

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

UNIVERSITÉ de TLEMCEM

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Recherche n°25

« Promotion des Ressources hydriques, Pédologiques et Minières »

THÈSE

Présentée par

BENYOUCEF Madani

En vue de l'obtention du

Diplôme de Doctorat

En Sciences de la Terre

Option : Géologie des Ensembles Sédimentaires

LE BASSIN CRETACE DU GUIR (SUD-OUEST ALGERIEN) : CARACTERISATIONS LITHO-BIOSTRATIGRAPHIQUES, SEDIMENTOLOGIQUES & PALEO GEOGRAPHIQUES

Soutenu le / /2012, devant le jury composé de :

Présidente	AZZOUNI SEKKAL Abla	Professeur	Université de Tlemcen
Directeur de thèse	BENSALAH Mustapha	Professeur	Université de Tlemcen
Examineurs	BENYAHIA Mohamed	Professeur	Université de Sidi Bel Abbas
	CHIKHI-AOUIMEUR Fettouma	Professeur	Université de Bab Ezzouar, Alger
	ETTACHFINI El Mostafa	Professeur	Université d'El Jadida (Maroc)
	MAHBOUBI M'hamed	Professeur	Université d'Es-Senia, Oran

Année universitaire : 2012 - 2013

Table des Matières

	<i>Page</i>
Liste des figures.....	4
Avant-propos.....	7
ملخص.....	9
Résumé.....	10
Abstract.....	11

PREMIER CHAPITRE GÉNÉRALITÉS

I- INTRODUCTION.....	14
II- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE OCCIDENTALE...	14
III- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU SAHARA.....	15
IV- DONNEES DISPONIBLES, METHODOLOGIE DU TRAVAIL ET OBJECTIFS DE LA THESE	16
IV.1- Données disponibles	16
IV. 2- Méthodologie du travail et objectifs.....	17
V- CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE	19
V.1- Cadre géographique de la région d'étude	19
V.2- Cadre stratigraphique de la région d'étude	19
VI- PRESENTATION DU SILLON PRAFRICAIN	21
VI.1- Bassin de Ouarzazate.....	21
VI.2- Bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud	22
VI.3- Bassin du Guir.....	22
VII- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SILLON PRAFRICAIN	24
VII.1- En Algérien	24
VII.2- Au Maroc	27

DEUXIEME CHAPITRE DESCRIPTION DE LA SÉRIE CRÉTACÉE

I- INTRODUCTION	31
II- ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE.....	31
II.1- Le substratum anté-Crétacé	32
II.2- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »	
II.2.1-Présentation et définition	32

II.2.2-Attribution stratigraphique	32
II.3- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »	
II.2.1-Présentation et définition	33
II.2.2-Attribution stratigraphique	33
II.4- La Formation des "Marnes à gypse supérieures"	
II.2.1-Présentation et définition	34
II.2.2-Attribution stratigraphique	34
III- DESCRIPTION DE LA SERIE A L'ECHELLE REGIONALE	36
III.1- Secteur de Boukaïs	36
III.1.1- Situation géographique	36
III.1.2- Description de la série	37
III.2- Secteur du Djebel Asfer	43
III.2.1- Situation géographique	43
III.2.2- Description de la série	45
III.3- Secteur de Ben Zireg	48
III.3.1- Situation géographique	48
III.3.2- Description de la série	51
III.4- Secteur de Kénadsa	53
III.4.1- Situation géographique	53
III.4.2- Description de la série	55
III.5- Secteur de Djorf Torba	58
III.5.1- Situation géographique	58
III.5.2- Description de la série	59
III.6- Secteur de Meridja	63
III.6.1- Situation géographique	63
III.6.2- Description de la série	65
IV- CORRELATIONS	67
IV.1- Comparaison à l'échelle du bassin du Guir	67
IV.1.1- Corrélacion selon un axe Est-Ouest	67
IV.1.2- Corrélacion selon un axe Sud-Nord	71
IV.2- Comparaison à l'échelle du sillon préafricain	73
IV.3-Comparaison entre la série crétacée de Béchar et la série synchrone du Maghreb et du Sahara	75
V- CONCLUSION	77

**TROISIEME CHAPITRE
PALÉONTOLOGIE, ICHNOLOGIE
BIOSTRATIGRAPHIE
ET PALÉOBIOGÉOGRAPHIE**

I- INTRODUCTION	79
II- DONNEES PALEONTOLOGIQUES	79

II.1- Les vertébrés	79
II.2- Les invertébrés	82
III- DONNEES ICHNOLOGIQUES	84
III.1- Ichnologie	84
III.2- Identification et interprétation des traces fossiles	85
IV- IMPLICATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES	88
V- IMPLICATIONS PALEOBIOGEOGRAPHIQUES	90
V.1- Les vertébrés	90
V.2- Les invertébrés	92
VI- CONCLUSION	94

QUATRIEME CHAPITRE ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

I- INTRODUCTION	110
II- FACIES SEDIMENTAIRES	110
II.1- Définition d'un faciès	110
II.2- Inventaire et interprétation des faciès	110
III- SYSTEMES DE DEPOT ET ASSOCIATIONS DE FACIES	146
III.1- Système sédimentaire détritique	146
III.2- Système sédimentaire mixte	149
III.3- Système sédimentaire carbonaté	152
IV- DISCONTINUITES ET DECOUPAGE SEQUENTIEL	154
IV.1- Caractérisation des discontinuités sédimentaires	154
IV.1.1- Définition d'une discontinuité sédimentaire	154
IV.1.2- Description et interprétation des discontinuités sédimentaires	154
IV.2- Découpage séquentiel	160
IV.2.1- Caractérisation des principales séquences élémentaires	160
IV.2.2- Caractérisation des mésoséquences	163
IV.2.3- Caractérisation d'une mégaséquence	164
V- PALEOGEOGRAPHIE ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE DU GUIR	166
VI- CONCLUSION	175
CONCLUSION GÉNÉRALE	176
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	181

Liste des Figures

	<i>Page</i>
Fig. 1 : Symboles représentatifs des faunes, des figures et structures sédimentaires, de lithologie et du mode de découpage séquentiel utilisés dans les coupes.....	12
Fig. 2 : A- Les grands ensembles géomorphologiques de l'Algérie B- Carte du relief de l'Afrique du Nord (Données GTOPO30) et principaux domaines morphostructuraux.....	15
Fig. 3 : Situation géographique et géologique du sillon préafricain par rapport à l'ensemble du bassin mésozoïque saharien.....	16
Fig. 4 : Carte géologique de la région de Béchar.....	20
Fig. 5 : Cadre géologique du bassin de Ouarzazate (d'après la carte géologique du Maroc au 1/500.000°, feuille de Ouarzazate, simplifiée).....	21
Fig. 6 : Cadre géologique du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (d'après la carte géologique du Maroc au 1/200.000°, feuille de Rich et Boudnib, simplifiée).....	22
Fig. 7 : Localisation et contexte géologique du bassin crétacé du Guir par rapport au domaine atlasique (Algérie et Maroc).....	23
Fig. 8 : Présentation géographique et géologique du bassin de "Ziz-Guir" selon la définition de Levy, 1949.	25
Fig. 9 : Mise en corrélation des formations lithostratigraphiques du Cénomano-Turonien dans le bassin crétacé du Guir et dans les régions avoisinantes.	35
Fig. 10 : Image satellitaire présentant la position géographique des secteurs et des coupes.	36
Fig. 11 : Localisation géographique du secteur de Boukais (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000)	37
Fig. 12 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Boukais	38
Fig. 13 : Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Boukais.....	41
Fig. 14 : Localisation géographique du secteur du Djebel Asfer (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000)	43
Fig. 15 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur du Djebel Asfer.....	44
Fig. 16 : Présentation photographique et schématique de l'unité "1-A" dans le secteur du Djebel Asfer.....	46
Fig. 17 : Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur du Djebel Asfer....	47
Fig. 18 : Localisation géographique du secteur de Ben Zireg (extrait de la carte topographique de Ben Zireg à l'échelle 1/100.000).	49
Fig. 19 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacée dans le secteur de Ben Zireg.....	50
Fig. 20 : Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Ben Zireg.....	52
Fig. 21 : Localisation géographique du secteur de Kénadsa (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000).....	53
Fig. 22 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Kénadsa.....	54
Fig. 23 : Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Kénadsa.....	57
Fig. 24 : Localisation géographique du secteur de Djorf Torba (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000).....	59
Fig. 25 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Djorf Torba.....	60
Fig. 26 : Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Djorf Torba.....	62

Fig. 27 :	Localisation géographique du secteur de Meridja (de Tiberbatine à Oued Safsaf) (extrait de la carte topographique de Tiberbatine à l'échelle 1/200.000)	63
Fig. 28 :	Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Meridja.....	64
Fig. 29 :	Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Meridja.....	66
Fig. 30 :	Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, sur la bordure méridionale du bassin crétacé du Guir.....	68
Fig. 31 :	Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, sur la bordure septentrionale du bassin crétacé du Guir.....	70
Fig. 32 :	Corrélations lithostratigraphiques, Sud-Nord, dans le bassin crétacé du Guir.....	72
Fig. 33 :	A- Localisation géographique des coupes de corrélation à l'échelle du sillon préafricain. 73 B- Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, à l'échelle du sillon préafricain.....	74
Fig. 34 :	Comparaison entre la série crétacée de Béchar et celles du Maghreb et du Sahara (L'échelle spatiale entre les coupes n'est pas respectée).....	76
Fig. 35 :	Localisation géographique des sites à restes de vertébrés de Béchar.....	79
Fig. 36 :	Tableau synoptique de l'assemblage fossile (invertébrés) associé aux dépôts de la plateforme préafricaine dans la région de Béchar.....	83
Fig. 37 :	Schéma illustrant les différents ichnofaciès marins.....	84
Fig. 38 :	Les zones d'ammonites (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) de l'Algérie comparées avec les zones d'ammonites standards et de la Téthys méridionale.....	89
Fig. 39 :	La distribution géographique des vertébrés, découverts dans la région de Béchar, sur la partie nord-ouest du continent Gondwana durant le Cénomaniens inférieur.....	91
Fig. 40 :	Répartition paléobiogéographique des <i>Neolobites vibrayeanus</i> au Cénomaniens supérieur sur la marge téthysienne.....	93
Fig. 41 :	Carte paléogéographique du Crétacé supérieur présentant la distribution géographique de certains taxons d'échinides de Béchar et l'huître exogyrine <i>Costagyra olisiponensis</i>	93
Fig. 42 :	Coupe synthétique du Crétacé de la région de Béchar montre la répartition stratigraphique des fossiles et des ichnofossiles	96
Fig. 43 :	A- Modèle de zones des faciès et microfaciès adopté..... 111 B- Profil côtier présentant l'étagement spatial du foreshore, shoreface et de l'offshore (nomenclature des milieux de dépôts en fonction de l'hydrodynamisme) et des ichnofaciès.....	111
Fig. 44 :	Tableau présente les principaux faciès décrits dans le bassin crétacé du Guir.....	112
Fig. 45 :	Mécanisme de formation des tepees par des mouvements synsédimentaires liés à un tremblement de terre, selon Pratt (2002).....	135
Fig. 46 :	Tableau récapitulatif des faciès et leur interprétation en termes de processus et de milieux de dépôts.....	143
Fig. 47 :	Bloc-diagramme à profil hypsométrique simplifié présentant la localisation des principaux faciès du Cénomaniens inférieur-Turonien inférieur dans le bassin crétacé du Guir.....	144
Fig. 48 :	Tableau récapitulatif des systèmes sédimentaires et des associations de faciès.....	145
Fig. 49 :	Log stratigraphique synthétique et organisation séquentielle de la partie basale du Cénomaniens inférieur ("Continental Intercalaire" de nos prédécesseurs) sur les bords méridionaux du bassin de Guir.....	146
Fig. 50 :	Log stratigraphique synthétique et organisation séquentielle de la bande détritique du Cénomaniens inférieur (« Continental Intercalaire » de nos prédécesseurs) dans la partie septentrionale du bassin de Guir.....	148
Fig. 51 :	Logs stratigraphiques synthétiques et organisation séquentielle des niveaux des tempestites dans la partie septentrionale du bassin du Guir.....	151

Fig. 52 :	Coupe Nord (Menaguir)-Sud (Oued Messoueur) présentant la distribution des environnements de dépôt et l'évolution eustatique du Cénomanién-Turonien inférieur dans le bassin crétacé du Guir.....	165
Fig. 53 :	A : Corrélation lithostratigraphique selon un axe nord-sud de la bande détritique "Unité 1-A" nommée "Continental intercalaire" par les anciens auteurs.....	168
	B : Restauration de la vie de <i>Spinosaurus aegyptiacus</i> (d'après Bertin, 2010).....	168
Fig. 54 :	Paysage sédimentaire amont-aval de la bande détritique "Unité 1-A" nommée "Continental intercalaire" par les anciens auteurs.....	169
Fig. 55 :	Corrélation Nord-Sud des unités de la première formation.....	171
Fig. 56 :	Paysage sédimentaire amont-aval des dépôts du Cénomanién inférieur ("unités 1-B et 1-C") post-événement détritique.....	172
Fig. 57 :	Modèle hypothétique présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur dans le bassin du Guir.....	174
Fig. 58 :	Tableau récapitulatif des formations, des systèmes sédimentaires, des associations de faciès, des environnements sédimentaires et des stades paléogéographiques.....	180

Avant-propos

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

Il est cher à mon cœur d'exprimer toute ma gratitude à Monsieur **BENSALAH MUSTAPHA**, Professeur à l'Université de Tlemcen, qui a su me faire confiance. Je le remercie vivement pour toutes les connaissances et les enseignements qu'il a su m'apporter, bien au-delà du domaine de la géologie. Je n'oublierai jamais sa rigueur scientifique, son ouverture d'esprit et son enthousiasme sur le terrain.

Mes remerciements s'adressent également à Madame **AZZOUNI-SEKKAL ABLA**, Professeur à l'Université de Tlemcen, pour avoir accepté de juger et présider ce travail de thèse.

Dans ce jury, je voudrai remercier Monsieur **BENYAHIA MOHAMED**, Professeur à l'Université de Djilali Liabes (Sidi Bel Abbas), pour avoir accepté de juger ce travail. Sa présence parmi les membres du jury m'a vraiment honoré.

Je suis redevable à Madame **CHIKHI-AOUMEUR FETTOUMA**, Professeur à l'Université de Bab Ezzouar (Alger), pour la détermination des rudistes, pour les discussions scientifiques. Elle n'a pas hésité à me fournir tous les renseignements qu'elle avait recueilli sur le Crétacé de la région de Béchar, une région qu'elle connaît fort bien. C'est un honneur pour moi qu'elle fasse partie de mon jury de thèse.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à Monsieur **ETTACHFINI EL MOSTAFA**, Professeur à l'Université Chouaïb-Doukkali (Maroc), pour l'intérêt qu'il a porté au Crétacé de Béchar. Je le remercie grandement d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Ma vive gratitude et mes sincères remerciements s'adressent également à Monsieur **MAHBOUBI M'HAMED**, Professeur à l'Université d'Oran, pour ses précieux conseils et son soutien moral. Il m'a honoré par sa présence parmi les membres du jury.

J'exprime, aussi, mes remerciements et ma gratitude aux Professeurs **D. DUTHEIL** et **P. TAQUET** (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris) et le Professeur **E. BUFFETAUT** (CNRS, France) qui ont assuré la détermination des restes de vertébrés ; le Professeur **H. KOLLMANN** (Muséum d'Histoire Naturelle de Vienne) pour la détermination des gastéropodes ; le Professeur **C. MEISTER** (Muséum d'Histoire Naturelle de Genève) pour la détermination des ammonites et des nautilus. Je remercie également le Professeur **T. SUCCES** (Laboratoire de Géodynamiques des Chaînes Alpines, France) et le Professeur **L. VILLIERS** (Université de Marseille) pour la détermination des oursins, le Professeur **M. WILMSEN** (Institut de Paléontologie, Würzburg, Allemagne) et **E. NAGM** (Université de Caire, Égypte) qui ont assuré la détermination des bivalves. Mes vifs remerciements s'adressent aussi aux Professeurs **A. UCHMAN** (Université de Jagiellonian, Pologne) et **J. YUL KIM** (l'Université Nationale de l'Éducation, Corée) qui ont assuré l'identification de quelques ichnogènes.

J'ai une importante dette de reconnaissance envers mes amis géologues **M. ADACI**, **K. BELKACEMI**, **S. BOUALEM**, **A. ABBACHE**, **A. BERRABEH** et **M. ZAAGANE** qui, fidèlement, chaque sortie de terrain, venaient passer quelques jours en ma compagnie et qui n'ont jamais cessé de me soutenir et m'encourager. **ADACI** me faisait profiter, aussi, de sa connaissance des vertébrés fossiles. C'est à lui que revient la découverte des spinosauridés de Menaguir.

Une pensée, toute particulière, va à Mlle **F-Z MALTI** pour son aide et son soutien moral lors de la réalisation de ce travail. Je la remercie également pour l'accueil chaleureux lors de tous mes séjours dans la région de Béchar.

Il m'est très agréable de remercier mes amis de Béchar, en particulier **A. MEKKAOUI** pour leur aide sur le terrain et pour leur courtoisie. Les encouragements de **MEKKAOUI** et ses conseils m'ont réconforté bien souvent et je n'oublierais jamais leurs discussions scientifiques et extrascientifiques dans la cafétéria de "CHUOITER".

Mes sincères remerciements et mes reconnaissances s'adressent également à mon cher ami **A. H. FELLAH** et sa famille pour leur aide et leur soutien moral.

Mes vives gratitudes s'adressent aussi aux responsables du Laboratoire des Travaux Publics de l'Ouest (LTPO) : **M. BENSENOUCI, B. SEGHER, K. BOULEKOUANE, S. AOUS** et **M. MOHAMED BENALI**, ainsi qu'à tous les ingénieurs, en particulier **M. OUDJOUDI, M. SALAH, S. SICHAIB** et **M. BELLAHRECHE**, pour leurs conseils et leurs encouragements.

J'adresse également mes remerciements à mes amis : **M. BELKERCHA, K BENHAOUA, D. MOULAÏ, A. CHERIF, A. BOUCIF, N. BOUALEM, A. SIDI YAKOUB, Y. KENAN, ...**

J'ai une pensée toute distinctive envers mes parents pour le soutien qu'ils m'ont apporté tout au long de mes études et l'ouverture d'esprit qu'ils m'ont enseigné et qui m'a permis de réaliser cette thèse. Merci aussi à mes frères, mes sœurs, mes beaux-parents, mes beaux frères et mes belles sœurs.

Je voudrais dire à mon épouse qui a su me soutenir, qui a compris et accepté ma passion pour la géologie et qui a su respecter le temps consacré à mes travaux de recherche, que cette thèse est aussi la sienne. Une pensée va à mes enfants **MOHAMED ELIAS ABD SAMED** et **ALAE** qui ont si bien su m'oxygéner l'esprit durant le lourd travail de rédaction.



ملخص

*يخص هذا البحث العصر الطباشيري لمنطقة بشار (جنوب غرب الجزائر) من الناحية الليتوستراتيغرافيا و الجغرافيا القديمة ، والطبقات الصخرية و البيئة القديمة . هاته الدراسة تركز على ملاحظات وتحليلات لسبعة عشرة (17) مقطعا جيولوجيا ممتدا على نحو 150 كلم ، من منطقة بن زيرق شرقا إلى بوكايبس ومريجة غربا .

* هاته الدراسة سمحت لنا بتمييز تشكيلتان مؤطرتان بسطوح عدم توافق ذات أهمية واسعة:

تشكيلة " مارن وجبس سفلي " ذات عمر سينوماني سفلي و تشكيلة "كلس سيدي محمد بن بوزيان" منتسبة للسينوماني الأعلى و لتيرونني السفلي.

*الإطار السترات غرافي لهاته الدراسة يرتكز على اكتشاف عدة مستحاثات التي تم تصنيفها من قبل مختصين لمتحجرات العصر الطباشيري .

تحليل هذه المستحاثات سمح لنا بتمييز مجموعة من بقايا الفقرات ، و صنف من الامونيث ، وعشرين صنف من الصدفيات ، واربعة أنواع من الروديست، و سبع عائلات من قدميات الأرجل ، و صنفان من النوتيل ، و سبع أنواع من قنابد البحر .

التوزيع السترات غرافي لهاته المستحاثات هو نفسه المذكور في مناطق عدة لحوض البحر الأبيض المتوسط و في الصحراء . زيادة على ذلك 11 نوعا من البصمات لكائنات متحجرة قد تم اكتشافها.

*دراسة هذه الرسوبيات اعتمد على تعريف و مناقشة اثنتا و عشرون سحنة التي تم دمجها في سبع عائلات منتمية الى ثلاث انظمة رسوبية فتاتي ، ومختلط و كلسي .

*كما تم تمييز ثلاث مراحل من الجغرافيا القديمة:

-المرحلة الأولى معرفة بتواجد أنهار ملتوية في الجنوب و نضام ساحلي ذو ترسبات فتاتية في الشمال:

- المرحلة الثانية تتميز بانتشار واسع لسبخة ساحلية ذات تأثير قاري في الجنوب وتأثير بحري ملموس في الشمال.

-خلال المرحلة الثالثة: النظام الرسوبي يتغير جذريا نتيجة الاجتياح البحري المعروف خلال العصر السينوماني العلوي حيث نميز توضع نضام كربوناتي على جغرافيا مكونة من منصة بحرية ذات انحدار خفيف جدا.

ان التحليل الرسوبي و الانتشار القديم للحفريات يبين لنا بأن المحيط التيتش كان له دور كبير في تموين المنطقة بالماء خلال المرحلة الممتدة من السينوماني الى التيرونني السفلي .

الكلمات المفتاحية : الجزائر ، بشار ، قير ، حوض الطباشيري ، ليتوسراتيغرافيا، باليوسراتيغرافيا، علم الرسوبيات، الجغرافيا

القديم.

Résumé

Ce travail concerne une étude lithostratigraphique, paléobiogéographique, sédimentologique et environnementale des terrains crétacés de la région de Béchar. Cette étude s'appuie sur des observations et des analyses sur dix-sept coupes, réparties le long de deux directions orientées Est-Ouest, entre Ben Zireg et l'axe Meridja-Boukais sur une distance de 150 km.

Deux formations ont été identifiées et encadrées par des discontinuités d'ampleur régionale : la Formation des "Marnes à gypse inférieures" rapportée au Cénomanién inférieur et la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" attribuée au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur.

Le cadre stratigraphique est fondé sur de nouvelles récoltes paléontologiques, dont la détermination a été assurée par des spécialistes des faunes du Crétacé. L'analyse des nouvelles récoltes paléontologiques a fourni des restes de vertébrés déterminés sur le plan générique ou spécifique, une espèce d'ammonites, vingt espèces de bivalves, quatre genres de rudistes, sept familles de gastéropodes, deux nautilus et neuf taxons d'échinides. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions méditerranéennes et sahariennes. En plus, onze ichnogènes ont été identifiés régionalement pour la première fois.

L'étude sédimentologique repose sur la méthode de définition des faciès. Elle a permis de mettre en évidence 22 faciès, regroupés en 7 associations de faciès appartiennent à trois systèmes sédimentaires : détritique, mixte et carbonaté.

Ces systèmes sédimentaires s'agencent dans trois méso-séquences à développement inégal, limitées par des discontinuités à valeur régionale et composées de plusieurs séquences élémentaires "transgression-régression" empilées pour donner une mégaséquence d'ouverture.

Ainsi, trois stades paléogéographiques se superposent :

- Le premier stade est représenté par des chenaux fluviaux méandriformes modestes au Sud et par un milieu littoral à influence tidale au Nord ;

- Le deuxième stade correspond à un paysage de sebkha côtière (ou plate-forme péritidale) à influence continentale au Sud et débordée par les tempêtes au Nord ;

- Lors du troisième stade, le profil de dépôt change radicalement, en relation avec une hausse du niveau marin relatif durant le Cénomanién supérieur. En effet, il résulte d'une transgression pelliculaire, sur une surface plus ou moins aplanie, et généralisée avec homogénéisation des dépôts carbonatés sur l'ensemble du sillon préafricain. Cette montée eustatique aboutit à l'installation, en bordure du craton saharien, d'une rampe carbonatée homoclinale dépourvue d'apports détritiques terrigènes, à bathymétrie faible, avec une salinité et une oxygénation normales des eaux.

La tendance à l'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord, est nettement confirmée par l'organisation d'ensembles des unités constituant le talus marneux (les "Marnes à gypse inférieures") et la barre calcaire (les "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane"), et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échinofaune et de la malacofaune, ainsi que par la présence de *Neolobites vibrayanus*. Par conséquent, l'analyse sédimentologique et paléobiogéographique nous ont permis de constater que la Téthys a joué un rôle prépondérant dans les circulations océaniques. Elle a constitué une source potentielle de masses d'eau profonde, chaude et salée durant l'intervalle Cénomanién-Turonien inférieur.

Mots-clés : Algérie, Béchar, Guir, Bassin crétacé, Lithostratigraphie, Paléobiogéographie, Sédimentologie, Paléogéographie.

Abstract

Constituting one of the major sedimentary components of the South-atlasique Cretaceous, the study area is situated in Béchar province in southwest of Algeria, it is near to the boundary between Algeria and Morocco and is a part of "preafrican trough".

This research has been focused on the stratigraphic and palaeobiogeographic data and sedimentological description of the Cretaceous series that level in the Béchar area, which unconformably overlies the Paleozoic bedrocks. Based on their lithologic, paleontologic and sedimentologic characteristics, the Cretaceous succession can be subdivided into two lithostratigraphic formations: the "Marnes à gypse inférieures" formation allotted to the lower Cenomanian and the "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" formation assigned to the upper Cenomanian-lower Turonian age.

The taxonomic work in the present study is resulted in identification of six taxa of vertebrate, twenty species of bivalves, four genera of rudists, six families of gastropod, two species of nautilids and nine taxa of echinoids.

The stratigraphic distribution of the identified fauna is matches well with that known in the other series of same age in the Mediterranean and Saharan areas. The marine fossil assemblage suggests a Tethyan palaeobiogeographic affinity and the vertebrate fauna is announced in various places of North Africa.

Moreover, eleven ichnogenera were identified for the first time: *Altichnus*, *Arenicolites*, *Catenichnus*, *Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Planolites*, *Protovirgularia*, *Rhizocorallium*, *Scolicia*, *Skolithos* and *Thalassinoides*.

The stratigraphic fill of the Cretaceous Guir basin is composed of numerous facies types that reflect a wide range of depositional settings. A total number of 22 facies was recognized in the Cenomanian-Lower Turonian formation of the Béchar area, and have been grouped into seven facies associations and three sedimentary systems: The detrital system named "Continental Intercalaire" in previous studies; the mixed system and the carbonate system.

The study of the vertical facies variations in the Cenomanian-Lower Turonian series in the Béchar area lead to the recognition of three transgressive-regressive sedimentary sequences (that are labeled MS1, MS2 and MS3), bounded by different types of discontinuities.

Thus, three paleogeographic stages are superimposed:

- The first stage is represented by fluvial channels at the South and by a coastal environment in the North;

- The second stage corresponds to a landscape of coastal sabkha (or péritidale platform) with continental influence in the South and overflowed by the storms in the North;

- At the third stage, the profile of deposit changes radically, in relation to a rise of the relative sea level during the Upper Cenomanian. It settled a homoclinal ramp platform on the whole of the preafrican trough.

Key-word: Algeria, Béchar, Guir, Cretaceous Basin, Lithostratigraphy, Palaeobiogeography, Sedimentology, Palaeogeography.

Faune et bioturbation

-  ammonite
-  nautilite
-  échinide
-  gastéropode
-  huîtres exogyrines
-  caprinidés
-  sauvagesiniés
-  rudiste silicifié
-  bivalves
-  os de poissons pycnodentiformes
-  dents de poissons marins indéterminés
-  restes de spinosauridés
-  restes de crocodiliens
-  restes de chéloniens
-  restes de Ceratodontidae
-  restes de Coelacantidae
-  restes d'*Onchopristis numidus*
-  os et dents de vertébrés terrestres indéterminés
-  foraminifères planctoniques
-  foraminifères benthiques
-  *Thalassinoïdes*
-  *Skolithos*
-  autre type de bioturbation
-  galets mous

Abréviation

-D-, -d-: discontinuités sédimentaires

Figures et structures sédimentaires

-  laminations et stratifications entrecroisées
-  laminations et stratifications obliques
-  stratification de rides de courant
-  stratification entrecroisée en mamelons (HCS)
-  laminations et stratifications parallèles
-  lamines soulignées par des microconglomérats
-  surface d'érosion
-  surface ferrugineuse
-  rides de courant
-  polygones de dessiccation
-  fentes verticales
-  silex
-  nodules calcaires
-  nodules de gypse
-  trémies de sel
-  bird-eyes
-  laminas alguaies
-  tepee

Lithologie

- | | | | |
|---|---------------------|---|---------------------|
|  | conglomérats |  | gypses |
|  | grès |  | dolomies |
|  | marnes versicolores |  | dolomies argileuses |
|  | marnes verdâtres |  | calcaires noduleux |
|  | marnes blanchâtres |  | calcaires massifs |

Cortèges de dépôts



Fig. 1 : Symboles représentatifs des faunes, des figures et structures sédimentaires, de lithologie et du mode de découpage séquentiel utilisés dans les coupes.

