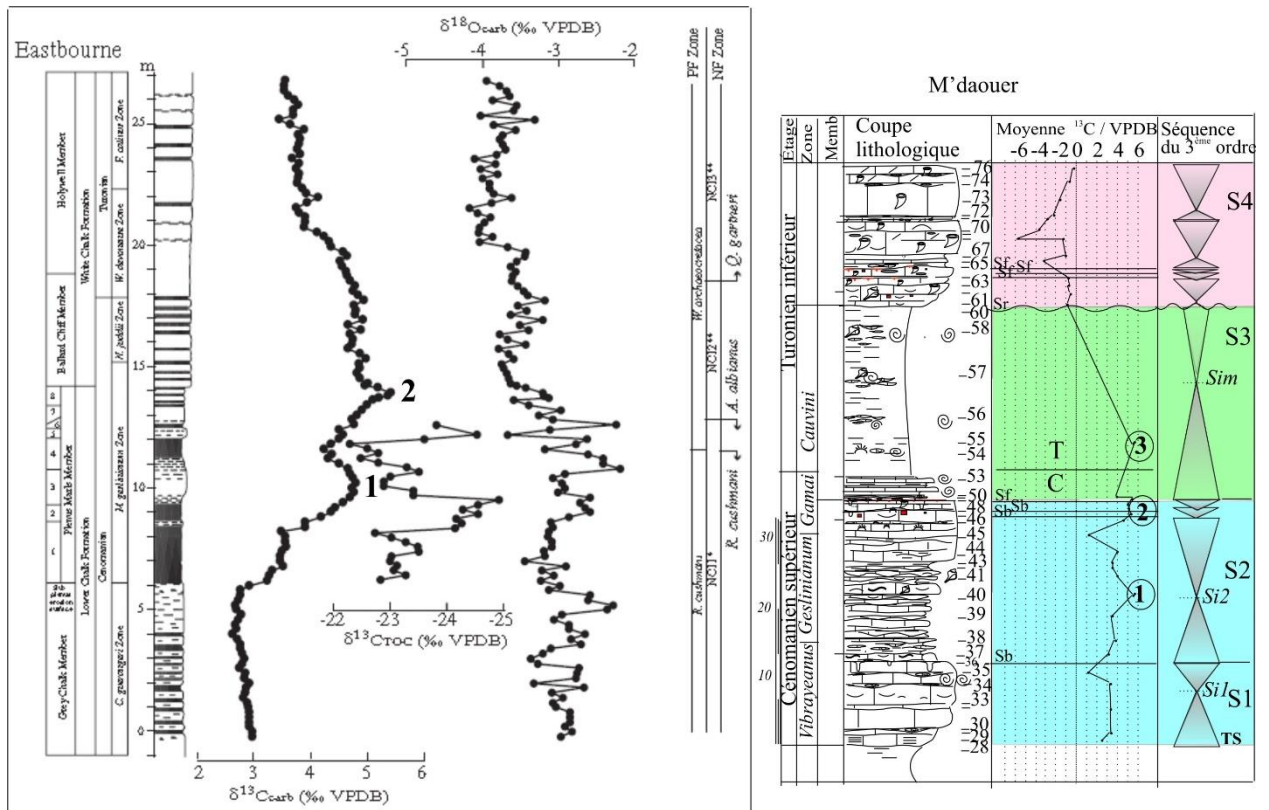


Fig. 106. Isotopes de carbone et d'oxygène et lithobiostratigraphie de la coupe d'Eastbourne, East Sussex, Angleterre. Les intervalles crayeux sont figurés en blanc, les marnes en pointillé. PF, foraminifères planctoniques, NF, Zone à nanfossiles Ncl1 d'après [Bralower et al. \(1995\)](#). Confrontation des données avec celles de M'daouer.

## 5. Lithologie de la coupe de Pueblo (Colorado, États unies)

Elle comprend six types de faciès : les bancs calcaires, les niveaux de calcaires marneux, les niveaux de marnes calcaires, de marnes et de black-shales et enfin les couches de cendres volcaniques altérées (Fig. 107). La majorité des bancs carbonatés et des bentonites ont été de nouveau identifiés après avoir été déjà signalés ([Cobban & Scott, 1972](#); [Hattin, 1971](#) ; [Kauffman, 1977b](#) ; [Morel, 1998](#)). Entre le sommet du membre de « *Hartland Shale* » et le banc 118, une centaine d'échantillons ont été prélevés dans les marnes, calcaires et bentonites qui complètent celui de [Beaudoin et al. \(1995\)](#) et de [Morel \(1998\)](#). Ils ont subi des analyses isotopiques sur la roche totale en complément de celles acquises par [Morel \(1998\)](#). L'ensemble de ces données est présenté par la figure 107. Les mesures isotopiques réalisées sur la roche totale fluctuent entre -1,8‰ et 4‰ pour le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et entre -8‰ et -4‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ .

PUEBLO (Colorado)

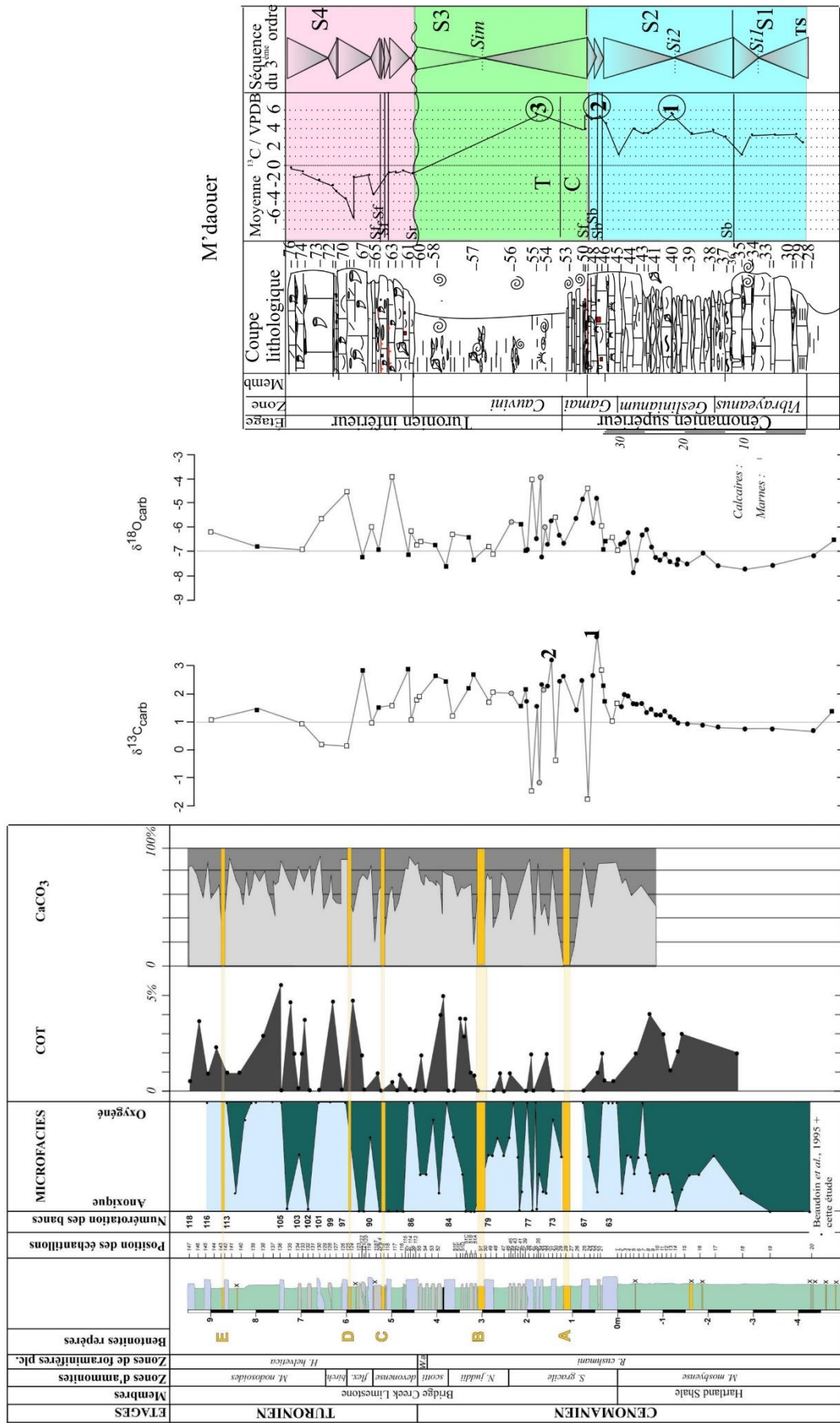


Fig. 107. Distribution temporelle des microfaciés (Beaudoin et al. 1995) comparée à l'évolution du carbone organique total (d'après Arthur et al., 1985; Pratt, 1985), du CaCO<sub>3</sub> (d'après Caron et al., sous presse). Evolution temporelle des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Morel, 1998) Biozonation des ammonites d'après Kennedy & Cobban (1991) et Kennedy et al. (2000). Comparaison des pics d'excursion de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  avec ceux de la coupe de M' daouer (en haut)



**5.1. Les isotopes stables de l'oxygène.** De la zone à *Metoicoceras mosbyense* à celle de *Sciponoceras gracile* (sous la bentonite A), les valeurs deviennent significativement plus positives de -7,5‰ à -5‰ (Fig. 107-108). Après une brève décroissance des valeurs autour de la bentonite A, la courbe du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  enregistre, jusqu'au toit du banc 77, des fluctuations à haute fréquence entre les valeurs mesurées dans les marnes (plus faibles) et celles acquises dans les calcaires (plus élevées). Puis, jusqu'au banc repère 86, les valeurs se stabilisent (entre -7,5‰ et -6‰). Des variations entre les données obtenues dans les marnes et celles des calcaires sont toujours observées. Au-dessus du banc 86, les valeurs connaissent deux augmentations brusques sous la bentonite C puis au niveau du banc repère 97. Au-delà de ce niveau, les valeurs s'abaissent de nouveau (-6‰ à -7‰).

**5.2. Les isotopes stables du carbone.** La base du membre de « *Bridge Creek Limestone* » figure un rapide accroissement des valeurs isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de 0,5‰ à 4‰ (fig. 107-108). Puis, l'intervalle entre les bancs 67 et 77 (zone à *Sciponoceras gracile*) est marqué par des fluctuations à très haute fréquence entre de faibles valeurs des niveaux les plus carbonatés (jusqu'à -1,8‰) et des valeurs en moyenne (1 et 2‰) dans les interbancs marneux. Mais pour cet intervalle, les valeurs sont globalement plus faibles que les précédentes. Les valeurs augmentent de nouveau et les fluctuations deviennent moins prononcées dès la base de la zone à *Neocardioceras juddii* jusqu'à la base de la zone à *Pseudoaspidoceras flexuosum*. Les valeurs les plus faibles sont toujours observées dans les bancs les plus carbonatés (de 1 à 1,5‰) alors que dans les horizons les plus marneux elles atteignent jusqu'à 2,5‰. Au-delà de la bentonite D, les valeurs deviennent plus basses de 0 à 1,5‰. Pour la corrélation avec la coupe de M'daouer, on peut considérer que le pic 1 du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  correspond à la première excursion positive et le pic 2 se trouve au niveau de l'excursion positive au-dessus de la bentonite B. Le pic 3 est supposé correspondre à la dernière excursion positive qui se trouve sous la bentonite D dans le Turonien.

**5.3. Le rapport isotopique de Pueblo.** Pour les trois événements océaniques anoxiques (OAE-I, OAE-II & AOE-III) créacées, les nombreuses courbes obtenues sur la roche totale ou la phase organique, dans différents secteurs paléogéographiques et environnements de dépôt, montrent une anomalie positive du  $\delta^{13}\text{C}$  (fig. 108) pour le passage Cénomaniens-Turonien. L'évolution de la courbe du  $\delta^{13}\text{C}$  présente des similitudes avec la courbe eustatique de [Vail et al. \(1977\)](#) et le signal du  $\delta^{13}\text{C}$  pourrait être un indicateur indirect de la paléo-profondeur. Durant les événements anoxiques, l'expansion de la zone à oxygène minimum va favoriser la préservation de la matière organique marine ( $\delta^{13}\text{C}$  très négatif), qui ne sera plus oxydée (la dégradation des particules organiques entraîne une diminution du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  dissout dans les océans). La diminution de ces phénomènes d'oxydation va donc, par suite, entraîner une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les océans puis dans les sédiments ([Schlanger & Jenkyns, 1976](#) ; [Jenkyns, 1980](#)). Différents auteurs ([Pratt & Threlkeld, 1984](#) ; [Gale et al., 1993](#) ; [Morel, 1998](#) ; [Grosheny et al., sous presse](#)) distinguent généralement trois événements isotopiques (noté 1, 2 et 3) (fig. 108). Ceux-ci correspondent aux pics du rapport isotopique du carbone et forment un motif caractéristique. Ce dernier peut donc prétendre au statut de bon repère stratigraphique à haute résolution comme le soulignent [Gale et al. \(1993\)](#) et généralement, les perturbations du réservoir du carbone océanique sont globales et synchrones.

Il est très délicat de mesurer l'ampleur de la diagenèse dans les niveaux carbonatés. Les niveaux, pouvant être altérés, sont symbolisés en ronds blancs pour la courbe de Pueblo (fig. 108). La courbe du  $\delta^{13}\text{C}$ , acquise dans les horizons marneux (fig. 108), est superposée à la courbe brute. Celle-ci permet de réaliser des corrélations cohérentes avec les autres coupes du bassin nord-américain où les mesures ont été exclusivement recueillies dans les marnes et marnes calcaires afin d'éviter de possibles effets diagenétiques. Les valeurs acquises sur la roche totale seront également mises en correspondance à celles obtenues sur la phase organique (Threlkeld & Pratt, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt *et al.*, 1993) ou encore sur des tests de foraminifères (Keller *et al.*, 2004). Ces comparaisons des tendances permettront de valider ou non, la succession des événements isotopiques identifiée sur la roche totale

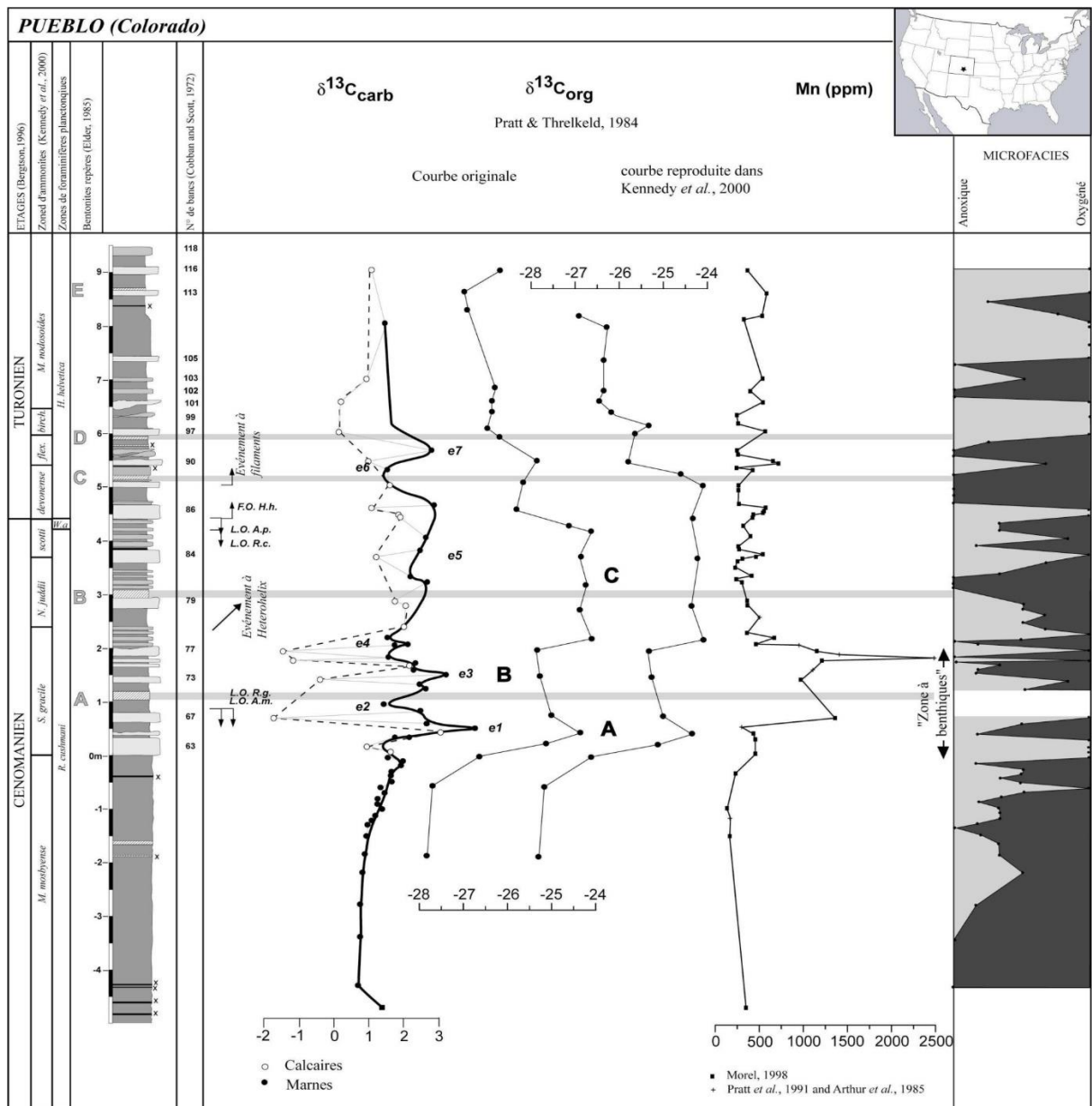


Fig. 108. Stratigraphie de la limite Cénomanien-Turonien, illustrée pour la coupe de Pueblo (Colorado), proposant six bio-événements pour définir la limite (d'après Robaszynski & Gale, 1993 in Bengtson, 1996).

## **IX. L'UTILITE DES ANALYSES ISOTOPIQUES**

### **1. Corrélation haute résolution par les signaux isotopiques.**

Les signaux biologiques issus de la biostratigraphie (macro- et microfaune) et géochimiques (notamment l'évolution du rapport isotopique du carbone et de l'oxygène) sont classiquement utilisés d'une part pour caractériser l'extension spatiale et temporelle d'événements paléoenvironnementaux et d'autre part pour effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques. Ceci suppose que les modifications environnementales qui vont contrôler l'évolution de ces signaux, sont régionalement, voire globalement synchrones. Le fait que l'évolution des signaux géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparition, disparition, prolifération de certains taxons) coïncident est souvent considéré comme la preuve d'un tel synchronisme. Or, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables mais tout aussi décalés. Ainsi, le motif des trois événements isotopiques interprété par [Caron \*et al.\* \(2006\)](#) est similaire aux autres courbes obtenues dans d'autres domaines paléogéographiques. Les données isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  des trois coupes étudiées de M'daouer, Labiodh Sid Cheïkh et Tamednaïa, montrent clairement les trois pics corrélables à l'échelle local et régional. Ils ont permis aussi des comparaisons globales. La position de l'événement 3, vis-à-vis de la limite Cénomaniens-Turonien, telle que définie par les données biostratigraphiques, pose cependant un problème. En effet, [Caron \*et al.\* \(2006\)](#), placent ce dernier pic isotopique au Cénomaniens terminal alors qu'en d'autres points du globe (Pueblo et Eastbourne selon [Gale \*et al.\*, 1993](#) ou Pont d'Issole selon [Morel, 1998](#) et [Grosheny \*et al.\*, sous presse](#)), les données biostratigraphiques indiquent un âge Turonien basal. Il manque donc clairement une validation temporelle indépendante des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution. Le Turonien dans les coupes étudiées dans ce travail n'a pas fourni de données biostratigraphiques suffisantes. Dans l'ensemble, ces événements ont des signatures sédimentologiques, biologiques et géochimiques bien spécifiques dont la plupart sont utilisées à des fins de corrélation à l'échelle régionale ou entre différents domaines paléogéographiques.