PREMIER CHAPITRE

GÉNÉRALITÉS

I- INTRODUCTION

II-PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE OCCIDENTALE

III- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU SAHARA

IV- DONNEES DISPONIBLES, METHODOLOGIE DU TRAVAIL ET OBJECTIFS DE LA THESE

IV.1- Données disponibles

IV. 2- Méthodologie du travail et objectifs

V- CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE

V.1- Cadre géographique de la région d'étude

V.2- Cadre stratigraphique de la région d'étude

VI- PRESENTATION DU SILLON PREAFRICAIN

VI.1- Bassin de Ouarzazate

VI.2- Bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud

VI.3- Bassin du Guir

VII- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SILLON PREAFRICAIN

VII.1- En Algérie

VII.2- Au Maroc

I- INTRODUCTION

Constituant l'une des composantes sédimentaires majeures des séries mésozoïques de la marge gondwanienne d'Afrique du Nord, la région de Béchar, située à la limite septentrionale du Sahara algérien et à proximité des revers sud de l'Atlas saharien, a été cartographiée pour la première fois par Poirmeur (1906). Nos prédécesseurs subdivisent très tôt la succession attribuée au Crétacé (partie orientale du "sillon préafricain") en trois entités lithostratigraphiques :

(i) un ensemble gréseux à passées conglomératiques surmonté par des marnes versicolores à gypse, connu sous les vocables "Infracénomaniens", "Infra-Crétacé", "Continental Intercalaire" et "Grès continentaux antécénomaniens". L'âge de cet ensemble, supposé jadis continental azoïque, n'était pas clairement défini et l'étage Albien ou Cénomaniens inférieur n'avait jamais été prouvé paléontologiquement ;

(ii) un ensemble carbonaté fossilifère rapporté au Cénomano-Turonien par corrélations de faciès avec les domaines paléogéographiques avoisinants. Il se dresse généralement en murailles calcaires verticales (Bezazil-el-Kelba, première Barga, Djebel Asfer, Chebket Berridel, El Megsem et El Menaguir) ;

Et (iii) un ensemble de marnes versicolores à gypse et grès rouges considéré comme Sémonien.

Cette triade lithologique, qui peut être retrouvée partout en Afrique du Nord, n'a jamais été analysée en détail, aucune coupe précise n'a encore été publiée et des régions entières restent complètement inexplorées. Les quelques études brèves se limitent uniquement à des descriptions lithologiques rapides accompagnées d'inventaires paléontologiques très sommaires.

Dans le cadre de cette thèse, l'étude des terrains crétacés de la région de Béchar nous a conduits à compléter la lithostratigraphie, à réviser les attributions stratigraphiques et à préciser le contexte environnemental. Les prospections systématiques, dans ces terrains ont permis d'identifier, pour la première fois, plusieurs niveaux fossilifères (vertébrés, invertébrés et ichnofossiles), toujours en cours d'étude.

II- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE OCCIDENTALE

La carte géologique de l'Algérie montre trois domaines orographiques et géologiques profondément différents (fig. 2) : une zone subsidente située au Nord formée de reliefs souvent vigoureux aux séries plissées voire même charriées dans l'aire la plus septentrionale où les terrains mésozoïques et cénozoïques sont épais et caractérisés par des déformations alpines (1) ; un domaine médian qui correspond à l'Atlas saharien (2) et une province paléozoïque stable située plus au Sud (3). Les deux premiers domaines constituent le contexte orogénique maghrébin d'âge Cénozoïque (Durand-Delga et Fonboté, 1980), appelé également la Berbérie, fréquemment limitée au Sud par la flexure saharienne.

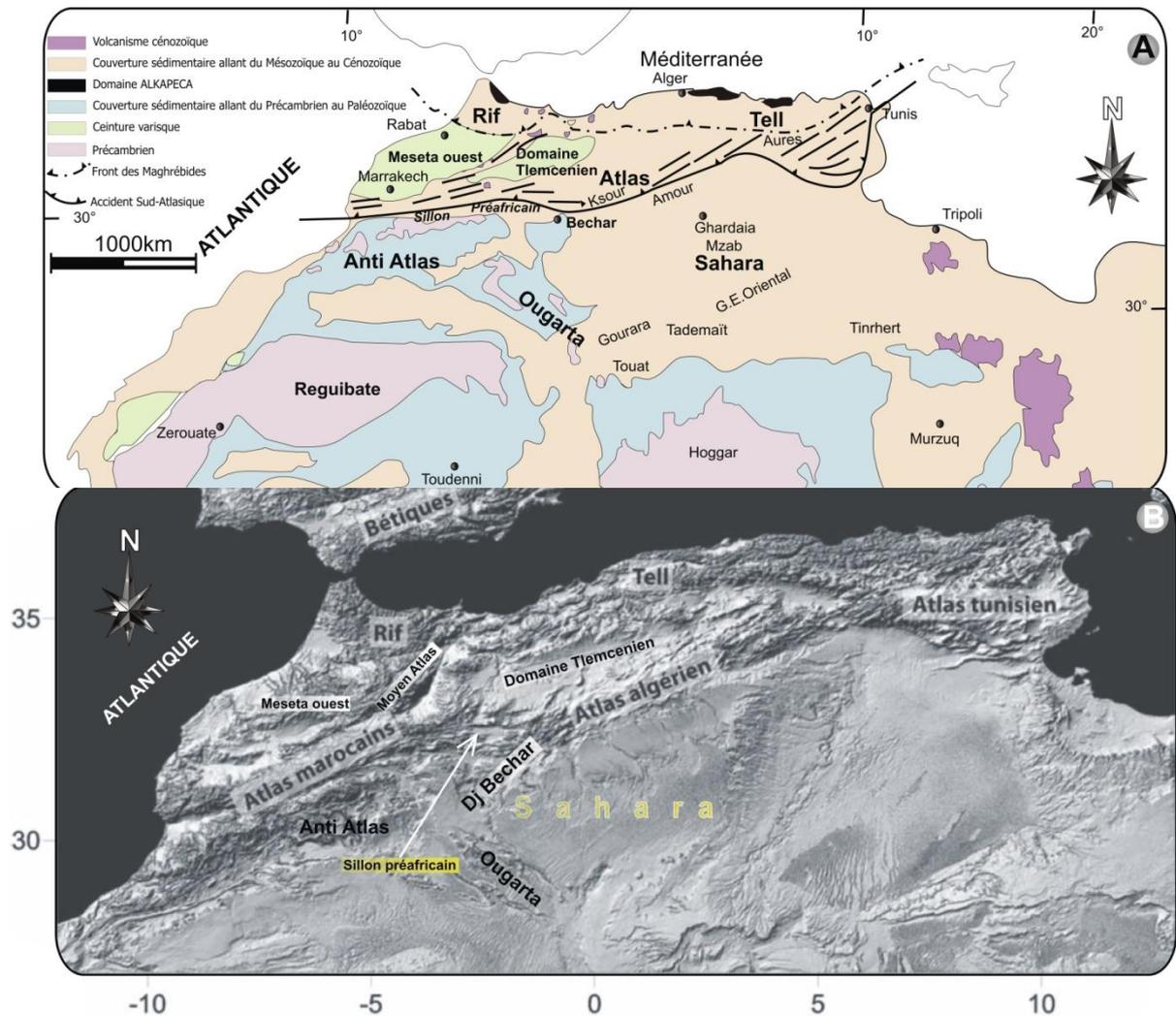


Fig. 2 : A- Les grands ensembles géomorphologiques de l'Algérie ; B- Carte du relief de l'Afrique du Nord (Données GTOPO30) et principaux domaines morphostructuraux.

III- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU SAHARA (fig. 3)

La région d'étude s'intègre géographiquement et géologiquement dans la partie septentrionale de la plaque africaine, représentée par le Sahara. A l'Ouest, ce grand désert arrive à l'Atlantique ; à l'Est, il s'étend, jusqu'au-delà de la mer rouge, au Golfe persique où l'Arabie forme son prolongement naturel. Au Nord, dans la partie orientale, le Sahara atteint la Méditerranée, tandis que sa partie occidentale est limitée par une remarquable ligne structurale (accident sud-atlasique) qui, sur 2000 km, le sépare de la Berbérie, depuis Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie.

Le Sahara algérien, partie demeurée stable de la plaque africaine, occupe la partie occidentale de la dalle précambrienne et représente l'un des plus importants bassins sédimentaires dans le monde. Ce sont des roches paléozoïques, transgressives et discordantes sur le socle précambrien qui constituent généralement son épaisse couverture sédimentaire : Le Paléozoïque comprend des terrains allant du Cambrien au Carbonifère inclus ; Les sédiments permien prouvés par la faune ne sont pas mis en évidence dans le Sahara algérien ; Le Méso-Cénozoïque est plus ou moins développé sur ce territoire. Il est marqué, en particulier, par les régions très plates ou faiblement redressées, correspondant au Grand Erg

occidental et oriental, au plateau du Mزاب, du Tademaït, du Tinrhert, ainsi qu'aux régions relativement déprimée du Gourara, du Touat, du Tidi Kelt et du Sud-Tinrhert. Ces vastes plateaux correspondent au "bassin mésozoïque saharien", conventionnellement limité vers le Nord par la flexure sud-atlasique et interrompu vers le Sud et vers l'Ouest par des limites d'érosion.

Entre la chaîne atlasique et le Paléozoïque de Béchar se creuse le fameux sillon crétacé préafricain, objet de la présente étude. Il est séparé de l'Atlas saharien par l'accident sud-atlasique. Le Crétacé est largement recouvert par des atterrissements tertiaires et quaternaires, des dunes et des regs. Néanmoins, de nombreux affleurements sont très amples à structures tabulaires ou faiblement redressés.

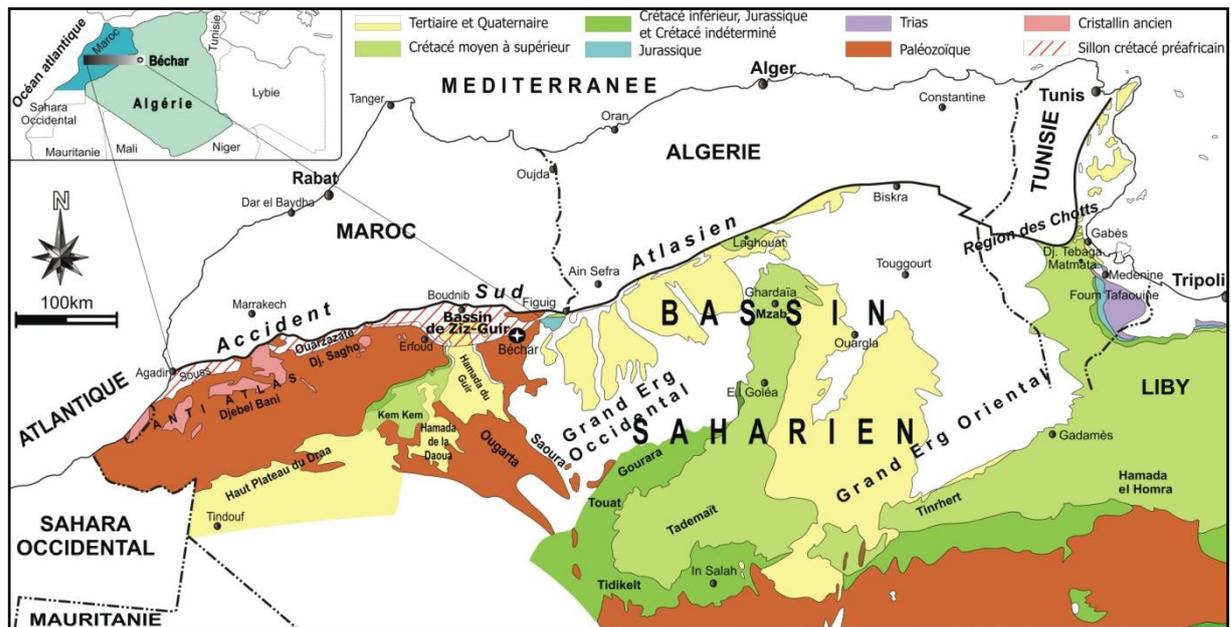


Fig. 3 : Situation géographique et géologique du "sillon préafricain" par rapport à l'ensemble du bassin mésozoïque saharien.

IV- DONNEES DISPONIBLES, METHODOLOGIE DU TRAVAIL ET OBJECTIFS DE LA THESE

IV.1- Données disponibles

Le thème principal de ce travail de thèse se rapporte à l'étude lithostratigraphique, paléontologique et sédimentologique des dépôts crétacés qui affleurent dans la région de Béchar dans un but d'enrichir les connaissances géologiques régionales. Les données utilisées sont principalement basées sur les travaux effectués sur le terrain, de façon continue entre 2008 et 2010 puis lors de plusieurs missions plus courtes jusqu'en 2011. Toutefois, les recherches anciennes et récentes réalisées notamment dans le territoire marocain, ont été utilisées dans le présent travail, à des fins de corrélations stratigraphiques, de reconstitutions paléogéographiques et d'interprétations géodynamiques.

En effet, les travaux effectués dans les terrains crétacés du territoire marocain ont permis d'acquérir des compléments précieux pour la compréhension du Crétacé de la région de Béchar. En outre, ont été utilisés également les fonds topographiques à 1/100.000, les

cartes géologiques et tectoniques de Béchar et les levées géologiques au 1/100.000 entrepris par la société S.O.N.A.R.E.M. Le support topographique et toponymique utilisé pour la localisation des secteurs, des coupes et des affleurements remarquables est celui des feuilles de Tiberbatine, de Béchar et de Ben Zireg à l'échelle 1/200.000.

IV.2- Méthodologie du travail et objectifs

La méthodologie retenue pour notre recherche est conforme aux méthodes traditionnelles d'études de terrain et de laboratoire en stratigraphie et en sédimentologie des dépôts détritiques et carbonatés. Elle emploie des approches différentes mais néanmoins complémentaires. Ainsi, l'examen de la série crétacée dans la région de Béchar nous a amené à :

a- reconnaître la succession lithostratigraphique dans les différents secteurs, à partir de coupes détaillées banc par banc et de suivre les variations verticales et latérales des épaisseurs et des faciès. Les données de nos analyses du terrain seront résumées sous forme de coupes verticales (Log des auteurs anglo-saxons) et corrélations lithostratigraphiques, ainsi que par une description lithologique et biostratigraphique des coupes qui seront présentés dans le volet "description de la série crétacée". Toutefois, du fait de la grande superficie du domaine étudié et de l'abondance des coupes levées, il est nous a paru préférable de décrire la série lithostratigraphique des secteurs, tout en groupant les coupes en profils de corrélations lithostratigraphiques.

La majorité des colonnes stratigraphiques présentées indiquent les références des échantillons numérotés de bas en haut. La localisation des coupes est schématisée sur l'image satellitaire de la région puis précisée lors de la description des secteurs, dont les coordonnées géographiques sont repérées grâce au GPS (WGS 84). Là où la série présente des particularités, en parallèle des coupes levées en détail, d'autres observations ponctuelles et des échantillonnages isolés et fragmentaires ont été réalisés, et cela à des fins de contrôles stratigraphiques et de vérifications paléogéographiques. De nombreux échantillons ont été prélevés afin de caractériser les différentes lithologies et discontinuités rencontrées. Trente sections polies et soixante-dix lames minces ont été effectuées dans les niveaux indurés. Celles-ci ont permis la caractérisation des microfaciès sédimentaires. Les niveaux meubles ont été échantillonnés, traités à l' H_2O_2 pour déliter les marnes, et tamisés pour séparer les fractions de 1 mm, 500 μm , 250 μm et 125 μm . Les refus des tamis sont en cours de tri sous la loupe binoculaire dans le but de récolter les microfossiles. L'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, en prélevant tous les mètres et ou moins en fonction de l'importance des variations lithologiques.

La légende des coupes est représentée à la figure 1.

b- proposer un découpage en formations et unités lithostratigraphiques cartographiables à différentes échelles. Au niveau du bassin, les variations latérales du faciès ne sont pas significatives pour proposer pour chaque région sa propre nomenclature, certes les variations latérales de faciès sont présentes mais la lithologie ou le faciès dominant définit le contexte sédimentaire qui demeure homogène ;

c- analyser les signaux des différents mécanismes sédimentaires et inventorier le contenu paléontologique ;

d- établir un cadre stratigraphique, préalable indispensable à toute étude de dynamique sédimentaire, le plus précis possible à l'aide de la macrofaune afin de corréliser les formations et les unités d'une extrémité du bassin à l'autre, de repérer et dater les discontinuités sédimentaires et établir leur typologie, ainsi que de discuter les âges proposés pour les différents ensembles crétacés de la région de Béchar ; La stratigraphie a été essentiellement documentée avec des restes de vertébrés, des ammonites et des rudistes. La détermination de la faune a été réalisée par des spécialistes de faunes du Crétacé : F. Chikhi-Aouimeur (Université de Bab Ezzouar, Algérie) ; D. Lauthier et P. Taquet (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris), E. Buffetaut (CNRS, France), H. Kollmann (Muséum d'Histoire Naturelle de Vienne), C. Meister (Muséum d'Histoire Naturelle de Genève), T. Succès et L. Villiers (Université de Marseille, France), M. Wilmsen (Institut de Paléontologie, Würzburg, Allemagne) et E. Nagm (Université de Caire, Égypte.). La détermination des traces fossiles a été effectuée sur place ou avec le concours de A. Uchman (Université de Jagiellonian, Pologne) et J. Yul Kim (l'Université Nationale de l'Éducation, Corée) ;

e- établir des corrélations stratigraphiques entre les différentes coupes et avec les autres zones et domaines paléogéographiques avoisinants;

f- établir un inventaire paléontologique et ichnologie (voir volet paléontologie, ichnologie, biostratigraphie et paléobiogéographie). Les illustrations photographiques de quelques ichnogenres et quelques taxa de vertébrés, ammonites, nautilus, échinides, bivalves, gastéropodes et rudistes seront figurées en planches ;

g- définir les différents faciès et microfaciès : L'analyse des faciès, sur le terrain et sur les échantillons en macroscopie (surfaces polies) et microscopie (lames minces), est basée sur l'hypothèse que les textures observées dans ces échantillons résultent d'une combinaison de trois facteurs : le régime de dépôt, l'activité biologique et la diagenèse. Pour les analyses pétrographiques, microscopiques et macroscopiques, sont utilisées : -la nomenclature de Dunham (1962) complétée par celle d'Embry et Klovan (1971) pour les textures carbonatées ; - la nomenclature de Grabau (1904) pour la granulométrie des éléments de petite taille (jusqu'à 2mm) et celle de Blair et McPherson (1999) pour les éléments de grande taille (supérieurs à 2mm) en utilisant le critère morphologique ;

h- identifier les discontinuités et séquences sédimentaires afin de percevoir la dérive générale (tendance évolutive) de chacune d'elles et de mettre en évidence les différents cycles transgressifs-régressifs ; interpréter les différents faciès en termes de processus de dépôt et les regrouper en associations de faciès et en systèmes sédimentaires afin de reconstituer les milieux de dépôt ;

i- élaborer un modèle sédimentologique logique et placer la région d'étude dans un cadre paléogéographique, en tenant compte de l'action conjuguée du climat et de l'eustatisme dans le contrôle de la sédimentation ;

j- enfin, la conclusion mettre en relief les faits saillants du travail et les principaux résultats obtenus. Le document est clôturé par une liste bibliographique assez riche.

V- CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA REGION D'ETUDE

V.1- Cadre géographique de la région d'étude (fig. 4)

Le territoire étudié se situe dans la moitié nord de la feuille H-30-XXII (Béchar) au 1/200.000^{ème}, dans la partie septentrionale du Sahara et à proximité de l'Atlas saharien. Le modelé du paysage est marqué par la présence de corniches calcaires beiges ou blanchâtres qui scellent un talus dégagé dans des niveaux marneux verdâtres ou rougeâtres, tendres et facilement attaquables par l'érosion. Ces corniches fournissent d'excellents repères visuels à la fois sur le terrain et lors de l'examen des photographies aériennes. Elles constituent dans l'ensemble, un synclinal dissymétrique dont les flancs sud sont relativement doux, les flancs nord sont en revanche plus inclinés et faillés aux endroits affectés par l'accident sud-atlasique, les parties occidentales et centrales de la région d'étude, sont occupées par de larges vallées à fond plat (de l'Ouest vers l'Est : les oueds de Meridja, Guir, Zelmou, El Morra, Safsaf, Boukaïs, Messoueur, El Mors, Braber, Thoffa, Béchar, Kaloume, Betoum, etc.).

Ces cours d'eau engendrent une surface découpée, entaillée et faiblement inclinée vers l'Ouest. A l'Est et au Sud, les vallées sont dominées généralement par un plateau peu élevé dont les altitudes maximales s'étalent de 850 m à 950 m et par des buttes témoins isolées (Gara Gola, 1013 m ; Gara Ziar, 1020 m ; Gara Msaka, 928 m ; Gara Bou Izane, 998 m et Gara Oum Es Sbaa, 1003 m). Vers l'Est, notre région d'étude se présente en forme de coin dont la pointe est orientée aux alentours de la localité de Ben Zireg.

A la périphérie du territoire d'étude, apparaissent les massifs montagneux de Talzaza, Horreit et Antar au Nord et du Djebel Béchar, au Sud-Est.

V.2- Cadre stratigraphique de la région d'étude (fig. 4)

La stratigraphie des terrains qui affleurent dans la région de Béchar comprend :

a- *Un ensemble anté-mésozoïque* : il est formé de dépôts précambriens (massif de Boukaïs) et paléozoïques qui se développent le long de la limite du bassin créacé du Guir (Chebket Djihani, Chebket Mennouna, Djebel Béchar, Djebel Antar et Djebel Horreit);

b- *Un ensemble mésozoïque* : constitué de dépôts jurassiques (à proximité de Ben Zireg) et créacés ;

c- *Un ensemble post-mésozoïque* : il est matérialisé par des dépôts subhorizontaux de la série des hamadas d'âge Eocène-Pliocène et Quaternaire, y compris les formations actuelles (terrasses alluviales, dunes et le chapeau de sel qui affleure dans la vallée du Guir) ;

d- *le magmatisme* : des manifestations du magmatisme précambrien et hercynien (épanchements andésitiques, dacitiques et leurs tufs) sont connus dans la région de Boukaïs, en dehors des limites du bassin créacé de Béchar.

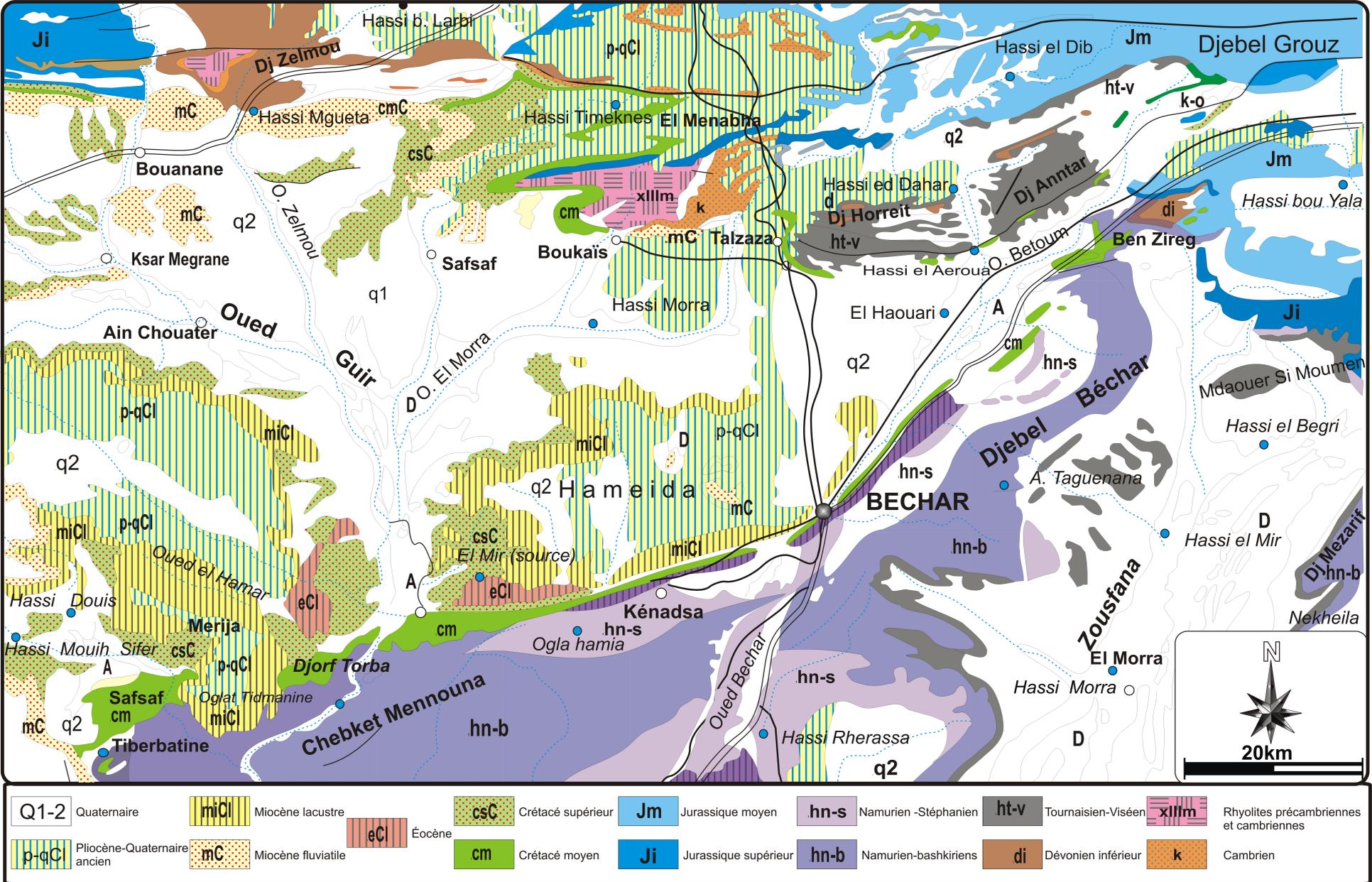


Fig. 4 : Carte géologique de la région de Béchar (extrait de la carte géologique de la Hamada du Guir).

VI- PRESENTATION DU SILLON PREAMFRICAIN

L'un des grands bassins sédimentaires margino-cratoniques de l'Afrique du Nord, le "sillon préafricain" ou "sillon transatlantique du Sud" (Choubert, 1942, 1943 et 1952 ; Basse et Choubert, 1956 ; Choubert et Faure-Muret, 1962) se trouve pratiquement à cheval entre l'Algérie et le Maroc (fig. 3 et fig. 7). Il correspond à des zones déprimées (dépressions intra-montagneuses) situées à la bordure nord du craton saharien dont la largeur moyenne est de 40 à 70 km et l'extension longitudinale est de 500 à 600 km. Il fait partie des unités africaines à substratum rigide et qui ne peuvent pas comporter de formations jurassiques, car les mers de cette époque s'arrêtaient contre le bord d'Afrique. Leur remplissage est constitué de terrains crétacés et tertiaires (Choubert, 1943, p 66).

Le "sillon préafricain" est constitué d'une série de bassins crétacés qui jalonnent le pied méridional du domaine atlasique et qui reposent en discordance angulaire, sur un substratum paléozoïque ou jurassique (Haut-Atlas marocain) rigide. On distingue d'Ouest en Est : les bassins de Ouarzazate, d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (Ambroggi et Choubert, 1952) et du Guir (Benyoucef *et al.*, 2008). Ces deux derniers constituent le bassin du "Ziz-Guir" au sens de Levy (1949) (fig. 3).

VI.1- Bassin de Ouarzazate (fig. 5)

Il est limité par l'accident sud-atlasique au Nord et par les affleurements précambriens de l'Anti-Atlas (boutonnière de Saghro) au Sud ; c'est un bassin étroit occupant la partie centrale du sillon préafricain, d'environ 160 km de long pour une largeur maximale de 45 km au niveau de Ouarzazate et Skoura. Il est irrigué par Oued Dades et montre une altitude comprise entre 1100 et 1500 m.