### **2. Stratigraphie par isotope stable et événements anoxiques.**

La plupart des sept excursions positives du  $\delta^{13}\text{C}$  dans le Crétacé coïncident avec l'abondance de la matière organique, les conditions de diminution d'oxygène dans les océans et les plates-formes. L'une de ces "Evènements Anoxiques d'Oxygène" pourraient être liées à l'activité volcanique.

En outre l'activité glaciaire dans les hautes latitudes, le Crétacé est considéré généralement comme une période chaude dans l'histoire du globe avec des élévations du taux de  $\text{CO}_2$  atmosphérique. De l'Aptien au Campanien, l'élévation du taux du  $\text{CO}_2$  et la séquestration du  $\text{CaCO}_3$  sur les bassins cratoniques inondés est le résultat de la dissolution active des carbonates dans les eaux profondes. Cette augmentation de profondeur du CCD évitera la préservation des dépôts carbonatés sur plusieurs fond de bassins jusqu'à la descente significative du CCD après le Campanien précoce.

Au début, la stratigraphie isotopique était limitée aux environnements de bassins ([Renard, 1984](#) ; [Emmanuel & Renard, 1993](#) ; [Corbin \*et al.\*, 2000](#) ; [Rey & Delgado, 2002](#)), loin de l'influence de la diagénèse. Ensuite, elle a été appliquée aux plates-formes carbonatées ([Mason & Surdam,](#)

1992 ; Ingram & al., 1996 ; Valladares *et al.*, 1996; Vincent *et al.*, 1997 ; Vincent *et al.*, 2004). Dans ces environnements, où l'enregistrement sédimentaire peut être discontinu (érosion, condensation) et la diagenèse est bien plus développée et diversifiée que dans les domaines plus profonds, alors l'interprétation du signal géochimique est plus compliquée et parasitée par les artefacts.

### **3. Influence de la diagenèse**

Le signal du  $\delta^{13}\text{C}$  pourrait donner indirectement la paléoprofondeur par le suivi de l'évolution à long terme de sa courbe qui présente des similitudes avec la courbe eustatique de Vail *et al.* (1977). Du fait de la faible thermo-dépendance de ce signal isotopique, il est peu sensible à la diagenèse d'enfouissement. Néanmoins, les variations du signal  $\delta^{18}\text{O}$ , indicateur de la paléo-salinité et la paléo-température, sont beaucoup plus sensibles à la diagenèse. Ce dernier signal n'est pas utilisé à des fins de corrélation.

*Cinquième Chapitre*

**EVENEMENTS  
ET  
PALEOGEOGRAPHIE**

## **I. VARIATION ET PRINCIPAUX EVENEMENTS A TRAVERS LE TRANSECT ETUDIE DES MONTS DES KSOUR.**

Cette partie sera consacrée à établir un essai de reconstitution paléogéographique à partir des séries de dizaines de coupes étudiées dans la partie septentrionale des Monts de Ksour en ciblant plus particulièrement le passage Cénomaniens-Turonien. Sur les neuf coupes étudiées le long du transect Méridja-Labiodh Sid Cheikh (fig. 36), de nombreuses différences et variations ont été observées et semblent être liées à plusieurs facteurs soit allocycliques tels que l'eustatisme, les apports sédimentaires et le climat ou autocyclique liés à la géodynamique interne telle que la subsidence et la tectonique qui ont modelé les paléoreliefs sous-marins. Ces deux phénomènes peuvent être couplés en concomitance. Sur cet optique, il est suggéré que la configuration paléogéographique du Cénomaniens-Turonien a épousé les irrégularités héritées du Jurassique où on voit bien l'influence de la flexure sud-atlasique sur l'individualisation, la différenciation de géométrie et nature de faciès.

D'après l'étude des coupes géologiques sus-citées, on a observé un certain nombre de points et remarques qui se résument comme suit :

### **1. Variation d'épaisseur.**

La "Formation de Ghoundjaïa" dans la région de M'daouer (fig . 92 et 93) présente une succession de 92 m d'épaisseur avec une prédominance des faciès carbonatés (calcaires et dolomies) par rapport aux faciès marneux. On se déplaçant vers le NNW ou le NNE en direction de la région de Ghoundjaïa ou de Rhélida, l'épaisseur de cette formation se réduit à peu près à la moitié (55 m). L'épaisseur se réduit encore au tiers (34m) au niveau de la coupe de Handjir qui se trouve plus à l'Ouest. En passant vers le sud la diminution de l'épaisseur s'amenuise encore d'une façon progressive passant ainsi de 44 m à Tamednaïa, 25.5m à Boukaïs, 17m à Messaouer Atchène et 13.5m à Dchiret Namous. Pour la "Formation de M'daouer", la corrélation d'épaisseur n'est pas prise en considération du fait qu'elle n'affleure pas complètement dans toutes les coupes étudiées. Plusieurs remarques et points de différence existent entre les coupes étudiées de Dchiret Namous à Labiodh Sid Cheikh ; ils se résument de la façon suivante :

- l'épaisseur de la série du Cénomaniens-Turonien est plus importante dans la coupe de M'daouer et se réduit en allant vers le Nord vers l'Est et le Sud-Ouest ;
- l'abondance et la fréquence des indicateurs de profondeur dans le M'daouer et Ghoundjaïa (silex, foraminifères pélagiques, ammonites, *Vascocers* et *Neolobites*) par rapport à d'autres coupes ;
- En se dirigeant vers le sud, la série est plus réduite et relativement peu dilatée et riche en niveaux marneux et sensiblement plus crayeuse dans les calcaires de la "Formation de Ghoundjaia" des coupes Boukais, Messaouer Atchène et Dchiret Namous. De même, la faune est plus néritique (*Gryphae*, bivalves).

### **2. Caractéristiques de la phase évaporitique (Gypse).**

L'apparition de la fraction évaporitique, exprimée parfois en bancs métriques gypseux, apparaît dans la "Formation de M'daouer " de la coupe de M'daouer et celle de Ghoundjaïa sous forme de bancs pouvant atteindre 4m d'épaisseur (fig. 24 & 26). En direction du NE au niveau de Rhélida, le nombre et l'épaisseur des bancs gypseux diminuent. Ces niveaux gypseux se réduisent à des bancs centimétriques dans la coupe de Labiodh Sid Cheikh et celle de Handjir qui se trouve à l'ouest.

En direction du sud, au niveau de Tamednaïa le gypse est quasi-absent. Plus au sud, au niveau de Dchiret Namous et Messaouer Atchène, des passées millimétriques parfois centimétriques de gypse stratiforme associés parfois avec des passées gréseuses souvent à rides de courant (fig. 36). Mais, il faut noter que l’affleurement partiel (rabougrie) de la "Formation de M'daouer" est du surtout de la discordance angulaire du Cénomanién inférieur à moyen sur le socle primaire. Cette discontinuité est bien visible dans les coupes de Tamednaïa Dchiret Namous et Messaouer Atchène, A cet effet, le biseutage de cette formation contre la discordance rend difficile l’avancement les corrélations efficaces pour ces niveaux gypseux cantonnées dans la formation sus-citée dans les coupes étudiées. Les formes de cristaux de gypse varient en divers aspects (fibreuse ; lamellaire, en rosâtre). La couleur est généralement blanc-laiteux prend localement des teinte sombre (noir, marron, verdâtre) en fonction des impuretés cantonné dans le gypse.

### 3. Episodes de dolomitisation.

La dolomitisation existe sous deux grands aspects bien répandus ; au niveau de la "Formation de M'daouer", elle est associée aux évaporites et scellent parfois les bancs gypseux avec une pellicule centimétriques (M'daouer, Ghoundjaia et Rhélida). Elle se présente également en petites passées centimétriques à millimétrique dans les marnes intercalaires (Messaouer Atchène et Dchiret Namous). On pense à l’origine primaire de cette dolomitisation puisqu’elle présente une matrice très fine avec des laminations et elle est associé à des pellets et à des figures d’émersion comme les *bird-eyes* et *sheet-cracks*. Le deuxième type de dolomie est secondaire affecte surtout une partie des carbonates de la "Formation de Ghoundjaïa" dans les coupes de M'daouer. La coupe de Tamednaïa présente surtout un stade développé de ce type de dolomitisation (fig. 42 ; Pl. XVI). La partie supérieure de la "Formation de Ghoundjaia" présente parfois des rhomboèdres de dolomites de différente taille à noyaux sombres. Ces cristaux baignent dans une matrice dolomicritique et témoignent de la circulation latérale dans une plate-forme par le phénomène de « *seepage reflux* ». Parfois, des silhouettes d’allochèmes s’y associent. Un troisième type de transformation carbonatée est celui de la dolomitisation fissurale moins important au point de vue fréquence. Elle se développe le long de quelques fissures et elle est très localisée à l’importe quel niveau de la "Formation de Ghoundjaïa". Ce type de dolomitisation est lié à la circulation des fluides post-tectonique qui vont lessiver et dolomitisé les zones calcaires dans leur passage.

### 4. Accident de silex.

Il existe surtout dans la partie supérieure du Membre supérieur de la "Formation de Ghoundjaia" sous forme de nodules centimétriques, lentilles ou stratiforme (coupe de Boukaïs). En général, ces accidents siliceux sont dus au remplacement de la calcite par la calcédoine, du chert ou de l’opale. Il s’agit d’une transformation diagénétique (épigénèse). La dissolution de la silice dans l’eau forme de l’acide silicique dont le taux de saturation est de 120-140 ppm, sous une température de 25°C et PH inférieur de 9 (Alexandre *et al.* 1956). Lorsque le seuil de saturation est dépassé, les molécules de silice en excès se condensent en polymères et créent une suspension colloïdale qui précipite en gel de silice. Ce mécanisme de diagenèse marine est réversible. Les nodules irrégulières ou branchues semblent se former dans ou aux dépens des terriers type *Thalassinoïdes*. Si le nourrissage est important, les blocs plus réguliers se forment au-delà des terriers. Le silex en lentilles ou globuleux se forment dans des milieux moins bioturbés. Le silex

stratiforme épigénitique peut atteindre une vingtaine de centimètre (coupe de Boukaïs). La couleur des silex des coupes étudiées est sombre dues à la présence du carbone de la matière organique ou du Manganèse.

### **5. Phase de bioconstruction.**

Les rudistes trouvés dans la "Formation de Ghoundjaia" dans la coupe de M'daouer proviennent probablement de patch-reefs proximaux. Dans la coupe de Labiodh Sid Cheikh (fig.24), le développement des carbonates ressemble à un monticule de boue (Mud Mound) qui prend forme autour des petits patch-reefs à rudistes. Ces derniers semblent être des tentatives de bioconstruction avortées. Les rudistes trouvés dans la plupart des coupes sont à l'état fragmentaire et se trouve déjà au milieu et au sommet de la « "Formation de Ghoundjaia" ».

### **6. Phénomène de nodulisation.**

Les calcaires du Membre inférieur de la "Formation de Ghoundjaia" des coupes de M'daouer, Ghoundjaïa et Rhélida se présentent en stratification noduleuse. Le détail de chaque nodule ou pseudonodule montre une hétérogénéité de dureté de l'extérieur vers le centre. Le nodule lui-même constitué par un noyau très dur, entouré par des pelures ou des enveloppes de moins en moins dur de calcaires marneux friable jusqu'au passage au marne à aspect schisteux entre les nodules. Cet aspect de sédimentation est probablement lié au phénomène de diagenèse par migration de solution interstitielles et sélection des minéraux.

## **II. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE HERITEE A L'ECHELLE DES MONTS DES KSOUR**

La série cénomanien-turonienne des coupes étudiées montre une dépendance structurale de cette région qui est partiellement héritée depuis l'influence des contraintes tectoniques divergentes du Trias-Jurassique qui ont été responsables d'un stade du rifting probablement à structure plus compliquée par la suite du détachement et le rejeu de la faille sud-atlasique bordière du sillon atlasique. (Mekahli,1998 ; Benschili & Elmi,1994) et Elmi *et al.*,1998).

Les travaux d'exploration fragmentaires et imprécis de (SN-REPAL) sur la région bordière du nord du Sahara au pied de l'Atlas saharien (Oued Namous Oued Rharbi) ont montré (fig. 101 *in* Mekkaoui, 2000):

- une augmentation d'épaisseur de dépôts mésozoïques et cénozoïques vers l'Est ;
- une diminution d'épaisseur des dépôts secondaires du Nord vers le Sud ;

La tectonique synsédimentaire avec l'eustatisme paraît jouer un rôle prépondérant dans la répartition des faciès dans cette région. Le paléoseuil de Ben-Zireg (d'âge primaire) a présenté une barrière permanente entre le domaine saharien et le domaine atlasique et qui n'a été franchi que pendant l'Aalénien-Bajocien.

Les schémas ou configurations paléogéographiques (fig. 109, 110 et 111) montrent que la répartition et la variation des faciès différents d'une zone subsidente qui a montré une série plus développée et relativement profonde (offshore) dans la région de M'daouer et une zone moins profonde de shoreface à proximité du socle primaire qui affleure dans la région de Benzireg par exemple. Entre ces deux zones se trouve une zone de passage intermédiaire transitoire (shoreface) située au niveau de Tamednaïa. De même, on suppose l'existence d'un autre haut fond en direction de Aïn Sefra au frontière algéro-marocaine. Ceci est attesté par réduction d'épaisseur de la série étudiée de Handjir.



### **III – PALEOGEOGRAPHIE A L'ECHELLE DU TRANSECT ETUDIE**

Vu les affleurements incomplets de la "Formation de M'daouer" sur la plupart des coupes étudiées, l'esquisse ou l'essai de reconstitution paléogéographique ne prendra en considération que la "Formation de Ghoundjaïa" et la partie supérieure de la "Formation de M'daouer". Le schéma paléogéographique esquissé a été établi sur des cartes régionales englobant les coupes étudiées. Les deux coupes étudiées de M'daouer et Tamednaïa ont servi de comprendre en section cet esquisse paléogéographique.

#### **1. Au cours de l'Albien.**

La seule coupe qui affleure la "Formation de Tiout" est celle de Tamednaïa. Le faciès est essentiellement gréseux, argileux et microconglomératique attestant un milieu fluviatile. La partie supérieure de la "Formation de M'daouer" superpose directement la "Formation de Tiout" par une discordance angulaire. La "Formation de Rhélida" est lacunaire.

#### **2. Pendant le Cénomaniens moyen (Fig. 109).**

A travers les coupes étudiées la "Formation de M'daouer" évolue dans un foreshore où se déposent les argiles gypsifères renfermant quelques éléments du quartz silteux. Au niveau des coupes de M'daouer et Ghoundjaïa, des bancs métriques de gypse sont développés au sein de ces argiles et témoignent probablement de la relative importance de profondeur par rapport à d'autres endroits étudiés. Les marnes et argiles intercalaires signent une sédimentation calme indiquant ainsi, un régime de dépôts restreints. Cette formation admet, surtout vers le haut, le début de l'influence marine (apparition de bioclastes) qui suggèrent de brèves invasions marines. En d'autres termes, le caractère d'isolement du milieu relativement confiné, qui a permis l'installation de la grande partie de la "Formation de M'daouer", voit des premières influences marines vers la partie supérieure où le caractère de restriction s'efface progressivement. Ceci prélude la transgression marine du Cénomaniens-Turonien engendrant la "Formation de Ghoundjaïa".

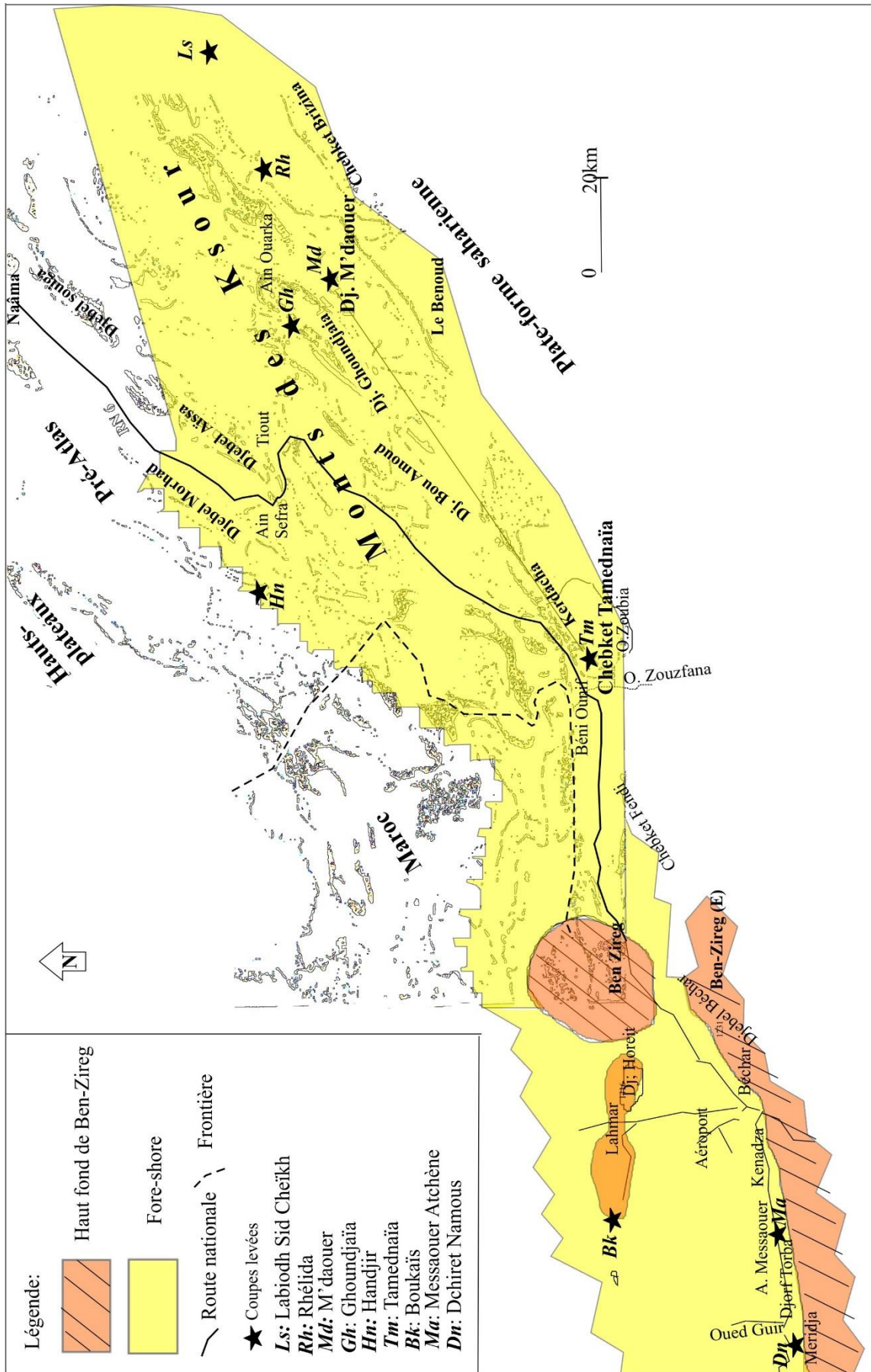


Fig. 109. Esquisse paléogéographique pendant le Cénoomanien dans les Monts des Ksour méridionaux

### **3. Au cours du Cénomanién supérieur (fig. 110).**

La " Formation de Ghoundjaïa ", essentiellement carbonatée, affleure partout dans les coupes étudiées. Dans la coupe de M'daouer de Ghoundjaïa, Rhélida le membre carbonaté inférieur qui a livré des *Vascoceras* et *Neolobites* représente le Cénomanién supérieur jusqu'au Cénomanién terminal. La sédimentation caractérise au début un *shoreface* qui passe à un offshore supérieur. La différenciation bathymétrique commence à être distinguée entre une zone haute ou moins profonde dans les coupes Tamednaïa, Handjir, Boukaïs, Messaouer Atchène et Dchiret Namous et une zone relativement profonde au niveau de M'daouer, Ghoundjaïa et Rhélida.

### **4. Au passage Cénomanién-Turonien (Fig. 110).**

Il constitue à M'daouer, Rhélida et Ghoundjaïa le début de la vire marneuse ou Membre médian de la "Formation de Ghoundjaïa". Il représente un maximum d'approfondissement et un faciès de *l'offshore*. A Labiodh Sid cheïkh, ce membre marneux est absent et la série est entièrement carbonatée, probablement de l'excès de production carbonaté liée au développement de quelques bioconstructions à rudistes et probablement des monticules de boues. 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 et elle est ressentie dans les zones moins profondes.

### **5. Au Turonien inférieur (fig. 111).**

La dernière barre carbonatée de la "Formation de Ghoundjaïa" est attribuée au Turonien inférieur. Son faciès constitué de calcaires à silex parfois dolomitisé suggère une sédimentation en *shoreface*. L'existence parfois de lithoclastes, de bioclastes de dolomitisation argumente ce type de milieu de dépôt. La base de cette barre supérieure montre un certain ravinement sur la vire marneuse sous-jacente ceci est bien visible dans la coupe de Rhélida.



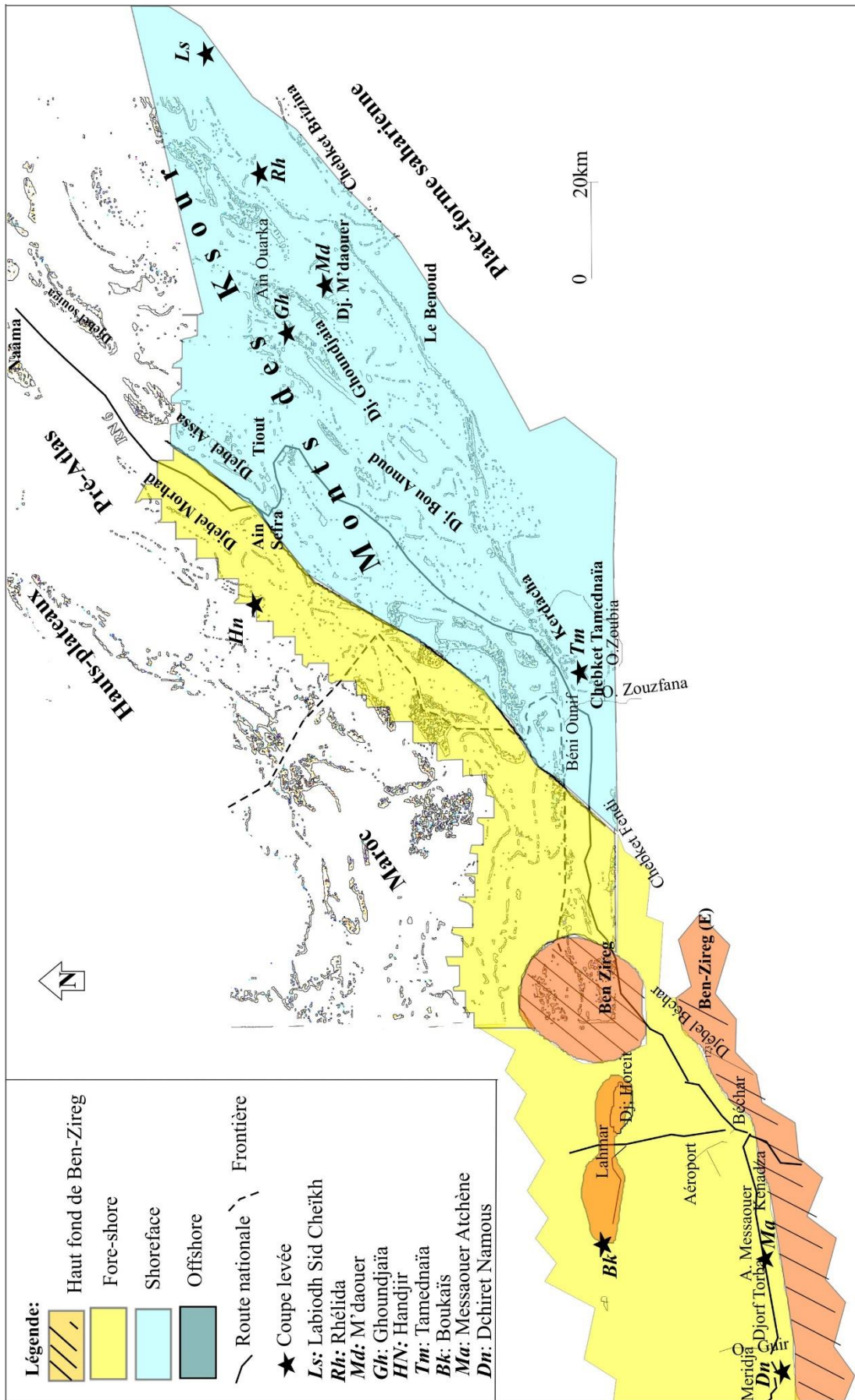


Fig. 111. Esquisse paléogéographique pendant le Tortonien inférieur dans les Monts des Ksour méridionaux.

## **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

La présente étude sur la dynamique des carbonates du Cénomaniens-Turonien des Monts des Ksour méridionaux s'intéresse sur la limite et le passage C-T qui caractérise l'événement anoxique global AOE2 du Crétacé. L'étude stratigraphique et sédimentologique, concernant une dizaine de coupes levées depuis Djebel Tismert au nord-est jusqu'au Dchiret Namous au sud-ouest dans différents domaines paléogéographiques, a permis de ressortir plusieurs résultats biostratigraphique (ammonites, échinodermes, foraminifères planctoniques), chemostratigraphique ( $\text{CaCO}_3$ , isotopes de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) et d'ordre séquentiel et cyclostratigraphique enregistrés dans les dépôts de ce passage, attribués essentiellement à la "Formation de Ghoundjaïa".

### 1. Lithostratigraphie.

Au point de vue lithologique, l'intervalle du passage Cénomaniens-Turonien est compris dans la "Formation de Ghoundjaïa" qui est dans la majorité des cas, composée par des barres massives carbonatées (calcaires et dolomies) plus ou moins séparées par des vires marneuses. Des calcaires pseudonoduleux se trouvant dans le Membre inférieur de cette formation sont l'équivalent des « *black shales* » de l'est-algérien (Aurès). Les faciès calcaires et/ou calcaires dolomitiques des secteurs nord (Labiodh Sid Cheïkh, Rhélida, M'daouer, Tamednaïa, Handjir et Ghoundjaïa) passent à des calcaires légèrement crayeux dans le secteur sud (Boukais, Messaouer Atchène et Dchiret Namous).

### 2. Biostratigraphie.

Sur les dizaines de coupes réalisées le long des Monts des Ksour méridionaux, une biozonation par ammonites a été établie sur la coupe de M'daouer la plus complète et riche au point de vue biostratigraphique. Elle a permis d'établir trois biozones (Neolobites, Gamai et Cauvini) et affiner la biostratigraphie faite par les prédécesseurs. En outre les ammonites, ces coupes ont fournis aussi des échinodermes, bivalves, foraminifères et ostracodes et qui ont été identifiés mais non pas subit d'étude biostratigraphique vue leur faible fréquence.

**2.1. Le Cénomaniens inférieur à moyen.** La "Formation de M'daouer" argilo-gypseuse superpose la "Formation de Rhélida" d'âge Albien terminal (Bassoullet, 1973) qui est essentiellement formée de marnes et de dolomies. La limite inférieure de la "Formation de M'daouer" est liée à l'apparition des premiers bancs gypseux.

Aucune faune n'a été trouvée pour ces deux formations qui permettent de leur attribuer un âge direct. Cependant, la datation de la formation sus-jacente "Formation de Ghoundjaïa" par les fossiles peut parvenir à situer les deux premières formations dans la série stratigraphique. La "Formation de M'daouer" est attribuée au Cénomaniens inférieur par Bassoullet, (1973) en référence à une série très proche étudiée par Cornet (1952). Cette attribution a été confirmée par les études détaillées de Busson, (1969-1970) sur les forages du Sahara nord-oriental où il a effectué la synthèse générale à l'échelle de la Berbérie et du nord du Sahara de ces séries. Il met en évidence

notamment le passage de ces argiles à gypse aux marnes marines au sud-ouest de la Berbérie et dans le nord-est de la Tunisie.

**2.2. Le Cénomanién supérieur à terminal.** Bassoullet (1973) cite un niveau à *Vascoceras* cf. *gamai* dans le banc ferrugineux qui termine la première corniche calcaire (B1), correspondant au Membre carbonaté inférieur (a). Dans cette étude, le Membre inférieur de la Formation de Ghoundjaïa de la coupe du Djebel M'daouer, a fourni plusieurs *Neolobites Vibrayeanus* qui ont donné un âge Cénomanién supérieur. Au-dessus, se succèdent les *Vascoceras gamai* puis les *Vascoceras cauvini* qui datent le Cénomanién terminal. Il est donc intéressant de noter la présence de *Vascoceras gamai* sous le niveau *Vascoceras cauvini*, ce qui recoupe les observations faites par [Amard et al. \(1981\)](#), [Luger et Gröschke \(1989\)](#) ; [Meister et Piuz \(2013\)](#). La tranche de sédiment entre les zones Neolobites et Gamai, et qui n'a pas fourni d'ammonites, est considérée comme appartenir à la zone Geslinianum.

**2.3. Le passage cénomanién-turonien.** Les deux biozones d'ammonites *Vascoceras gamai* et *Vascoceras cauvini* enregistrées dans la "Formation de Ghoundjaïa" de la coupe de M'daouer, ont permis de situer avec imprécision la limite cénomanién-turonienne qui était tracée d'une façon imprécise par les prédécesseurs. A cet effet, cette limite doit passer au-dessus de la surface ferrugineuse (sf) terminant le Membre inférieur (a) de la "Formation de Ghoundjaïa" au sein des marnes médians du Membre médian (b) à un niveau qui est difficilement placé avec exactitude.

**2.4. Le Turonien inférieur.** Dans le Turonien inférieur, les ammonites sont toujours rares à travers les Monts des Ksour. Seule la présence, dans la partie supérieure du Membre marneux médian, de *Leoniceras* ([Bassoullet, 1973](#)), genre cité en Espagne dans la sous-zone à *Luciae* ([Barroso-Barcenilla et Goy, 2007](#)), de *Mammites* sp. et *Thomasites* sp. ([Cornet, 1952](#)), indique le Turonien inférieur. Dans la présente étude, des *Vascoceras* fragmentaires trouvés dans le Membre médian de la coupe de M'daouer, au-dessus du niveau riche en *Vascoceras cauvini*, sont, difficiles à déterminer spécifiquement. Un spécimen mieux conservé, provenant de la partie supérieure du Membre marneux (banc Md 58) est attribué à *Vascoceras* cf. *cauvini*. Cette espèce pourrait donc encore persister à la base du Turonien, en association avec des formes du Turonien inférieur.

### 3. Diversité de macro- et microfaune.

Au sein de la "Formation de Ghoundjaïa" de la coupe de M'daouer, les organismes planctoniques ont enregistré des changements importants dans la composition du biofaciès. Ainsi, l'assemblage de faunes, relativement diversifié, observé dans le Membre inférieur, est dominé par des *Hedbergella* sp. et *Whiteinella* sp. à la base, associée à des *Neolobites* ; tandis qu'au sommet de ce membre, les *Heterohelix* sp. sont accompagnés de *Vascoceras* cf. *cauvini* qui persistent jusqu'au Membre médian. On note une disparition progressive des foraminifères vers le haut. Ce bioévènement s'avère universel, comme il a été signalé dans la plupart des séries cénomanién-turonniennes à faciès océanique. Il coïncide aussi avec le "Shift *Heterohelix*" ([O'Dogherty, 1994](#) ; [O'Dogherty et Guex, 2001](#) ; [Soua, 2005](#) ; [Soua et Zaghib-Turki, 2006](#) ; [Ruault-Djerrab et al., 2012](#)). La microfaune disparaît au Turonien dans les coupes étudiées (ex. M'daouer et de Tamednaïa).



Dans le Membre inférieur de la "Formation de Ghoundjaïa" de M'daouer, on enregistre une absence momentanée des foraminifères et ammonites, qui coïncide avec le début de l'anomalie positive  $\delta^{13}\text{C}$  (pic 1) et la deuxième inondation (Si2). Elle est suivie par un renouvellement faunique durant le deuxième cycle transgressif (autour du pic 2 et 3). Cette raréfaction ou absence de la faune peut s'expliquer comme due au retrait d'organismes suite à l'installation de conditions environnementales défavorables probablement en liaison avec la diminution d'oxygène (l'anoxie) lors de la phase transgressive du Cénomanién supérieur (Schlanger & Jenkys, 2007). Comme on peut considérer cette raréfaction de la faune comme équivalente des niveaux profonds à "black-shales" qui sont bien enregistrés dans les Aurès de l'est algérien (Grosheny *et al.*, 2013). Ceci est probablement lié à l'incidence de la stagnation des eaux sur cette partie de plate-forme carbonatée en formant ainsi une zone à oxygène minimum qui n'atteignait pas les eaux de surface où vivaient les foraminifères globuleux non carénés, comme les *Whiteinella* et *Heterohelix*.

#### 4. Géochimie.

Dans les Monts des Ksour, l'événement anoxique océanique du Cénomanién-Turonien n'a pas donné de "black-shales". Dans la coupe de M'daouer, seuls les deux premiers pics d'anomalies isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  ont été enregistrés ; le pic 1 au milieu de la zone à Geslinianum du Cénomanién supérieur et le pic 2 dans la zone Gamai proche de la limite cénomanién-turonienne. La montée de la courbe au début du pic 1 dans la zone Vibrayeanus de la coupe de M'daouer est équivalente à la zone *Calycoceras* (*Proeucalycoceras*) *guerangeri* (Spath, 1926) de l'Europe. Le pic 2 de la même coupe, très proche, au-dessous de la limite cénomanién-turonienne est équivalent au pic "c" en référence à la coupe d'Eastbourne (UK), où cette limite se place juste au-dessus (Paul *et al.*, 1999 ; Jarvis *et al.*, 2006 ; Voigt *et al.*, 2008). Le troisième pic de la coupe de M'daouer se trouve déjà dans la zone Cauvini du Turonien inférieur. Au-dessus de ce dernier, la courbe isotopique chute brusquement de 5.49 ‰ à -1‰, probablement en rapport avec une lacune entre les Membres médian et supérieur. D'ailleurs, la barre carbonatée supérieure du Membre supérieur superposant les marnes du Membre médian par le biais d'une surface ravinante (Sr) bien marquée en affleurement. Cette discontinuité peut être tracée régionalement et peut être comparée à l'érosion de sub-Plenus d'Eastbourne (UK) (Paul *et al.*, 1999) et au changement du faciès de la base de la coupe de Thomel au pont d'Issole (Danzelle, 2019).

La courbe de l'isotope  $\delta^{18}\text{O}$  suit presque l'allure de celle de  $\delta^{13}\text{C}$  et peut renseigner sur le changement de la température et/ou la salinité du milieu. Dans les trois coupes (M'daouer, Labiodh Sid Cheïkh et Tamednaïa), les pics des courbes isotopiques de  $\delta^{18}\text{O}$  sont presque synchrones à ceux du  $\delta^{13}\text{C}$ . Ils coïncident avec le passage Cénomanién-Turonien. Mais, il est très prudent de ne pas les prendre en considération pour des corrélations du fait de leur sensibilité à la diagenèse.

A la frontière algéro-tunisienne, la limite cénomanién-turonienne se positionne après le retrait de l'anomalie positive, après le troisième pic III au sein de la Formation Bahloul (Grosheny *et al.*, 2013). Les trois excursions positives ont été aussi observés au Tarfaya (Maroc), dans le Gabal Libni au nord de Sinai (Egypte), dans les Apennins, dans le SE de la France au sein du "Niveau Thomel", à Gubbio en Italie, à Eastbourne (Angleterre) et dans la coupe de Pueblo (Colorado).

## 5. Eustatisme.

Pendant le passage Cénomaniens-Turonien, une différenciation paléobathymétrique offshore-foreshore existe entre la "Formation de Ghoundjaïa" des deux coupes M'daouer et Tamednaïa. La présence de foraminifères, des miliolidés et d'ostracodes à la base du Membre inférieur de cette formation, indiquent le début d'ouverture, qui rapidement approfondit vers les conditions de l'offshore supérieur avec l'arrivée des ammonites *Neolobites* et des foraminifères planctoniques correspondant ainsi une première inondation (*Si1*) de la séquence de dépôt "S1". La partie médiane de ce membre, correspond à une deuxième phase d'inondation (*Si2* de la "S2") toujours dans les conditions de l'offshore supérieur qui est marquée par la disparition brutale de la faune et la microfaune. Une troisième phase d'inondation plus prononcée (*Sim*) vers l'offshore inférieur a eu lieu au milieu du Membre médian de la séquence de dépôt "S3", précédée par un renouvellement faunique (base de "S3"). Cette phase est marquée par l'arrivée massive des groupes de *Vascoceras Cauvini* et *Vascoceras Gamai* et par un nouvel épanouissement des foraminifères planctoniques : *Whiteinella* sp., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp. et *Pseudorhapydionina dubia*. Le Membre supérieur voit le retour à des conditions relativement moins profondes avec des cortèges saccadés de haut niveau marin relatif de la partie supérieure de la séquence "S3", matérialisé par le dépôt de biomicrites et/ou dolomicrites contenant des fragments et quelques patch-reefs disséminés de rudistes qui caractérisent les conditions de shoreface. Ce dernier se manifeste par des ondulations décimétriques équivalentes aux *sand-waves* décrites dans le Djebel Askar en Tunisie (Grosheny *et al.*, 2013) et qui sont caractéristiques de la zone tidale.