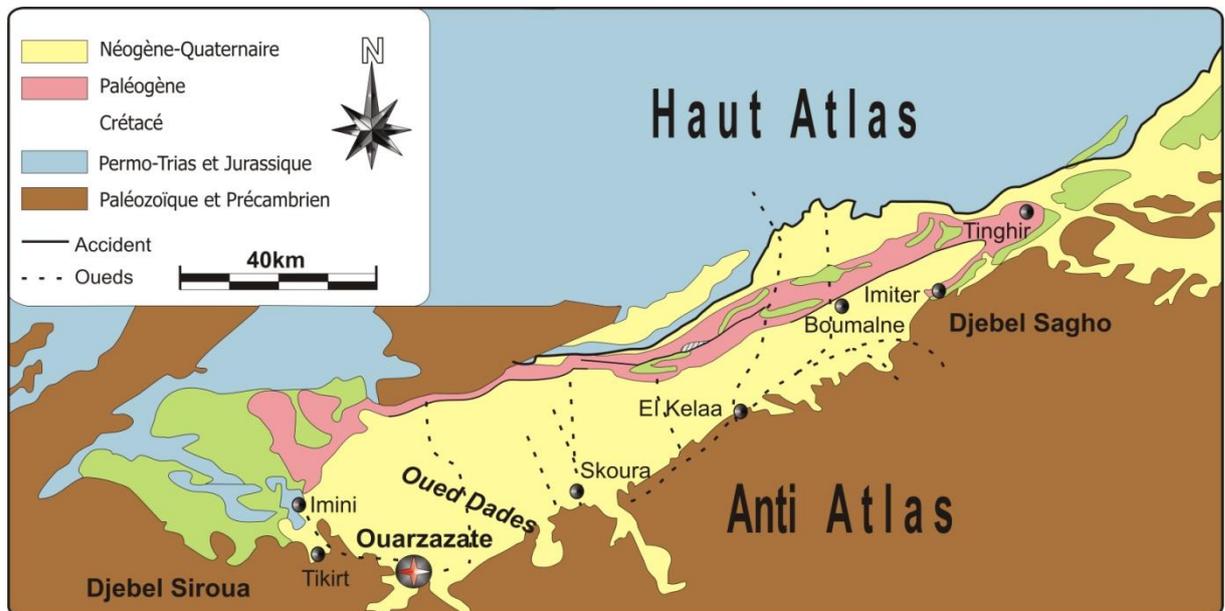


Fig. 5 : Cadre géologique du bassin de Ouarzazate (d'après la carte géologique du Maroc au 1/500.000°, feuille de Ouarzazate, simplifiée).

Le bassin de Ouarzazate correspond à des unités de transition entre le domaine atlasique et l'Anti-Atlas tant par leur stratigraphie que par leur style tectonique. Il est caractérisé également par une couverture légèrement plissée, moins développée dans le Sud que dans le Nord et posée sur un substratum pénéplané.

VI.2- Bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (fig. 6).

Sur une étendue de 70 km de largeur et de 300 km de longueur, le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (Ettachfini et Andreu, 2004) est très reconnaissable par ses caractères morphologiques de falaise et sa coloration très claire ; il est régulier, continu, bien uniforme dans le relief et englobe l'ensemble des terrains crétacés qui affleurent entre Tinghir à l'Ouest et Boudnib à l'Est.

Il est limité au Nord par l'accident sud-atlasique qui borde également les bassins jurassiques du Haut-Atlas ; au Sud par les affleurements précambriens et paléozoïques de l'Anti-Atlas et à l'Est par les formations tertiaires de la Hamada du Guir. Il occupe la partie occidentale du bassin crétacé de « Ziz-Guir » (Levy, 1949) qui correspond au bassin de Boudnib (8000 km²) pour certains hydrogéologues.

A l'Ouest, le bassin s'amincit en un étroit sillon qui atteint sa largeur minimale à Tinghir, à partir duquel il se raccorde au bassin de Ouarzazate.

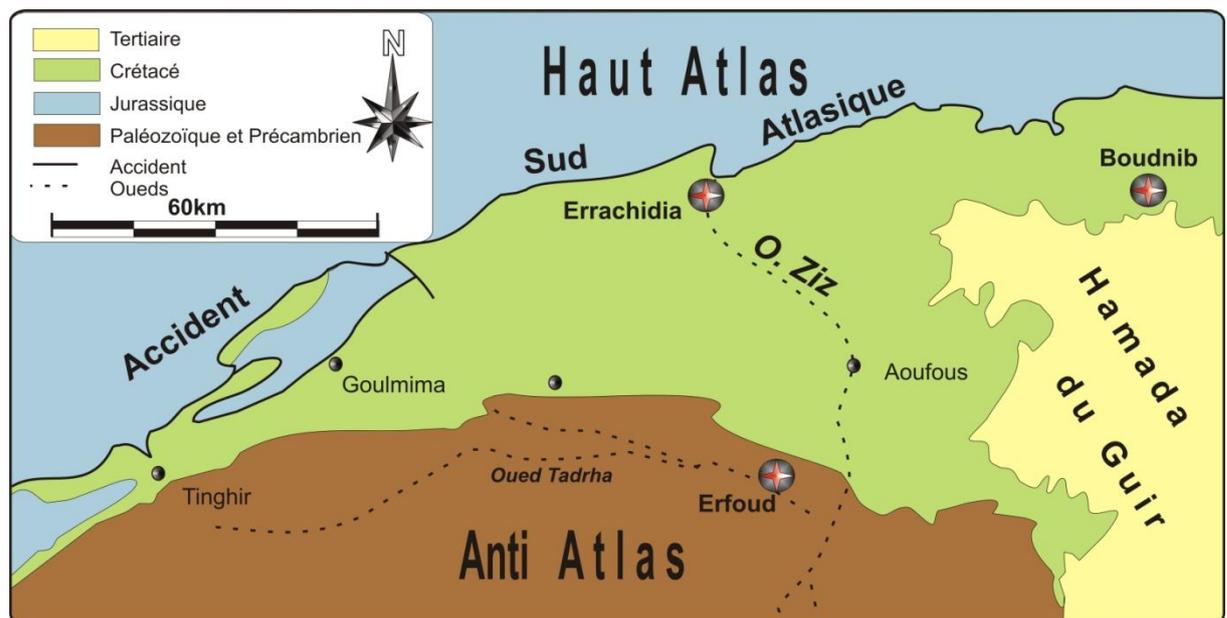


Fig. 6 : Cadre géologique du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (d'après la carte géologique du Maroc au 1/200.000°, feuille de Rich et Boudnib, simplifiée).

VI.3- Bassin du Guir (fig. 7)

Il correspond à la chaîne plissée des "Morts terrains" selon Deleau (1951 et 1952) et au prolongement oriental du bassin du "Ziz-Guir" (Levy, 1949), le "bassin du Guir", dénommé par les miniers le "bassin salifère de Béchar", désigne l'ensemble des terrains crétacés qui affleurent au Sud-Ouest algérien, au pied méridional de l'Atlas saharien occidental et à

proximité immédiate de l'accident sud-atlasique, il occupe une superficie d'environ 2000 km² et présente une géomorphologie synclinale étroite et faillée.

Leurs affleurements se suivent entre les méridiens 1°.15' et 3°.15' et entre les parallèles 31°.25' et 32°.15' Nord, il s'allonge selon une direction Est-Ouest depuis la localité de Ben Zireg jusqu'aux frontières algéro-marocaines à la limite septentrionale du Sahara, sa bordure nord est formée par les massifs paléozoïques du Djebel Antar qui passe immédiatement à l'Ouest au Djebel Horreit et aux massifs de Talzaza (région d'El Ahmar).

Vers le Sud et le Sud-Ouest, les terrains crétacés sont limités par le Paléozoïque du Djebel Béchar, de la dépression de Kénadsa-Chebket Mennouna et de Chebket Djihani, vers l'Est, notre région d'étude se rétrécit jusqu'à former une pointe aux alentours de la localité de Ben Zireg.

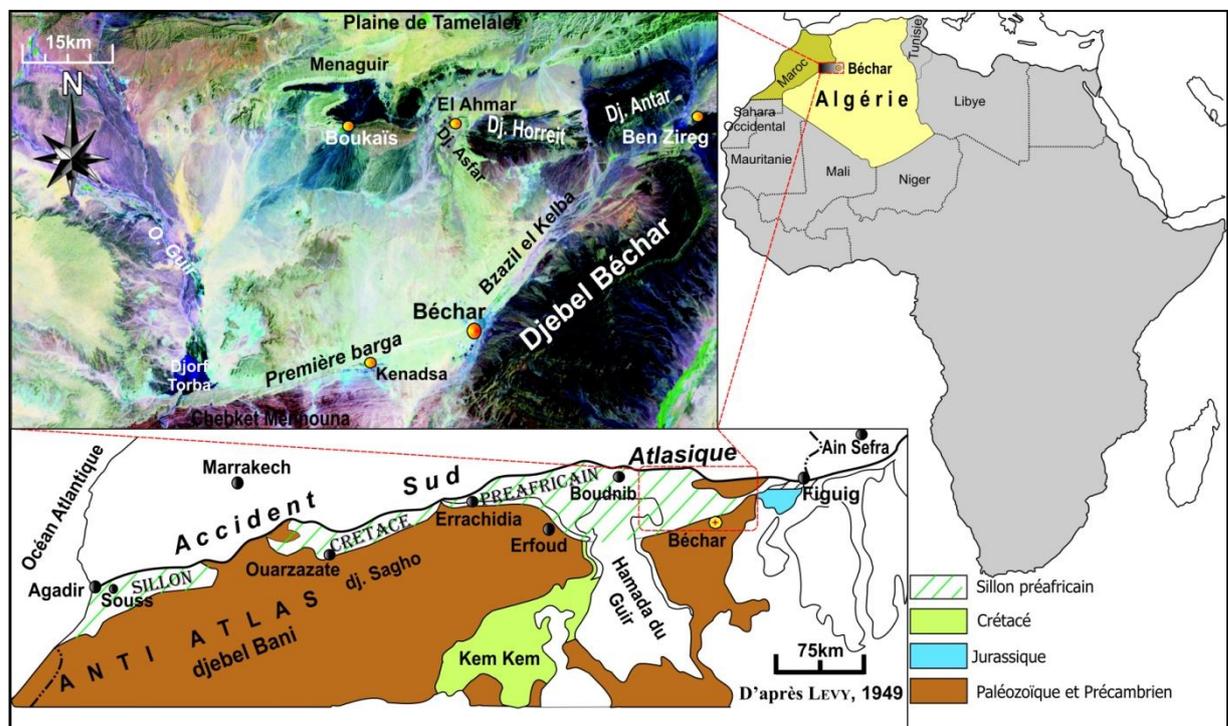


Fig. 7 : Localisation et contexte géologique du "bassin crétacé du Guir" par rapport au domaine atlasique (Algérie et Maroc).

Le bassin crétacé du Guir est dans l'ensemble incliné du Nord au Sud comme l'indique le sens d'écoulement des principaux oueds (Safsaf, Guir, Messoueur, Mrir, Chieker, Aouinet el Hamara, Béchar, Kaloume, Ben Zireg, etc.). Ses limites actuelles ne correspondent pas aux limites originelles dont la présence des galets mal roulés de calcaires céno-mano-turonien dans la composition des conglomérats tertiaires témoigne du fait que le bassin crétacé a été soulevé et soumis à une destruction partielle. Les processus d'érosion ont provoqué la désagrégation des parties périphériques et même centrales du bassin (région de Boukaïs), ainsi que le changement de sa morphologie initiale.

Contrairement à sa structure intérieure plus complexe due à la présence de nombreuses failles fortement redressées et orientées généralement NS ou NE-SO, les bordures du bassin

présentent une composition structurale très simple (couches faiblement redressées, notamment au Sud), cette simplicité structurale et la continuité des affleurements sont des faits capitaux pour reconstituer une véritable sédimentologie et dynamique sédimentaire des terrains crétacés.

En effet, les épaisseurs originelles ne se trouvent pas perturbées et les rapports mutuels des différents faciès sont observables sans reconstitutions hypothétiques (pas de dédoublement par failles ou épaissement par bourrage tectonique), aussi les affleurements ne sont jamais dissimulés ni par la couverture végétale, ni même par un sol.

VII- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE SILLON PRAFRICAIN

La richesse géologique de la région de Béchar a amené les géologues à dresser très tôt un panorama complet de cette zone. Il serait long et peu utile d'établir dans ce travail la liste exhaustive des travaux anciens ayant trait à la géologie de Béchar et des régions voisines. Il est plus utile de présenter dans ce cadre, les principales observations effectuées sur les terrains crétacés de la région de Guir en Algérie d'une part, et sur sa continuité latérale au Maroc d'autre part.

VII.1- En Algérie

Les premières observations à caractères géologiques concernant la série crétacée de Béchar remontent aux travaux de Pomel (1872) qui avait signalé, dans son étude du Sahara la présence de ces dépôts dans la région de Ben Zireg.

En 1906, le lieutenant Poirmeur a indiqué également les dépôts crétacés qui relient le Cénomaniens des environs de Zoubia (Atlas saharien) à celui de Djorf Torba ; l'auteur a présenté la première carte géologique de la région Guir-Zousfana. Deux ans plus tard, dans sa publication sur la géologie du Sahara algérien, Gautier (1908) a montré une carte géologique exhibant le Crétacé de la région de Béchar.

En 1911, Flamand présente le premier travail d'ensemble sur la stratigraphie du Sud-Oranais et étudie le Crétacé des crêtes de Bezazil-el-Kelba (p. 584, 616), de Kénadsa et de Boukaïs et évoque la présence d'ostracées (*Ostrea flabellata* d'Orb) et d'échinides à proximité de Ben Zireg. Il attribue la corniche calcaire dite "première Barga", au Cénomaniens et signale également l'épaisseur réduite des affleurements crétacés de la région de Béchar par rapport à l'ensemble de la "Haute muraille crétacée" du Sahara.

En 1922, l'Ingénieur en chef des mines Dussert publia une note sur la mine de houille de Kénadsa, l'auteur attribua au Cénomaniens (p. 66), l'ensemble des couches qui reposent en discordance sur le Westphalien.

Quelques années plus tard, Menchikoff (1930) effectua une étude géologique et morphologique dans le Sahara nord-occidental, il y consacra le quatrième chapitre de son ouvrage aux "Terrains des Hamadas". Il attribua sans preuves paléontologiques, les terrains tabulaires du Sahara nord-occidental au Crétacé et subdivisa en 1936, les dépôts qui affleurent dans la région de Béchar et au Sud de la zone atlasique en trois ensembles : les grès

continentaux anté-cénomaniens qui reposent directement sur le Paléozoïque ; les calcaires marins du Cénomano-Turonien et les couches rouges post-turonienues.

En 1933, Lauradoux et Deleau exposent des résultats stratigraphiques sur notre région d'étude. Ils attribuent la "première Barga" (el M'hammed) et les dépôts post-carbonifères sous-jacents au Cénomaniens et ils rapportent la "deuxième Barga" (el Gada) au Turonien; cette dernière a fournie récemment des fossiles qui datent le Tertiaire (Adaci, 2001).

Six ans plus tard, Clariond (1939) présente une étude sur la géologie des terrains crétacés de la région de Béchar-Kénadsa-Meridja, dont les résultats ont été consignés dans une carte et un rapport inédit.

En 1942 et 1943, Choubert désigne par le nom du "sillon préafricain" (ou "sillon transatlantique") la vaste zone synclinale à fond plat qui sépare le Haut-Atlas de l'Anti-Atlas. Peu après, Levy (1949) présente un rapport géologique sur les dépôts crétacés qui s'insèrent entre la chaîne atlasique au Nord et les affleurements paléozoïques de l'Anti-Atlas et de la région de Béchar au Sud. Sous le nom du bassin de "Ziz-Guir", l'auteur désigne l'ensemble des terrains crétacés qui affleurent entre Béchar (région de Guir) et Erfoud (région de Ziz) (fig. 8).

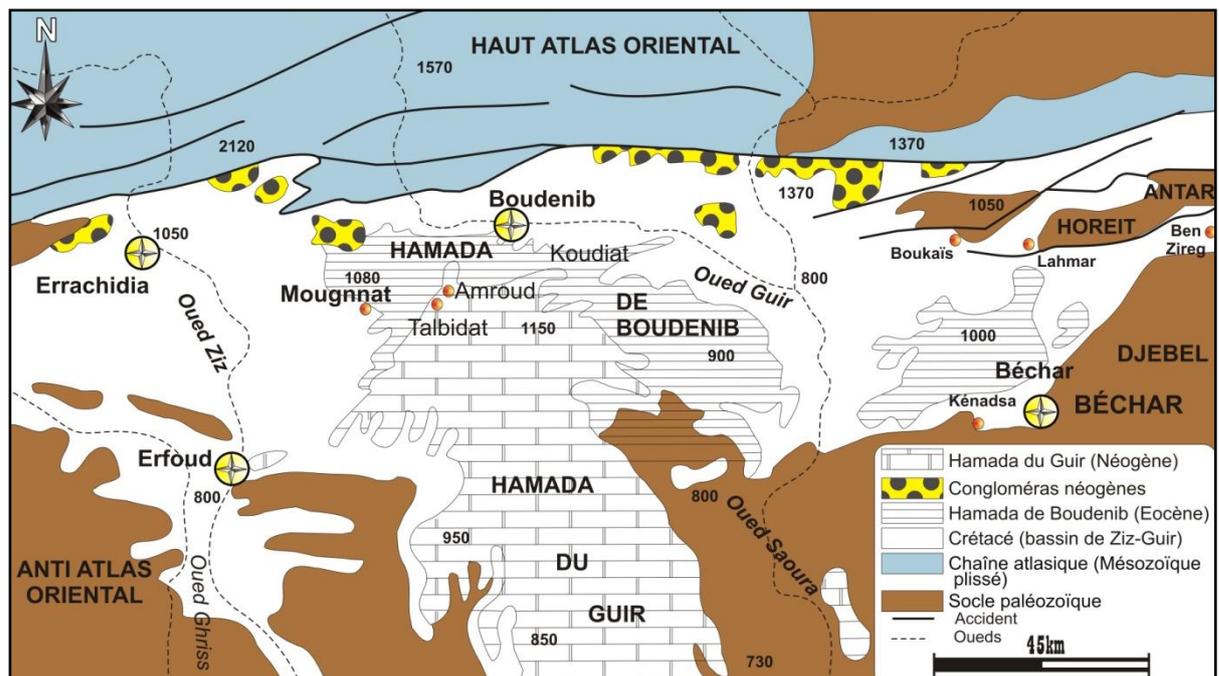


Fig. 8 : Présentation géographique et géologique du bassin de "Ziz-Guir" selon la définition de Levy, 1949.

Dans son important travail publié en 1951 et sa monographie régionale (1952) intitulée "Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région Béchar-Abadla", Deleau distingue (chapitre des « morts terrains ») deux séries post-carbonifères :

- une série plissée d'âge Crétacé ;
- et une autre série tabulaire correspondant aux terrains tertiaires et quaternaires.

Il souligne l'abondance d'*Exogyra olisiponensis* et d'*Exogyra flabellatum* dans les couches attribuées au Cénomaniens ("Morts terrains"). En 1952, cet auteur présente également une étude hydrogéologique de Béchar. Il mentionne la complexité du système aquifère de la région et indiqua l'importance du rôle hydrologique de la barre cénomano-turonienne fissurée.

A l'occasion d'une reconnaissance géologique dans les hamadas des confins algéro-marocains du Sud, les niveaux détritiques appelés "Continental intercalaire" ont fourni à Lavocat (1947, 1948, 1949 et 1954), dans la falaise auprès de la piste Hassi-Hachguig-Abadla et au promontoire sud de la rive gauche de la gorge de Safsaf, d'un gisement de vertébrés crétacés, dont des dents isolées et des os brisés attribués à des poissons et dinosauriens.

Quelques années plus tard, Pareyn (1961) présente un important travail sur les terrains carbonifères de la région de Béchar. Il étudie brièvement les affleurements crétacés de la région de Ben Zireg où il récolte une faune d'échinides (*Heterodiadema libycum*) et d'ostréidés (*Exogyra olisiponensis* et *Exogyra flabellatum*). L'auteur attribue la base de la série crétacée à l'Infracénomaniens ; les calcaires argileux fossilifères au Cénomaniens supérieur ; la barre calcaire au Turonien inférieur, sans preuves paléontologiques.

En 1973, Bassoullet recense au sein de la même coupe, plusieurs exemplaires de *Plicatula auressensis* et *Pycnodonta vesicularis*, ainsi que des ostracodes. Il signale aussi l'épaisseur réduite de la série crétacée de cette localité par rapport à leur homologue dans l'Atlas saharien.

Dans le cadre d'une importante recherche sur les bassins mésozoïques sahariens, Busson présente, en 1970, un ouvrage de deux tomes. Il établit une synthèse des sondages pétroliers accompagnée de cartes géologiques et structurales. L'auteur limita sa zone d'étude juste à l'Est de notre région d'étude.

Dans le but de rechercher du charbon au Nord de la ville de Kénadsa, la société BRMA (Bureau de Recherches Minières d'Algérie) fit exécuter le sondage (S-1) au pied du Gara de Oum Es Sbaa, ce sondage atteint une profondeur de 780 m, il avait recoupé une puissante assise de dépôts crétacés salifères attribuée aux terrains post-turonien (Flandrin, 1938). Cet événement a marqué la découverte du bassin salifère de Béchar. Ainsi, les renseignements obtenus ont permis à la société de MDPA-BRMA, de préparer et d'entreprendre entre 1952 et 1956 d'importantes études géologiques et géophysiques, en vue de rechercher dans le bassin les gisements de sels potassiques. Vers 1956, il y a été achevé l'avancement de six sondages, dont quatre (S-1, Bouhamam, Safsaf et Asfer) ont recoupé les dépôts salifères du bassin de Béchar. Ces différentes études ont permis également à Schlund (1956), d'établir la carte géologique provisoire de Béchar au 1/100.000^{ème}.

En 1970-1971, la compagnie pétrolière Sonatrach a entrepris des travaux de sismique réflexion dans la partie centrale du bassin crétacé de Béchar. Dans la même période, Merabet et Popov (1971) ont rapporté le bassin de Béchar au groupe des bassins salifères sénoniens du Sahara nord. Ils le considèrent comme le prolongement du bassin de Ksar-es-Souk-Boudnib, c'est-à-dire la partie orientale d'un golfe important situé entre l'Anti-Atlas et le Haut-Atlas marocain. Ces auteurs subdivisent la coupe salifère en trois séries :

- série salifère inférieure ;
- série argilo-marneuse moyenne ;
- série salifère supérieure.

De 1974 à 1978, la région de Béchar a fait l'objet d'importantes recherches hydrogéologiques menées par la société italienne Idrotechneco. Des cartes photogéologiques et hydrogéologiques au 1/100.000^{ème} ont été dressées pour le territoire de Béchar ; cette étude a fourni également une grande quantité d'informations sur les caractères hydrochimiques des sources d'eau de la région d'étude et sur le caractère régional important de la nappe cénomano-turonienne, juste en extension, bien que son épaisseur soit faible. Les auteurs d'Idrotechneco rapportent les dépôts sénoniens de la région d'étude aux terrains anhydres. Ils n'ont pas découvert de sources salées à l'intérieur du bassin ou en dehors de ses limites.

Après une assez longue période, durant laquelle aucune recherche n'est signalée dans les terrains crétacés de Béchar, les géologues polonais, sous la conduite de Majewski, ont élaboré, en 1989, le projet de la prospection des sels potasso-magnésiens dans la région de Béchar, et la division sud-ouest de l'O.R.G.M a procédé à l'exécution des travaux sur le terrain. Les résultats obtenus au cours de l'accomplissement de cette tâche ont été exposés dans un rapport final (Britan *et al.*, 1992).

En 1998 et 2010, Chikhi-Aouimeur évoque la diversité des rudistes en Algérie et attribue les caprinules de la région de Béchar à un faciès de mer épicontinentale qui a envahi le Sahara au cours du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

En 2005, Fabre présente une description sommaire du Crétacé de Djorf Torba et Nord de Béchar. L'auteur attribue la partie inférieure des marnes gypsifères et des grès rouges au sommet du "Continental intercalaire". Il rapporte les marnes et les calcaires crayeux au Cénomaniens supérieur et les calcaires massifs qui les surmontent au Turonien.

VII.2- Au Maroc

Si les travaux géologiques des terrains crétacés de la région de Béchar ont été réalisés dans le cadre des recherches minières, les auteurs ont très tôt subdivisé le Crétacé du Sud-Est marocain en trois entités lithostratigraphiques :

- un ensemble continental (grès et conglomérats) surmonté par des marnes versicolores à gypse, dont l'âge n'était pas clairement défini (Crétacé inférieur, infracénomaniens, etc.) ;
- un ensemble carbonaté à ammonites et rudistes que Barthoux, l'a attribué au Cénomano-Turonien dès 1924 ;
- un ensemble de marnes versicolores à gypse et grès rouges rapporté au Sénonien.

Les recherches de Daguin (1923) portent essentiellement sur le Crétacé de la région comprise entre Boudnib et Béchar, et leurs résultats avaient été consignés dans deux rapports et dans une carte inédite. En 1931 (a et b), le même auteur publia deux notes sur les terrains

crétacés de la vallée de l'Oued Ziz. Il compléta le bilan paléontologique de cette région par la découverte d'un important gisement à rudistes. L'auteura montre que la base calcaréo-argileuse de la plate-forme préafricaine, affleurant aux alentours de la vallée de l'Oued Ziz, est cénomanienne et les calcaires à rudistes qui lui font suite sont d'âge Turonien. Dans la même année, Astre présente une note d'intérêt paléontologique des rudistes provenant de la même région.

En 1948, Dubar a proposé pour cette partie du territoire marocain, une subdivision du Crétacé en trois grandes entités lithostratigraphiques :

- la Formations d'Ifezouane, à la base, constituée de grès à quelques passées conglomératiques, attribuée à l'Albien sans preuves paléontologiques ;

- la Formation d'Aoufous composée de marnes à gypse et rapportée à l'Albo-Cénomanienn. Les deux formations citées ci-dessus, appelées jadis "Continental Intercalaire" par les géologues sahariens, ont été regroupées sous le nom de "*Kem Kem beds*" par Sereno *et al.* (1996) ;

- la Formation carbonatée d'Akrabou, qui forme une hamada repère et un trait morphologique régional, a été attribuée au Cénomano-Turonien.

Choubert (1939 et 1948) ; Basse et Choubert (1959) ; Choubert et Faure-Muret (1962) ont traité la paléogéographie du domaine atlasique. Ils subdivisent la série crétacée du sillon préafricain en trois unités lithologiques :

- les grès rouges continentaux azoïques contenant des passées conglomératiques, rapportés à l'Albien ou à l'Infracénomanienn ;

- les marnes lagunaires à gypse attribuées au Cénomanienn ;

- les calcaires marins constituant la dalle du Cénomano-Turonien. Cette dernière attribution a été effectuée dès 1924 par Barthoux, sur la base d'une faune d'échinodermes (*Holectypus excisus* et *Heterodiadema lybicum*).

En 1952, Ambroggi et Choubert ont subdivisé la série crétacée de la plate-forme préafricaine coïncée entre le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas au Maroc, d'Ouest en Est, en trois bassins : Souss, Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud.

Dans son important ouvrage consacré à la géologie du Maroc, Michard (1976) signala, sur le revers méridional du domaine atlasique, la superposition de trois hamadas séparées par des talus meubles :

- la hamada inférieure (dite aussi de Meski Aoufous dans la partie orientale du Maroc) d'âge Cénomano-Turonien ;

- la hamada moyenne (ou petite hamada de Boudnib) attribuée à l'Oligocène supérieur ;

- les hamadas supérieures (Guir, Daoura, Dra, Tarfaya) d'âge Néogène.

Sur la base d'une faune de rudistes et d'une abondante microfaune benthique, Ferrandini *et al.* (1985) ont présenté une étude lithostratigraphique et paléoenvironnementale de la plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien qui affleure dans la région située entre Erfoud et Errachidia ; ces auteurs distinguent quatre unités paléoenvironnementales :

- les trois premières unités (côtière, récifale à rudistes et plate-forme restreinte à ostréidés) ont été rattachées au Cénomaniens supérieur ;

- la dernière unité (plate-forme ouverte) a été attribuée au Turonien.

En 2004, Ettachfini et Andreu ont étudié en détail cinq coupes géologiques du Crétacé de la plate-forme préafricaine du Maroc qui correspond au prolongement occidental de notre région d'étude. Cette recherche lui ont permis de préciser le cadre sédimentologique et biostratigraphique des assises cénomano-turonniennes de la région qui s'étend, d'Ouest en Est, entre Tinghir et Erfoud.

Dans le cadre de sa thèse d'Etat et d'une publication récente, Rhalmi (2000) et Rhalmi *et al.* (2002) ont subdivisé la barre carbonatée cénomano-turonienne (Formation d'Akrabou de Dubar, 1948) des bassins sud-atlasiques marocains (Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud) en trois systèmes sédimentaires (S1, S2 et S3) qu'ils rattachent à trois formations, respectivement de bas en haut, Tazougart, Akerbous et Goulmima :

- le premier système (S1) est attribué à la partie inférieure du Cénomaniens supérieur. Il est constitué par des calcaires marneux à ostréidés et ammonites dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud et par des dolomies sableuses dans le bassin de Ouarzazate ;

- le deuxième système (S2) est attribué au Cénomaniens supérieur. Il est matérialisé par des calcaires subrécifaux à rudistes, par des calcaires lumachelliques dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, et par des dolomies bioclastiques dans le bassin de Ouarzazate ;

- le troisième système (S3) est rapporté au Turonien inférieur. Il est représenté par des alternances de calcaires lités à silex avec des calcaires lumachelliques dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, et par des dolomies litées à silex dans le bassin de Ouarzazate.

Dans une note publiée en 2002, Meister et Rhalmi ont détaillé l'étude systématique et paléontologique des ammonites provenant de niveaux cénomano-turonniens dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud.

Récemment, Cavin *et al.* (2010) publient une synthèse paléontologique et sédimentologique des restes de vertébrés associés à la grande transgression du Cénomaniens supérieur dans le plateau de "Kem Kem" et la région de Goulmima.

Cette année, Lézin *et al.* (2012) présentent une étude microfaciologique et micropaléontologique, sur la base des foraminifères, des terrains créacés qui affleurent dans la région de Ziz et de Goulmima.

DEUXIEME CHAPITRE

DÉSCRIPTION

DE LA SÉRIE CRÉTACÉE

I- INTRODUCTION

II- ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE

II.1- Le substratum anté-Crétacé

II.2- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

II.3- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

II.4- La Formation des « Marnes à gypse supérieures »

III- DESCRIPTION DE LA SERIE A L'ECHELLE REGIONALE

III.1- Secteur de Boukaïs

III.2- Secteur du Djebel Asfer

III.3- Secteur de Ben Zireg

III.4- Secteur de Kénadsa

III.5- Secteur de Djorf Torba

III.6- Secteur de Meridja

IV- CORRELATIONS

IV.1- Comparaison à l'échelle du bassin du Guir

IV.1.1- Corrélation selon un axe Est-Ouest

IV.1.2- Corrélation selon un axe Sud-Nord

IV.2- Comparaison à l'échelle du sillon préafricain

IV.3- Comparaison entre la série crétacée de Béchar et la série synchrone du Maghreb et du Sahara

V- CONCLUSION

I- INTRODUCTION

La série paléozoïque du bassin houiller de Béchar a été l'objet de nombreux travaux (Deleau, 1945, 1948, 1951, 1952,...etc.). Cette série est recouverte en discordance angulaire par une succession sédimentaire longtemps attribuée au Crétacé qui au contraire, n'a jamais été étudiée en détail ; aucune coupe précise n'a encore été levée, par conséquent des régions entières restent complètement inexplorées.

Les études entreprises (Menchikoff, 1936 ; Deleau, 1951 et 1952 ; Pareyn, 1961,...etc.) se limitaient uniquement à des descriptions lithologiques accompagnées d'inventaires paléontologiques sommaires. Seule la dalle calcaire, appelée "première Barga" ou "muraille saharienne" (Choubert, 1943) a été attribuée au Cénomano-Turonien, grâce aux corrélations faciologiques avec les régions limitrophes.

Les assises sous-jacentes à la "première Barga" sont d'âges différents ; "Infra-cénomaniens", "Infra-crétacé", "Continental intercalaire" ainsi qu'Albien ou Cénomaniens inférieurs. Ces âges ont été attribués sans preuves paléontologiques, mais au moyen de corrélations établies par nos prédécesseurs.

Les caractères lithostratigraphiques évoqués complèteront la stratigraphie des terrains crétacés de la région de Béchar. La stratigraphie est établie grâce au levé de plusieurs coupes géologiques accompagnées de nouvelles récoltes de faunes telles que des restes de vertébrés, des ammonites et des rudistes.

II- ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE (fig. 9)

Le Crétacé du versant méridional de l'Atlas saharien se distingue aisément par les teintes claires de son substratum à roches primaires recouvertes le plus souvent d'une patine foncée presque noirâtre. Dans la région de Béchar, il se divise en trois formations à extension régionale et dont chacune est dotée de ses propres caractères lithologiques et sédimentologiques (Benyoucef *et al.*, 2008) ;

- la première formation est dominée par des épisodes détritiques se trouvant à la base, ainsi que par des assises à caractères paraliques;

- la seconde est constituée d'une importante masse carbonatée correspondant à des dépôts marins liés à la grande transgression cénomano-turonienne;

- la troisième formation est composée d'une épaisse série à caractères salifères, signalée lors de la prospection des assises du bassin de Béchar (Britan *et al.*, 1992).

Ces entités lithostratigraphiques sont séparées par des discontinuités majeures, à échelle régionale voire extrarégionale, dont la datation précise s'avère difficile à déterminer en raison de la rareté de marqueurs biostratigraphiques. Seuls quatre niveaux appartenant aux deux premières formations, renferment une faune d'intérêt stratigraphique.

II.1- Le substratum anté-Crétacé

Le Crétacé repose sur un bâti hercynien hétérogène et compartimenté. Á Boukaïs, il transgresse sur les massifs rhyolitiques et par endroit sur les grès du Précambrien inférieur ; à Kénadsa, sur les formations détritiques du Westphalien ; à Djebel Asfer, sur les alternances gréso-carbonatées du Namurien. Cette variété du substratum ne peut s'expliquer que par une érosion différentielle ayant précédé l'installation des premiers dépôts crétacés.

II.2- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

II.2.1- Présentation et définition

Cette formation repose sur les terrains primaires par le biais d'une discordance angulaire. Elle désigne une entité lithostratigraphique hétérogène où dominant des faciès marneux et gypseux. C'est une formation sédimentaire facilement reconnaissable sur le terrain par sa couleur et ses différentes unités lithologiques. Elle se présente morphologiquement sous forme d'une vire tendre encadrée généralement par deux ensembles durs : les dépôts paléozoïques à la base et les calcaires corniches cénomano-turonien au sommet. Cette formation se distingue par des variations d'épaisseur et par de nombreux passages latéraux de faciès. Elle est généralement plus épaisse sur les bordures septentrionales du bassin (de 40 à 60 m) et moins puissante sur les bordures méridionales (de 20 à 40 m le long de la route Kénadsa-Meridja). Elle se réduit à moins d'une vingtaine de mètres vers l'extrême partie orientale du bassin (de 10 à 15 m aux alentours de Ben Zireg).

Elle débute par un ensemble gréso-conglomératique qui s'amincit vers le Sud et passe latéralement à des marnes gypsifères. La limite supérieure de la formation correspond à un changement faciologique brutal et important, indiquée par le passage de dépôts marno-gypseux et calcaréo-dolomitiques à figures d'émersion qui révèlent des caractères paraliques vers des dépôts marno-calcaires fossilifères de vasières infralittorales appartenant à la formation sus-jacente.

II.2.2- Attribution Stratigraphique

Longtemps considérée comme d'âge Crétacé "Infracénomanien", la Formation des "Marnes à gypse inférieures" a livré, à sa base, un assemblage faunistique identique à celui trouvé dans les Monts des Ksour (Bassoullet, 1973), dans le gisement de Gadoufaoua au Niger (Taquet, 1976), dans le Tademaït (Lefranc, 1983), dans l'intervalle du cénomanien inférieur des "*Kem Kem beds*" (Serenio *et al.*, 1996 ; Dutheil et Larochène, 1999 ; Cavin *et al.*, 2001), du Draa Ubari en Libye (Range et Cappetta, 2002) ainsi qu'à Bahariya au Nord-Ouest de l'Égypte (Slaughter et Thurmond, 1974).

La partie sommitale de cette formation n'a pas fourni d'indicateurs stratigraphiques permettant une datation précise. Elle est sous-jacente aux premiers niveaux marins de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", attribués à la partie inférieure du Céno-manien supérieur. Ainsi, sur la base des considérations lithofaciologiques et paléontologiques (vertébrés), la Formation des "Marnes à gypse inférieures" est, par conséquent, datée du Céno-manien inférieur.

Cette formation est latéralement équivalente à la Formation d'Aoufous du Cénomanién du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud. En outre, elle pourrait être lithologiquement corrélée à la Formation de Midelt dans la Haute Moulouya (Ciszak *et al.*, 1999), à la Formation d'Ouaouizaght dans le Haut-Atlas central (Souhel *et al.*, 1986) et aux Formations de Rhelida et de Mdaouer dans les Monts des Ksour (Bassoullet, 1973). Elle doit être équivalente à la partie médiane et supérieure (D₂ et D₃) du "Groupe Dekkar" défini dans le Haut-Atlas marocain oriental (Haddoumi, 1998 ; Haddoumi *et al.*, 2008)

II.3- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

II.3.1- Présentation et définition

Son nom a pour origine celui de la barre calcaire baptisée "première Barga de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Cette dernière constitue le repère régional le plus remarquable qui s'étend sans interruption, depuis Béchar à l'Est jusqu'à Djorf Torba à l'Ouest. Elle constitue la limite méridionale du synclinal crétacé de Béchar. Elle est composée de calcaires noduleux à *Neolobites*, suivis de gros bancs calcaires bioturbés, parfois bioclastiques ou à tendance lumachellique, de niveaux à caprinules et par une succession de dalles calcaires minces, qui font suite à celles de la formation sous-jacente, dont la limite inférieure se situe à l'apparition du premier niveau calcaire lumachellique noduleux qui scelle la première formation. Leur limite supérieure matérialisée par une surface d'émersion est d'une remarquable extension régionale. Cette formation essentiellement calcaire, dont l'épaisseur diminue de 50 à 70 m au Nord et de 20 à 30 m au Sud, dessine un ressaut topographique entre deux termes à dominance marneuse.

II.3.2- Attribution Stratigraphique

La présence de *Neolobites vibrayanus* permet d'étendre la limite inférieure de cette formation à la base du Cénomanién supérieur (Thomel, 1972) qui coïncide normalement avec la partie inférieure à moyenne de la zone à *Calycoceras guerangeri* (Kennedy, 1984 ; Hancock, 1993). Des corrélations précises ont été proposées par Meister et Rhalmi (2002) et Meister et Abdallah (2005) pour les régions nord-africaines. Les niveaux spectaculaires à *Caprinula* confèrent également un âge Cénomanién supérieur à la partie médiane de la dalle calcaire (Berthou et Philip, 1972 ; Saint-Marc, 1977 ; De Castro, 1981 ; Chikhi-Aouimeur, 1998). La partie supérieure de la dalle calcaire est dépourvue de fossiles stratigraphiques, par conséquent, elle a été considérée d'âge Turonien par analogie lithologique avec les régions limitrophes.

Cette attribution est également fondée sur un changement sédimentologique, paléoécologique et paléoenvironnemental, prononcé qui caractérise la base du Turonien au Sahara et sur tout le pourtour de la Méditerranée (Grosheny *et al.*, 2008). La partie sommitale de cette dalle est corrélable au troisième système sédimentaire (S3) de Rhalmi *et al.* (2000), dont l'âge Turonien inférieur est corroboré par la découverte de foraminifères planctoniques *Heterohelix cf. reussi* dans la région d'Erfoud (Ferrandini *et al.*, 1985). Ces foraminifères sont habituellement présents dès la base du Turonien (Pessagno, 1967 et Porthault, 1974).

Dans le bassin du Guir, la limite céno-mano-turonienne a été déterminée sur la base de considérations lithologiques. Elle coïncide généralement avec un changement de faciès au sein de la partie supérieure de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Cette variation faciologique correspond au passage brusque entre les derniers bancs calcaires massifs et les premiers niveaux calcaires en dalles centimétriques. C'est une limite céno-mano-turonienne proposée également par Ettachfini *et al.* (2005) dans la coupe de Ben Cherrou (Haut-Atlas marocain) et datée avec précision. La partie supérieure de cette deuxième formation a pour équivalent latéral la partie sommitale de la Formation d'Arkabou (Maroc) qui renferme des *Pseudoaspidoceras* sp. du Turonien inférieur (Ettachfini et Andreu, 2004).

II.4- La Formation des "Marnes à gypse supérieures"

II.4.1- Présentation et définition

Les dépôts de cette formation reposent sur la barre céno-mano-turonienne par un contact net correspondant à une discordance de ravinement. Ces dépôts sont recouverts par des assises du Cénozoïque. Leur investigation a été effectuée grâce à des sondages réalisés par les sociétés MDPa-BRMA (Saf Saf, Bouha Mama, Asfer, S1 et S2) et ORGM (S1-B, S2-B, S3-B et S4-B). L'épaisseur de cette formation croit réellement de la périphérie vers le centre, de 40 à 70 m au Messoueur et au "chapeau Chinois", de 60 à 90 m à El Ahmar et à l'extrémité orientale du Djebel Asfer et à plus de 650 m à la Gara de Oum Es Sba (Britan *et al.*, 1991-1992). Cette puissante série évaporitique atteste une tendance particulière à l'enfoncement, dont l'accroissement des épaisseurs vers le centre du bassin indique que le plissement en cuvette est dû à une subsidence active et continue qui a assuré une alimentation en dépôts, au cours d'une longue période géologique : au centre du bassin, plus de 650 m épaisseur décelée par le sondage S1 situé à 1 km au Sud-Est de la Gara Oum Es Sba. Ce forage a recoupé des marnes gypsifères rougeâtres dépourvues de sels potassico-magnésiens, mais à énormes bancs de sel gemme avec intercalations d'anhydrite.

II.4.2- Attribution stratigraphique

Cette formation a été attribuée au Sénonien par analogie aux formations définies au Maroc : la Formation d'Iflit dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (Ettachfini et Andreu, 2004) ; la "Série rouge à gypse" dans l'Atlas de Marrakech (Marzoki *et al.*, 1995) ; "les Marnes versicolores à gypse et les grès continentaux rouges" du Sud-Est marocain (Ferrandini *et al.*, 1985) et la Formation "*infra-clavator*" de Lavocat (1954). Leurs caractères lithologiques et leur position stratigraphique évoquent également la Formation d'In Belble dans le Tademaït (Adam, 1987) ou le "Sénonien lagunaire du Bas Sahara" (Fabre, 2005).

Compte tenu de l'absence des affleurements représentatifs des terrains créacés post-turonien dans la région d'étude, le présent travail a été axé uniquement sur l'étude des deux premières formations, c'est-à-dire l'intervalle céno-mano-turonien.

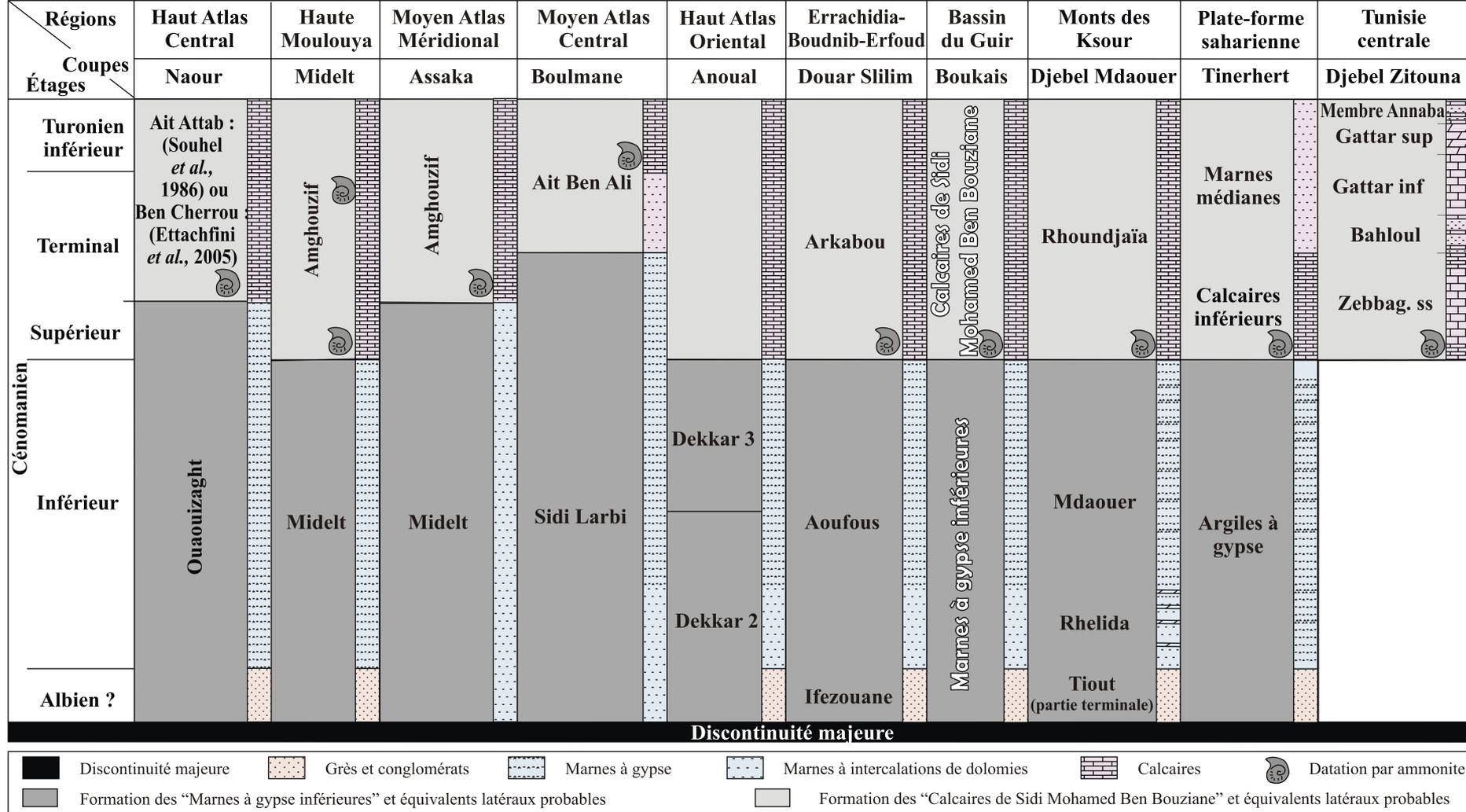
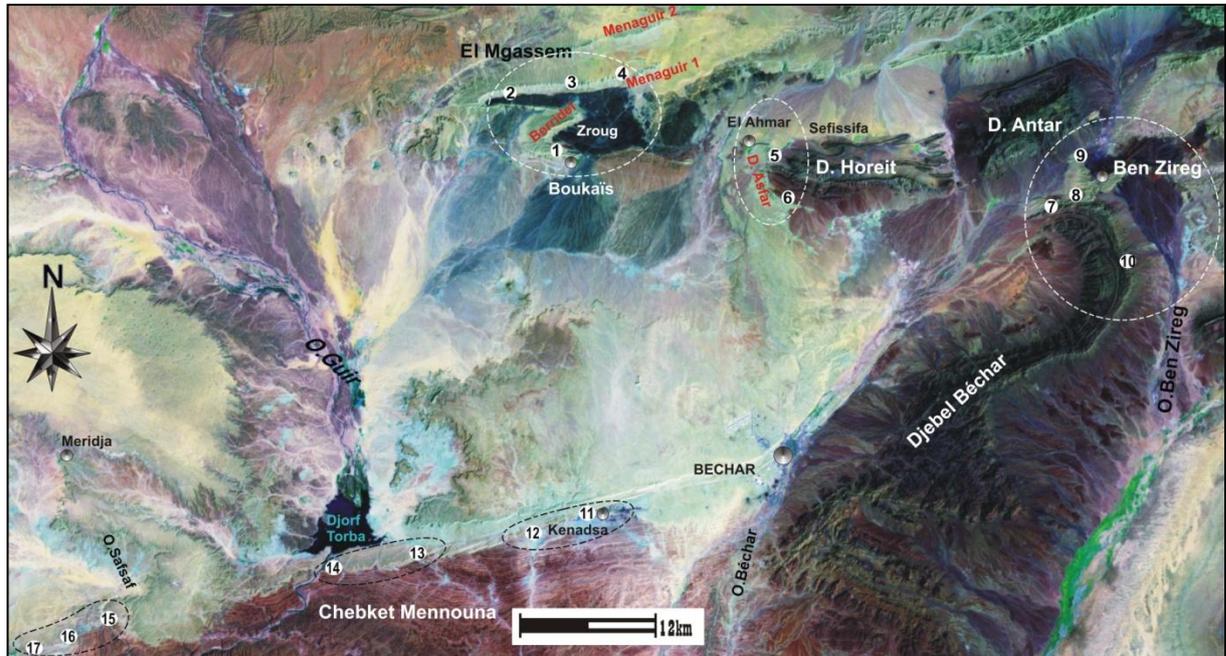


Fig. 9 : Mise en corrélation des formations lithostratigraphiques du Cénomano-Turonien dans le bassin créacé du Guir et dans les régions avoisinantes (Selon: Bassoulet, 1973; Andreu et Charrière, 1986; Souhel *et al.*, 1986 ; Ensslin, 1993 ; Charrière, 1996 ; Busson *et al.*, 1999 ; Ciszak *et al.*, 1999 ; Meister et Rhalmi, 2002 ; Ettachfani et Andreu, 2004 ; Ettachfani *et al.*, 2005 ; Meister et Abdallah, 2005 ; Benyoucef *et al.*, 2008 ; Cavin *et al.*, 2010).

III- DESCRIPTION DE LA SERIE A L'ECHELLE REGIONALE

Pour mieux suivre l'évolution des terrains céno-mano-turonien, nous avons divisé la région d'étude en six secteurs, à partir de données à la fois morphologiques, géographiques et géologiques. Ces secteurs (fig. 10) recouvrent les principaux affleurements des bords nord et sud du bassin crétacé du Guir. Il s'agit de l'Ouest à l'Est des secteurs de Boukaïs et du Djebel Asfer, au Nord ; de Meridja, de Djorf Torba, de Kénadsa et de Ben Zireg, au Sud.



(1)- coupe de Berridel ; (2)- coupe de Menaguir Louala "A" ; (3)- coupe de Menaguir Louala "B" ; (4)- coupe de Menaguir Louala "C" ; (5)- coupe de Sefissifa ; (6)- coupe de Oued Braber ; (7)- coupe de Oued Kaloume ; (8)- coupe du poste de Ben Zireg ; (9)- coupe de Oued Betoum ; (10)- coupe de Oued Ben Zireg ; (11)- coupe de Kénadsa ; (12)- coupe de Messoueur ; (13)- coupe du chapeau Chinois ; (14)- coupe du château d'eau ; (15)- coupe de Oued Safsaf ; (16)- coupe de Oued Âach ; (17)- coupe de Aouinet Sidi Larbi.

Fig. 10 : Image satellitaire présentant la position géographique des secteurs et des coupes.

III.1- Secteur de Boukaïs

III.1.1- Situation géographique (fig. 11 et 12)

Il se situe à environ 40 km au Nord-Ouest de la ville de Béchar et occupe la partie septentrionale du bassin crétacé du Guir. Par sa position géographique et morphologique, ce secteur offre une meilleure observation de la série crétacée. Il est représenté par plusieurs corniches calcaires (Berridel, El Mgassem, Menaguir, etc.) surmontant un talus marneux qui borde la "casserole" précambrienne de Boukaïs, dite communément Zroug. Dans ce secteur on a pu lever banc par banc, quatre coupes géologiques.

a- Coupe de Berridel

Le relief dénommé "Berridel" ou "Chebket Berridel", présente d'importants affleurements de terrains crétacés, en bandes larges et affectés localement par des failles parallèles à l'accident sud-atlasique. La coupe réalisée dans cette zone se situe à environ deux

(2) km Ouest du village de Boukaïs ; elle est limitée au Nord par el Mgasse, au Sud par El Hamadi et à l'Est par les terrains sombres nommés Zroug. Cette coupe, qui atteint une épaisseur de 115 m environ, se trouve à proximité du point ayant pour coordonnées géographiques $N31^{\circ} 55' 96.8''$; $W002^{\circ} 29' 96.8''$.

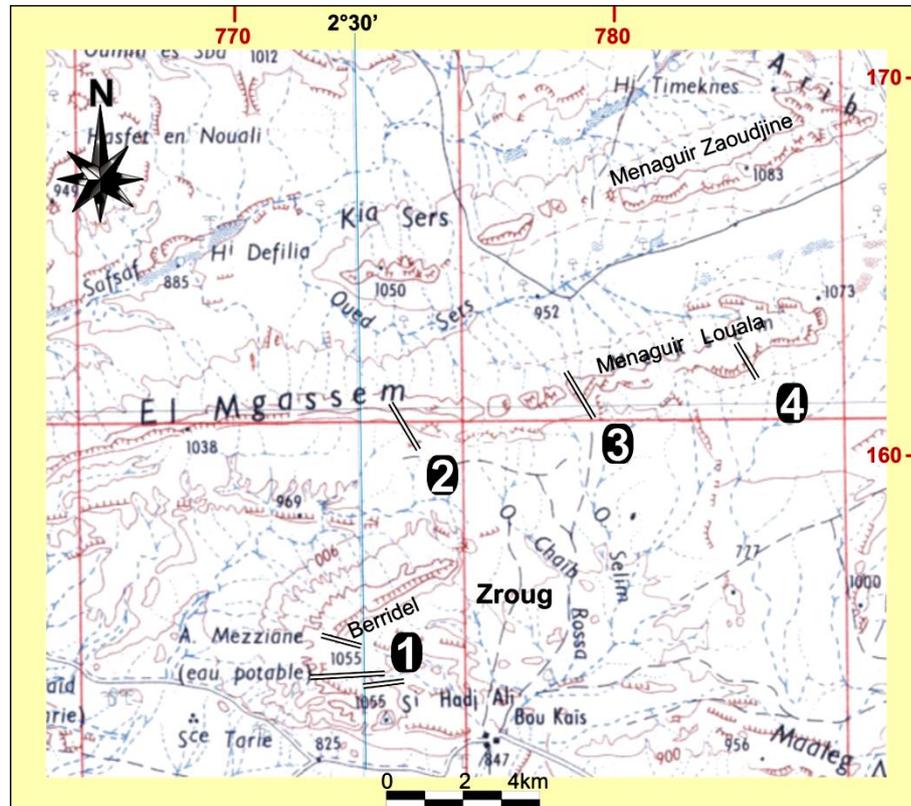


Fig. 11 : Localisation géographique du secteur de Boukaïs (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000). 1- coupe de Berridel, 2- coupe Menaguir Louala "A", 3- coupe de Menaguir Louala "B", 4- coupe de Menaguir Louala "C".

b- Coupes de Menaguir Louala

Trois coupes géologiques ont été levées sur un relief isoclinal décomposé en crêtes sous forme de becs dénommées "Moungar". Cette cuesta crétacée, qui se situe à environ 15 km Nord du village de Boukaïs, est dite communément Menaguir Louala. Elle est limitée au Nord par Oued Sers ; au Sud et à l'Ouest par les massifs noircis appelés "Zroug", ainsi que par les crêtes beiges de Berridel et d'El Mgasse. Par rapport aux Menaguir, les coupes se distinguent par leur position : occidentale (coupe "A"), centrale (coupe "B") et orientale (coupe "C"), qui ont successivement pour coordonnées géographiques $N31^{\circ} 59' 33.4''$; $W002^{\circ} 34' 32.2''$, $N31^{\circ} 59' 42.9''$; $W002^{\circ} 29' 06.6''$, $N32^{\circ} 00' 19.8''$; $W002^{\circ} 25' 28.2''$.