## 6. Tectonique et Géodynamique.

Au cours du Jurassique, l'accident sud-atlasique avec ses failles associées, montrent une activité accrue où les structures d'orientation NW-SE sont actives par rapport à des failles mineures d'orientation E-W qui deviennent discrètes.

L'ensemble des coupes étudiées de Djebel Tismert (Labiodh Sid Cheïkh) à Chebket Tamednaïa (région de Béni Ounif) des Monts des Ksour longent à la flexure sud-atlasique. Le dépôt de la série sédimentaire du Cénomaniens-Turonien s'est fait dans des bassins à fonds moins irréguliers que celui créé au Jurassique où la subsidence des sillons au niveau des grabens était marquante. Néanmoins, cette sédimentation du Crétacé a hérité les irrégularités du fond sur les blocs basculés du Jurassique. En outre, le rejeu, même minime, de la flexure sud-atlasique qui se trouve juste à proximité a eu un effet ou contrôle sur la distribution des sédiments crétacés. La structure sub-tabulaire avec un pendage très faible vers le sud-est, de la dalle ou barre carbonatée du Cénomaniens-Turonien témoigne de la faible influence tectonique au cours du Jurassique. Au sud-est, les Monts des Ksour sont limités par le sillon pré-africain et la plate-forme saharienne, au nord-est par le Pré-Atlas et les Hauts-plateaux. Les affleurements du Cénomaniens-Turonien longent la flexure sud-atlasique et forment de larges synclinaux crétacés à fond plat encadrés par des anticlinaux jurassiques longs et étroits caractéristiques du style "jurassien" des Monts des Ksour. Cette flexure sépare ces monts de la plate-forme saharienne où les terrains crétacés sont peu affectés par la tectonique alpine (Busson *et al.*, 1999) à l'exception de la phase compressive

de l'Aptien. Durant l'Albien-Turonien un régime d'extension à grande envergure jalonne le nord-est de la chaîne atlasique créant ainsi un système de grabens et demi-grabens qui contrôle la distribution des carbonates de plate-forme et les faciès profonds du bassin, plus particulièrement les faciès riches en matière organique de l'intervalle cénomanien-turonien (Guiraud, 1990 ; Aris *et al.* 1998 ; Herkat et Delfaud, 2000 ; Herkat, 2001). Les Mésétas limitrophes de ce système, correspondraient à des blocs stables peu ou non déformés par les événements compressifs du Cénozoïque (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000). Le passage cénomanien-turonien est considéré comme un intervalle de changement de dynamique d'extension d'un synrift (subsidence mécanique) à un post-rift (subsidence thermique), associé à une composante latérale de transtension en "pull-apart" (Laville, 1985 ; Kazi-Tani, 1986).

*In fine*, les données paléontologiques ont permis d'individualiser les zones d'ammonites : Vibrayeanus, Gamai et Cauvini dans la coupe de M'daouer des Monts des Ksour de l'Atlas saharien. La macrofaune représentée par *Neolobites* aff. *Vibrayeanus* associés à *Heterodiadema* aff. *Lybicum* ont donné la base du Cénozoïque supérieur. Tandis que le Cénozoïque supérieur à terminal est daté par les *Vascoceras gamai* et *V. cauvini* associés aux *Mecaster* sp., *M. pseudofournelli* et *Heterodiadema* sp. La microfaune pélagique et benthique (foraminifères, ostracodes) observée surtout en sections minces, est identifiée. Quelques formes à signification biostratigraphique comme des *Witheimella* et des *Heterohelix* ont renforcé la biostratigraphie établie par macrofaune et ont concordés avec les données chemostratigraphiques.

Les données isotopiques de l'excursion positive du  $\delta^{13}\text{C}$  fournies par les coupes de M'daouer, Tamednaïa et Labiodh Sid Cheïkh couplées aux données de la biostratigraphie ont, d'une part, facilité le traçage de la limite cénozoïque-turonienne, et d'autre part, de corréler localement la "Formation de Ghoundjaïa" dans les coupes étudiées. Le signal  $\delta^{13}\text{C}$  de la zone d'anomalie positive a fait ressortir les trois pics caractéristiques du passage cénozoïque-turonienne et qui sont utilisés pour une corrélation locale avec les coupes dépourvues de données biostratigraphiques valables comme celle de Tamednaïa. La configuration du signal  $\delta^{13}\text{C}$  avec ses trois pics dans la zone d'anomalie positive peut être comparé avec d'autres coupes à l'échelle régional (Est et Sud algériens) et même global. Dans cette série de plate-forme étudiée des Monts des Ksour, les fluctuations de la courbe  $\delta^{13}\text{C}$  associés à l'analyse séquentielle ont permis de mettre en évidence des montées de niveau marin au cours du Cénozoïque supérieur et une inondation maximale en coïncidence avec la limite cénozoïque-turonienne.

Enfin, une esquisse de l'évolution paléogéographique du Cénozoïque au Turonien a été proposé pour l'ensemble de l'aire recouverte par les coupes étudiées le long du transect Labiodh Sid Cheïkh- Méridja. Elle montre que l'avancée marine au cours de la transgression cénozoïque-turonienne s'est effectuée du Nord-Est vers le Sud-Ouest et le Ouest-Sud-Ouest.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdallah, H. ; Sassi, S. ; Meister, C. & Souissi, R. 2000.** Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién–Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research* 21, 35–106.
- Accarie, H.; Emmanuel, L.; Robaszynski, F.; Baudin F.; Amedro F.; Caron, M. & Deconinck, J.F. 1996.** La géochimie isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale. *Comptes Rendus Académiques des Sciences, Paris*, 322 IIa : 579–586.
- Acheche, M. H., A. M'Rabet, H. Ghariani, A. Ouahchi, H. Troudi, and D. Kebaier, 2000.** Rejuvenated Triassic TAGI play in southern Tunisia, Ghadames basin, North Africa (abs.): AAPG Annual Convention Official Program, v. 9, p. A2.
- Aït Ouali, R. 1991.** Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, place dans l'ouverture mésozoïque au Maghreb. *Thèse ès-Sciences. USTHB Alger*, 297p., 147 fig. 16 tab. et 6 pl.
- Aït Ouali, R. & Delfaud, J. 1995.** Les modalités d'ouverture du bassin du Ksour au Lias dans le cadre du « rifting » jurassique du Maghreb. *Comptes Rendues Académiques de Sciences Paris t.320, série II a* : 773-778.
- Alexandre G.B.; Heston W.M & Iler R.K., 1954.** The solubility of amorphous silice in water. *J. Phys Chem.* Vol. 58, 453 p.
- Allan, J.R. & Mathews, R.K. 1982.** Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* (I.A.S.). 29 (6): 1365-3091.
- Allen, P. 1981.** Pursuit of Wealden models. *J. Geol. Soc., London*, 138, 433-442.
- Allen, P. 1998.** Purbeck-Wealden (early Cretaceous) climates. *Proc. Geol. Ass.*, 109, 197-236.
- Alain P. ; Pierre T. ; René G. ; Edgard L. ; Samir B. ; Mostepha A. & Aït-Ouali, R., 2002.** The Mesozoic-Cenozoic atlas belt (North africa) : an overview. *Geodynamica acta.* 15 (3) ; 185-208.
- Amard, B.; Berthou, P.Y. & Collignon, M. 1977.** Le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur du Tademaït-E et du Tinrhert-W (Sahara algérien): relations stratigraphiques et paléontologiques. *Comptes Rendues hebdomadaires Sciences Acad. Sci. Paris.*
- Amard, B.; Collignon, M. & Roman, J. 1981.** Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert-West et Tademaït-Est (Sahara algérien). *Documents des laboratoires de géologie de Lyon*, H.S. 6, 15-173.
- Amard, B., Collignon, M., Roman, J., 1981.** Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinrhert W et Tademaït-E (Sahara algérien). Mémoire Maurice Collignon (1981). Notice, Bibliographie, Notes Posthumes. Docum. Lab. Géol. Lyon, HS, vol. 6. 299 pp.
- Amédro, F. ; Busson, G. ; Robaszynski, F. & Cornée, A., 1994.** Le Tinher, Sud-Algérie. Un jalon dans les communications trans-sahariennes à la limite Cénomano-Turonienne. *Strata sér.* 1, Vol. 6, 97p.
- Amédro, F. ; Busson, G. & Cornée, A., 1994.** Révision des ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinher (Sahara Algérien) : Systématique, aspects biostratigraphiques. *Bulletin du Muséum National de l'Histoire Naturelle.* Paris. 18 : 179-232.
- Andreu, B. 1991.** Les Ostracodes du Crétacé moyen (Barremien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, série 2, vol. 14, 775 p, 2 tomes.
- Aouissi, R., Salmi-Laouer, S. & Ferré, B., 2018.** Macro-invertébrés du Djebel Matrassi (Batna, NE-Algérie) : systématique et biostratigraphie. *Estudios geologicos, Madrid*, 74 (2) : 1-39.
- Aris, Y. ; Coiffait, P. E. & Guiraud, M., 1998.** Characterization of Mesozoic-Cenozoic deformations and paleostress field in the central Canstantinois, northeast Algeria. *Tectonophysics* 290 : 59-85.
- Arkell, W.J. & Lucas, G. 1953.** Découverte récente du genre *Ermoceras* (Douvillé) dans l'Atlas saharien occidental : conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris*, 236 : 2257-2259.

- Arnaud, H. (2004b).** Stratigraphie séquentielle appliquée aux plates-formes carbonatées. In Preat, A., Arnaud-Vanneau, A., Carrio, E., Arnaud, H. & Ferry, S. (Ed.), *École d'été, Carbonates récifaux et de plate-forme*. Fontainebleau : Association des Sédimentologues Français.
- Arnott, R. W. C., 1995,** The parasequence definition--are transgressive deposits inadequately addressed : *Journal of Sedimentary Research*, v. B65, no. 1, p. 1-6.
- Arthur, M.A. ; Schlanger, S.O. & Jenkys, H.C., 1987.** The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *Geological Society, London, Special Publications*, 26: 401-420.
- Arthur, M.A.; Schlanger, S.O. & Jenkys, H.C., 1987.** The Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks: Journal of the Geological Society Special Publications*, 26: 401–420.
- Arthur, M.A.; Dean, W. E. & Pratt, M. 1988.** Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian-Turonian boundary. *Nature* 335: 714 - 717.
- Arthur, M.A. & Primoli Silva, I. 1982.** Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. In: Schlanger, S.O. & Cita, M.B. (eds) *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies. Academic Press, London*, 7–54.
- Barett, P., 1998.** A comparative organic geochemical and stable isotope study of the Cenomanian–Turonian organic-rich sediments from Tunisia, Germany and the United of Kingdom. *Thèse de Doctorat, Université de Newcastle*, 250 p.
- Barron, E-J. & Washington, W.M.,1982.** Cretaceous climate: A comparison of atmospheric simulations with the geologic record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 40 (1-3): 103-133.
- Barroso, B. & Goy, 2007.** Revision and new data of the ammonite family Pseudotissotiidae in the Iberian Trough, Spain. *Geobios* 40 (4):455-487.
- Bassoullet, J.P. & Damotte, R., 1969.** Quelques Ostracodes nouveaux du Cénomaniens-Turonien de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 12 (3) :130-144.
- Bassoullet, J.P. & Iliou, J.1967.** Découverte de dinosauriens associés à des crocodiliens et des poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 7, pp. 294-295.
- Bassoullet, J.P., 1973.** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Doctorate dissertation, Univ. Paris, France*, vol. 2, 497 p.
- Batt, R., 1993.** Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation on a Cretaceous epicontinental sea. *Lithaia*, international journal of paleontology and stratigraphy. 26(1) : 49-63.
- Benadla, M., Reolid, M., Marok, A. & El Kamali, N., 2018.** The Cenomanian-Turonian transition in the carbonat platform facies in the western Saharan Atlas (Ghoundjaïa Formation, Algeria). *Journal of Iberian Geology*, <https://doi.org/10.1007/s41513-018-0070-6>.
- Benest, M. (1985).** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et du début du Crétacé : Stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 95,1-2, 581p.,145fig.,23pl.
- Beaudoin, B.; Morel, L.; Caron, M. & Renard, M. 1995.** Periodicity of sedimentary signals on the Cenomanian-Turonian boundary in the Pueblo section (Co). – 5ème Congrès Français de Sédimentologie, Publication ASF, 22, p.170
- Benshili, K. & Elmi, S. 1994.** Enregistrement biostratigraphique et séquentiel des événements toarciens-bajociens dans le Moyen-Atlas plissé (Maroc). *Miscellanea, Serv. Geol. Nazionale, Roma*, vol. 5, pp. 277-284, 3 fig., 1 pl.
- Benyoucef, M., Meister, C., Bensalah M. & Malti F.Z., 2012.** La plate-forme préafricaine (Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur) dans la région de Béchar (Algérie) : stratigraphie, paléoenvironnements et signification paléobiogéographique.- *Revue de Paléobiologie, Genève* 31 (1) : 205-218.
- Benyoucef, M., Adaci, M., Meister, C., Läng, E., Malti, F-Z., Mebarki, K. Cherif, A., Zaoui, D., Benyoucef, A. & Bensalah, M., 2014.** Le « Continental Intercalaire » dans la région de Guir (Algérie) : Nouvelles données paléontologiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie, Genève* 33 (1) : 281-297.

- Benyoucef, M., Läng, E., Cavin, L., Mebarki, K., Adaci, M. & Bensalah, M., 2015.** Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma. *Cretaceous research* 55: 44-55.
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L-G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C. & Malti, F-Z., 2017.** Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous research*, 78: 1-22.
- Bengston, P., 1996.** The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66-Supp. : 6979.
- Berger, A. 1988** - Milankovitch theory and climate - Reviews of Geophysics, 26 : p. 624-657.
- Berner, R. A.; Lasaga, A.C. & Garrels R. M., 1983.** The carbonate-silicate geochemical cycle and its effects on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am. J. Sci.*, 283: 641– 683.
- Berthou, P. Y. & Lauverjat, J., 1974a.** La limite Cénomanién-Turonien dans la série à Vascoceratidés de l'embouchure du rio Mondego (Beira littoral, Portugal). *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 278, s. D. 1463-1466.
- Berthou, P. Y. & Lauverjat, J., 1974b.** La limite Cénomanién-Turonien. Essai de corrélation entre la série portugaise à Vascoceras et les séries de l'Europe du Sud-Ouest et de l'Afrique du Nord. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 278, s. D, 2 605-2 608.
- Berthou, P. Y. & Lauverjat, J. 1975a.** Le Cénomano-Turonien à Vascocératidés dans sa région type (embouchure du Rio Mondego, Beira littoral, Portugal). Corrélations avec le stratotype du Mans et d'autres séries téthysiennes. *Newsl. Stratigr.*, 4 (2) : 96-118.
- Boualem, N., 2006.** Dynamique sédimentaire du Crétacé des Djebels Rhoundjaia et M'Daouer (région d'Ain Ouarka, Monts des Ksour, Algérie). *Mémoire de Magister en Sciences de la Terre de l'Université d'Oran*, 127 p.
- Bralower Timothy, J; Zachos James C; Thomas, En; Parrow, Matthew; Paull, Charles K; Kelly, Daniel Clay; Premoli Silva, Isabella; Sliter, William V; Lohmann, Kyger C. 1995.** Late Paleocene to Eocene stable isotope record od ODP Site 143-865. *Pangea*, 10(4): 841-865.
- Burrollet, P.F. & Robaszynski, F., 1991.** Les événements de la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale: La formation Bahloul. *Géologie alpine* 67, 342.
- Busson, G., 1970.** Le Mésozoïque saharien 2<sup>ème</sup> partie : Essai de synthèse des données de forage algéro-tunisiens. *Publications du centre de recherche des zones arides*, Centre National des Recherches Scientifiques, Séries Géol.11, 340p.
- Busson, G. & Collignon, M. 1965.** Données nouvelles sur le Cénomanién et le Turonien du Tinrhert (Sahara algérien) et leurs faunes de Céphalopodes. *Annales de Paléontologie*. t. 51 N° 2 :241-256.
- Busson G. 1969.** Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plates-formes du Mésozoïque : l'exemple du Cénomanién-Turonien du Nord-Est de la plate-forme saharienne et de Berbérie. *Bull. Soc. géoi. Rech. France*, (7), XI : 687-703.
- Busson, G., Dhondt, A., Amedro, F., Neraudau, D. & Cornee, A., 1999.** La grande transgression du Cénomanién supérieur–Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20 : 29–46.
- Caldeira, K. & Rampino, M.R. 1991.** The Mid-Cretaceous Super Plume, carbon dioxide, and global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 18 (6): 987-990, doi:10.1029/91GL01237.
- Cant, D. 1992.** Subsurface facies analysis. In: Facies models; response to sea level change (Eds R.G. Walker & N.P. James), Geological Association of Canada, St. John's, 27-45.
- Caratini, C. (1970)** : Etude géologique de la région Chellala-Reibell (Algérie), *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, NS, 40, 2t., 311p.
- Corbin, J-C.; Person, A.; Iatzoura, A.; Ferré, B & Renard, M. 2000.** Manganese in Pelagic carbonates: indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys–Ligurian Sea). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 156 (1-2): 123-136.