III.1.2- Description de la série (fig. 13)

La région de Boukaïs offre la succession lithologique classique de la partie atlasique et sud-atlasique d'Afrique du Nord, nommée souvent la "trilogie mésocrétacée" (Choubert, 1948 ; Basse et Choubert, 1956, 1959 ; Choubert et Faure-Muret, 1962) : grès rouges ; marnes

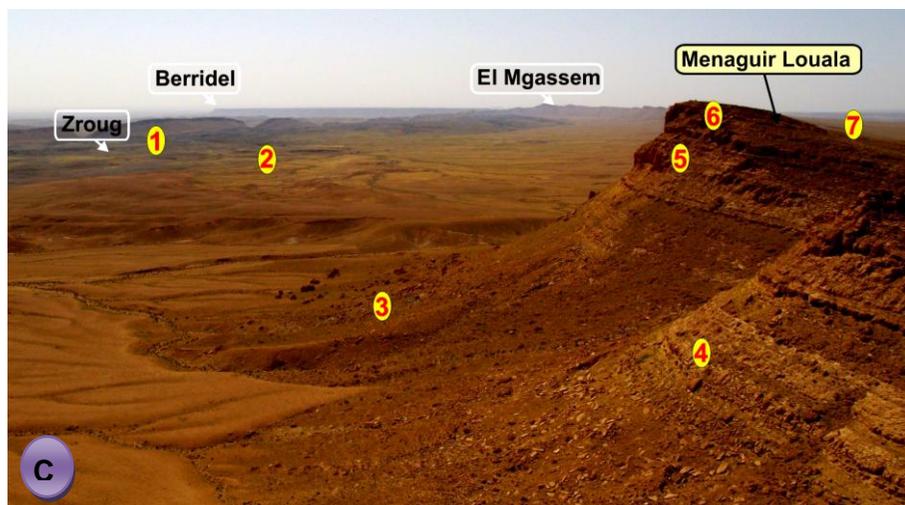
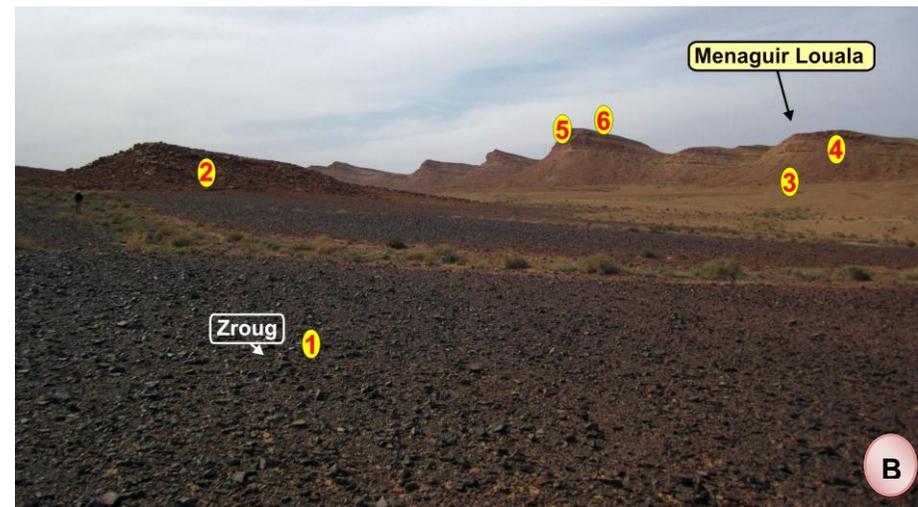
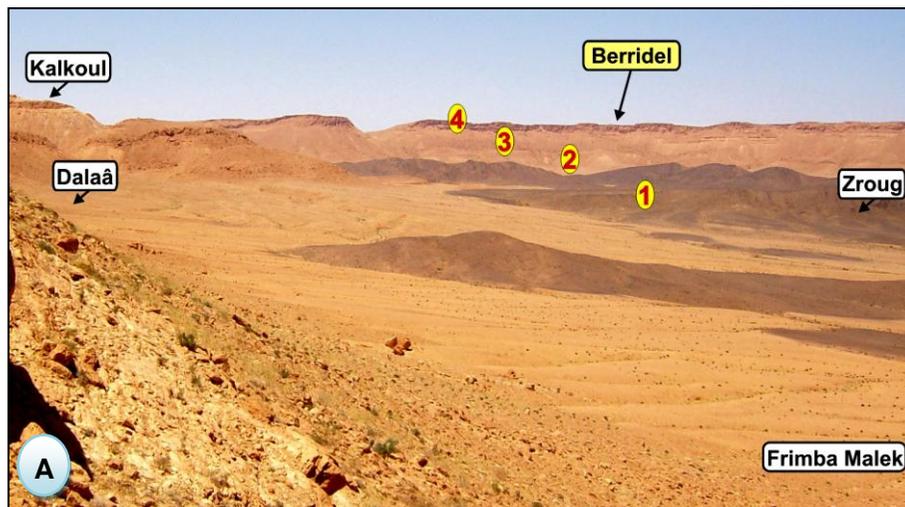


Fig. 12 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétaées dans le secteur de Boukais, A- coupe de Berridel, B- coupe occidentale de Menaguir Louala, C- coupe centrale de Menaguir Louala, D- coupe orientale de Menaguir Louala ; 1- grès et roches volcaniques du Précambrien, 2- bande gréseuse rougeâtre, 3- marnes gypsifères, 4- marnes et calcaires noduleux à *Neolobites*, 5- calcaires massifs, 6- calcaires à rudistes, 7- calcaires en bancs minces.

à gypse et calcaires beiges blanchâtres. Ces entités géologiques reposent sur un substratum très plissé et à faciès variés, formé de grès et d'andésites attribués stratigraphiquement à l'Infracambrien (carte géologique de "Hamada du Guir"). Elles peuvent appartenir aux deux formations lithostratigraphiques décrites ci-dessus :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Cette formation repose en discordance angulaire sur un substratum volcano-sédimentaire sombre, très plissé. Elle se divise en quatre unités lithologiquement différentes, séparées l'une de l'autre par des discontinuités d'ordre régionales. Ces unités se succèdent de bas en haut par :

Unité 1-A

Elle constitue un repère facilement identifiable dans la topographie. Elle se présente par une bande détritique de teinte violacée, rouge à lie-de-vin, gréso-conglomératique, à la base et gréso-pélimitique, au sommet. Ce complexe terrigène est sous forme de chenaux à épaisseur centimétrique à décimétrique, à extension latérale pluridécamétrique et à base ravinante. Les niveaux conglomératiques sont composés d'une matrice arénacée à galets polygéniques originelles du précambrien et du paléozoïque. Ils renferment également des dragées de quartz associées à des débris osseux silicifiés. Ces conglomérats réputés azoïques, nous ont livrés pour la première fois des restes de chéloniens, un ensemble de dents isolées de dinosauriens et des sélaciens, des vertèbres et dents de crocodiliens et d'autres poissons indéterminés. Les niveaux gréseux sont affectés de stratifications obliques angulaires, en arêtes de poisson et de rides de courant, des surfaces de réactivation et de drapage de boue ("*mud-drapp*"). Ils renferment également des sphérules diagénétiques de type "mini-kerboub", des galets mous et des trémies de sel, notamment en sommet de bancs. Ces grès présentent généralement une base érosive ou bioturbée à réseau horizontal de *Thalassinoides*. Leur surface supérieure est fréquemment modelée par des rides de courant et recouverte également par des fentes de synérèse ou par un encroûtement ferrugineux mince.

Dans la coupe occidentale de Menaguir Louala, un niveau gréseux, jaunâtre et friable, nous a livré de nombreuses dents à crénulations sur les carènes d'un *Spinosaurus aegyptiacus*.

Unité 1-B

Leur base est placée sous le premier niveau calcaire en relief (0,2 à 1 m) qui apparaît dans la série, cette unité, à dominance marneuse, se poursuit par une alternance de marnes rouges ou verdâtres intercalées de dalles calcaires dolomitiques d'épaisseur décimétrique à centimétrique. Les premiers niveaux calcaires se présentent en bancs massifs à base irrégulière, à grains de quartz bien roulés, à faune d'huîtres, de gastéropodes et de bivalves brisés. Les derniers niveaux correspondent généralement à des calcaires grisâtres en plaquettes souvent affectées de laminations entrecroisées à origine mécanique et de lamines algaires interrompues par des *bird-eyes* alignés et discontinus. La surface supérieure des bancs est recouverte d'une pellicule ferrugineuse et de rides lingoïdes à granules de fer. Dans la région de Berridel, le dernier banc calcaire est dolomitique, grisâtre, de forme lenticulaire, à

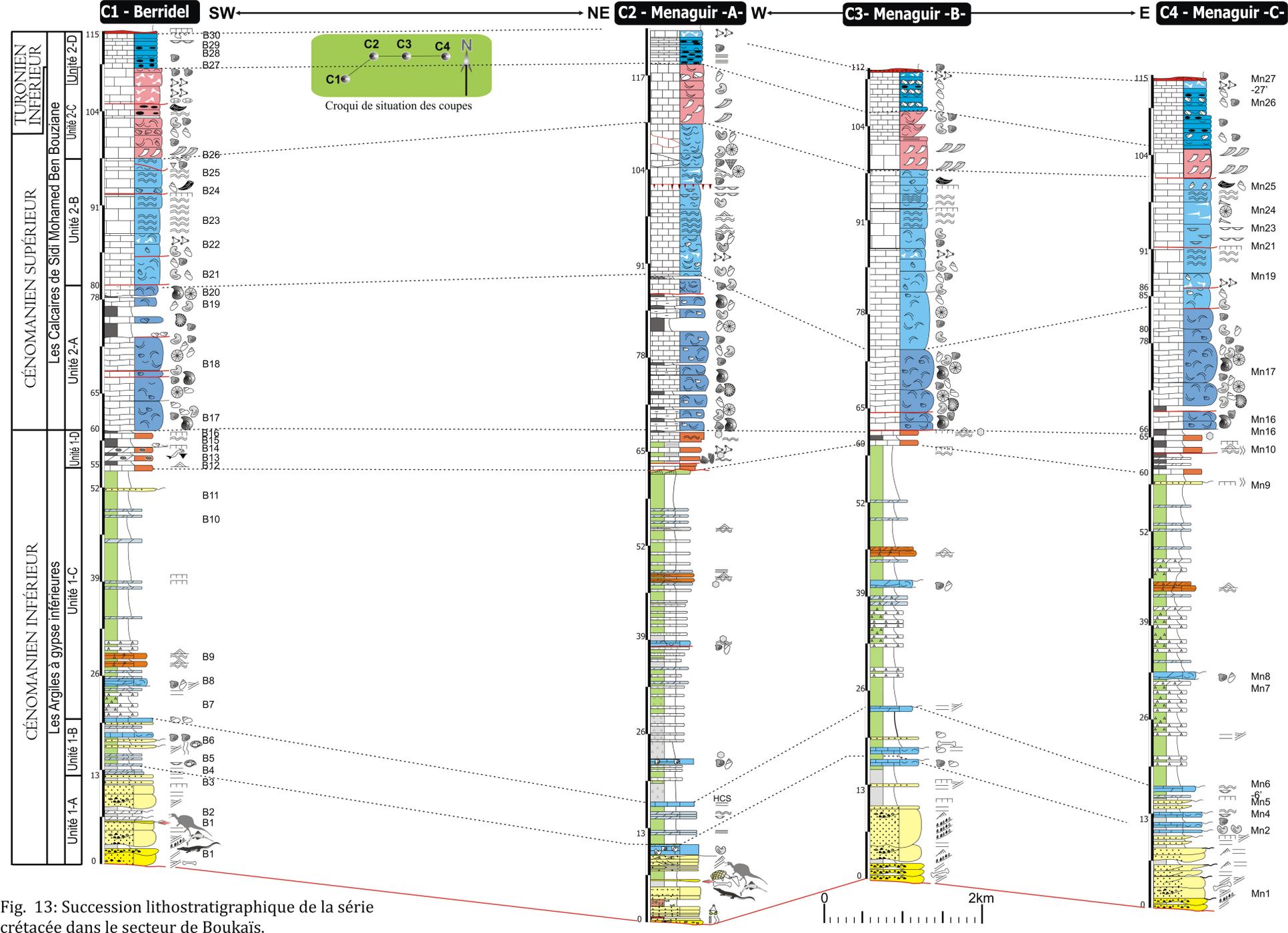


Fig. 13: Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Boukais.

base érosive, à sommet irrégulier, à aspect bréchique et contenant de nombreuses moules internes de *Gyrodes* sp.

Ces faciès, marneux et calcaires, sont épisodiquement intercalés par de timides décharges détritiques sous formes de lits gréseux chenalisés, à grains fins, à laminations parallèles et à litages entrecroisés. Ces lits contiennent des trémies de sel, des débris osseux et sont scellés le plus souvent par des surfaces ferrugineuses. Leur base est érosive, avec parfois des galets mous hérités des marnes sous-jacentes.

Unité 1-C

Elle forme presque la totalité de la formation, elle est composée par des marnes rouges ou verdâtres, à intercalations centimétriques et lenticulaires de gypses fibreux ou saccharoïdes, de brèches marno-gypsifères, de dolomies argileuses et de silts. Les lentilles gypseuses sont d'extension horizontale métrique à plurimétrique. Elles présentent parfois une structure varvée, formée de lamines claires d'origine gypseuse et d'autres lamines sombres à dominante argileuse.

Dans la partie médiane de cette unité, s'intercale un niveau dolomitique isométrique (0.4 m) à base érosive, pétri de moules de bivalves et de gastéropodes monospécifiques. La surface inférieure de cette dalle est bosselée et présente par endroits des traces d'érosion assez vigoureuses. Ce niveau repère se poursuit par un intervalle marneux verdâtre surmonté d'un ou de deux bancs gypso-dolomitiques d'ordre décimétrique. Ces derniers niveaux portent des laminites gypsifères et cryptoalgaires planes ou ondulées qui évoluent en très belles structures en tente indienne (tepees).

La partie supérieure de cette unité est composée d'une masse marneuse verdâtre à rares passées dolomitico-argileuses jaunâtres ou silteuses rousses, qui habituellement se poursuit par un niveau silteux mince sous forme de plaquettes imprégnées de traces d'activités organiques en forme de pistes indéterminées et présentant une surface supérieure à rides de courant et à encroûtements ferrugineux.

Unité 1-D

Elle est composée de marnes blanchâtres à intercalations calcaires bioclastiques en bancs roux d'ordre centimétrique à décimétrique, massifs, durs et à extension latérale kilométriques. Les niveaux calcaires sont parfois bioturbés et présentent à leur sommet, des lamines ondulées d'origine algale. Ils montrent également une base irrégulière et une surface sommitale à rides de courant, à granules de fer et polygones de dessiccation.

Dans la coupe de Berridel, la première dalle massive est précédée par une vire marneuse blanchâtre à débit en feuilles et riche en os et dents de poissons pycnodentiformes. Cette intercalation marneuse dégage également trois bancs calcaréo-argileux à nodules de gypse, dont la surface du dernier niveau est parsemée de bivalves et de gastéropodes pyriteuses de petite taille.

b- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Elle se présente sous forme d'une falaise carbonatée massive (50 à 70 m) qui fait saillie dans le paysage et décomposable en quatre unités lithostratigraphiques limitées par des discontinuités d'ampleur régionale :

Unité 2-A

Cette unité débute au-dessus de la surface ferrugineuse, qui recouvre le dernier banc calcaréo-dolomitique qui couronne la formation précédente. Elle est composée d'une alternance de marnes blanchâtres avec des calcaires argileux lumachelliques d'aspect pseudonoduleux et de gros bancs calcaires bioclastiques massifs. À partir de sa base, cette succession nous a révélé une biophase abondante, essentiellement composée de plusieurs exemplaires de *Neolobites vibrayeanus* et d'*Angulithes* sp., de gastéropodes et d'échinides associés à des moules internes de bivalves fouisseurs, des tubulures d'annélides (serpules ?) et d'ostréidés. Les niveaux supérieurs décèlent également des palais de Pycnodontes.

Unité 2-B

Elle repose sur les dépôts précédents par l'intermédiaire d'une surface d'érosion et consiste en une succession exclusivement carbonatée et dolomitisée, formée de gros bancs beiges à grisâtres, massifs et d'ordre décimétrique à métrique. Il s'agit de niveaux calcaires bioclastiques et/ou lumachelliques à géométrie chenalisante, dont la biophase est essentiellement composée de débris d'ostréidés associées à quelques fragments de gastéropodes et d'oursins ; des calcaires tigrés à *Thalassinoides*, des calcaires à laminations algaires ondulées évoluées en tepees, des calcaires bioclastiques à radioles d'oursins et des calcaires riches en structures fenestraes (*bird eyes* et *sheet cracks*). Cette unité est clôturée par un lit de calcaires décimétriques à faunes benthiques (oursins, bivalves et gastéropodes) silicifiées, à patine rousse à noirâtre.

Unité 2-C

Cette unité est matérialisée par une dalle calcaire beige à jaunâtre, massive, d'épaisseur variable, dont le maximum atteint 2.5m. Cette dalle renferme une abondante faune de *Caprinula* en bon état de conservation.

Des niveaux similaires ont été récemment rencontrés au Nord d'El Bayadh et au Mزاب (Chikhi-Aouimeur, *Communication-per*).

Unité 2-D

Elle correspond à une succession stratodécroissante à dalles calcaires décimétriques à centimétriques, de couleur grisâtre à bleuâtre et apparemment azoïques. Ce sont des dalles à rides de courant, dotées d'une bonne extension latérale et contiennent des nodules de silice. Elles se trouvent interrompues par des niveaux calcaires à gastéropodes calcitisés, des calcaires bioclastiques à débris d'*Exogyra*, des calcaires mudstones laminés et des calcaires grisâtres fortement bioturbés.

Dans les coupes de Menaguir Louala, cette succession se poursuit par une barre massive (1 à 1.2 m) de calcaires tigrés à *Thalassinoides*, et finit par un horizon lumachellique scellée d'une discontinuité à échelle régionale matérialisée d'une surface d'émersion à fentes et à brèches de dessiccation.

Dans la coupe de Berridel, la limite supérieure de cette entité carbonatée correspond à une surface ondulée, d'aspect bréchique et à figures de dissolution.

Les dénominations attribuées aux unités de la coupe de référence située dans le secteur de Boukaïs ont été utilisées pour les autres régions du bassin crétaé du Guir.

III.2- Secteur du Djebel Asfer

III.2.1- Situation géographique (fig. 14 et 15)

Le relief désigné sur les cartes par le nom de Djebel Asfer est représenté par des assises crétaées qui affleurent sur environ 12 km d'extension latérale et d'une largeur qui varie entre quelques centaines de mètres voire un kilomètre. Il est limité par le Djebel Horreit et la localité de Sefissifa (Soussifa sur les cartes), au Nord et par le chemin de wilaya CW3, au Sud ; par la plaine dite Seheb Er Roggas, à l'Est ; par le village d'El Ahmar et la région dite communément Talzaza, à l'Ouest. Dans ce secteur, deux coupes géologiques ont été levées banc par banc, aux extrémités orientale et occidentale :

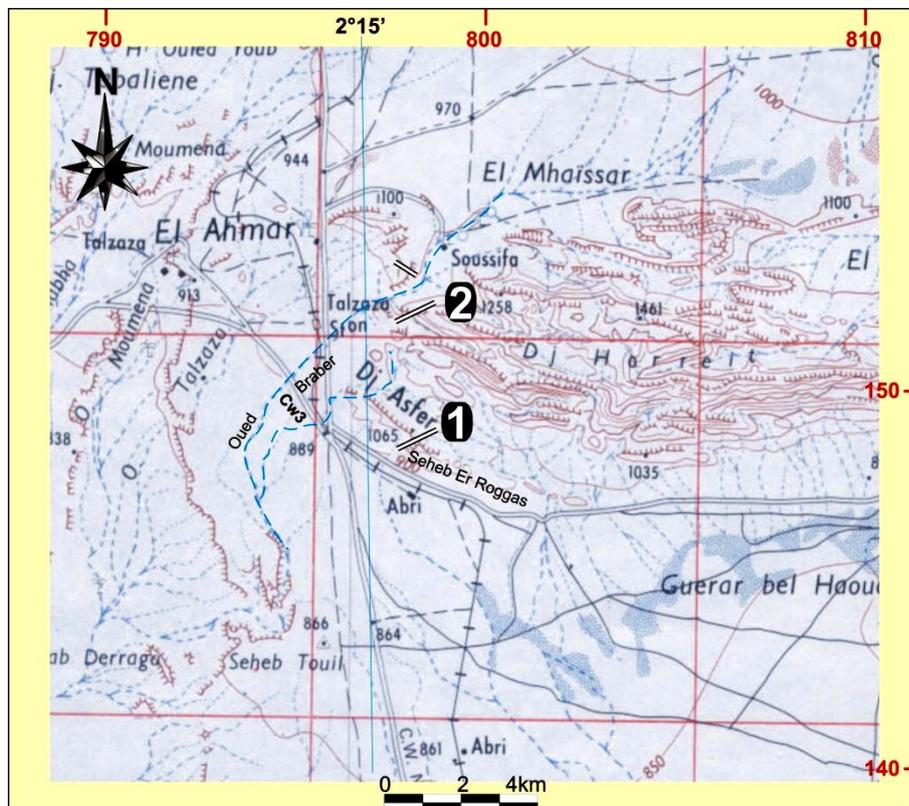


Fig. 14 : Localisation géographique du secteur du Djebel Asfer (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000). 1- coupe du Djebel Asfer ; 2- coupe de Sefissifa.

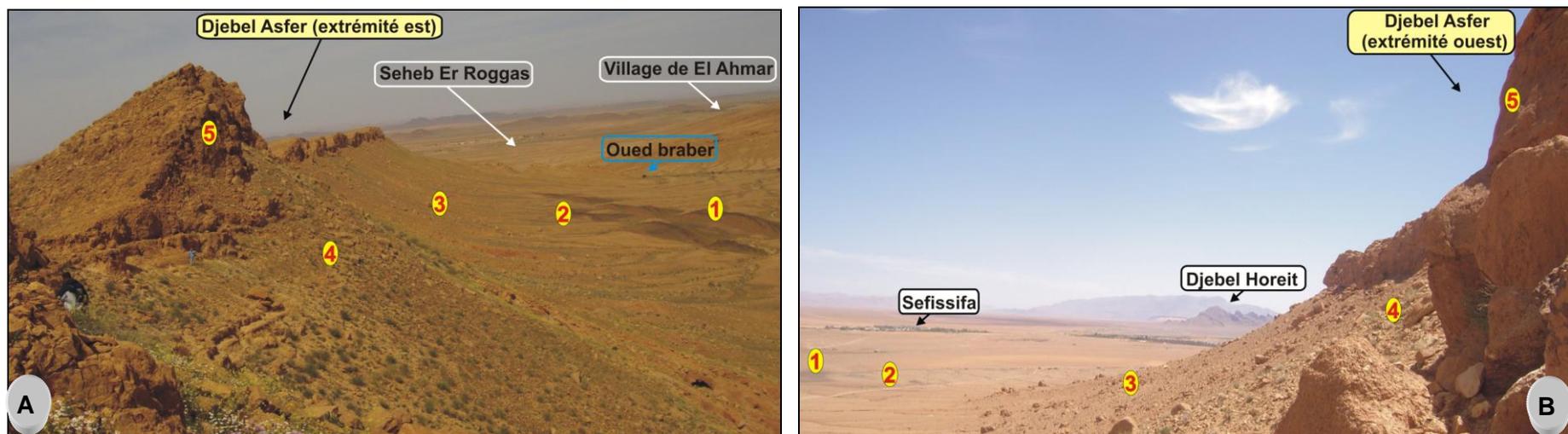


Fig. 15 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur du Djebel Asfer. A- coupe de orientale du Djebel Asfer, 2- coupe de Sefissifa ; 1- grès dinantiens, 2- bande gréseuse rougeâtre, 3- marnes rougeâtres, 4- marnes et lumachelles à Neolobites, 5- calcaires en gros bancs massifs.

a- Coupe du Djebel Asfer ou coupe orientale

Cette coupe a été réalisée sur l'extrémité orientale du Djebel Asfer. Elle est limitée au Nord par Seheb Er Roggas et le chemin de wilaya CW3 reliant la ville de Béchar par le village d'El Ahmar ; au Sud par Djebel Horreit et à l'Est par Oued Braber jalonnée par une importante faille de direction NE-SO. L'épaisseur totale de cette coupe est d'environ 122 m et a pour coordonnées géographiques moyennes N31° 52' 22.3" ; W001° 3521.5".

b- Coupe de Sefissifa ou coupe occidentale

Elle se situe dans la partie occidentale du Djebel Asfer, elle est limitée au Nord, par des terrains à vocation agricole et par le lieu-dit communément Sefissifa ; au Sud, par le chemin de wilaya CW3, à l'Est par le Djebel Horreit et par l'Oued Braber ; et à l'Ouest, par le village d'El Ahmar. Cette coupe atteint une épaisseur d'environ 110 m, peut être reportées sur cartes topographiques et sur images satellitaires par les coordonnées géographiques N31° 56' 20.2" ; W002° 14' 19.3".

III.2.2- Description de la série (fig. 16 et 17)

Le Crétacé affleure dans les environs du Djebel Asfer, sous forme d'un relief constitué à sa base par des niveaux détritiques de grès et de marnes – le "Continental intercalaire" appelé également, dans le Sud-Est marocain, "*Kem Kem beds*" – qui passent par l'intermédiaire de calcaires marneux, à une dalle cénomano-turonienne composée de calcaires massifs. Cet ensemble à très légères variations latérales rompt la monotonie du paysage en formant une falaise qui surplombe les assises du Paléozoïque, par une prépondérante discordance angulaire.

Dans ce secteur, les caractéristiques lithologiques ont permis de scinder la série crétacée en deux formations bien distinctes :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Cette formation repose en discordance angulaire sur un substrat dinantien noirâtre et à faciès variés : grès, calcaires et argiles sombres. Par référence au secteur de Boukaïs, on y reconnaît seulement trois unités :

Unité I-A

Cette unité consiste en une bande détritico-grés-conglomératique aisément remarquable dans la morphologie, chenalisée, avec une épaisseur de 0 à 3 m, de teinte ocre ou rougeâtre, à base érosive remaniant des éléments centimétriques et anguleux arrachés du substrat carbonifère. Elle est limitée au sommet par une surface bioturbée à rides de courant associant plusieurs types de foussement. Cette unité est agencée généralement en trois termes lithologiques bien contrastés (fig. 16) : le premier terme (Ta) est matérialisé par des grès ocres à quelques galets ; le deuxième terme (Tb) correspond à des grès fins ou moyens à laminations parallèles et/ou onduleuses montrant un effet de charge; le dernier terme (Tc) est

composé de grès fins fortement bioturbés affectés de *Skolithos*, *Monocraterion* à sommet évasé et de *Altichnus*.

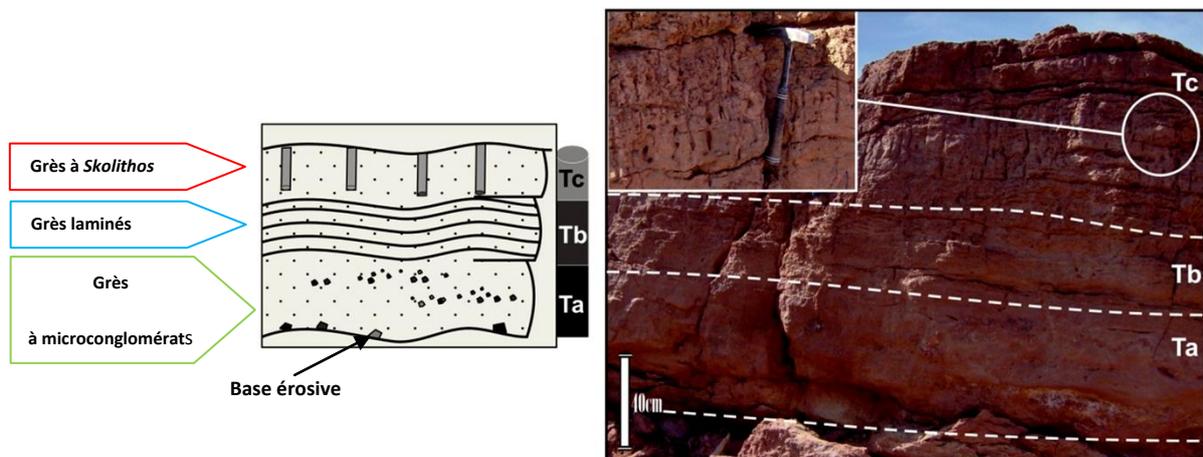


Fig. 16 : Présentation photographique et schématique de l'unité "1-A" dans le secteur du Djebel Asfer.

Unité 1-C

Elle est formée d'une masse marneuse rouge, rarement verdâtre, à intercalations minces de dolomie argileuse, beige à trémies de sel, de dolomie en plaquettes à laminations d'origine algair et de grès verdâtre à grains fins. Les niveaux gréseux montrent généralement une épaisseur centimétrique et une géométrie chenalisante. Ils renferment des galets mous, de rares débris osseux et de fréquents moules cubiques de sel, notamment à la base et au sommet du banc, ainsi que des laminations parallèles interrompues parfois par des terriers cylindriques, obliques, de genre *Altichnus*. La limite supérieure des bancs montre le plus souvent une surface à limonite. La partie médiane de cette unité se charge de fréquentes intercalations centimétriques et lenticulaires de gypse fibreux ou saccharoïde. Elle admet également un niveau calcaire dolomitique massif (0.5 m), verdâtre, kaki ou grisâtre, à base érosive et particulièrement riche en moules de bivalves et de gastéropodes monospécifiques. Vers l'extrême partie ouest du Djebel Asfer, cette succession marno-gypsifère se termine par deux niveaux, isométriques (0.20 m), latéralement continus, à dolomie gypsifère affectées de structures en tepees.

Cette unité finit partout, par une vire marneuse rouge ou verdâtre de 15 à 20 m de puissance, dépourvue d'intercalations gypseuses.

Unité 1-D

Elle se distingue par une vire marneuse verdâtre à blanchâtre à intercalations de dalles calcaréo-dolomitiques massives, latéralement continues, à teinte rouillée, à plaques d'échinodermes et extraclastes à la base et à lamines algaires au sommet du banc. Le dernier niveau calcaire est recouvert par un encroûtement ferrugineux mince ou par des polygones de dessiccation.

b- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Elle se présente sous forme d'une corniche calcaire beige qui constitue le versant du Djebel Asfer et offre un affleurement exceptionnel à quatre unités lithostratigraphiques bien distinctes:

Unité 2-A

Elle est matérialisée par une masse calcaire lumachellique disposée en bancs noduleux ou massifs et intercalée de marnes fossilifères beiges à blanchâtres. La biophase est constituée de moules internes de lamellibranches, d'oursins, de gastéropodes, de tubes de serpules, de quelques fragments de nautilus et d'ammonites.

Unité 2-B

La partie inférieure de cette unité est faite de gros bancs calcaires bioclastiques massifs, chenalés, à limites nettes, ocres à la patine et grisâtres ou beiges à la cassure. Le contenu paléontologique de ces couches est moins diversifié que celui de l'unité précédente. On reconnaît généralement quelques fragments d'*Exogyra*, de gastéropodes et d'échinides. A quelques mètres vers le sommet, apparaît une barre métrique massive composée de calcaires à lamines stromatolithiques planes, ondulées ou déformées. L'ensemble est surmonté par une importante barre calcaire massive (25m), bioclastique à la base et intensément bioturbée au sommet. La partie terminale de cette unité est formée d'un niveau massif, roux à noirâtre, à calcaires bioclastiques particulièrement riches en rudistes silicifiés, brisés et différemment répartis.

Unité 2-C

Cette unité consiste en une barre calcaire (3m) grisâtre, massive, compacte et sans litage apparent. Elle est particulièrement riche en caprinidés calcitisés à la base et en nerineidés désorientés au sommet.

Unité 2-D

Elle est organisée en une alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de calcaires bioclastiques à nodules de silex, riches en bivalves et gastéropodes, et de bancs centimétriques de calcaires massifs apparemment azoïques, bien réglés latéralement et sans structures internes. Cette unité s'achève par des bancs calcaires intensivement bioturbés avec des traces de *Thalassinoides*.

III.3- Secteur de Ben Zireg

III.3.1- Situation géographique (fig. 18 et 19)

Il se situe à environ 50 km Est de la ville de Béchar, ce secteur étroit correspond à la terminaison orientale du sillon crétacé préafricain. Il est limité au Nord par le Djebel Antar et au Sud par le Djebel Madjouz, à l'Ouest par les crêtes de Bzazil El Kelba et à l'Est par l'anticlinal de Ben Zireg. Il est traversé par la route nationale RN6, par la nouvelle ligne

ferroviaire Oran-Béchar et par quelques réseaux hydrographiques : Oueds Betoum, Kaloume et Ben Zireg. Dans ce secteur, quatre coupes banc par banc ont été levées:

a- Coupe de Oued Kaloume

Elle atteint une épaisseur de 35 m environ. Elle se situe à 45 km Est de la ville de Béchar, dans le lieu-dit communément Roknet, à 1 km du bord de la route nationale RN6 et à quelques centaines de mètres de la rive gauche de Oued Kaloume. Elle est voisine au point ayant pour coordonnées géographiques $N31^{\circ} 52' 31.1''$; $W001^{\circ} 54' 01.7''$

b- Coupe du poste de Ben Zireg

Elle se trouve au revers Sud du Djebel Antar, sur quelques dizaines de mètres du bord gauche de la route nationale RN6 en allant vers Béchar et à environ 800 m du poste militaire de Ben Zireg. Elle se situe à proximité du point ayant pour coordonnées géographiques $N31^{\circ} 54' 47.6''$; $W001^{\circ} 51' 16.7''$.

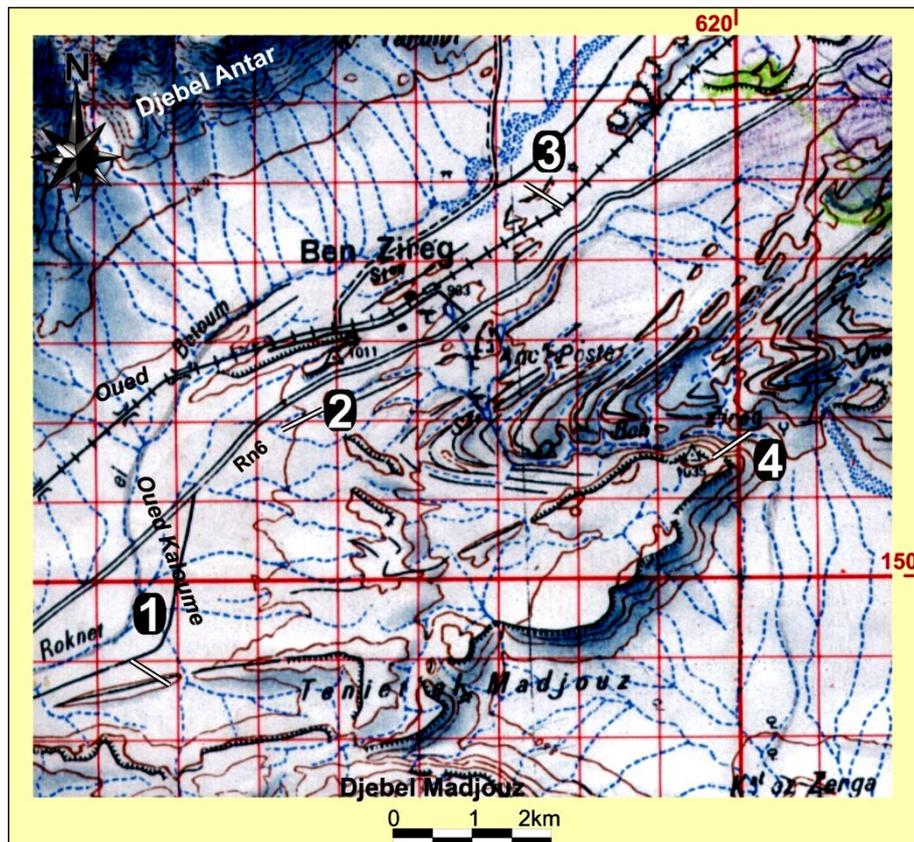


Fig. 18 : Localisation géographique du secteur de Ben Zireg (extrait de la carte topographique de Ben Zireg à l'échelle 1/100.000). 1- coupe de Oued Kaloume, 2- coupe du poste de Ben Zireg, 3- coupe de Oued Betoum, 4- coupe de Oued Ben Zireg.

c- Coupe de Oued Betoum

Elle se présente sur une épaisseur d'environ 32 m, elle se situe à environ 55 km l'Est de la ville de Béchar et à quelques centaines de mètres du pied méridional du Djebel Antar.

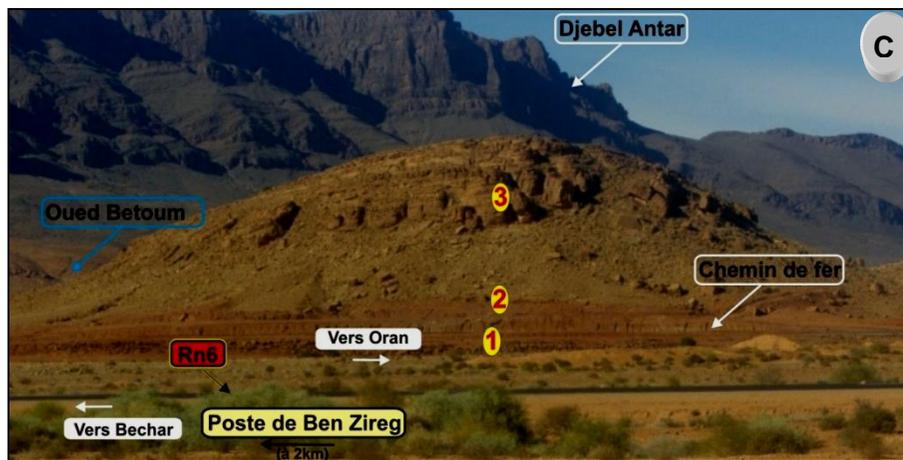
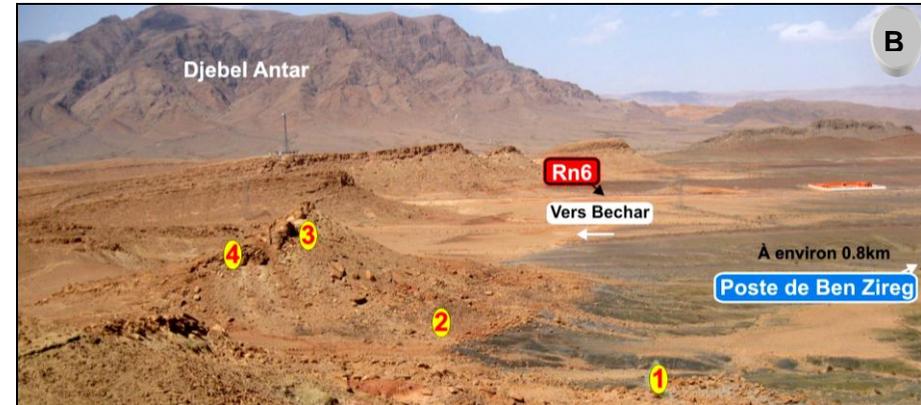
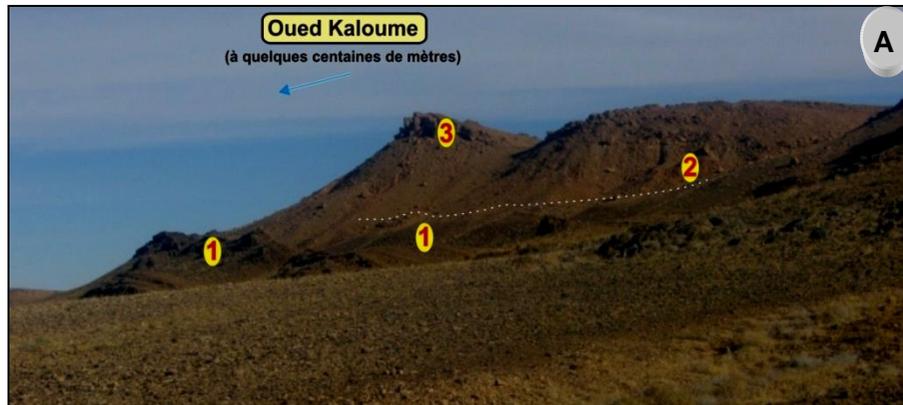


Fig. 19 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacée dans le secteur de Ben Zireg. A-coupe de Oued Kaloume, B- coupe du poste de Ben Zireg, C- coupe de Oued Betoum, D- coupe de Oued Ben Zireg ; 1- argiles viséennes, 2- marnes gypsifères, 3- marnes et calcaires noduleux, 4- calcaires en gros bancs massifs

Elle est limitée au Nord par Oued Betoum et au Sud par la route nationale RN6. Elle avoisine le point ayant pour coordonnées géographiques N31° 56' 47.3" ; W001° 48' 41.2".

d- Coupe de Oued Ben Zireg

Elle montre une épaisseur de 42 m environ, elle se situe à 5 km au Sud du poste militaire de Ben Zireg, sur la rive droite d'un Oued du même nom. Elle est limitée à l'Est par les affleurements dévono-carbonifères de l'anticlinal de Ben Zireg. Le point voisin a pour coordonnées géographiques N31° 54' 39.1" ; W001° 47' 58.8".

III.3.2- Description de la série (fig. 20)

La série crétacée du secteur de Ben Zireg montre une épaisseur variable d'une coupe à l'autre. Dans l'ensemble, elle peut être subdivisée, sur la base de coupures lithologiques, en deux formations bien distinctes :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Elle correspond à une combe marno-gypsifère rougeâtre, violacée ou verdâtre, reposant en discordance angulaire sur les dépôts détritiques et carbonatés du Viséen. Ces marnes sont entrecoupées par de minces passées lenticulaires de gypse, par des dolomies argileuses verdâtres, par des grès ocre à laminations entrecroisées, à trémies de sel, à rides de courant, conférant une géométrie chenalisante, ainsi que par un niveau dolomitico-argileux à brèches polygéniques multicolores lui donnant une couleur verdâtre mouchetée.

L'ensemble de ces dépôts peut être corrélé à l'unité "1-C" des deux secteurs précédents.

Dans la coupe de Oued Betoum, les marnes gypsifères sont précédées par une barre gréseuse rousse à passées conglomératiques formées de galets sombres associés à quelques dragées de quartz. Le faciès gréseux s'organise généralement en chenaux à stratifications obliques et entrecroisées. Cet épandage détritique peut être rapporté à l'unité "1-A" citée dans les secteurs du Djebel Asfer et de Boukaïs.

b- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Par sa lithologie résistante, cette formation constitue une crête en saillie dans la topographie. L'ensemble des données lithologiques et des caractères sédimentologiques, a permis de définir trois unités lithostratigraphiques à développement inégal :

Unité 2-A

Elle est matérialisée par des marnes blanchâtres à intercalations calcaires ou calcaréo-argileuses lumachelliques, à débit noduleux et à épaisseur décimétrique. Le contenu paléontologique constitue généralement des séquences granulométriques positives, il est remarquablement riche en coquilles d'huîtres associées à des moules internes et empreintes de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinides.

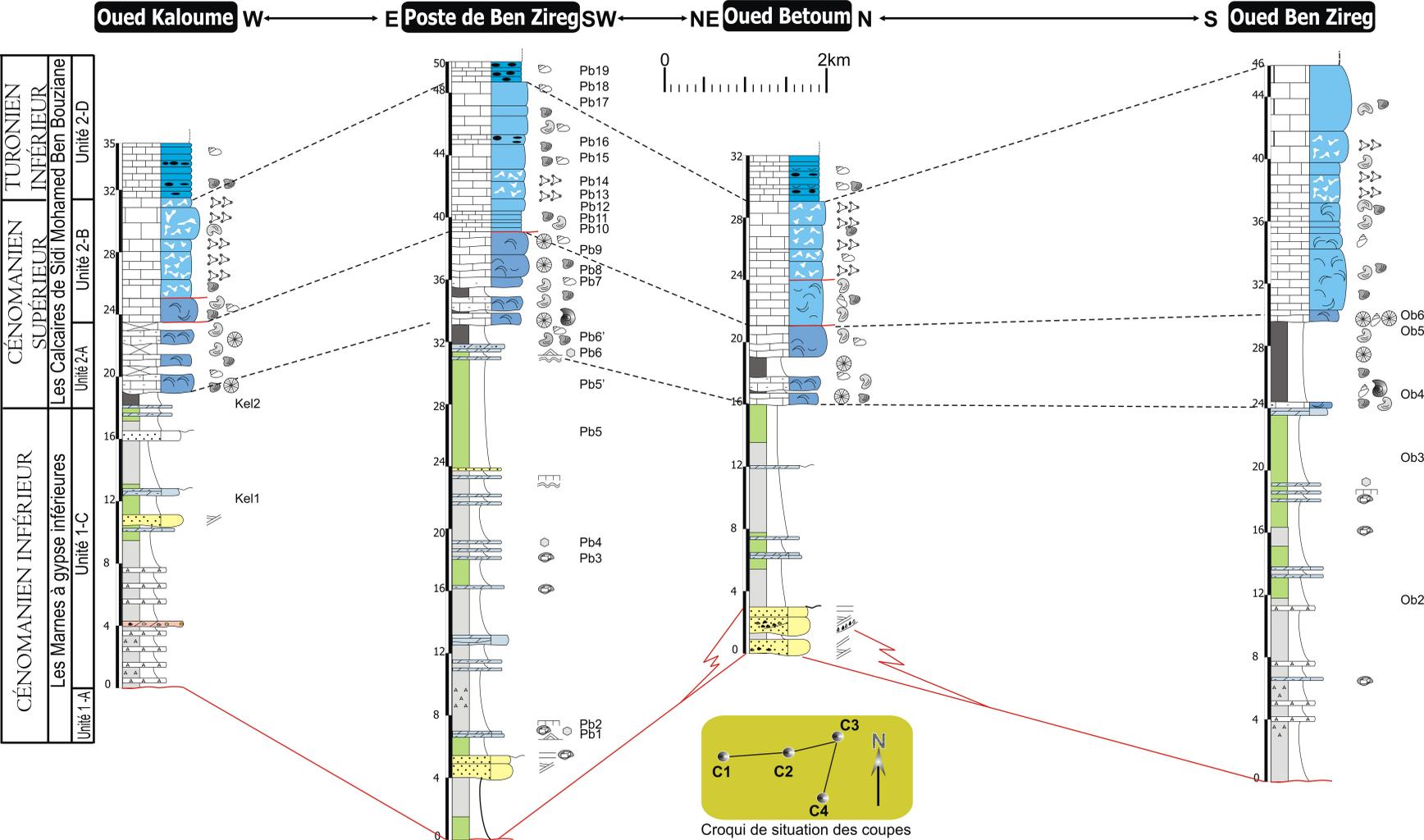


Fig. 20: Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Ben Zireg

Unité 2-B

Elle correspond à une barre carbonatée dolomitisée formée de gros bancs beiges à grisâtres de calcaires bioclastiques à quelques sections d'*Exogyra*, massifs à la base et intensément bioturbés par des réseaux à *Thalassinoides*, au sommet.

Unité 2-D

Elle est représentée par une succession bien stratifiée et plus régulière composée de lits calcaires compacts, de couleur grisâtre, sans litage apparent, d'épaisseur centimétrique, en grande partie dolomitisés et recristallisés de telle sorte que les structures sédimentaires et les fossiles sont souvent oblitérés. Ces lits calcaires mudstones s'alternent avec d'autres niveaux lumachelliques.

III.4- Secteur de Kénadsa

III.4.1- Situation géographique (fig. 21 et 22)

Ce secteur correspond aux limites méridionales des affleurements crétacés de la région de Béchar. Il est essentiellement marqué par la corniche nommée "première Barga" ou "Barga de Sidi Mohamed Ben Bouziane », appelée également la "muraille saharienne", qui est composée de calcaires surmontant des marnes rouges. Il est bordé au Nord par la Hamada tertiaire dite "deuxième Barga" ou Barga d'El M'hamed ; au Sud, par la plaine d'Es-Sebbakhi et par les terrains sombres de Guelb el Aouda et Guelib Et Touala. Dans cette partie du bassin crétacé du Guir, deux coupes géologiques ont été levées :

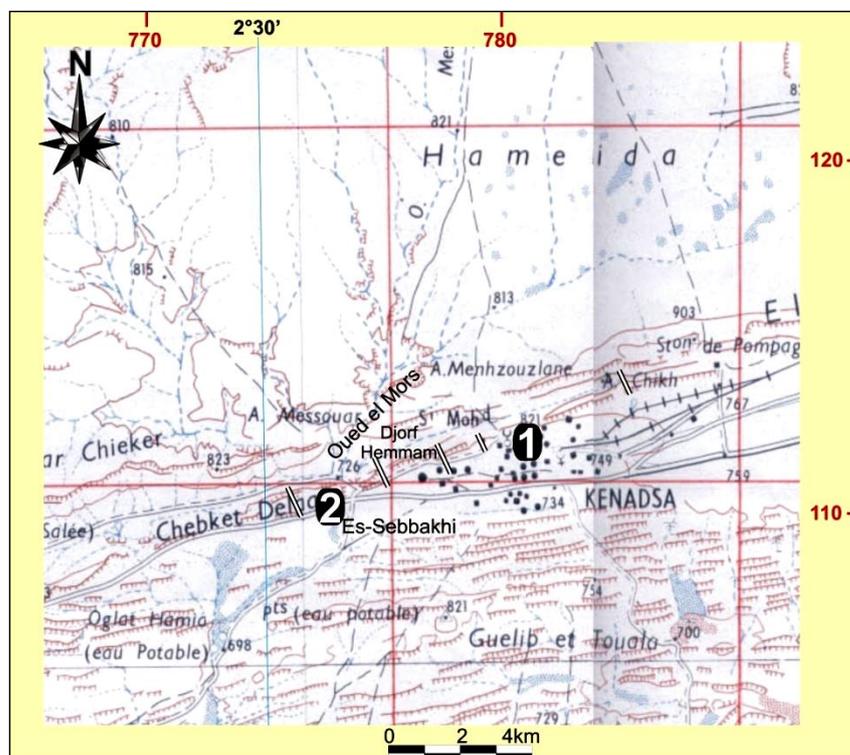


Fig. 21 : Localisation géographique du secteur de Kénadsa (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000). 1- coupe de Kénadsa, 2- coupe de Oued Messoueur.

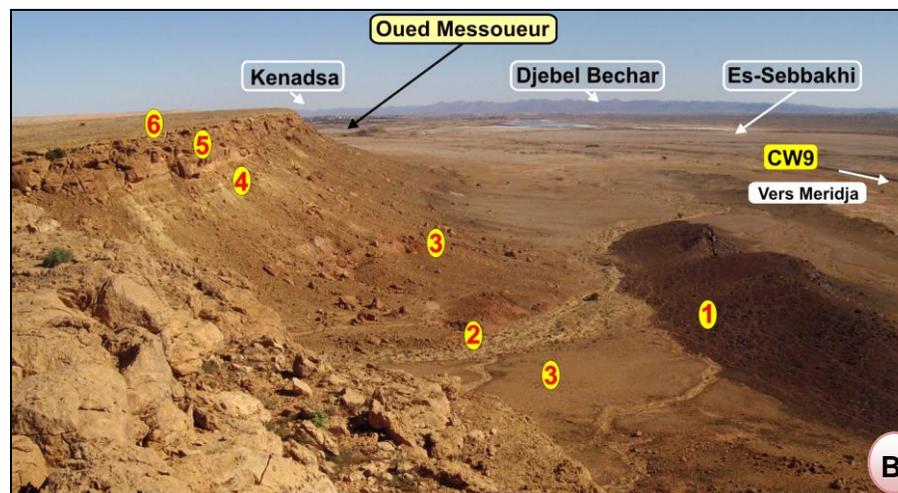
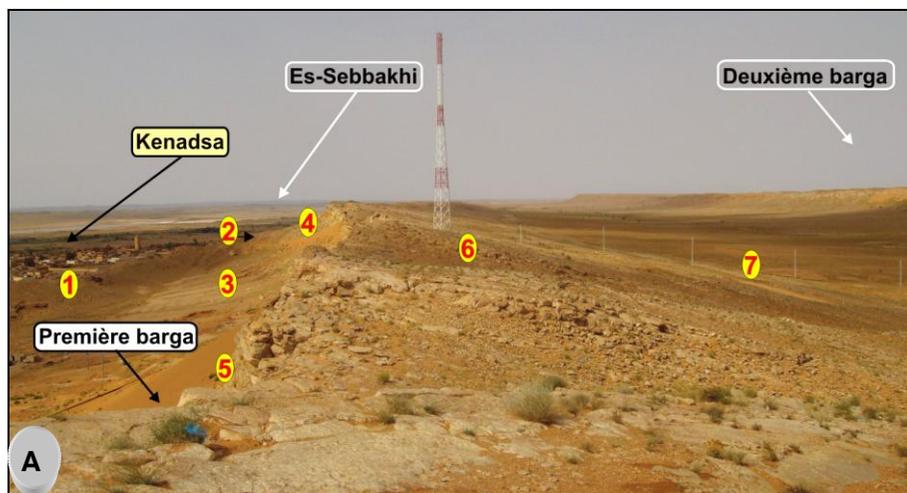


Fig. 22 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Kénadsa. A- coupe de Kénadsa ; B- coupe de Oued Messoueur. 1- grès stéphaniens, 2- chenal gréseux, 3- marnes violacées, 4- marnes et lumachelles à Neolobites, 5- calcaires bioturbés, 6- calcaires à rudistes, 7- limite supérieure de la "première barga".

a- Coupe de Kénadsa

Elle se situe à environ 20 km à l'Ouest de la ville de Béchar, à quelques centaines de mètres de Zaouïat "Sidi Mohamed Ben Bouziane", juste à côté des anciens fours à chaux et d'une caverne dite communément "Karkab Stali". Elle atteint une épaisseur de 43 m environ et avoisine un point aux coordonnées géographiques N31° 33' 53.3" ; W002° 26' 38.1".

b- Coupe de Oued Messoueur

Elle se situe à environ 5 km Ouest de la ville de Kénadsa, à quelques centaines de mètres de la rive droite de Oued Messoueur. Elle est limitée par la Hamada de Oum Es-Sbaa, au Nord ; par la plaine salée dite communément Es-Sebbakhi et par le chemin de wilaya CW9 reliant Kénadsa-Meridja, au Sud. Elle présente une épaisseur de 48 m environ et avoisine un point aux coordonnées géographiques N31° 32' 82.5" ; W002° 28' 93.7".

III.4.2- Description de la série (fig. 23)

Dans cette région, la série crétacée est subdivisée en deux formations lithostratigraphiques superposées :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Elle est composée par une masse marno-gypsifère rougeâtre, violacée ou verdâtre qui repose en une discordance angulaire sur les grès stéphaniens massifs, sombres et à pendage d'environ 22° vers le Nord. Ces marnes gypsifères sont occasionnellement intercalées par quelques passées centimétriques de silts rougeâtres, de dolomies argileuses jaunâtres à limonite au sommet du banc et de grès roux à grains fins. Certains niveaux gréseux renferment des galets mous et présentent une base irrégulière. Leur interface expose le plus souvent des laminations parallèles et entrecroisées.

A proximité du cimetière de Kénadsa, à la base de la coupe se trouve un chenal gréseux d'environ 1.5 m d'épaisseur à son axe et occupe une largeur décamétrique. Ce chenal à base érosive renferme une lentille conglomératique composée de fragments anguleux remaniés, issus du substrat et une matrice marno-gréseuse oxydée ; des grès argilo-carbonatés à laminations entrecroisées en auge, riches en restes de vertébrés. Ces grès passent au sommet à un niveau pélitique mince de couleur rouge. Ce pôle détritique silicoclastique, nous a livré une riche faune d'origine aquatique matérialisée essentiellement par des dents de dipneustes, des écailles de poissons actinoptérygiens et sarcoptérygiens. On peut récolter également des coprolithes de reptiles. Le mauvais état de conservation de la faune est dû probablement à une forte énergie du régime hydrodynamique du milieu de dépôt, au transport et à la fragilité du squelette. La partie supérieure du chenal est scellée d'une pellicule ferrugineuse.

Près de la rive droite de Oued Messoueur et à environ 1 m de la base de la coupe, apparaissent des chenaux gréseux isolés, roux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique et de faible extension latérale. Ces niveaux arénacés montrent des grains grossiers associés à quelques fragments gréseux noirâtres et anguleux, provenant du substratum carbonifère. Ces

niveaux présentent également des stratifications obliques et entrecroisées, ainsi que des figures diagénétiques de type "mini-kerboub" (grès à sphéroïdes de Flamand, 1911).

Vers la partie médiane de cette première formation, on distingue au sein du faciès marneux une barre dolomitico-argileuse (0.45 m d'épaisseur) beige à jaunâtre, à base érosive et pétrie de moules internes de gastéropodes et empreintes de bivalves. À l'échelle de cette barre, s'individualise également des séquences granulométriques et texturales formées de deux pôles : (i) un pôle basal composé de niveaux dolomitiques grisâtres à bivalves et gastéropodes à texture packstone à grainstone, leur épaisseur est variable et leur base est érosive; (ii) un pôle supérieur dolomitico-argileux, jaunâtre à texture wackestone et comporte des terriers verticaux. Les limites de certains lits sont souvent modelées par des rides de courant. La surface sommitale du dernier niveau est fréquemment bioturbée et recouverte par des granules de fer. Cette barre à faune marine a été retrouvée à Djorf El Hemmam, mais sa puissance diminue progressivement en direction de "Makabrat El Yhoud" et disparaît complètement entre Kénadsa et Ben Zireg.

b- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Par sa lithologie résistante et par sa position entre deux unités marneuses tendres, cette entité lithostratigraphique forme une corniche essentiellement calcaire, connue sous le vocable de "première Barga", aisément repérable dans la topographie et dont l'épaisseur varie entre 22 et 25 m. Dans le secteur de Kénadsa, trois unités lithostratigraphiques peuvent y être reconnues au sein de cette deuxième formation :

Unité 2-A

Elle est constituée de marnes jaunâtres ou blanchâtres indurées, à intercalations décimétriques de calcaires pseudonoduleux grisâtres et à contenu faunique dominé par les ostréidés, les bivalves, les gastéropodes et les échinides réguliers ou irréguliers. Ces niveaux lumachelliques renferment également des fragments de nautilus et des moules internes d'ammonites. Les débris de poissons ne sont pas rares. En direction de Kénadsa, les niveaux calcaires pseudonoduleux sont remplacés par des intercalations décimétriques (0.4 à 0.7 m) de calcaires marneux lumachelliques à abondantes coquilles d'ostréidés. Dans la coupe de Oued Messoueur, la base de cette unité est caractérisée par une barre dolomitico-argileuse beige à jaunâtre, massive (3.5 m) et à base érosive, sa partie médiane est matérialisée par l'apparition de niveaux centimétriques riches en bivalves. Cette barre est cernée d'un niveau calcaré-gréseux (0.4 m) violacé et parsemée de faune d'ostréidés pyritisés.