- Caron, M. & Homewood, P., 1982.** Evolution of early planktic foraminifers. *Marine Micropaleontology* 7, 453–462.
- Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, H., Kauffman, E.G., Amédéo, F. & Robaszynski, F., 2006.** High-resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios* 39: 171–200.
- Catuneanu, O.; Galloway, William, E.; Kendall Christopher, G.S<sup>t</sup>.C.; Miall Andrew, D.; Posamentier Henry W.; Strasser, A. & Tucker Maurice, E. 2011.** Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. *Newsletter on Stratigraphy*, 44(3): 173-245.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O., Ferrière, J., Cuche, D. and Zili L. 2009.** Mise en évidence par ostracodes et charophytes de l'âge paléocène des dépôts discordants sur les rides anticlinales de la région d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc) ; conséquences paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol*, 8, 9-19
- Charrière, A. and Haddoumi, H., 2016.** Les «Couches rouges» continentales jurassico-crétacées des Atlas marocains (Moyen Atlas, Haut Atlas central et oriental): bilan stratigraphique, paléogéographies successives et cadre géodynamique. *Boletín Geológico y Minero*, 127 (2/3): 401-424 ISSN: 0366-0176
- Choffat, P. 1900.** Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Académie royale des sciences. *Commission de service géologique de Portugal*. 287p.
- Choubert, G. & Faure-Muret, A., 1962.** Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. hors. série Soc. Géol. France*, t. 1 : 447-527
- Choubert G. & Faure-Muret A. 1967.** Le Jurassique de la région d'El Mers-Skoura (Moyen Atlas). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 200 : 9-32.
- Carrio-Schaffhauser, E.B. 2004.** La diagenèse en domaine carbonaté. In: Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S. Ferry), *A.S.F.*, Grenoble 45 : 116-169.
- Coccioni, R. & Luciani, V., 2005.** Planktonic foraminifera across the Bonarelli event (OAE2, Latest Cenomanian): The Italian record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 224(1): 167-185.
- Coccioni, R. & Galeotti, S. 2003.** The Mid-Cenomanian Event: Prelude to OAE 2. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 190: 427-440.
- Collignon, 1957.** Préliminaires à une étude écologique de la baie de Pointe-Noire : répartition de quelques échinodermes caractéristiques. *Bulletin de l'Institut d'Etudes Centrafricaines*, (13-14) : 29-37.
- Collignon, 1965.** Nouvelles ammonites néocrétacées sahariennes. *Annales paléontologiques*. t.XLIII :113-136.
- Collignon, M. ; Lefranc, J.P. & Toutin, N. 1970.** Une série turonienne type dans le Nord du Sahara : les formations à l'Ouest de Fort-Miribel (Algérie). *C. F. /4c. Se. t. 270* : 3014-3016.
- Conrad, G., 1969.** L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien : (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Editions du centre national des recherches scientifiques*. 527 pp.
- Cornet, A., 1949.** Observation géologique dans l'Atlas Sud-Oranaise. *Bull. soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, 38 : 01-09., 69 p., 8 fig.
- Cornet, A., 1950.** Carte géologique de l'Algérie 1/200 000, 66, Géryville. *Service de la carte géologique de l'Algérie*, 1950.
- Cornet, A., 1952.** L'Atlas saharien sud-oranais. *VI<sup>e</sup> Congrès géologique International.*, Alger. Monographies régionales, 1<sup>ère</sup> série, 12, 51p.
- Cojan, I. & Renard, M., 1997.** Sédimentologie 2<sup>ème</sup> édition. *Coll. Enseignement. Sc. Terre. Masson (Ed.)*, Paris, 464 p.
- Cojan, I. & Renard, M., 1999.** Sédimentologie. *Edit. Dunod, Masson*, Paris, 417 p.
- Cojan I. & Renard M. 1999.** Les sédiments, archives de la terre : quelques exemples de milieux de sédimentaires, in *Sédimentologie*, coll. *ST*, éd. *Masson*, 267-368.
- Cooper, M. R. 1979.** Ammonite evolution and its bearing on the Cenomanian-Turonian boundary problem. *Paläontologische Zeitschrift*, 53p.



- Coniglio, M., Myrow, P. & White, T. 2000.** Stable Carbon and Oxygen Isotope Evidence of Cretaceous Sea-Level; Fluctuations Recorded in Septarian Concretions from Pueblo, Colorado *Journal of Sedimentary Research* 70 (3): 700-714.
- Corbin, J-C. ; Person, A.; Latzoura, A. & Ferré, B. 2000.** Manganese in Pelagic carbonates: Indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys-Ligurian Sea). *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 156 (1-2): 123-138.
- Cotteau, G., 1851.** Catalogue méthodique des échinides néocomiens de l'Yonne. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques Naturelles de l'Yonne* 5 : 1-45.
- Craig, 1965.** Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures : laboratorio de Geologia Nucleare Consiglio Nazionale delle Ricerche, 161-182.
- Cramez, C., 1990.** Glossaire de stratigraphie séquentielle, Anglais-français. *Revue de l'institut français du pétrole*. Edition Technip, Paris 5°. Vol.45, N°3.
- Cross, T.A. 1988.** Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, upper Cretaceous, Western interior, U.S.A. In: Sea-level changes : an integrated approach, *S.E.P.M. spec. publ.* (Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner), 42: 371-380.
- Cross, T.A. 1992.** Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Surface reservoir characterization - VII th. *IFP Research Conference on Exploration Production* (Eds R. Eschard & B. Doligez), 179. Technip, Paris.
- Crumière, 1989.** Crise anoxique à la limite Cénomanién-Turonien dans le bassin subalpin oriental (Sud-Est de la France). Relation avec l'eustatisme. *Géobios*, 22, (suppl.1) :189-203.
- Danzelle, J. 2019.** Caractérisation géochimiques des changements paléoenvironnementaux au cours de l'Événement Océanique Anoxique ( ~ 92 Ma ) dans le bassin Vocontien (SE de France).Thèse de doctorat de Sciences de la Terre. 392 p.
- Dautria, J.M., Aït Hamou, F. & Maza, M., 2005.** Le magmatisme récent du Sahara Algérien. In: B. Musée Royal de l'Afrique Centrale (Editor), *Géologie du Sahara Occidental et Central*. Fabre, J., pp. 493-526
- Deconinck, J.-F. 1987.** Minéraux argileux des faciès purbéckiens : Jura suisse et français, Dorset (Angleterre), et Boulonnais (France). – *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106 : 285-297.
- Deconinck, J.-F. 1993.** Clay mineralogy of the Upper Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of the Vocontian Trough (SE France): relationships with sequence stratigraphy. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 17, (1): 223-234.
- Deconinck, J.-F. & Strasser, A. 1987.** Sedimentology, clay mineralogy and depositional environments of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). – *Eclogae Geol. Helv.*, 80(3): 753-772.
- De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds) 1998.** Mesozoic–Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. *SEPM, Special Publication*, 60
- De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R. & Vail, P.R. 1993.** Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 709-718.
- Delfaud, J. (1972).** Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire ; exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mém. B.R.G.M., France*, 77 : 594-611, 12fig.
- Delfaud, J. 1974.** La sédimentation deltaïque ancienne : exemples nord sahariens. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, 8 (1) : 241-263.
- Delfaud, J. 1974.** Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, suppl. t. XVI, 6 : 167-168.
- Delfaud, J. 1974.** Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction des milieux de dépôts. *B.S.G.F. (7)*, XVI, 6 : 643-650, 4fig.
- Delfaud, J. 1975.** Les grès des Ksour (Algérie). Un delta de plate-forme stable. *9<sup>ème</sup> Cong. Internat. de Sédimento. Nice* . Univers. Nice. Internat. Assoc. of Sédimentologists, Nice thème 5, 1980 : 159-162, 6 fig.

- Delfaud, J. 1977.** La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins ; rôle du climat. *Bull. Centre Rech. Explor.-Product. ELF Aquitaine*, 191-216, 13fig.
- Delfaud, J. 1980.** Le contexte paléogéographique des séquences d'échelle moyenne dans le Jurassique aquitain. *B.S.G.F.*, n°4, XXII : 573-579.
- Delfaud, J. 1982.** Evolution dynamique des Pyrénées et de l'Aquitaine du Jurassique au Crétacé inférieur. *Perineos*, 116 :21-35, 2fig.
- Derzeweski, P. & Simo, T. 2002.** Tectonic, eustatic and environmental controls on mid- Cretaceous carbonate platform deposition, south-central Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 47(3): 471–495.
- Dickson, J.A.D., 2002.** Fossil echinoderms as monitor of the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans. *Science* 298: 1222–1224.
- Dickson, J.A.D., 2004.** Echinoderm skeleton preservation: calcite-aragonite seas and the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans. *J. Sediment. Petrol.* 74 : 355–365.
- Dickson, A-J.; Leng, M.J.& Maslin, M.A. 2008.** Mid-depth South Atlantic Ocean circulation and chemical stratification during MIS-10 to 12: Implications for atmospheric CO<sub>2</sub>. *Climate of the Past Discussions* 4(4).
- Douihassni, M., 1974.** Etude structurale de la terminaison nord orientale de l'anticlinal d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour, Atlas saharien, Algérie). *Mémoire DEUA, Faculté des sciences d'Oran*, 113 p.
- Douihassni, M., 1976.** Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka-Boussemghoun (partie orientale des Ksour). Analyse structurale. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Oran*, t.1, stratigraphie, 120 p., 21 fig., 1 pl.
- Dromart, G. ; Garcia, J-P. ; Gaumet, F. ; Picard, S. ; Rousseau, M. ; Atrops, F. ; Lecuyer, C. & Sheppard, S. M. F. 2003.** Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: Geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 303 (8) 667-707.
- Duée et Kazi-Tani, 1982.** Cinématique des plaques et tectonique intraplaque : exemple des chaînes intracontinentales d'Afrique du Nord. 9<sup>ème</sup> Réun. ann. Sci. Terre (Paris), p. 215.
- Dunham, R.J. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks (W. EHAM. Ed.). *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mém. 1, pp. 108-121.
- Elmi, S., 1998.** Cartes paléogéographiques. Maroc, Mémoire de la Terre *Editions du Museum National d'Histoire naturelle* Paris 218–219.
- Elder W.P. (1989).** Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian Stage boundary in the Western Interior of the United States. - *Paleobiology*, 15, 299-320.
- El-Nady H. & Shahin A., 2008.** Biostratigraphy and stable isotopic ( $\delta^{13}C$  and  $\delta^{18}O$ ) record across the Cenomanian/Turonian boundary in Gabal Libni section, northern Sinai, Egypt: an integrated study. *10th International Conference on the Geology of the Arab World (Gaw10)*, 11, Session 3: Stratigraphy, p. 36.
- Emmanuel, L. & Renard, M., 1993.** Carbonate geochemistry (Mn,  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 17 ; 205-221.
- Embry, A.F. & Klovan, J.E. 1971.** A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 19: 730-781.
- Emery, D. et Myers K., 1996.** Sequence stratigraphy. Blackwell sciences. Front Matter, in Sequence Stratigraphy, *Blackwell Publishing Ltd.*, Oxford, UK.
- Erbacher, J., 1994.** Entwicklung und Palaeoozeanographie mittelk-retazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks, Tuebingen. *Mikropalaeontologische Mitteilungen*, 12, 120 p.
- Erbacher, J.; Thurow J. & Littke, R. 1996.** Evolution patterns of radiolaria organic matter variations: a new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*. 24 (6) : 499–502.
- Ettachfni, M., Souhel, A., Andreu, B. & Caron, M., 2005.** La limite Cénomaniens-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc The Cenomanian-Turonian boundary in the Central High Atlas, Morocco. *Geobios* 38: pp. 57-68.
- Ferré, B., Mebarki, K., Benyoucef, M., Villier, L., Bullot, L-G., Desmares, D., Benachour, H-B., Lionel, M., Savagnat, J., Bensalah, M., Zaoui, D & Adaci, M., 2017.** Roveacrinids (crinoidea,

- Rovearcrinida) from the Cenomanian-Turonian of southwest Algeria (Sahara Atlas and Guir Basin). *Elsevier Masson*, France. *Annales de paléontologie* 103: 185-196.
- Ferry, J.-N., Mulder, T., Parize, O. & Raillard, S. 2005.** Concept of equilibrium profile in deep-water turbidite systems: effect of local physiographic changes on the nature of sedimentary process and the geometry of deposits. In Hodgson - 210 - D.M., Flint, S.S. Eds, *Submarine slope systems: Processes and Product. Soc. Geol. London, Spec. Publ. n° 244* : 181-193.
- Flamand, G. B. M. 1911.** Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara. *Thèse de la Faculté des Sciences de l'Université de Lyon*, 47, 1001p.
- Flamand, G.B.M., 1911.** Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Thèse, Univers. Lyon, France*, 47 : 1980-1001.
- Folk, R.L., 1962.** Spectral subdivision of limestone types, in HAM, W.E., ed., *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, 62-84.
- Flügel. E. 1982.** Micofacies of Carbonate rocks : Analysis, interpretation and application. *Springer*. 330 fig., 151 pl.
- Frizon De Lamotte, D., Saint Bezar B., Bracene R. & Mercier, T. 2000.** The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the West Mediterranean. *Tectonics* 19 (4):740-7.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Charriere, A., Maury, R. C., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A. 2008.** The Atlas system. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, & D. Frizon de Lamotte eds. *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. Springer-Verlag* : 133-202.
- Galmier, D. 1970.** Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Paris*, 320 p., 9 cartes h.t. Ronéot.
- Gale, A. S., Jenkys, H. C., Kennedy, W. J. & Corfield, R. M. 1993.** Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of the geological society*, 150: 29-32.
- Gale, A.S. 1996.** Turonian correlation and sequence stratigraphy of the chalk in Southern England. In: *Sequence stratigraphy in British Geology. (Ed. by Hesselbo, S.P. & Parkinson, D.N.). Geol. Soc. Spec. Publ. 103* : 177-195.
- Gale, A.S.; Kennedy, W.J.; Voigt, S. & Walaszczyket, I. 2005.** Stratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research*, Elsevier. 26 (3) : 460-487.
- Garah, A., 2017.** Apport de la géochimie à l'évènement AOE-II du Djebel Bou-Arif (Aurès), Algérie occidentale. Mémoire de magistère, Université Oran 2. 126 p.
- Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A.S., Tantawy, A.A., El-Sabbagh, & Stueben, D. 2010a.** Cenomanian-Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai-Egypt. *International Journal of Earth Sciences* 99 (1):165-182.
- Gertsch, B., Adatte, T., Keller, G., Tantawy, A.A., Berner, Z., Mort, H. & Fleitmann, D. 2010b.** Middle and late Cenomanian oceanic anoxic events in shallow and deeper shelf environments of western Morocco. *Sedimentology* 57 (6):1430- 1462.
- Galloway, 1989:** Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. 73(2) : 125-142. 17Figs.
- Garlick, G.D., Epstein, S. 1966.** The isotopic composition of oxygen and carbon in hydrothermal minerals at Butte Montana. *Econ. Geol.* 61, 1325-1335.
- Ghenim, A.F., Benyoucef, M., El-Qot, G., Adaci, M. & Bensalah, M. 2019.** Upper Cenomanian bivalves from Guir Basin (southwestern Algeria): Order Veneroida. *Elsevier Masson*, France. *Annales de Paléontologie* 105: 21-38.
- Giraud, R., 1990.** Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. *Office national de la géologie*, mémoire 3, 266p.
- Giresse, P. 1984.** Le fer et les glauconies au large de l'embouchure du fleuve Congo. *Sciences géologiques*, 38-4 :293-322.

- Grosheny, D., Chikhi Aouimer, F., Ferry, S., Jati, M., Herkat, M., Atrops, F., Redjimi-Bourouiba, W. & Benkherouf-Kechid, F. 2007. The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria). *Carnet de géologie*, mémoire 2007/02, Abstract 09.
- Grosheny, D., Chikhi Aouimer, F., Ferry, S., Benkherouf-Kechid, F., Jati, M., Atrops, F. & Redjimi-Bourouiba, W. 2008. The upper Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 179: 593-603.
- Grosheny, D., Ferry, S., Jati, M., Ouadja, M., Bensalah, M., Atrops, F., Chikhi-Aouimer, F., Benkherouf-Kechid, F., Hedi, N. & Aït Salem, H., 2013. The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous research* 42 :66-84.
- Grotzinger, J.P. 1986. Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. *Geologic Society of America Bulletin*. 97 (10) :1208-1231 24 fig.
- Guillocheau, F., Lejay, A., Homewood, P. & Hofert, M. 1989. Effet de variation du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement des corps sédimentaires côtiers tidaux: Importance relative des contrôles auto- et allocycliques. *C. R. Acad.Sc. Paris*, 309-2: 1047-1053.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J-P., Gaulier, J-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Nanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Rrijac, C., Rigollet, C., Serrano, O. et Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints Evolution tectonique méso-cénozoïque du bassin de Paris: contraintes stratigraphiques 3D. *Geodynamica Acta*. 13(4): 189-245.
- Hallam, A. 1985. A review of Mesozoic climates. *J. Geol. Soc.*, London, 142: 433-445.
- Hallam, A. 1986. Role of climate in affecting late Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the North Atlantic. In: C.P. Summerhayes & N.J. Shackelton Eds, North Atlantic Palaeoceanography. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 21: 277-281.
- Hallam, A. 1994. Jurassic climates as inferred from the sedimentary and fossil record. In : J.R.L Allen,., B.J. Hoskins, B.W. Sellwood, R.A. Spicer & P.J. Valdes, Eds, Palaeoclimate and their modelling, with special reference to the Mesozoic Era. *Chapman et Hall*, London, 79-88.
- Hallam, A., Grose, J.A. & Ruffel, A.H. 1991. Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 81: 173-187.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J & Vail, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235 (4793): 1156-1167. DOI: 10.1126/science.235.4793.1156
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P. 1988. Mesozoic and cenozoic stratigraphy and cycle of sea-level change. In *Sea level change; an integrated approach*, Wilgus C.K. ed., *S.E.P.M. Sp. Pub.*, 42: 71-108.
- Hart, M.B. & Bailey, H. 1979. The distribution of planktonic foraminiferida in Mid-Cretaceous of NW Europe. *Aspökte der kreide Europas*. IUGS, series A, 6: 527-542.
- Hart, M.B. 1999. Evolution et diversités des Foraminiferida planctoniques du Crétacé. *Géobios*, 32 (2) : 247-255.
- Hart, M.B. & Bigg, P.C., 1981. Anoxic events in the Late Cretaceous chalk seas of north-west Europe. In: Neale, J., Brasier, M.D. (Eds.), *Microfossil from Recent and Fossil Shelf Seas*. British Micropalaeontological Society Special Publication. Ellis Horwood, Chichester, 177–185.
- Hattin, D.E. 1971. *Vascoceras (Greenhornoceras) birchbyi* Cobban & Scott from the Greenhorn Limestone (Lower Turonian) of Central Kansas. *Cretaceous Research*, 4 (3): 259-263.
- Hemmo, B. & Shlager, W. 1993. Accumulate rate of carbonate platform. *The Journal of Géologie*, 101 (3): 345-355.
- Herkat, M., 1999. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atla saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse sciences USTHB, Alger.
- Herkat, M. & Delfaud, J. 2000. Genèse des séquences du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, série IIa 330 : 785-792.
- Herkat, M., 2001. Eustatic and paleogeographic control on the Aures basin Upper cretaceous sedimentation (Algeria) (abstract) 21<sup>st</sup> International Association sedimentologic meeting, Davos.