Unité 2-B

L'unité précédente passe directement à de spectaculaires bancs calcaires beiges, grisâtres ou rosâtres et intensivement bioturbés ("*mixed layer*" au sens de Ekdale *et al.*, 1984). La bioturbation se présente généralement sous forme de "tubulures" ou terriers cylindriques et ramifiés, typiques de la bioturbation de type *Thalassinoides*. Les terriers sont grossièrement orientés vers le Nord et se développent en taille vers le sommet. Ils sont associés par endroits, à de rares bivalves et à débris d'*Exogyra*.

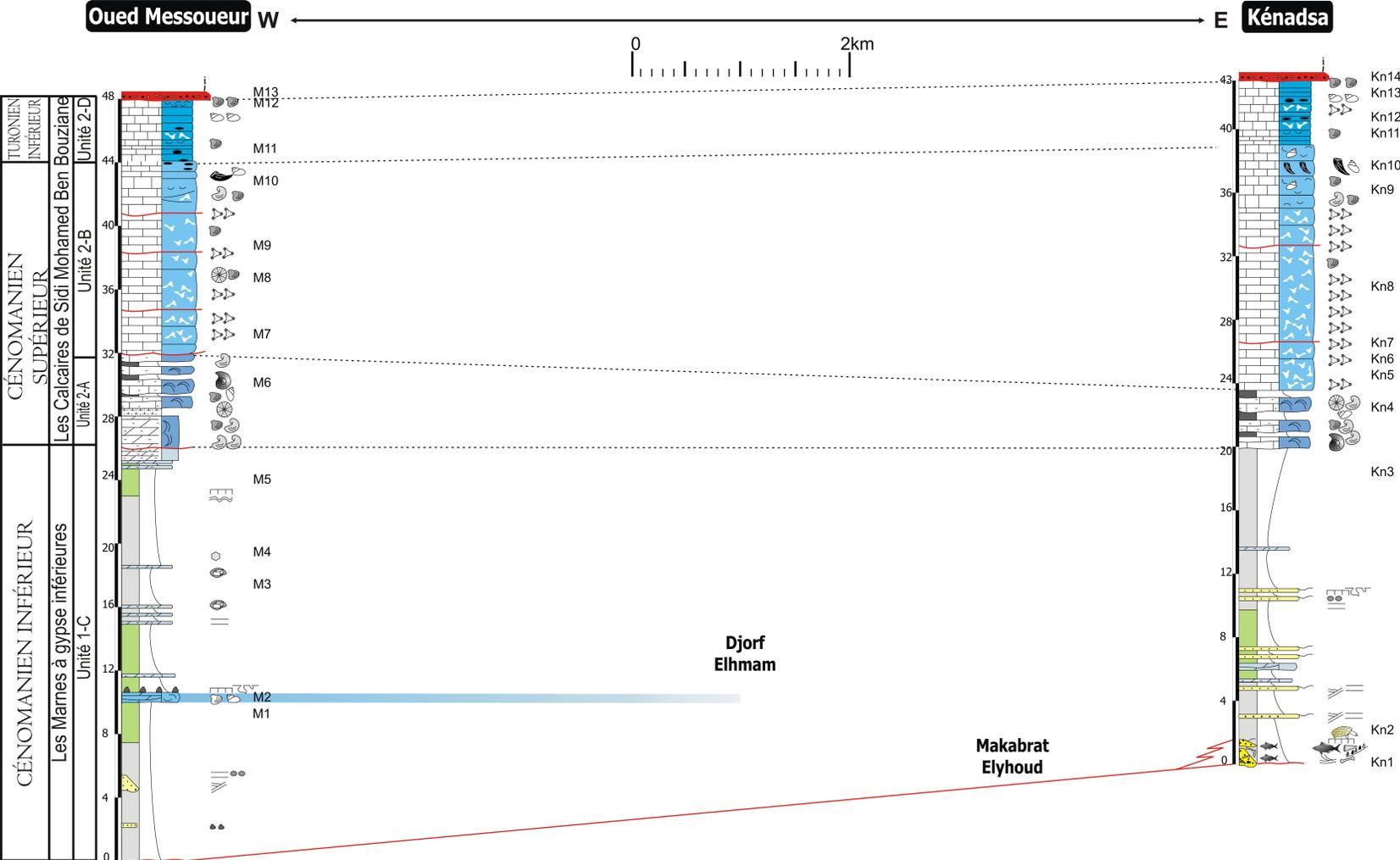


Fig. 23 Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Kénadsa

Certains bancs présentent une géométrie chenalisante bien marquée, d'autres niveaux montrent des nodules de fer à surface irrégulière, généralement façonnée par les rides de courant. Ils sont le plus souvent traversés par des fissures stylolithiques horizontales.

Les calcaires bioturbés à *Thalassinoides* sont finalement suivis par des bancs calcaires dolomitiques bioclastiques à ostréidés, à nerineidés et à débris de rudistes silicifiés. Ces bancs sont d'ordre décimétrique et contiennent des silex noduleux. Le dernier niveau (0.3 à 0.4 m) renferme une abondante faune silicifiée de rudistes solitaires en position de vie, attribués à des sauvagesinés (Chikhi Aouimeur, *communication-per*).

Unité 2-D

Cette unité consiste en bancs calcaires centimétriques (0.2 à 0.6 m), compacts, sans litage apparent mais bien stratifiés et à continuité latérale. Ces calcaires grisâtres ou beiges renferment des nodules de silex vers le sommet. Ils s'intercalent également par des niveaux calcaires lumachelliques dont les bioclastes sont des débris de gastéropodes et d'*Exogyra*, parfois ces calcaires sont bioturbés. La surface de certains bancs est fréquemment caractérisée par des rides de courant asymétriques.

Dans le secteur de Kénadsa-Oued Messoueur, la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" est clôturée par une discontinuité composite associant une surface d'émersion matérialisée par des polygones de dessiccation, des nodules de fer et une importante surface d'érosion subaérienne recouverte par un niveau centimétrique chenalisant et lenticulaire, de grès microconglomératiques noircis à éléments hétéromorphes. Ce niveau se poursuit par quelques mètres de marnes rouges à intercalations gréseuses, qui forment la partie basale de la Formation des "Marnes à gypse supérieures" attribuée au Sénonien et recouvertes de dépôts tertiaires. Nous considérons cette surface de rupture de sédimentation comme composite, car elle enregistre deux histoires diagénétiques très différentes ; émersion et érosion. Dans la coupe de Oued Messoueur, cette discontinuité est précédée d'un niveau de calcaires lumachelliques d'ordre centimétrique et à boules dolomitiques jaunâtres.

III.5- Secteur de Djorf Torba

III.5.1- Situation géographique (fig. 24 et 25)

Il constitue le prolongement occidental du secteur de Kénadsa, limité au Sud par le chemin de wilaya CW9 et au Nord par Ouinet el Hamara et par le barrage de Djorf Torba. Deux coupes géologiques ont été levées dans ce secteur :

a- Coupe du chapeau chinois

Du nom d'une butte témoin sous forme d'un "chapeau chinois", cette coupe se situe à environ 11 km Ouest de la ville de Kénadsa. Elle est limitée au Nord par la "deuxième Barga" (Hamada de Oum Es Sbaa) et au Sud par le chemin de wilaya CW9 reliant Kénadsa-Meridja. Cette coupe épaisse d'environ 44 m se localise à proximité du point ayant pour coordonnées géographiques N31° 30' 36.4" ; W002° 38' 47.5".

b- Coupe du château d'eau

Elle a pour nom le château d'eau implanté sur la "première Barga", cette coupe se situe sur le bord droit du chemin de wilaya CW9, joignant Kénadsa à Meridja. Elle est limitée au Nord et à l'Ouest par le barrage de Djorf Torba. Elle atteint une épaisseur d'environ 47 m et le château d'eau a pour coordonnées géographiques N31° 30' 22.6" ; W002° 46' 00.8".

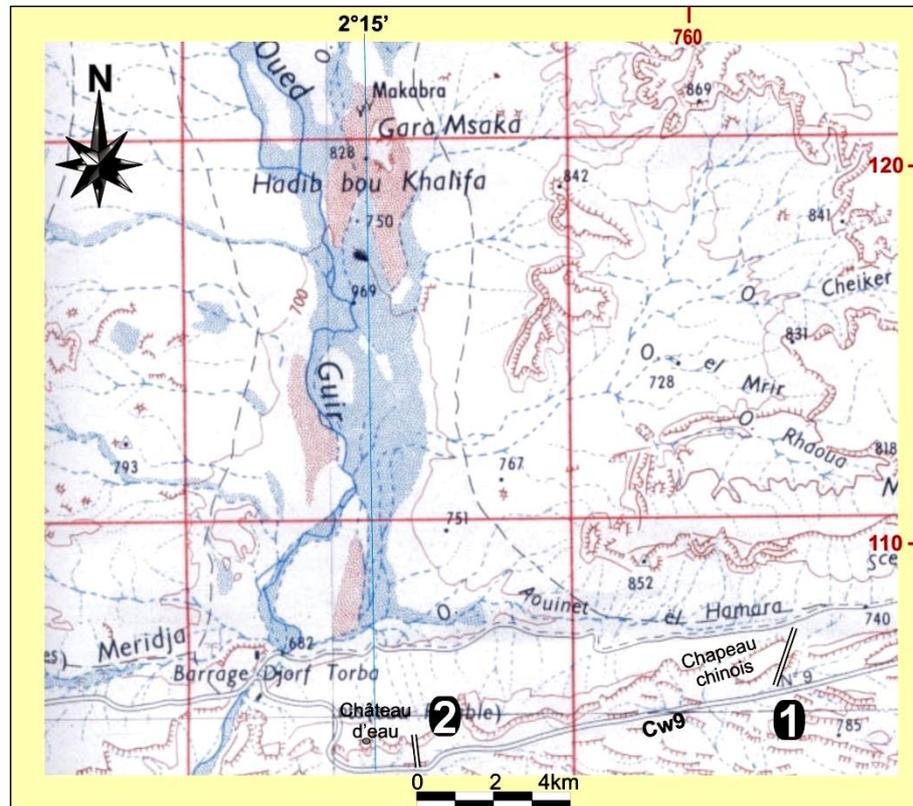


Fig. 24 : Localisation géographique du secteur de Djorf Torba (extrait de la carte topographique de Béchar à l'échelle 1/200.000). 1- coupe du chapeau chinois, 2- coupe du château d'eau.

III.5.2- Description de la série (fig. 26)

Dans la région qui s'insère entre celle du "chapeau chinois" et celle du barrage de Djorf Torba, on y retient les deux formations suivantes :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Par l'intermédiaire d'une discordance angulaire d'environ 20°, cette formation repose sur les alternances argilo-gréseuses namuro-bashkiriennes. Elle correspond à une combe marno-gypseuse rouge rarement verdâtre, dont la base est à intercalations de gypses millimétriques et discontinues. Au sein de ces marnes s'insèrent également des niveaux centimétriques de grès roux, de dolomies argileuses jaunâtres à verdâtres ou d'argilites rouges consolidées. Certains bancs gréseux sont à laminations parallèles ou obliques et à terriers subverticaux souvent remplis par un matériel silto-argileux jaunâtre. Les niveaux dolomitiques sont habituellement caractérisés par une géométrie irrégulière et par des brèches de dessiccation au sommet du banc.

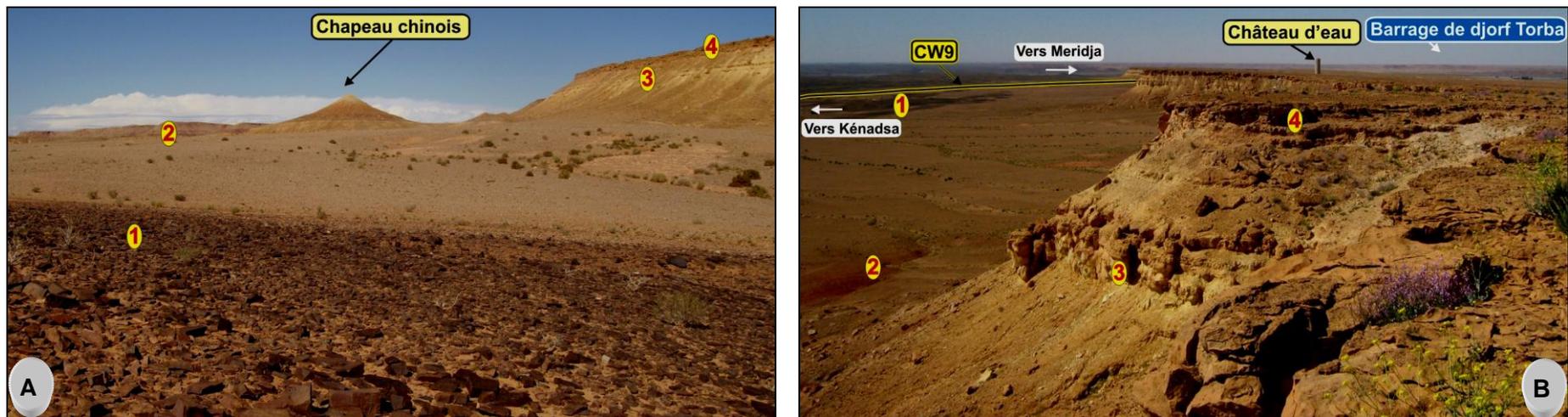


Fig. 25 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Djorf Torba. A- coupe du Chapeau chinois, B- coupe du Château d'eau ; 1- grès et argiles carbonifères, 2-marnes rougeâtres, 3- marnes et calcaires noduleux à Neolobites, 4- calcaires en bancs massifs.

A quelques mètres de la base de la série, s'insère une dalle dolomitico-argileuse (0.4 à 0.5 m) beige, à base érosive et particulièrement riche en faune de bivalves et de gastéropodes de petite taille. Par sa lithologie résistante et sa position dans les marnes gypsifères tendres, cette dalle est facilement identifiable sur le terrain. Leur surface supérieure est affectée le plus souvent par des brèches de dessiccation.

Aux environs du "chapeau chinois", dans la partie médiane de cette formation se développe une alternance décimétrique composée de marnes gypsifères, de bancs dolomitico-argileux jaunâtres et ondulés, de dolomies gréseuses à laminations obliques et des plaquettes gréseuses rousses ou verdâtres à os de vertébrés et à laminations parallèles. La partie supérieure de certains niveaux dolomitiques présente une surface ferrugineuse, des fentes et des brèches de dessiccation, généralement, elle est imprégnée de traces de fossiles attribuées à des terriers de type *Catenichnus* et *Rhizocorallium*.

Cette première formation s'achève par une barre massive, dolomitico-marno-gréseuse, de couleur jaunâtre, dont la partie médiane se débite en boules et affectée d'une surface d'érosion retracée par des chenaux centimétriques riches en débris d'*Exogyra* appartenant à la seconde formation.

b-La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Elle constitue un repère stratigraphique ; la première Barga bien visible sur le terrain. Dans ce secteur, cette formation carbonatée s'organise de la base au sommet en trois unités lithologiques :

Unité 2-A

Elle se présente morphologiquement sous forme d'une vire tendre encadrée par deux ensembles durs : les dolomies à la base et les calcaires massifs au sommet. Elle est matérialisée par des marnes fossilifères beiges ou blanchâtres à intercalations décimétriques de calcaires grisâtres d'aspects pseudonoduleux ou en rognons. Ces calcaires (faciès "africano-Syrien" de Zittel, *in* Flamand, 1911) sont très riches à la fois en ammonites et en benthos diversifié (bivalves, ostréidés, échinides et gastéropodes).

Unité 2-B

Elle présente une base nette et irrégulière, cette unité est composée de barres calcaréo-dolomitiques gris clair, massives et intensivement bioturbés (*Thalassinoides*). Leur sommet (environ 7 m) consiste en bancs décimétriques à métriques de calcaires bioclastiques grisâtres à fragments de bivalves, de gastéropodes et d'*Exogyra*.

Unité 2-D

Elle est caractérisée par des lits calcaires dolomités d'épaisseur centimétrique (0.05 à 0.15 m), à nodules de silex et de couleur beige à bleuâtre. Cette succession est interrompue parfois par des niveaux carbonatés bioclastiques ou bioturbés. Le dernier banc correspond à

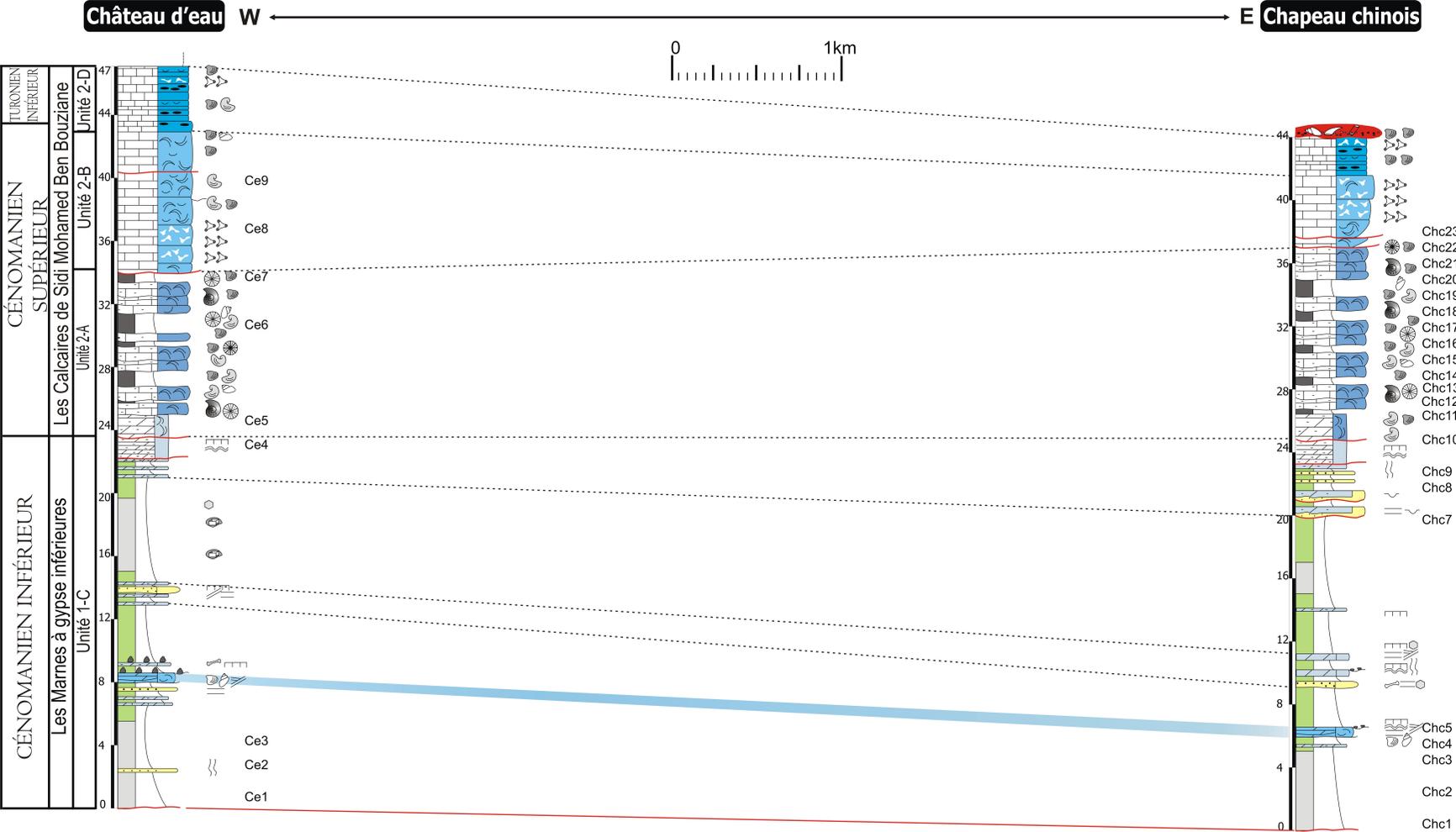


Fig. 26 Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Djorf Torba

un niveau calcaire lumachellique (0.15 m) bien continu latéralement. Cette unité s'achève par une surface d'érosion qui supporte un niveau grésobrêchique d'ordre centimétrique. Ces brèches à éléments calcaires renferment également des fragments de gastéropodes, des rudistes usés et des terriers cylindriques. La partie terminale de cette unité est tronquée, par érosion, en direction du barrage de Djorf Torba.

III.6- Secteur de Meridja

III.6.1- Situation géographique (fig. 27 et 28)

Ce secteur se situe à 25 km Sud du village de Meridja et à 90 km Ouest de la ville de Béchar. Il est limité au Nord par la Hamada de Meridja, au Sud par les assises viséennes de Chebket Djihani, à l'Ouest par Ain Tiberbatine et à l'Est par le lieu-dit communément Guettara. Dans ce secteur qui s'étend sur environ cinq kilomètres et présentant une élévation moyenne d'environ 800 m au-dessus du niveau de la mer, la série crétacée a été étudiée au travers de trois coupes géologiques qui s'alignent sur un transect d'Est-Ouest. Il s'agit de :

a- Coupe de Aouinet Sidi Larbi

Elle correspond à une butte témoin « Gara » située à environ 1 km à l'Est de la source d'eau communément dénommée "Ain Tiberbatine". Cette coupe offre une épaisseur d'environ 32m et se situe à proximité d'un point ayant pour coordonnées géographiques N31° 25' 25.0" ; W003° 04' 33.1".

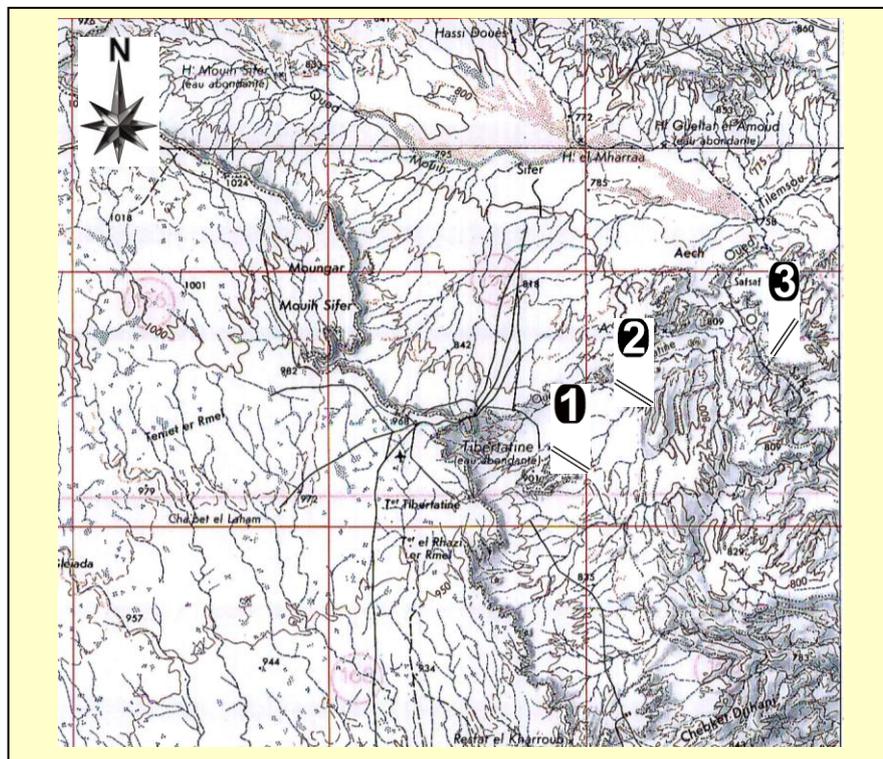


Fig. 27 : Localisation géographique du secteur de Meridja (de Tiberbatine à Oued Safsaf) (extrait de la carte topographique de Tiberbatine à l'échelle 1/200.000) : 1- coupe de Aouinet Sidi Larbi, 2- coupe de Oued el Âach, 3- Coupe de Oued Safsaf.

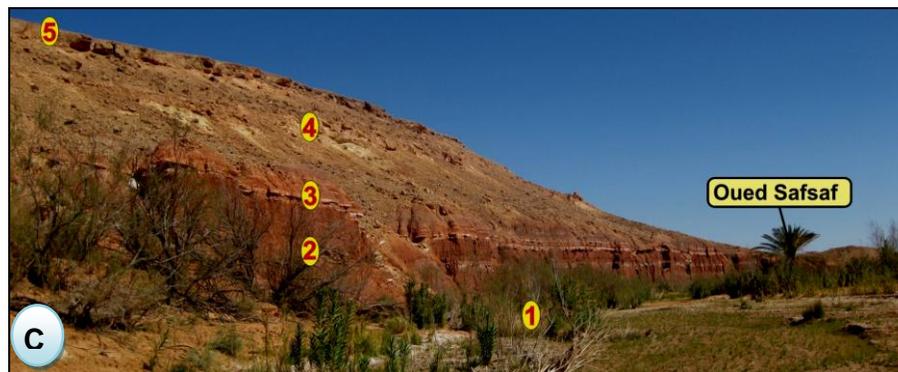
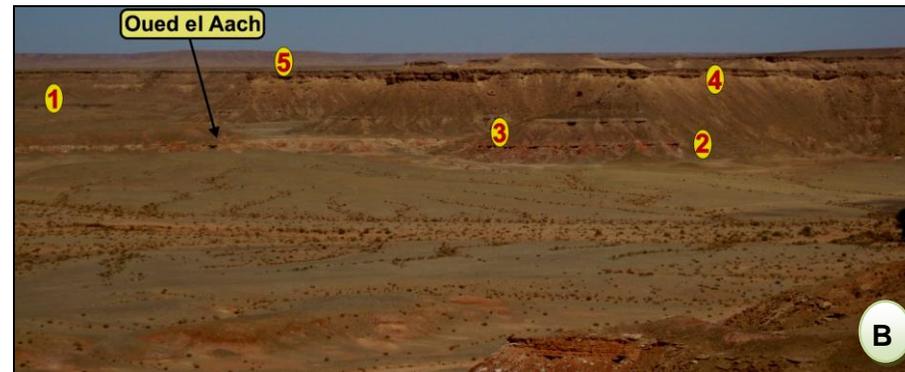


Fig. 28 : Panoramas présentant les grandes unités lithostratigraphiques crétacées dans le secteur de Meridja. A- coupe de Aouinet Sidi Larbi, B- coupe de Oued el Aach, C- coupe de Oued Safsaf ; 1- substrat carbonifère, 2- marnes gypsifères violacées, 3- niveaux dolomitiques, 4- marnes blanchâtres et calcaires noduleux, 5- calcaires en bancs massifs.

b- Coupe de Oued el Âach

Cette coupe se trouve sur la limite méridionale de la Hamada de Meridja qui se rapporte au bord droit d'Oued el Âach. Elle avoisine le point aux coordonnées géographiques N31° 26' 31.2" ; W003° 04' 38.3".

c- Coupe de Oued Safsaf

Elle se rapporte à un ensemble rougeâtre à la base, beige au sommet, qui constitue le bord droit de l'Oued Safsaf. L'épaisseur de cette coupe est de 34 m environ et a pour coordonnées géographiques moyennes N31° 26' 47.9" ; W003° 02' 50.3".

III.6.2- Description de la série (fig. 29)

Dans ce secteur, la série crétacée exprime dans toute la région une différence morphologique caractérisée par la formation d'une barre raide au-dessus d'un talus plus ou moins molle. Cette série se subdivise en deux formations :

a- La Formation des « Marnes à gypse inférieures »

Cette formation est caractérisée par son aspect tendre et bien érodé, elle se présente sur une épaisseur oscillant entre 20 et 30 m, cachée parfois à son sommet par des éboulis. Elle est formée essentiellement de marnes gypsifères rougeâtres, rarement verdâtres. Sa partie inférieure est caractérisée par des intercalations stratocroissantes de lits dolomitiques verdâtres, sous formes de dalles continues, à épaisseur millimétriques à décimétriques. Ces dalles présentent des bases nettes et des surfaces parfois ondulées ou affectées de fentes de synèresse et de dessiccation. Elles deviennent plus fréquentes et plus épaisses vers l'Oued Safsaf. Leur analyse microscopique révèle, le plus souvent, des mudstones à lamines algaires fines, planes ou ondulées, de type "répétitif" (Monty, 1976) qui se manifestent généralement par des variations de teinte plutôt que de texture. Les lamines individuelles ont une continuité latérale centimétrique, mais peuvent être interrompues par des passées à "bird's eyes" ou de micro-tepee. On découvre parfois une bréchification du sommet de certains bancs.

Au sein de la coupe de Oued El Âach, s'intercale à la base de la coupe, un niveau gréseux roux (0.30 cm) à éléments anguleux provenant du substrat paléozoïque et un autre banc dolomitique compact, particulièrement très riche en moules internes de gastéropodes et de bivalves. Ce dernier niveau est facile à reconnaître sur terrain par sa teinte beige à grisâtre et surtout par son aspect dur qui lui confère un modelé en dalle dominante. Des pentes moins raides établies au droit de cette première formation.

b- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane »

Actuellement, seule la base de cette formation est en affleurement. Elle forme un ressaut dur dans la topographie, de 6 à 8 m d'épaisseur. Elle est organisée en bancs calcaires massifs ou à débit noduleux qui se distinguent dans le paysage par sa teinte beige à grisâtre. Ces calcaires, qui correspondent à l'unité "2-A", nous ont livré des gastéropodes, des débris de bivalves, des huîtres et des oursins associés à de rares fragments de *Neolobites*. Dans la coupe de Oued Safsaf, la barre calcaire surmonte une vire marneuse blanchâtre de 4 m d'épaisseur.