- Herkat, M., 2004.** Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin des Aurès (Algérie). *Bulletin de Société Géologique de France*. T. 175, 3 :273-288.
- Herkat, M. & Delfaud, J. 2000.** Genèse des séquences du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, série Iia 330 : 785-792.
- Hilbrecht, H. & Hoefs, J. 1986.** Geochemical and paleontological studies of the  $\delta^{13}\text{C}$  anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 53: 69–189. [https:// doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90043-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90043-X)
- Homewood, P., Guilloceau, F., Eschard, R & Cross, T.A. 1992.** Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Explo-Prod. Elf. Aquit.*, 16 : 357-381.
- Huber B.T., Leckie, R.M., Norris R.D., Bralower T.J. & Cobabe, E. 1999.** Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *Journal Foraminiferal Res.*, 29:392-417. ODP report abstract internet.
- Ingram, B.L., Conrad, M.E. & Ingle, J.C. 1996.** Stable isotope and salinity systematic in estuarine waters and carbonates : San Francisco Bay. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60: 455-468.
- Irwin, H., C. Curtis, and M. Coleman, 1977.** Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments, *Nature*, 269: 209-213.
- James, N.P. & Kendall, A.C. 1992.** Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: Walker, R.G., James, N.P. (eds.): Facies models. Response to sea level change. *Geological Association of Canada*. 265-276
- Jaquin, T. Arnaud-Vanaud, A., Arnaud, H., Ravenne, C. & Vail, P., 1991.** Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines *Marine and Petroleum Geology*. 8 (2) : 122-
- Jaquin, T., Garcia, J.P., Ponsont, C., Thierry, J., & Vail, P. 1992.** Séquences de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonaté : Exemple du Dogger du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315: 353-362.
- Jarvis, I., Carson, G., Cooper, M., Hart, M., Leary, P., Tocher, B., Horne, D. & Rosenfield, A., 1988.** Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) OAE. *Cretaceous Research*, 9: 3-103.
- Jarvis, I.; Gale, A.S.; Jenkyns, H.C. & Pearce, M.A. 2006.** Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes and sea-level change: evidence from a new  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geologic Magazine* 143: 561–608.
- Jati, M. 2007.** Le passage Cénomanién–Turonien du continent nord africain (Maroc, Algérie, Tunisie). Comparaison avec le bassin subalpin. Apports de la sédimentologie et de la géochimie isotopique. Thèse Doctorat Université de Strasbourg, France.
- Jenkyns, H. C., 1976.** Sediments and sedimentary history of the Manihiki Plateau, South Pacific Ocean, Initial Rep. *Deep Sea Drill. Project*, 33: 873 – 890.
- Jenkyns, H.C., 1980.** Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, London, 137:17-188.
- Jenkyns, H.C., Gale, A. S. & Corfield, R. M. 1994.** Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131.
- Jefferies, R.P.S. 1963.** The stratigraphy of the Actinocamax plenus Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 74: 1-33.
- Jervey, M.T., 1988.** Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Special Publication, 42.
- Johnes, B. & Desrochers, A. 1992.** Shallow platform carbonate. In facies models, Walker et James eds., *Ass. Géol. Canada*. 277-301.
- Jørgensen, C.J.; Jacobson, O.S.; Elberling, B. & Aamand, J. 2009.** Microbial Oxidation of Pyrite Coupled to Nitrate Reduction in Anoxic Groundwater Sediment. *Environmental Sciences and Technology*, 40 (13): 4851-7.

- Juignet, P., 1980.** Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif armoricain *Cretaceous Research*. 1 (4) : 341-357.
- Kaiho, K., Fujiwara, O. & Motoyama, I., 1993.** Mid-Cretaceous faunal turnover of intermediate-water benthic foraminifera in the northwestern Pacific Ocean margin. *Mar. Micropaleontol.* 23, 13–49. doi.org/10.1016/0377-8398(93)90052-Y
- Karakitsios, V., Tsikos, H., Van-Breugel, Y., Koletti, L., Damsté, J.S.S. & Jenkyns, H.C., 2007.** First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE2, ‘Bonarelli’ event) from the Ionian Zone, western continental Greece. *International Journal of Earth Sciences*. 96 (2) : 343–352.
- Karoui, Y. N. ; Dalila, T. & Guerta, K. 2001.** The Cretaceous–Tertiary (K–T) mass extinction in planktic foraminifera at Elles I and El Melah, Tunisia. *Paleogeography, Paleoclimatology Paleoecology*, 178(3): 233-255.
- Kazi Tani, N., 1986.** Evolution géodynamique de la bordure nord africaine : le domaine intraplaque nord algérien, approche séquentielle. *Thèse doctorat université Pau*, 2 volumes, 871p.
- Kazi Tani, N. 1987.** Les 09 ordres séquentiels et leur signification. 8<sup>th</sup>. I.A.S. *Regional Meeting of Sedimentology, Tunis*, 299-300.
- Keller, G.; Thiery A.; Wolfgang, S. & Valeria, L., 2002.** Paleoecology of the Cretaceous–Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 178 (3-4): 257-297.
- Keller, G. & Padro, A., 2004.** Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado, *Marine micropaleontology*. 51, (1-2): 95-128.
- Keller, G.; Adatte, T.; Berner, Z.; Chellai, E.H. & Steben, D. 2008.** Ocean event of the Cenomanian–Turonian anoxic event, Tarfaya basin, Morocco. *Cretaceous research* 29 : 976-994.
- Kendall, A.C., 1992:** Evaporites. In R.G. Walker and N.P. James (Eds.), *Facies Models. Response to Sea-Level Change. Geological Association of Canada, St. John's*, : 375-409
- Kennedy, W. J. & Cobban, W. A., 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. *Newsletters on Stratigraphy*, 24 (1-2): 1-33.
- Kennedy, W.J., I. Walaszczyk. & Cobban, W.A., 2000.** Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, 50 (3) : 295-334.
- Kennedy, W.J., Walaszczyc I. & Cobban W. A., 2005.** The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. *Episodes*, 28 (2): 93.
- Kennedy W. J. & Gale A. S., 2006.** The Cenomanian stage. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117: 187-205.
- Kentri, T., Ben Fadel, M., Benyoucef, M., Adaci, M., Piuz, A., Bensalah, M., Mahboubi, M. & Gallala, N., 2017.** Le passage Cénomanién-Turonien dans le Nord-Ouest algérien (coupe de Douar Menkouchi, Ouarsenis) : Biostratigraphie des radiolaires. *Elsevier Masson, France ; Annales de paléontologie*.
- Kuhnt, W., Herbin, J.P., Thurow, J. & Wiedmann, J. 1990.** Distribution of Cenomanian Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In: Huc, A.Y. (Ed.), *Deposition of Organic Facies. AAPG Studies in Geology*, 30: 133-160.
- Laffitte, R. 1939.** Étude géologique de l'Aurès, *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. sér.* 46, t. I, 217 p. & t. II, 281 p.
- Laville, E., 1985.** Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : Modèle en relais multiple décrochement. *Thèse science université de Montpellier*, 166 p.
- Lebedel, V., 2012.** Enregistrement de l'évènement anoxique Cénomanién supérieur-Turonien inférieur à l'ouest de la plate-forme saharienne- *Université Paul Sabatier (Toulouse)*. 1 vol. 323 p.
- Lebedel, V., Lezin C., Andreu B., Wallez M.J., Ettachfani El- M. & Riquier L., 2013.** Geochemical and palaeoecological record of the Cenomanian–Turonian Anoxic Event in the carbonate platform

- of the Preafrican Trough, Morocco- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **369**:79-98.
- Leckie, R. M., 1985.** Foraminifera of the Cenomanian –Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, in: L.M. Pratt, E.G. Kauffman, F.B. Zelt (Eds.), *Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*, SEPM, *Field Trip Guidebook*, 4: 139– 149.
- Lézin, C., Andreu, B., Ettachfni, El-M., Wallez, M.J., Lebedel, V. & Meister, C., 2013.** The Upper Cenomanian-Lower Turonian of the Preafrican Through, Morocco. *Sedimentary Geology*, 1-16: 245-246.
- Levy, R. 1949.** Le bassin du Ziz-Guir. Rapport Géologique Inédit, Maroc, Rabat. 35 p.
- Lewy, Z.; Kennedy, W. J. & Chancellor, G. 1984.** Co-occurrence of *Metoicoceras geslinianum* (d'Orbigny) and *Vascoceras cauvini* (Chudeau) (Cretaceous Ammonoidea) in the southern Negev (Israel) and its stratigraphic implications. *Newsletter on Stratigraphy*, 13(2): 67-76.
- Luger, P. & Gröschke, M. 1989.** Late Cretaceous ammonites from the Wadi Gena area in the Egyptian Eastern. *Palaeontology*, 32(2): 407.
- Lüning, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Belhadj, Z., Cota, L., Barić, G., Wagner, T., 2004.** Integrated depositional model for the Cenomanian–Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth-Sci. Rev.* 64 : 51–117. doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00039-4
- Mahboubi, M. 1983.** Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). Thèse 3eme cycle, Univ. Oran, 116 p., 26 fig., 3 tabl., 8 pl.
- Masson et Surdam, 1992.** Carbonate mineral distribution and isotope-fractionation: An approach to depositional environment interpretation, Green River Formation, Wyoming, U.S.A *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 25 : 311-321.
- Mebarki, K., Sauvagnat, J., Benyoucef, M. & Zaoui, D., 2016.** Cenomanian-Turonian ostracodes from the Western Saharan Atlas and the Guir Basin (SW Algeria): systematic, biostratigraphy and paleobiogeography. Ostracodes cénomano-turonien dans l'Atlas saharien occidental et le Bassin du Guir (sud-ouest de l'Algérie) : systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Revue de paléobiologie*, Genève, 35(1) : 249-277.
- Mebarki, K., 2017.** Stratigraphie et sédimentologie des formations cénomano-turonien de l'Atlas saharien occidental et du bassin de Guir (sud-ouest algérien). Doctorat en sciences de la terre, université de Tlemcen. 186 p.
- Meister, C., Alzouma, K., Lang, J. & Matey, B., 1992.** Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du CénoManien-Turonien. *Geobios*, 25(1) : 55-100.
- Meister, C. & Puiz, A. 2013.** Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of the southern Tethys margin from Morocco to Oman: Biostratigraphy, paleobiogeography and morphology. *Cretaceous Research*, 44: 83–103.
- Meister, C. & Puiz, A., 2013.** Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of the Southern Tethys margin from Morocco to Oman: biostratigraphy, paleogeography morphology. *Cretaceous Research*, 44 : 83-103.
- Mekahli, L., 1995.** Hettangien-Bajocien supérieur des Monts des Ksour; biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. *Thèse Doct. Etat, Univ. D'Oran Algérie* : 358 p, 67 fig., 49 pl.
- Mekkaoui, A. 2000.** Le magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala (Daoura, Monts de l'Ougarta, Sud-Ouest, Algérie): Géologie, Pétrologie, Géochimie et Contexte Géodynamique. *Thèse de doctorat en sciences*, 232p.
- Menchikoff, 1936.** La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. 107-123,1 tabl.
- Mitchell, S.F., Paul, C.R.C. & Gale, A.S. 1996.** Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications* (eds. J.A. Howell and J.F. Aitken). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 104 : 11-24.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R. & Sangree, J. B., 1977.** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 6. Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional

- Sequences: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Seismic Stratigraphy -Applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG*. 117-133.
- Morel, L., 1998.** Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomaniens/Turonien. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie*, Paris VI, p. 224.
- Mort, H.P., Adatte, T., Keller, G., Fo'llmi, K.B., Steinmann, P., Matera, V., Berner, Z., Stuben, D., 2007.** Phosphorus and the roles of productivity H. Mort et al. / *Cretaceous Research* 28 (2007) 597-612 611 and nutrient recycling during Oceanic Anoxic Event 2. *Geology* 35 (6), 483-486
- Moore, C.H. 1989.** Carbonate diagenesis and porosity. *Elsevier*, 338p.
- Mozley, P.S. & Burns S.J., 1993.** Oxygen and Carbon Isotopic Composition of Marine Carbonate Concretions: An Overview. *Journal of Sedimentary Petrology*. 63 (1): 73-83.
- Nagm, E., Wilmsen, M., Aly, M. & Hewaidy, A., 2010a.** Cenomanian–Turonian (Cretaceous) ammonoids from the western Wadi Araba area, Eastern Desert, Egypt. *Cretaceous Research* 31: 473–499.
- Nagm, E., Wilmsen, M., Aly, M. & Hewaidy, A., 2010b.** Biostratigraphy of the Upper Cenomanian–Turonian (lower Upper Cretaceous) successions of the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Newsl. Stratigr.* 44: 17–35.
- Nederbragt & Fiorentino, 1999.** Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian-Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, north-western Tunisia. *Cretaceous Research*, 20(1):47-62.
- Nemra, A. 2020.** Lithostratigraphie, environnement sédimentaire et séquence génétique de concrétions calcaires des terrains miocène de la région de Tenès (bordure nord-orientale du bassin Cheliff, Algérie nord-ouest. 222p.
- Noris, R.D.; Bice, K.L. & Wilson, P.A., 2002.** Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. *Geology*, 30 (4).
- O'Dogherty, L., 1994.** Biochronology and paleoecology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lauisianne)* 21, 415 p.
- O'Dogherty, L. & Guex J., 2001.** Rates and Pattern of Evolution among Cretaceous Radiolarians: Relations with Global Paleooceanographic Events. *Micropaleontology of Radiolarians: Proceedings of TERRAD 9. Micropaleontology*, 48 (1):1-22.
- Ouaja, M., Ferry, S., Barale, G., Srarfi, D., 2002.** Facies de dépôt du Jurassique et du Crétacé du bassin de Tataouine (Sud de la Tunisie). Livret-guide de l'excursion du Service Géologique de Tunisie et de l'Association des Sédimentologistes Français. 102 p.
- Paul, C.R.C., Mitchell, S., Marshall, J.D., Leary, P.N., Gale, A.S., Duane, A.M., Ditchfield, P.W., 1994.** Palaeoceanographic events in the middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research*, 15: 707–738.
- Paul, C.R.C., Lamolda, M.A., Mitchell, S.F., Vaziri, M.R., Gorostidi, A., Marshall, J.D., 1999.** The Cenomanian–Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 150 : 83–121.
- Pareyn C., 1961.** Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. *Édition du CNRS*, 325 p.
- Perès, J.M., 1961.** Océanographie Biologique et Biologie Marine. I. La Vie Benthique. *Presses Universitaires de France*, Paris, p. 541.
- Perès, J.M. & Piccard J., 1964.** Nouvel manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. *Rec. Trav. Stn. Mar.* Endoume, 31 (47) : 5-138.
- Philip, J. ; Babinot, J-F. ; Tronchetti, G. ; Fourcade, E., Ricou, L-E. ; Guiraud, R. ; Bellion, Y. ; Herbin, J-P. ; Combes, P-J. ; Cornee, J-J. & Dercourt, J. 2000.** Late Cenomanian. In: Dercourt J, Gaetani M, Vrielynck B, Barrier E, Biju-Duval B, Brunet MF, Cadet JP, Crasquin S, Sandulescu M (eds) *Atlas Peri-Tethys palaeogeographical maps*, Map 14, CCGM/CGMW, Paris.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. & Vail, P.R. 1988.** Conceptual eustatic controls on clastic deposition I- conceptual framework. Sea-level changes: an integrated approach: *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, 42:109–124.
- Pomel, A. 1872.** Le Sahara. Observations de géologie et de géographie physique et biologique avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan et discussion de l'hypothèse de la mer saharienne à l'époque préhistorique. *Publication de la Société de Climatologie*, Alger. 139 p.



- Pouyanne, J. 1886.** Documents relatifs à la mission dirigée au sud de l'Algérie. Ministère des *travaux public*, France. 228 p.
- Peron, A., Gautier, V., 1879.** Echinides Fossiles de l'Algérie. III, Étages Urgo-Aptien et Albien.
- Pittet, B.; Strasser, A. & Matioli, E. 2000.** Depositional Sequences in Deep-Shelf Environments: A Response to Sea-Level Changes and Shallow-Platform Carbonate Productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 70 (2): 392–407.
- Piqué, A.L. ; Ait Brahim, M.H. ; El Azzouzi, R. ; Maury, H. ; Bellon, B. ; Semroud, E. & Laville, 1998.** Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques, *C. R. Acad. Sci. Paris* 326 : 575–581.
- Pratt, L. M. & Threkeld, C. N., 1984.** Stratigraphic significance of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios in Mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. In: Stott, D.F., Glass, D.J. (Eds.), *the Mesozoic North America. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 9 : 305–312.
- Pratt, L.M., 1985.** Isotopic studies of organic matter and carbonate in rocks of the Greenhorn marine cycles. In: Pratt, L.A., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (Eds.), *Fine Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes. Field Trip Guidebook*, vol. 4. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 38-48.
- Pratt, L.M., Arthur, M.A., Dean, W.E., Scholle, P.A., 1993.** Paleooceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. In: Caldwell, W.G.E., Kauffman, E.D. (Eds.), *Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada, Special Paper* 39 : 333–354.
- Premoli Silva, I.; Erba, E. ; Salvini, G. ; Locatelli, C. & Verga, D., 1999.** Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research*. 29:352–370
- Price, G.D., 1999.** The evidence and implication of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48 : 183-210.
- Purser, B.H. 1980.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents : les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. *Edition technip*, Paris, vol. 1, 366 p.
- Raddadi, M.C. 2004.** Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plateforme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques. *Mémoire de Géologie alpine* H.S. 45.
- Raisewell, R. & Fisher Q.J., 2004.** Rates of carbonate cementation associated with sulphate reduction in DSDP/ODP sediments: implications for the formation of concretions. *Chemical Geology*, 211, (1–2) : 71-85.
- Raup, D.M., Sepkoski, J.J., 1986.** Periodic extinction of families and genera. *Science* 231: 833–836.
- Read J.F., 1985:** Carbonate platform facies models. *AAPG Bulletin*. Vol. 69 : 1-21.
- Reading, H.G. (1996).** Sedimentary environments; processes, facies and stratigraphy Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 p.
- Renard, M. 1984.** Doctorat d'Etat,
- Renard, M. 1986.** Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ). *Marine Micropaleontology*, 10 (1-3) : 117-164.
- Redjimi-Bourouiba W.S., 2002 --** Etude paléontologique des Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. Systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Magistère en Sciences de la terre*, USTHB, Alger, 178p.
- Rerbal, L., 2008.** Le Crétacé supérieur du Djebel Kohol (le passage cénonanien-Turonien dans la région de Kohol – Atlas saharien, Algérie). Mémoire de magistère, Université de Tlemcen, 58 p.
- Rey, J. & Delgado, A., 2002.** Carbon and oxygen isotopes: a tool for Jurassic and early Cretaceous pelagic correlation (southern Spain). *Geological journal*. 37 (4) : 337–345.
- Rey-Boissezon, A. 2010.** Les Charophytes (Charales, Characées). Facultés des Sciences, *Laboratoire d'écologie et de biologie aquatique*, Université de Genève.
- Ritter, 1901.** Le Djebel Amor et les Monts des Ouled Naïl. *Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie*, (2), 3, 100p., 4 pl. h.t.
- Robaszynski, F.; Caron, M.; Dupuis, C.; Amédro, F.; Gonzalez, J-M. ; Linares, D.; Hardenbol, J., Gartner S.; Calandra F. & Deloffre R. 1990.** A tentative integrated stratigraphy in the Turonian

- of Central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration-Production, Elf Aquitaine*, 14 : 213-384.
- Robaszynski, F. & Caron, M. 1995.** Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166 : 681-692.
- Robaszynski, F., Gale, A., Juignet, P., Amedro, F. & Hardenbol, J. 1998.** Sequence stratigraphy in the upper cretaceous series of the Anglo-parisien basin: exemplified by the Cenomanian stage. In: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basin (des Graciansky P.C.D., Hardenbol J., Jaquin T. & Vail P.R.), Tulsa (*Society for sedimentary geology*). special publication 60:363-386.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C., 2002.** Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny Tectonophysics, 359 (1-2): 117-129.
- Ruault-Djerrab, M., Ferre, B. & Kechid-Benkherouf, F. 2012.** Etude micropaléontologique du Cénomano-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie): implications paléoenvironnementales et recherche de l'empreinte de l'OAE2. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 31 (1) : 127-144.
- Ruffell, A.H. & Rawson, P.F. 1994.** Paleoclimate control on sequence stratigraphic patterns in the late Jurassic to mid-Cretaceous, with a case study from eastern England. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 110 : 43-54.
- Russo, P. & Russo, L., 1934.** Le grand accident Sud Atlasien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 4, (4-5) : 375-384.
- Russo, P., 1934.** Observations sur la région de contact entre le socle saharien et les zones de plissements atlasiens. Conséquences pour la tectonique générale du Maroc et de l'Afrique du Nord. Comité Étude Eaux Souterr., Rabat, *C. R. Congrès d'Erfoud*, p. 91-101.
- Salhi A., 2002.** Evolution paléogéographique et dynamique de la bordure septentrionale du sillon atlasique au cours du Lias et du Dogger (région de Béni-Ounif, sud-occidental, Algérie). *Mém. Magister*, Univ. Oran, 121 p., 50 fig., 4 pl.
- Salhi, A., Atrops F. & Benhamou, M., 2010.** Mise en évidence d'une série réduite du Cénomano-Turonien dans la région de Kenadsa, bordure sud des Monts des Ksour, Algérie sud-occidentale. *Fifth International Conference on the Geology of the Tethys Realm* (4-7 January 2010, South Valley University, Qena, Egypt).
- Salhi, A. & Benhamou M. 2019.** Dolomitisation des faciès cénomanien-turonien de la "Formation du Ghoundjaïa" des Monts des Ksour : une réflexion sur l'origine. *Journal International Sciences et Technique de l'Eau et de l'Environnement*, Tunisie (JISTEE), IV(1) :182-187.
- Salim, B. ; Emilia, J.; Benhamou, M. & Nemra, A. 2020.** Interplay of Autogenic and Allogenic Processes On the Formation of Shallow Carbonate Cycles in a Synrift Setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria). *Journal of sedimentology Research*, 89 (8): 784-807.
- Sageman, B. B., Meyers S. R. & Michael, A. A. 2006.** Orbital time scale and new C-isotope record for Cenomanian-Turonian boundary stratotype. *Geological Society of America*. 34 (2): 125-128.
- Schöbel, J. 1975.** Ammoniten de Familie Vascoceratidae aus dem Unterturon des Damergou-Gebietes, République du Niger. *Publications from the Palaeontological Institution of the University of Uppsala*, sp. 3: 136 p.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. 1979.** Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and consequences. *Géologie en Mijebouw*. 55 (3-4): 179-84.
- Shlanger, W. 1981.** The paradox of drowned reefs and carbonate platforms *Geological Society of American*. Bulletin, 92 (4): 197-211. 14. Fig., 2 Tabl.
- Shlanger, S.O.; Arthur, M.A.; Jenkyns, H.C. & Sholle, P.A. 1987.** The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event: I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine 13C excursion. In: J.Brooks and A.J. Fleet, Editors, *Marine and Petroleum Source Rocks*, *Geol. Soc.*, London, Special Publ. 26 : 371-399.
- Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. 2007.** Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie*. 55(34): 179-184.
- Shlanger, W. 1991.** Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 70 (2-4) : 109-130.

- Scholle, P. A. & Arthur, M. A., 1980.** Carbon isotope fluctuation in cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Petroleum Geology Bulletin*, 67-87.
- Scholle, P. A., Bebout D.G. & Moore C.H. 1983.** Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists*.
- Shrag, D.P, DePaolo, D.G. & Richter, F.M., 1995.** Reconstructing past sea surface temperatures: Correcting for diagenesis of bulk marine carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59, (11) : 2265-2278
- Gregg & Sibley, 1987.** Classification of dolomite rock texture. *Journal of sedimentology researchs*, 57(6): 967-975.
- Sloss, L.L. 1963.** Sequences in the Cratonic Interior of North America. Geological Society of America. Bulletin. 74 (2): 93-114.
- S.N Repal, 1950.** Société Nationale de Recherche et d'Exploitation des Pétroles en Algérie.
- Sarg, J.F., 1988.** Carbonate Sequence Stratigraphy. In: Wigus, C.K., Ed., Sea-Level Change: An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 155-181
- Soua, M., 2005.** Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanién Turonien et impact de l'événement anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. *Mémoire de Mastère*, Université de Tunis, El Manar, 169 p.
- Soua, M. & Zaghbib-Turki, D., 2006.** Cenomanian-Turonian Radiolarian assemblages at Oued El Kharroub section (North-Central Tunisia). *Association Tunisienne des Etudes Internationales de Géologie 2* : 67-78.
- Soua, M. & Tribovillard, N., 2007.** Depositional model at the Cenomanian-Turonian boundary for the Bahloul Formation, Tunisia. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, (10): 692-701.
- Soua, M. ; Chebbi, R. & Gharsalli, R. 2007.** High-resolution sequence stratigraphic and cyclostratigraphic interpretation of a basal transgressive system tract in North-central Tunisia: the Cenomanian-Turonian Bahloul Formation. *European Geosciences Union*.
- Stampfli, G.M.; Borel, G.D.; Cavazza, W.; Mosar, J. & Ziegler, P.A. 2001.** Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). 24 (4): 224-228.
- Stoll, H.M. & Schrag, D.P. 2000.** Coccolith Sr/Ca as a new indicator of coccolithophorid calcification and growth rate. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1 :1525-2027.
- Strasser, A. Pittet, B. Hilgartner, H. & Pasquiera J.B., 1999.** Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis *Sedimentary Geology*. 128, (3-4): 201-221.
- Taponnier, P. 1977.** Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée; poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XIX (3): 437-460.
- Tchenar, S., Zaoui, D., Adaci, M., Bensalah, M., Benyoucef, M., Kentri, T. & Fekih, N-H., 2015.** Le passage cénomanién-turonien dans le bassin de Tinhert (Sahara algérien) : Lithologie et répartition de la microfaune. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 26 (1-2) : 23-41.
- Tchenar, S.; Bruno, F.; Adaci, M; Zaoui, D.; Benyoucef, M.; Bensalah, M. & Kentri, T., 2020.** Incidence de l'Événement Anoxique Océanique II sur l'évolution des ostracodes cénomano-turonien du bassin de Tinhert (SE Algérie). *Carnet de géologie* 20 (8) : 145-168.
- Tsikos, H., Jenkyns, H.C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M.R., Forster A., Kolonic S., Erba Premoli, E., Silva, I., Baas, M., Wagner, T. & Sinningh Damasté, J.S., 2004.** Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, London, 161: 711–719. Printed in Great Britain.
- Tucker, M.E., 1985.** A proposed new reagent for the measurement of cation exchange properties of carbonate soils *Australian Journal of Soil Research* 23(4): 633 – 642.
- Tucker, M.E., 1991.** Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society*, 148 (1): 1019-1036.

- Tucker, M.E. & Wright, V.P., 1992. Carbonate Sedimentology. *Blackwell scientific publications*, Oxford, 482 p.
- Vail, R.M.; Mitchum, R.M. & Thompson S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 4: global cycles of relative changes of sea-level, *Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 26 : 83–87.
- Vail, P. R. ; Vail Hardenbol, J, & Todd, R. G., 1984. Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. *AAPG*, 129-144
- Vail, P.R.; Colin, J.P.; Du Chene, J.; Kuchly J.; Mediavilla, J., F. & Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France* 8 : 1301–1321.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N. & Perez-Cruz G., 1991, The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology an overview. *In: Einsele, G., Ricken, W., et Seilacher, A., eds., Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Berlin, 617-659.*
- Vail, P. R. & Wornardt, W. W. 1990. Well log seismic Sequence stratigraphy: An integrated tool for the 90's: gulf coast section of Society of Economic Paleontologist and Mining Foundation, *Eleventh Annual Research program and extended abstract*, 379–388.
- Vail, P.R. & Wornardt, J.R. W.W., 1992. Well log-seismic sequence stratigraphy, course notes presented on behalf of *Global Geotechnical & Mosunmolu limited*, Lagos, Nigeria, 490 p.
- Valladares, M.I.; Ugidos, J.M.; Barba, P.; Fallik, A.E. & Elam, R.E. 1996 Oxygen, carbon and strontium isotope records of Ediacaran carbonates in Central Iberia (Spain). *Precambrian Research*, 147 (3-4): 354-365.
- Vincent et al., 1997 Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au Bajocien-Bathonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, séries IIA- Earth and Planetary Science*, 325 (10) : 783-789.
- Vincent, B. ; Emanuel, L. & Loreau, J-P. 2004. Signification du signal isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) des carbonates néritiques : composante diagénétique et composante originelle (Jurassique supérieur de l'Est du bassin de Paris, France). Elsevier, *Comptes Rendues Géosciences*, 336 (1) : 29-39.
- Yin, H. & Tong, J. 2000. Transgressive surface as sequence boundary. *Acta Geologica Sinica*, 74, 143-147.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R. ; Sarg, J. F. ; Loutit, T. S. & Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*. Special Publication, 42, (77): 2152-2189.
- Van-Wagoner, J. C; Mitchum, R. M.; Champion, K. M. & Rahmania, V. D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies Seismic Stratigraphy, *Sequence Stratigraphy Methods in Exploration. AAPG*. III-55.
- Vially, R.; Letouzey, J.; Bénard, F.; Haddad, N.; Desforges, G.; Askri, H. & Boudjemaa, A., 1994. Basin inversion along the North African margin. The Saharan Atlas (Algeria), in: F. Roure (Ed.), *Peri-Tethyan Platforms, Technip Pub.*, 79–118.
- Voigt, S.; Erbacher, J.; Mutterlose, J.; Weiss, W.; Westerhold, T.; Wiese, F.; Wilmsen, M. & Wonik, T., 2008. The Cenomanian–Turonian of the Wunstorf section (North Germany): global stratigraphic reference section and new orbital time scale for oceanic anoxic event 2. *Newsletters Stratigraphic* 43 : 65–89.
- Walker, R.G. 1984. Facies models. *Geological Association of Canada. St. Johnes, Newfoundland*, p. 317.
- Weissert, H.; Lini, A. ; Fölmii K.A. & Kühn, O. 1998. Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 137 (3-4); 189-203.
- Wilmsen, M. & Niebuhr, B., 2002. Stratigraphic revision of the upper Lower and Middle Cenomanian in the Lower Saxony Basin (northern Germany) with special reference to the Salzgitter area. *Cretaceous research*, 23, (4) : 445-460.

- Wilson, J.L., 1975.** Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg*. New York, 470p.
- Wilson, P.A. & Norris, R.D. 2001.** Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412 (6845): 425-9.
- Yelles-Chaouche, A.K. ; Aït Ouali, R. ; Bracène, R. ; Derder, M.E.M. & Djellit, H., 2001.** Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bull.soc.géol.Fr.*, t. 172, n° 3 : 285-293, 5 fig.
- Zaghib-Turki, D. 1989.** Les échinides indicateurs des paléoenvironnements, un exemple dans le Cénomaniens de Tunisie. *Annales de Paléontologie (Invertébrés)*, 75(2): 63-81.
- Zagrarni, M.F.; Negra M.H. & Hanini A. 2008.** Cenomanian–Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology* 204 :18–35.
- Zaoui, D.; Tchenar, S.; Benyoucef, M.; Meister, C.; Adaci, M.; Piuz, A.; Mebarki, K.; Bensalah, M.; Gabani, A. & Mahboubi, M., 2016.** Le Cénomaniens-Turonien dans la Hamada du Tinhert (Sahara, Algérie): résultats préliminaires. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 35 (2) : 541-559.
- Zeebe, R.E., 2001.** Seawater pH and isotopic paleotemperatures of Cretaceous oceans. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 170 : 49–57.

## LISTE DES FIGURES

Fig. 1. Paléogéographie du Cénomaniens tardif du Gondwana nord .....	7
Fig. 2. Mouvement relatif de l'Afrique-Asie .....	13
Fig. 3. Extension géographique des dépôts cénomaniens-turonien riches en matière organique dans l'Atlantique et les régions voisines .....	13
Fig. 4. Monts des Ksour dans leur contexte régional : partie méridionale de l'Atlas saharien et piémont de la plate-forme saharienne .....	18
Fig. 5. Réseau de fracturation et continuité des accidents cassants .....	19
Fig. 6. Extrait de la carte géologique de l'Algérie .....	20
Fig. 7. Carte géologique simplifiée des Monts des Ksour .....	21
Fig. 8. Corrélation lithostratigraphie du Crétacé supérieur dans les Monts des Ksour .....	22
Fig. 9. Coupes faites par J.P.Bassoullet, 1973 .....	28
Fig. 10. Corrélation des coupes du Cénomaniens-Turonien .....	29
Fig. 11. Répartition des terres émergées et des mers au Turonien inférieur dans la partie centrale de la Berbérie et du Nord du Sahara .....	30
Fig. 12. Situation du bassin mésozoïque saharien étudié par rapport aux principales unités structurales de la Berbérie et d'une partie de la plate-forme saharienne .....	31
Fig. 13. Carte schématique des faciès du Cénomaniens (Cénomaniens <i>p.p.</i> maximum dans une partie des régions sahariennes du nord de la plate-forme saharienne et de la Berbérie .....	32
Fig. 14. Carte schématique des faciès du Cénomaniens supérieur-Turonien du nord de la plate-forme saharienne et de la Berbérie .....	32
Fig. 15. Coupe synthétique sur le Tinhert .....	33
Fig. 16. Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Aurès .....	34
Fig. 17. Légende montrant les figurés, abréviations et symboles utilisés dans les figures .....	35
Fig. 18. Carte de localisation générale simplifiée de l'Atlas saharien et des Monts des Ksour .....	37
Fig. 19. Situation de la coupe du Djebel Tismert, région de Labiodh Sid Cheïkh .....	39
Fig. 20. Coupe biosédimentaire du Djebel Tismert, secteur de Labiodh Sid Cheïkh .....	41
Fig. 21. Situation du Djebel Rhélida, région de Boussemghoun .....	46
Fig. 22. Coupe biosédimentaire sur le Djebel Rhélida, région de Boussemghoun .....	48
Fig. 23. Situation de Djebel M'daouer, région d'Aïn Ouarka .....	51
Fig. 24. Coupe biosédimentaire de Djebel M'daouer, région d'Aïn Ouarka .....	54
Fig. 25. Situation de Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka .....	60
Fig. 26. Coupe biosédimentaire de Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka .....	62
Fig. 27. Situation de Safret le Handjir, région de Aïn Sefra .....	68
Fig. 28. Coupe biosédimentaire de Safret Le Handjir, région d'Aïn Sefra .....	70
Fig. 29. Situation du Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif .....	74
Fig. 30. Coupe biosédimentaire de Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif .....	77
Fig. 31. Situation du Djebel Boukaïs, région de Boukaïs (Béchar) .....	82
Fig. 32. Coupe biosédimentaire de Boukaïs (région de Béchar) .....	84
Fig. 33. Situation de la coupe Messaouer el- Atchène, région de Kenadsa (Béchar) .....	90
Fig. 34. Coupe biosédimentaire de Massouer le Atchène, région de Kenadsa (Béchar) .....	91
Fig. 35. Situation de la coupe de Dchiret Namous, région de Méridja-Kenadsa .....	94
Fig. 36. Coupe biosédimentaire de Dchiret Namous, région de Méridja (Béchar) .....	96
Fig. 37. Schéma illustrant le cadre lithostratigraphique, biostratigraphique et séquentiel de Djebel M'daouer et de Chebket Tamednaïa .....	99
Fig. 38. Stratigraphie de la limite Cénomaniens-Turonien de la coupe de Pueblo .....	102
Fig. 39. Zonation paléogéographique des fonds marins .....	120
Fig. 40. Zonation verticale des fonds marins .....	120
Fig. 41. Plates formes ouvertes ou rampes .....	121
Fig. 42. Classification de texture des dolomites .....	124
Fig. 43. Types de dolomite, calcimétrie et texture dans la coupe de Chebket Tamednaïa .....	125
Fig. 44. Répartition des faciès en 2D sur la plate-forme carbonatée .....	133

Fig. 45. Microfaciès des grés rouges argileux microconglomératiques (Gam) .....	116
Fig. 46. Succession de faciès et leurs environnements de la partie supérieure de la “Formation de Tiout”, région de Tamednaïa .....	117
Fig. 47. Faciès des argiles rouges à gypse (Arg) .....	119
Fig. 48. Faciès et environnements de la “Formation de M’daouer” du Djebel M’daouer .....	120
Fig. 49. Microfaciès du gypse (Gps) .....	122
Fig. 50. Calcaire à fenestras ( <i>bird-eyes</i> ) et <i>sheet-cracks</i> (Cf) .....	123
Fig. 51. Microfaciès de dolomie laminée à algues (Dla) .....	124
Fig. 52. Microfaciès de dolomicrite argileuse (Calcaire argileux) (Dma) .....	125
Fig. 53. Microfaciès de lumachelle à gastéropodes (calcaire lumachellique) (Lum) .....	126
Fig. 54. Microfaciès de pelloïdes siliceuse (Psi) .....	126
Fig. 55. Microfaciès de dolomicrite à rhomboédres (Dol) .....	127
Fig. 56. Les faciès et leurs environnements du “Membre carbonaté inférieur de la “Formation de M’daouer” du Djebel M’daouer .....	128
Fig. 57. Microfaciès de wackestone laminé à ostracodes et milioles (Wlom) .....	129
Fig. 58. Microfaciès de wackestone/packstone biomicritique à petits foraminifères (Wpf) .....	130
Fig. 59. Microfaciès de wackestone-Packstone bioturbé à échinodermes (W-Pbé) .....	131
Fig. 60. Microfaciès de packstone argileux bioturbé à ammonites et foraminifères (Pramf) ...	131
Fig. 61. Les faciès du membre médian marneux de la “Formation de M’daouer” .....	132
Fig. 62. Microfaciès de packstone à échinodermes et foraminifères (Pef) .....	133
Fig. 63. Microfaciès de marnes vertes à ammonites (Mvam) .....	133
Fig. 63. Microfaciès de Mud-Wackestone argileux à ammonites (M-Wvam) .....	133
Fig. 64. Microfaciès de Rudstone à rudistes (Rr) .....	134
Fig. 65. Microfaciès de Wackestone (à silex) (Wsi) .....	135
Fig. 66. Les faciès du membre carbonaté supérieur de la “Formation de Ghoundjaïa” .....	159
Fig. 67. Répartition des faciès et leurs associations sur la plate-forme carbonatée .....	138
Fig. 68. Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires .....	142
Fig. 69. Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt .....	143
Fig. 70. Comparaison du découpage séquentiel en cortèges de dépôts, et du découpage en empilement de séquences génétiques .....	146
Fig. 71. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Djebel Tismert, région Labiodh Sid Cheikh .....	148
Fig. 72. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Djebel Rhélida, région Bousseghoun .....	150
Fig. 73. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Djebel M’daouer, région d’Aïn Ouarka .....	152
Fig. 74. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Djebel Ghoundjaïa, région d’Aïn Ouarka .....	154
Fig. 75. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Safret el Handjir, région d’Aïn Sefra .....	156
Fig. 76. Suite séquentielle et environnements sur la coupe de Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif .....	158
Fig. 77. Suite séquentielle et environnements sur la coupe de la série de Boukaïs, région de Béchar .....	160
Fig. 78. Suite séquentielle et environnements sur la coupe de la série de Messaouer Atchène, Kenadza, région de Béchar .....	162
Fig. 79. Suite séquentielle et environnements sur la coupe du Dchiret Namous, Méridja région de Béchar .....	164
Fig. 80A. Corrélation entre les coupes septentrionales .....	166
Fig. 80B. Corrélation entre les coupes méridionales .....	168
Fig. 81. Données géochimiques (% CaCO <sub>3</sub> , δ <sup>13</sup> C et δ <sup>18</sup> O) de la coupe de Tismert. ....	179
Fig. 82. Données géochimiques (% CaCO <sub>3</sub> , δ <sup>13</sup> C et δ <sup>18</sup> O) de la coupe de M’daouer .....	181
Fig. 83. Données géochimiques (% CaCO <sub>3</sub> , δ <sup>13</sup> C et δ <sup>18</sup> O) de la coupe de Tamednaïa .....	183
Fig. 84. Représentation schématique du comportement des isotopes de l’oxygène et du carbone à travers les domaines météorique vadose et phréatique .....	184

Fig. 85. Diagramme de distribution $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ de la coupe de Labiodh Sid Cheïkh .....	185
Fig. 86. Diagramme de distribution $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ de la coupe de M'daouer .....	186
Fig. 87. Diagramme de distribution $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ de la coupe de Chebket Tamednaïa .....	186
Fig. 88. Diagramme de distribution des compositions isotopiques de carbone et d'oxygène de quelques carbonates et ciments, avec les faciès contrôlant cette distribution .....	187
Fig. 89. Comparaison des données géochimiques des trois coupes .....	189
Fig. 90. Corrélation entre la coupe de M'daouer (NE) et celle de Tamednaïa (SO) .....	190
Fig. 91. Taux de sédimentation comparé entre la série de M'daouer et celle de Tamednaïa .....	191
Fig. 92. Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Ouled Nails .....	192
Fig. 93. Corrélation des coupes Est-Ouest dans le massif des Aurès .....	193
Fig. 94. Comparaison de la courbe isotopique ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de la coupe de M'daouer avec celle de la coupe de Chir Bel Hioudet .....	194
Fig. 95. Corrélation des coupes de Tinrhert avec la coupe de M'daouer .....	196
Fig. 96. Corrélation des logs de forages de Tinrhert aux affleurements de l'Atlas saharien .....	198
Fig. 97. Différentes lithologies du passage Cénomaniens-Turonien dans plusieurs domaines paléogéographiques .....	200
Fig. 98. Signatures du rapport isotopiques du carbone dans plusieurs domaines paléogéographiques différentes au passage Cénomaniens-Turonien .....	201
Fig. 99. Corrélation chimio-et biostratigraphique entre les coupes cénomaniennes-turonienne d'Eastbourne, Tarfaya, Gubbio et Pueblo .....	203
Fig. 100. Corrélation biostratigraphique, stratigraphie séquentielle et isotope géochimique ( $\delta^{13}\text{C}$ ), entre les coupes marocaines et M'daouer .....	205
Fig. 101. Zones de d'appauvrissement en foraminifères et tracé de la courbe $\delta^{13}\text{C}$ à travers le passage cénomaniens-turonien dans la coupe de Tarfaya .....	206
Fig. 102. La comparaison des courbes isotopiques de l'oxygène et le carbone de Tazra .....	207
Fig. 103. Corrélation des coupes le long du transect SE-N tunisien et M'daouer .....	209
Fig. 104. Essai de corrélation entre les différents domaines de dépôt à partir des profils isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ de $\text{COT}$ et de $\text{CaCO}_3$ .....	211
Fig. 105. Variations de la composition isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ à travers le niveau de Bonarelli .....	213
Fig. 106. Isotopes de carbone et d'oxygène et lithobiostratigraphie de la coupe d'Eastbourne .....	216
Fig. 107. Distribution temporelle des microfaciès comparée à l'évolution du $\text{C}_{\text{org}}$ .....	217
Fig. 108. Stratigraphie de la limite Cénomaniens-Turonien de la coupe de Pueblo .....	219
Fig. 109. Esquisse paléogéographique pendant le Cénomaniens moyen dans les Monts des Ksour méridionaux .....	226
Fig. 110. Esquisse paléogéographique pendant le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans les Monts des Ksour méridionaux .....	228
Fig. 111. Esquisse paléogéographique pendant le Turonien inférieur dans les Monts des Ksour méridionaux .....	229



## LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1. Corrélation lithostratigraphique des coupes étudiées avec d'autres coupes avoisinantes au Sud et l'Est algérien .....	101
Tab. 2. Essai de corrélations des zonations d'ammonites téthysiennes et boréales avec les coupes étudiées des Monts des Ksour .....	101
Tab. 3. Différents faciès et leur association et environnements de dépôt .....	115
Tab. 4. Classement des faciès et associations de faciès et leurs contenus en fonction des milieux de dépôt .....	140
Tab. 5. Données et résultats du CaCO <sub>3</sub> de la coupe de Tismert de la région de Labiodh sid Cheikh .....	170
Tab. 6. Données et résultats du CaCO <sub>3</sub> de la coupe de M'daouer de la région D'Aïn Ouarka .....	171
Tab. 7. Données et résultats du CaCO <sub>3</sub> de la coupe de Tamednaïa de la région de Béni Ounif .....	173
Tab. 8 : Données d'analyse isotopique de Labiodh Sid Cheïkh .....	178
Tab. 9 : Données d'analyse isotopique de Djebel M'daouer .....	180
Tab. 10 : Données d'analyse isotopique de Chebket Tamednaïa .....	182
Tab. 11. Faciès de black shale à travers quelques points mondiaux .....	202

## LISTE DES PLANCHES

Pl. I. Macrofaune de la coupe de Djebel Tismert .....	42
Pl. II. Microfaciès et microfaune de la coupe de Djebel Tismert .....	43
Pl. III. Macrofaune et microfaune de la coupe de Rhélida .....	49
Pl. 1V. Macrofaune de la coupe de M'daouer .....	56
Pl. V. Microfaune de la coupe de M'daouer .....	58
Pl. VI. Macrofaune de la coupe de Ghoundjaïa .....	64
Pl. VII. Microfaune de la coupe de Ghoundjaïa .....	66
Pl. VIII. Macrofaune de la coupe de Handjir .....	71
Pl. IX. Microfaune de la coupe de Handjir .....	72
Pl. X. Macrofaune de la coupe de Tamednaïa .....	79
Pl. XI. Micro faciès et microfaune de la coupe de Tamednaïa .....	80
Pl. XII. Macrofaune de la coupe de Boukaïs .....	85
Pl. XIII. Microfaune de la coupe de Boukaïs .....	87
Pl. XIV. Macrofaune de la coupe de Messaouer Atchène .....	92
Pl. XV. Macrofaune de la coupe de Dchiret Namous .....	97
Pl. XVI. Microfaciès des textures de dolomites de la coupe de Tamednaïa .....	110

**TABLE DES MATIERES**

AVANT PROPOS	
SOMMAIRE .....	1
RESUME .....	3
ABSTRACT .....	4
ملخص .....	5

*Chapitre 1 : GENERALITES ET CADRE GENERAL DE L'ETUDE*

I. PREAMBULE : ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE CRETACE MOYEN.....	6
1. Géodynamique et conditions climatiques .....	6
2. Evénement anoxique au Maghreb : causes et effets .....	6
3. Limites biostratigraphiques du Cénomanién-Turonien .....	8
II. PLAN DE TRAVAIL .....	8
III. OBJECTIFS DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE .....	9
1. But de l'étude .....	9
2. Problématique .....	10
IV. APPROCHE ET INTERACTIONS, DEMARCHES ET METHODES ANALYTIQUES ..	11
1. Lithostratigraphie et biostratigraphie .....	11
2. Association de faune et paléocéologie .....	11
3. Stratigraphie séquentielle .....	12
4. Changement environnementaux et crise sur la plate-forme .....	12
5. Paléogéographie .....	13
V. METHODES PRECONISEES .....	14
1. Sur le terrain .....	14
2. Au laboratoire .....	14
2.1. Le lavage et le tri .....	14
2.2. La calcimétrie .....	15
2.3. L'analyse isotopique.....	16
2.4. La microscope optique .....	17
VI. CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL .....	17
1. Géologie de l'Atlas saharién et des Monts des Ksour .....	17
2. Le cadre stratigraphique du Crétacé .....	21
2.1. Barrémo-Albo-Aptien .....	21
2.2. Cénomanién-Turonien .....	21
VII. RECHERCHES ET TRAVAUX ANTERIEURES SUR LE CRETACE .....	23
1. Historique stratigraphique et cartographique .....	23
2. Historique sur la géodynamique .....	24
3. Synthèse des travaux de J.P. Bassoullet sur le Cénomanién-Turonien et le Vraconién .....	25
3.1. Coupe de Djebel M'daouer .....	25
3.2. Coupe de Djebel Tismert .....	26
3.3. Coupe d'EL-Rhélida .....	26
3.4. Coupe de Djebel Ghoundjaïa .....	27
3.5. Coupe de Sefret el Handjir .....	28
4. Travaux sur le Sahara algérién.....	30
5. Travaux sur l'Est algérién .....	34

*Chapitre 2 : STRATIGRAPHIE*

I. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE .....	35
II. COUPES REALISEES DANS CETTE ETUDE .....	36
1. Coupe de Djebel Tismert, région de Labiodh Sid Cheïkh .....	38
1.1. Situation .....	38
2.2. Stratigraphie de Djebel Tismert .....	38
2. Djebel Rhélida, région de Bousseghoun .....	45
2.1. Situation .....	45
2.2. Stratigraphie de Djebel Rhélida .....	45

3. Djebel M'daouer, région d'Aïn Ouarka .....	50
3.1. Situation .....	50
3.2. Stratigraphie de Djebel M'daouer .....	50
4. Djebel Ghoundjaïa, région d'Aïn Ouarka .....	59
4.1. Situation .....	59
4.2. Stratigraphie de Djebel Ghoundjaïa .....	59
5. Safret el Handjir, région d'Aïn Sefra .....	67
5.1. Situation .....	67
5.2. Stratigraphie de Safret el Handjir .....	67
6. Chebket Tamednaïa, région de Béni Ounif .....	73
6.1. Situation .....	73
6.2. Stratigraphie de Chebket Tamednaïa .....	73
6.3. Formation de Ghoundjaïa .....	75
7. Chaïb Rassou, région de Boukaïs .....	81
7.1. Situation .....	81
7.2. Stratigraphie de Djebel Chaïb Rassou .....	81
8. Messaouer El Atchène, région de Kenadza .....	88
8.1. Situation .....	88
8.2. Stratigraphie de Messaouer el Atchène .....	88
9. D'Chiret Namous, région de Méridja .....	93
9.1. Situation .....	93
9.2. Stratigraphie de D'chiret Namous .....	93
III. DISCUSSION ET SYNTHESE BIOSTRATIGRAPHIQUE .....	98
1. Biostratigraphie par ammonites de la limite cénomanien-turonienne .....	98
2. Les données biostratigraphiques de la coupe stratotype de Pueblo .....	102

*Chapitre 3 : SEDIMENTOLOGIE*

I. FACIES ET ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES .....	103
1. Notion de faciès .....	103
2. Les environnements sédimentaires .....	103
2.1. Les plate-formes barrées .....	103
2.2. Les plate-formes ouvertes .....	104
2.3. Les plate-formes de mers intérieures peu profondes .....	105
II. ELEMENTS FIGURES .....	106
1. Les grains de quartz .....	106
2. Agrégats et lithoclastes .....	106
3. Pyrite .....	106
4. Pelloïdes .....	106
5. Dolomite .....	107
6. Glauconie .....	111
7. Bivalves et rudistes .....	111
8. Ammonites .....	111
9. Echinodermes .....	111
10. Gastéropodes .....	112
11. Annélides .....	112
12. Foraminifères planctoniques .....	112
13. Foraminifères benthiques .....	113
14. Ostracodes .....	113
15. Algues .....	113
III. FACIES, ASSOCIATION DE FACIES ET LEUR ENVIRONNEMENTS .....	114
1. Types de faciès et leur distribution .....	114
2. Grés rouges argileux microconglomératiques .....	116
3. Argiles rouges alternants avec grés argileux .....	118
4. Grés blancs à kerboubes .....	118
5. Argiles rouges à gypse .....	118

6. Marnes vertes à gypse .....	121
7. Gypse .....	121
8. Calcaire à fenestreae .....	122
9. Dolomie laminée algaire .....	123
10. Dolomicrite argileuse .....	124
11. Lumachelle à gastéropode .....	125
12. Pelloïde siliceuse .....	126
13. Dolomicrite à rhomboèdres .....	127
14. Wackstone laminé à miliolles et ostracodes .....	129
15. Wackestone/packstone bioturbé à petits foraminifères .....	129
16. Wackestone-Packstone bioturbé à échinodermes .....	130
17. Packstone argileuse bioturbé à ammonites et foraminifères .....	131
18. Packstone à échinodermes et foraminifères .....	132
19. Marnes vertes à ammonites .....	133
20. Mud-Wackestone argileux bioturbé à ammonites .....	133
21. Rudstone à rudistes .....	134
22. Wackestone à silex .....	135
IV. ASSOCIATION DE FACIES .....	137
1. Association de faciès AF1 .....	137
2. Association de faciès AF2 .....	137
3. Association de faciès AF3 .....	137
4. Association de faciès AF4 .....	139
5. Association de faciès AF5 .....	139
V. NOTIONS ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE .....	141
1. Définitions et précurseurs .....	141
2. Facteurs édifiant les séquences de dépôt .....	141
3. Les discontinuités .....	142
4. Les séquences de dépôt .....	142
5. Les paraséquences .....	143
6. Les cortèges sédimentaires de la séquence de dépôt .....	143
7. Limite du modèle des séquences de dépôt .....	145
VI. STRATIGRAPHIE GENETIQUE .....	145
VII. POINTS COMMUNS .....	147
VIII. DECOUPAGE SEQUENTIELLE DES SERIES ETUDIEES .....	147
1. Les séquences et discontinuités de Djebel Tismert .....	147
2. Les séquences et discontinuités de Djebel Rhélida .....	149
3. Les séquences et discontinuités de Djebel M'Daouer .....	151
4. Les séquences et discontinuités de Djebel Ghoundjaïa .....	153
5. Les séquences et discontinuités de Sefret Handjir .....	155
6. Les séquences et discontinuités de Chebket Tamednaïa .....	157
7. Les séquences de et discontinuités Boukaïs .....	159
8. Les séquences de et discontinuités Messaouer Atchène .....	161
9. Les séquences de et discontinuités Dchiret Namous .....	163
10. SYNTHESE ET CORRELATION SEQUENTIELLE .....	165
10.1. Coupes septentrionales .....	165
10.2. Coupes méridionales .....	167

*Chapitre 4 : ANALYSE GEOCHIMIQUE*

I. INTRODUCTION .....	169
II. CALCIMETRIE .....	170
1. Principe .....	170
2. Résultats d'analyse .....	170
3. Commentaire .....	170
III. ISOTOPES STABLES DU $\delta^{13}\text{C}$ ET $\delta^{18}\text{O}$ .....	174
1. Introduction .....	174

2. Principe .....	174
3. Rapport isotopique du carbone .....	175
4. Rapport isotopique de l'oxygène .....	176
IV. COMMENTAIRE DES COURBES $\delta^{13}\text{C}$ .....	176
1. Coupe de Labiodh Sid Cheikh .....	176
2. Coupe de Djebel M'daouer .....	177
3. Coupe de Chebket Tamednaïa .....	177
V. DIAGRAMMES CROISES $\delta^{13}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$ .....	184
1. Paléotempératures et environnements diagénétiques .....	184
2. Corrélacion et commentaires des courbes et résultats .....	185
VI. CORRELATION LOCALE .....	187
VII. COMPARAISON REGIONALE .....	191
1. L'Est algérien .....	191
2. Le Sud algérien .....	194
3. Quelques données de subsurface du Sahara et Tindhert .....	197
VIII. COMPARAISON GLOBLE .....	199
1. Le Maroc .....	203
1.1. La plate forme du sillon sud-africain .....	203
1.2. Isotopes de Tarfaya .....	204
2. La Tunisie .....	207
2.1. Corrélacion et interprétation .....	207
2.2. Isotopes de Bahloul .....	210
3. L'Italie .....	212
3.1. Coupe de Furlo .....	212
3.1. Coupe de Gublio, Umbria .....	212
4. Coupe d'Eastbourne (L'Angleterre) .....	215
5. Lithologie de la coupe de Pueblo (Colorado, Etats Unis) .....	216
5.1. Isotopes stables de l'oxygène .....	218
5.2. Isotopes stables du carbone .....	218
5.3. Le rapport isotopique de Pueblo .....	218
IX. UTILITE DES ANALYSES ISOTOPIQUES .....	220
1. Corrélacion à haute résolution par les signaux isotopiques .....	220
2. Stratigraphie par isotopes stable et événements anoxiques .....	220
3. Influence de la diagenèse .....	221
<b>Chapitre 5 : EVENEMENTS ET PALEOGEOGRAPHIE</b>	
I. EVENEMENTS ET PHENOMENES MARQUANTS LES VARIATIONS LATERALES ...	222
1. Variation d'épaisseur .....	222
2. Caractéristiques de la phase évaporitique .....	222
3. Episodes de dolomitisation .....	223
4. Accidents de silex .....	223
5. phases de bioconstructions .....	224
6. Phénomènes de nodulisation .....	224
II. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE HERITEE A L'ECHELLE DES MONTS DES KSOUR	224
III PALEOGEOGRAPHIE A L'ECHELLE DU TRANSECT ETUDIE .....	225
1. Au cours de l'Albien .....	225
2. Pendant le Cénomanién moyen .....	225
3. Au cours du Cénomanién supérieur .....	227
4. Au passage du Cénomanién-Turonien .....	227
5. Au Turonien inférieur .....	227

**CONCLUSION GENERALE**

1. Lithostratigraphie .....	230
2. Biostratigraphie .....	230
2.1. Le Cénomaniens inférieur à moyen .....	230
2.2. Le Cénomaniens supérieur à terminal .....	231
2.3. Le passage Cénomaniens- Turonien .....	231
2.4. Le Turonien inférieur .....	231
3. La diversité de macro- et microfaune .....	231
4. Géochimie .....	232
5. Eustatisme .....	233
6. Tectonique et géodynamique .....	233
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	235
LISTE DES FIGURES .....	251
LISTE DES TABLEAUX ET PLANCHES .....	254
TABLE DES MATIERES .....	255