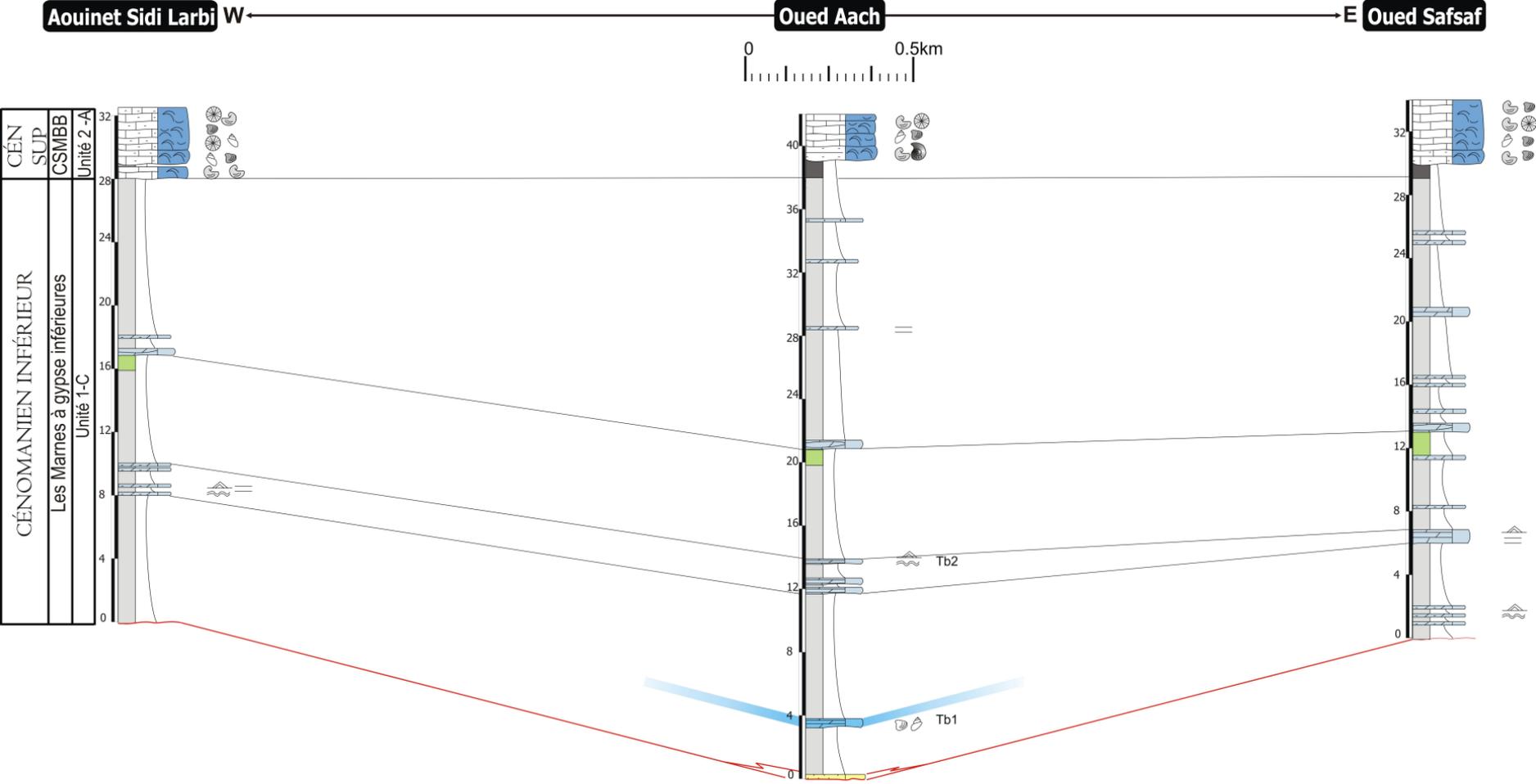


Fig. 29: Succession lithostratigraphique de la série crétacée dans le secteur de Meridja

IV- CORRELATIONS

Le levée de coupes plus complètes au Nord et au Sud du bassin créacé du Guir ont permis de mettre en évidence les différentes formations et unités lithologiques, ainsi que d'autres niveaux repères, rendant possibles les corrélations stratigraphiques à l'intérieure du sillon préafricain et avec les domaines paléogéographiques avoisinants.

IV.1- Comparaison à l'échelle du bassin du Guir

IV.1.1- Corrélation selon un axe Est-Ouest

Nous présentons ici une synthèse surtout basée sur des corrélations stratigraphiques. Elle est établie en se basant sur un ensemble de coupes réalisées dans la région d'étude, depuis Ben Zireg à l'Est jusqu'aux frontières algéro-marocaines à l'Ouest, et depuis les parties méridionales jusqu'aux bordures les plus internes au Nord. Ainsi, cette comparaison permet d'analyser deux profils géologiques:

a- bordures méridionales du bassin

◇- Sur les limites méridionales (fig. 30), la série créacée repose sur un substratum carbonifère à faciès variés ; son épaisseur maximale est connue avec précision à Oued Messoueur (secteur de Djorf Torba). Vers l'Est, en direction de Ben Zireg, l'épaisseur diminue sensiblement avec disparition brutale, au-delà de Djorf el Hammam, du niveau dolomitique à gastéropodes. Ce dernier s'intercale dans les marnes de la première formation qui présente une épaisseur constante bien marquée sur le terrain. Ce niveau repère, correspondrait vraisemblablement, dans l'extrême partie orientale du bassin dans la coupe de Oued Kaloume, à un banc dolomitique à brèches multicolores. Enfin, la région de Ben Zireg est caractérisée par une réduction d'épaisseur importante, elle correspond à la zone apex du bassin, dont les zones affaissées se trouvent vers l'Ouest ;

◇- à l'exception des coupes d'Oued Betoum, de Kénadsa et de Oued Âach où s'individualisent des chenaux gréseux étroits et de faible épaisseur ("unité 1-A"), les marnes rouges reposent directement sur le substratum paléozoïque. Ces marnes sont armées d'intercalations gypseuses dans l'extrémité orientale du Bassin (coupe de Oued Kaloume) et admettent des intercalations dolomitiques plus épaisses dans la coupe de Aouinet Sidi Larbi. Les niveaux gypseux disparaissent vers l'Ouest en allant vers Béchar et même vers le Sud-Est en direction de Oued Ben Zireg ;

◇- les calcaires noduleux du Cénomaniens supérieur ("unité 2-A") renferment d'abondante faune benthique diversifiée associée à des ammonites et à des nautilus. Ils sont précédés, dans le tronçon qui s'insère entre la coupe de Djorf Torba et celle de Oued Messoueur, par une dalle dolomitique massive, azoïque à la base et fossilifère au sommet (à débris d'*Exogyra*). De part et d'autre, les niveaux calcaires noduleux et fossilifères reposent directement sur les marnes rouges ou verdâtres et sont dépourvus de faune pélagique au-delà de Djorf el Hammam, en allant vers Ben Zireg.

Ouest

Est

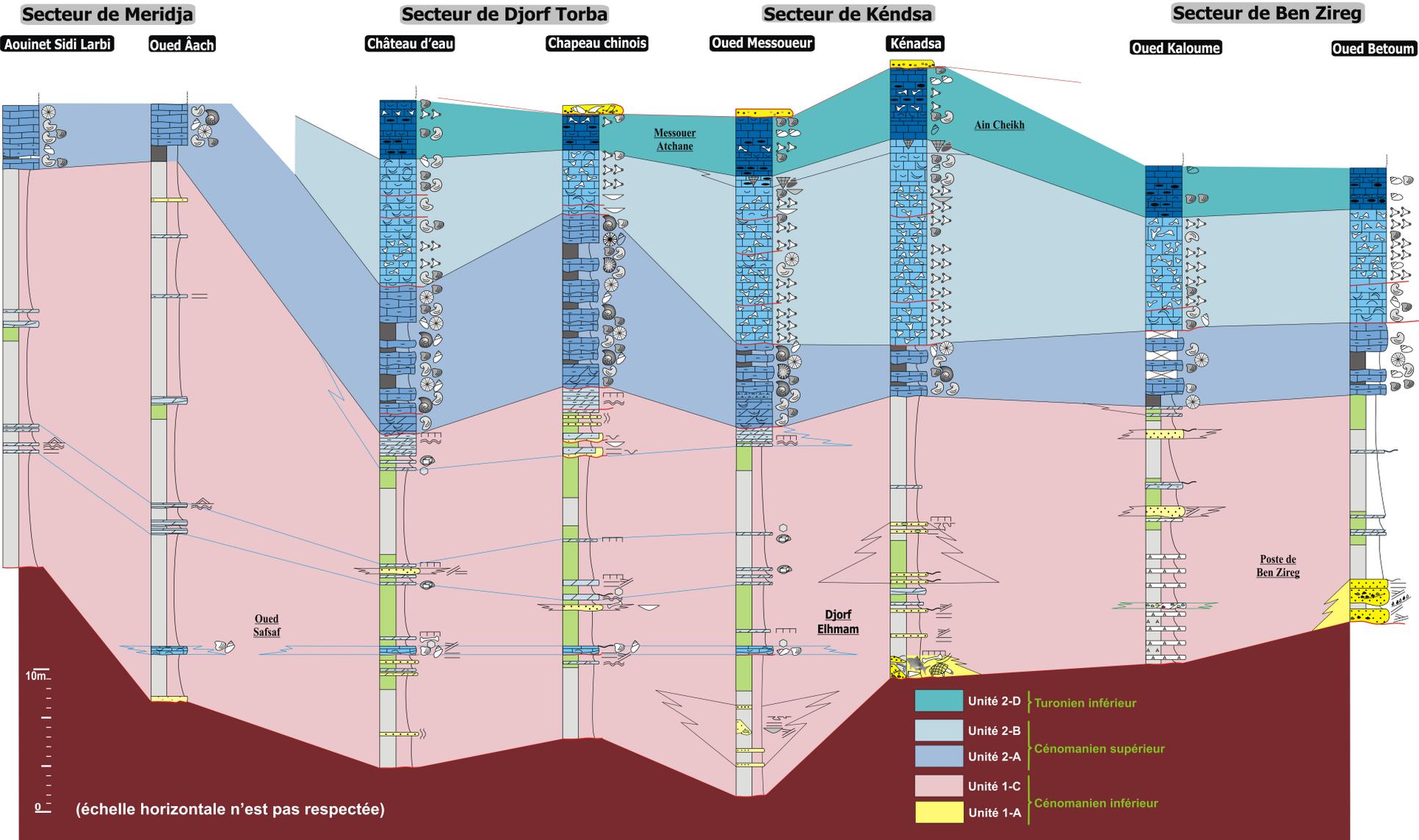


Fig. 30 : Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, sur la bordure méridionale du bassin crétacé du Guir (Pour la position des coupes, voir fig. 10).

◇- les gros bancs massifs de l'"unité 2-B" sont formés essentiellement de calcaires dolomitiques à *Thalassinoides*, dont la bioturbation devient relativement plus intense entre Oued Messoueur et Oued Kaloume. Du chapeau Chinois jusqu'à Ain Cheikh, ils sont surmontés par un niveau à rudistes silicifiés mêlés à d'autres débris de faune benthique.

◇- le Turonien inférieur représenté par les dépôts de l'"unité 2-D" est formé, comme partout ailleurs, par des calcaires lités d'épaisseur constante. Il s'achève par une surface d'érosion bien établie sur le terrain, du Chapeau Chinois jusqu'à Ain Cheikh.

La figure 30 représente les corrélations effectuées sur les bordures méridionales du bassin, de l'Ouest vers l'Est. La position géographique des coupes est indiquée sur la figure 10.

b- bordures septentrionales du bassin

Les différentes observations glanées sur les limites septentrionales des affleurements permettent de distinguer certaines variations au sein de la série crétacée. Le schéma de corrélation établi sur la figure 31 nous amène aux commentaires suivants :

◇- tout d'abord, on constate la très bonne corrélabilité des différentes unités, malgré que l'épaisseur soit très faible, sur des distances de l'ordre de 150km. C'est l'indice d'environnements de dépôt plats ou en faible pente.

◇- le Crétacé repose sur un substratum d'âge et de faciès variés. Il débute par une barre gréseuse d'épaisseur métrique admettant quelques passées microconglomératiques minces. Cet épandage silicoclastique ("unité 1-A") prend de l'ampleur en allant vers la région de Boukaïs où la série étudiée offre la coupe la plus complète avec des restes de vertébrés.

◇- les marnes de la première formation ("unités 1-B, C et D") renferment des passées carbonatées minces et fossilifères qui semblent s'accentuer vers la partie occidentale du bassin. Elles sont intercalées également par des niveaux gypseux et par deux bancs gypso-dolomitiques à tepees, dont l'ampleur est toujours plus prononcée vers l'Ouest ;

◇- dans l'ensemble des coupes réalisées sur la bordure septentrionale du bassin du Guir, on remarque aussi la présence d'un niveau repère d'extension régionale, à bivalves et gastéropodes ("unité 1-C"). Il s'agit d'un lit marqueur qui pourrait être utile pour les corrélations à longues distances ;

◇- la deuxième formation est précédée par trois barres isométriques de calcaires à lamines algaires, à tepee et à polygones de dessiccation ("unité 1-D"). Elle débute, partout, par des marnes blanchâtres et des calcaires noduleux très fossilifères ("unité 2-A"). Elle se termine par des dalles centimétriques bien continues latéralement ("unité 2-D"). L'épaississement de la série ne se fait pas brutalement et les variations latérales d'épaisseur à petite échelle ne sont pas observables, ceci témoigne de l'absence d'une activité tectonique synsédimentaire significative. Toutefois des variations latérales de lithologie et de granulométrie se font observer d'une coupe à une autre.

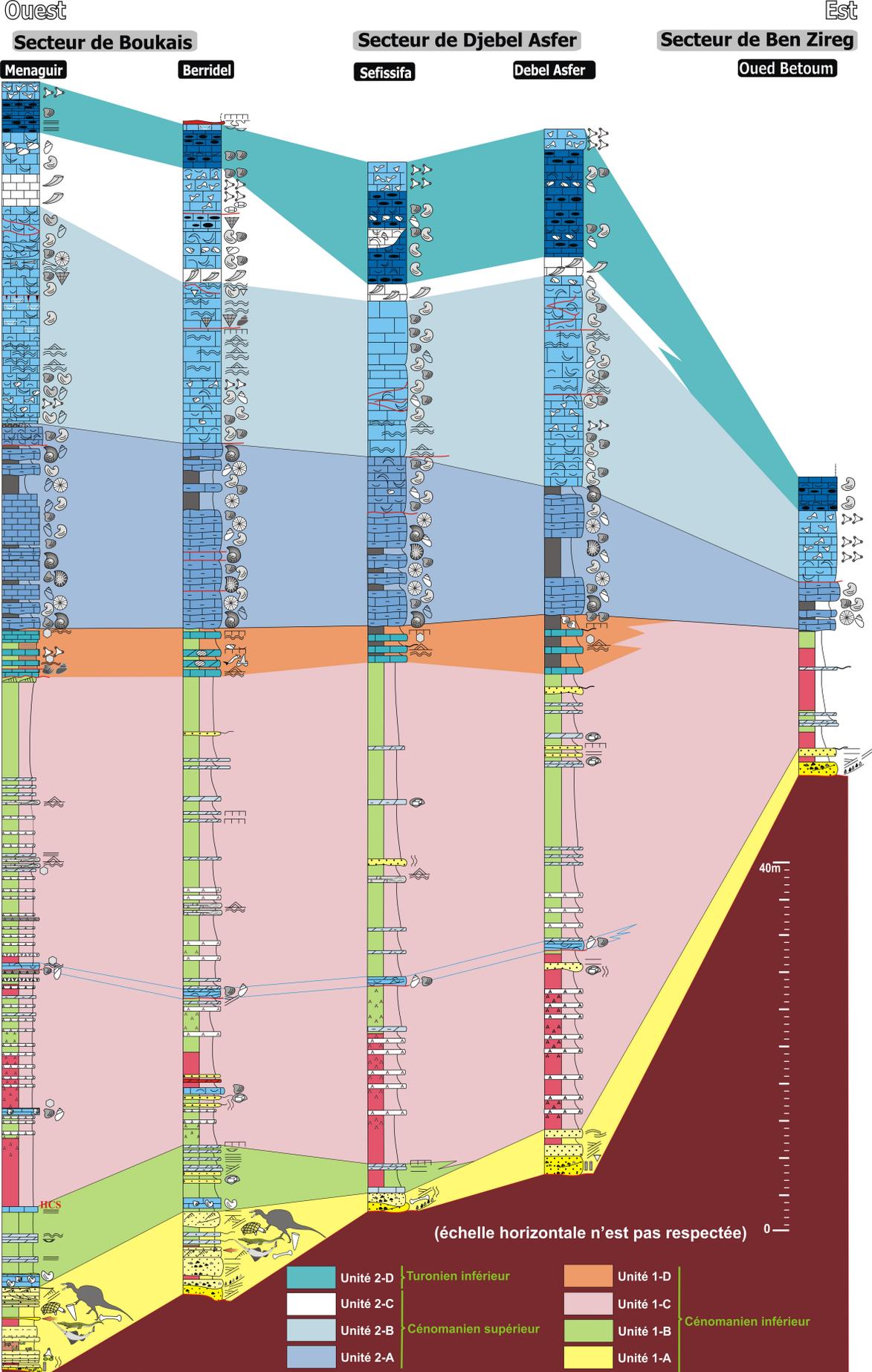


Fig. 31 : Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, sur la bordure septentrionale du bassin crétacé du Guir (Pour la position des coupes, voir fig. 10).

IV.1.2- Corrélation selon un axe Sud-Nord

Parmi les dix-sept coupes levées sur le terrain, appuyées par les nombreux repères lithologiques et fossilifères, trois colonnes lithostratigraphiques ont été choisies pour établir un schéma de corrélation (fig. 32) entre les limites méridionales et septentrionales du bassin du Guir. Ainsi, du Sud vers le Nord, on distingue :

◇- partout, le Paléozoïque du soubassement y apparaît largement animé de plis anciens vigoureux, mais entièrement pénéplanés avant le dépôt de la série crétacée ;

◇- la partie septentrionale du bassin est composée de la triade lithologique connue à l'échelle du domaine atlasique et saharien ; La partie méridionale est dépourvue des termes gréso-conglomératiques. En effet, le faciès gréseux n'est connu qu'exceptionnellement dans la région de Kénadsa, de Oued Messoueur et de Oued el Âach. Toujours, il passe latéralement à des marnes gypsifères rouges ;

◇- les faciès et la puissance totale des formations varient d'une coupe à l'autre. L'épaisseur augmente nettement dans les parties situées au Nord du bassin et puis se réduit vers le Sud. Ainsi, une dilatation de la série est sensible en position septentrionale ;

◇- au sein des faciès marneux de la première formation, les intercalations gréseuses minces devient plus fréquentes en allant vers le Sud ;

◇- les marnes rouges, très abondantes au Sud, sont souvent remplacées par des marnes verdâtres vers le Nord ;

◇- les niveaux calcaréo-dolomitiques à faune marine qui surmontent l'ensemble détritique ("unité 1-A") disparaissent totalement vers le Sud. Ils sont parfois remplacés par quelques niveaux dolomitiques minces et azoïques ;

◇- la dalle dolomitique à gastéropodes et bivalves, intercalée dans les marnes gypsifères et qui forme un ressaut bien repérable sur le terrain, présente une épaisseur constante du Nord vers le Sud. Elle est précédée et surmontée par une alternance de marnes et de niveaux gypseux dans la partie septentrionale du bassin. Vers le Sud, les bancs de gypse et de dolomie se raréfient et diminuent en épaisseur ;

◇- le Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, bien développé dans le Nord, passe sur les bords Sud du bassin à des formations réduites en terme d'épaisseur ;

◇- les calcaires noduleux de l'"unité 2-A" sont toujours précédés sur les bordures septentrionales du bassin par une alternance de marnes avec des dalles calcaires massives à stromatolithes et figures d'émersion qui correspondent à l'"unité 1-D". Cette dernière disparaît complètement dans partie méridionale du bassin crétacé du Guir ;

◇- la barre à caprinules de grande taille est bien développée au Nord, mais elle disparaît totalement en allant vers le Sud ;

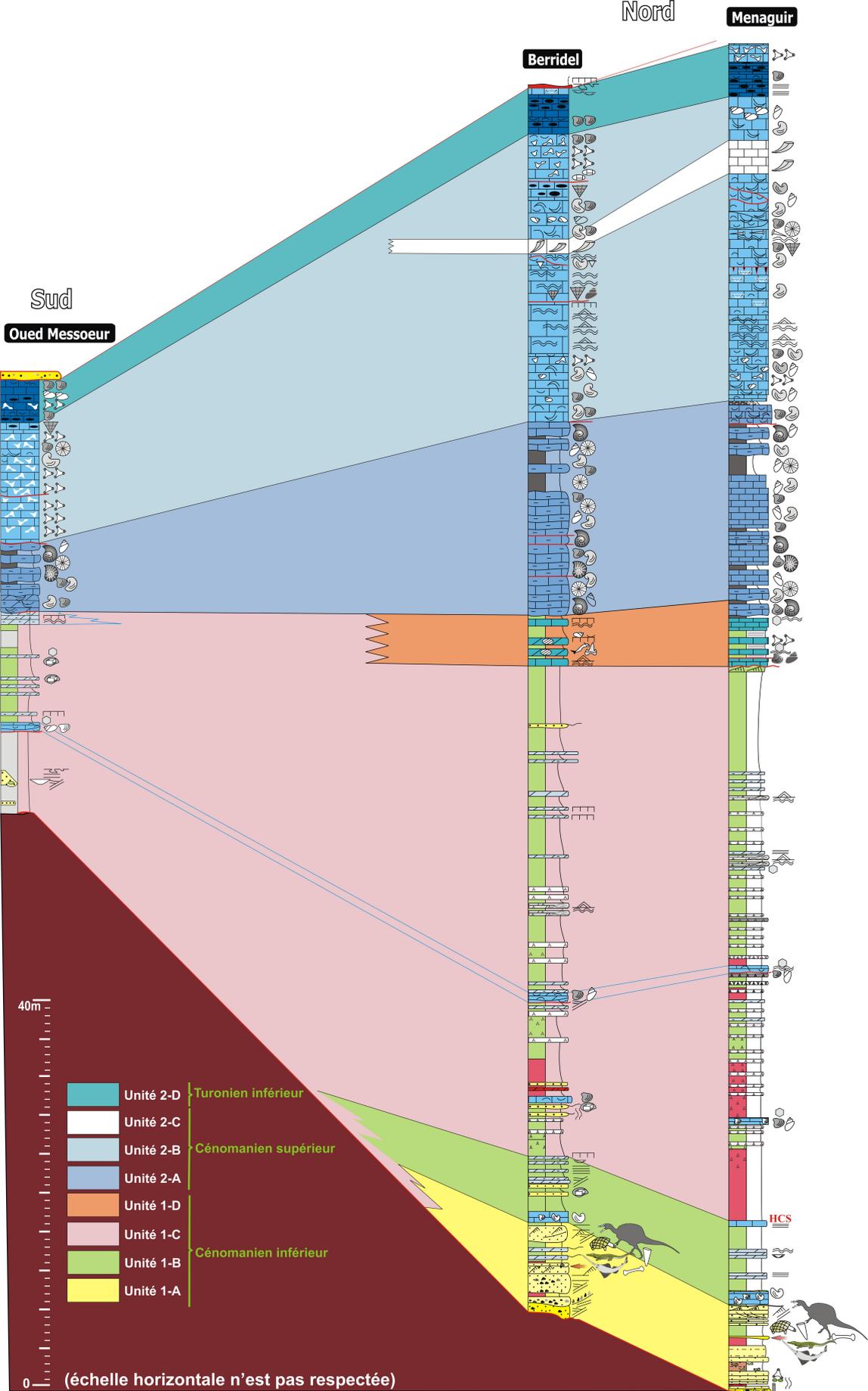


Fig. 32 : Corrélations lithostratigraphiques, Sud-Nord, dans le bassin crétacé du Guir
(Pour la position des coupes, voir fig. 10).

◇- les niveaux lités attribués au Turonien inférieur montrent une épaisseur constante à l'échelle du bassin. Ils sont surmontés par quelques bancs calcaires bioturbés riches en *Thalassinoides* au Nord et sont coiffés par une surface d'érosion bien marquée au Sud.

IV.2- Comparaison à l'échelle du sillon préafricain

Les travaux effectués récemment par Rhalmi *et al.* (2000) et par Ettachfini et Andreu (2004) dans les terrains crétacés du territoire marocain apportent un complément d'informations précieuses pour la compréhension du Crétacé de Béchar. Ces travaux permettent d'établir un profil de corrélation qui met en évidence les variations suivantes (fig. 33a et b) :

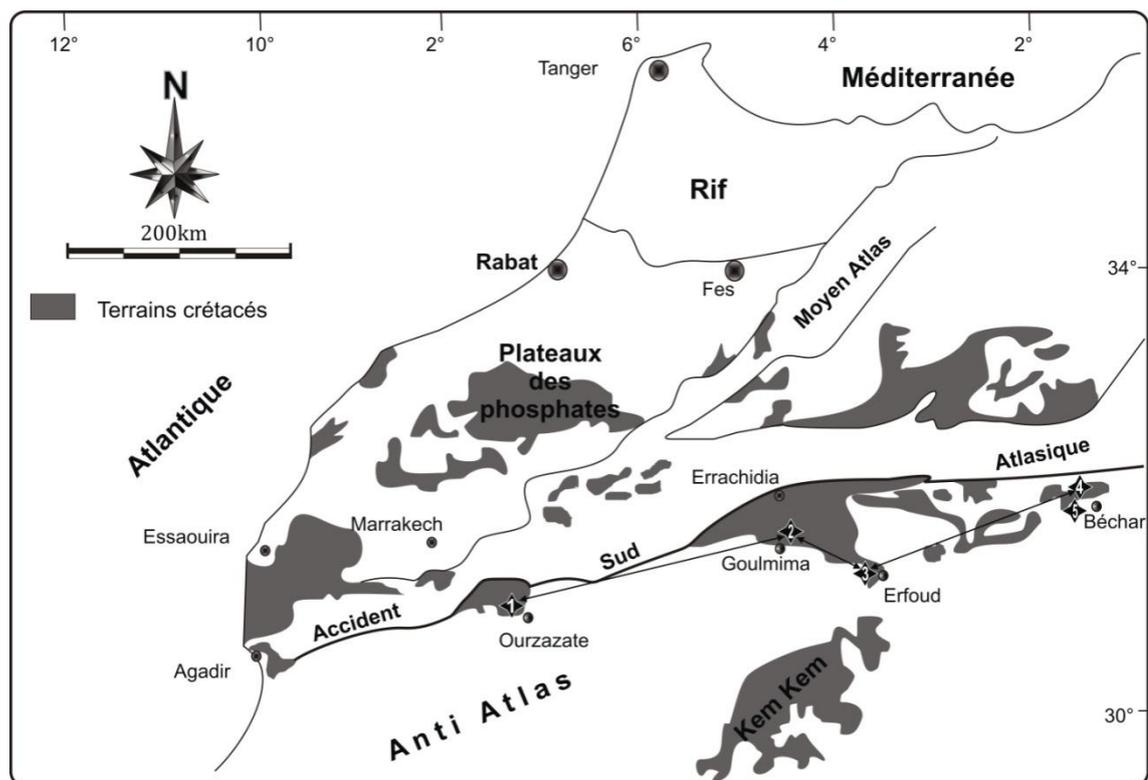


Fig. 33a : Localisation géographique des coupes de corrélation à l'échelle du sillon préafricain.

◇- les variations latérales dans les secteurs d'étude et les corrélations régionales font apparaître d'une part la réduction (coupe de Berridel) ou l'absence (coupe de Messoueur) du membre détritique en direction Ouest. Cet épandage détritique est presque absent et n'est connu qu'exceptionnellement sur les bords sud-ouest du bassin du Guir, où la série est fortement réduite en épaisseur. Cette unité lithostratigraphique présente une épaisseur d'environ 25 m au niveau de la coupe de Douar Slilim (région d'Erfoud) ;

◇- l'évolution des faciès, après le dépôt de la bande détritique basale, est identique à l'échelle du sillon préafricain. Il se développe partout des marnes rouges ou verdâtres à intercalations de silts, de dolomies, de calcaires et d'évaporites, et notamment de gypse. Les intercalations marines sont presque générales, mais sont plus fréquentes dans la partie nord-

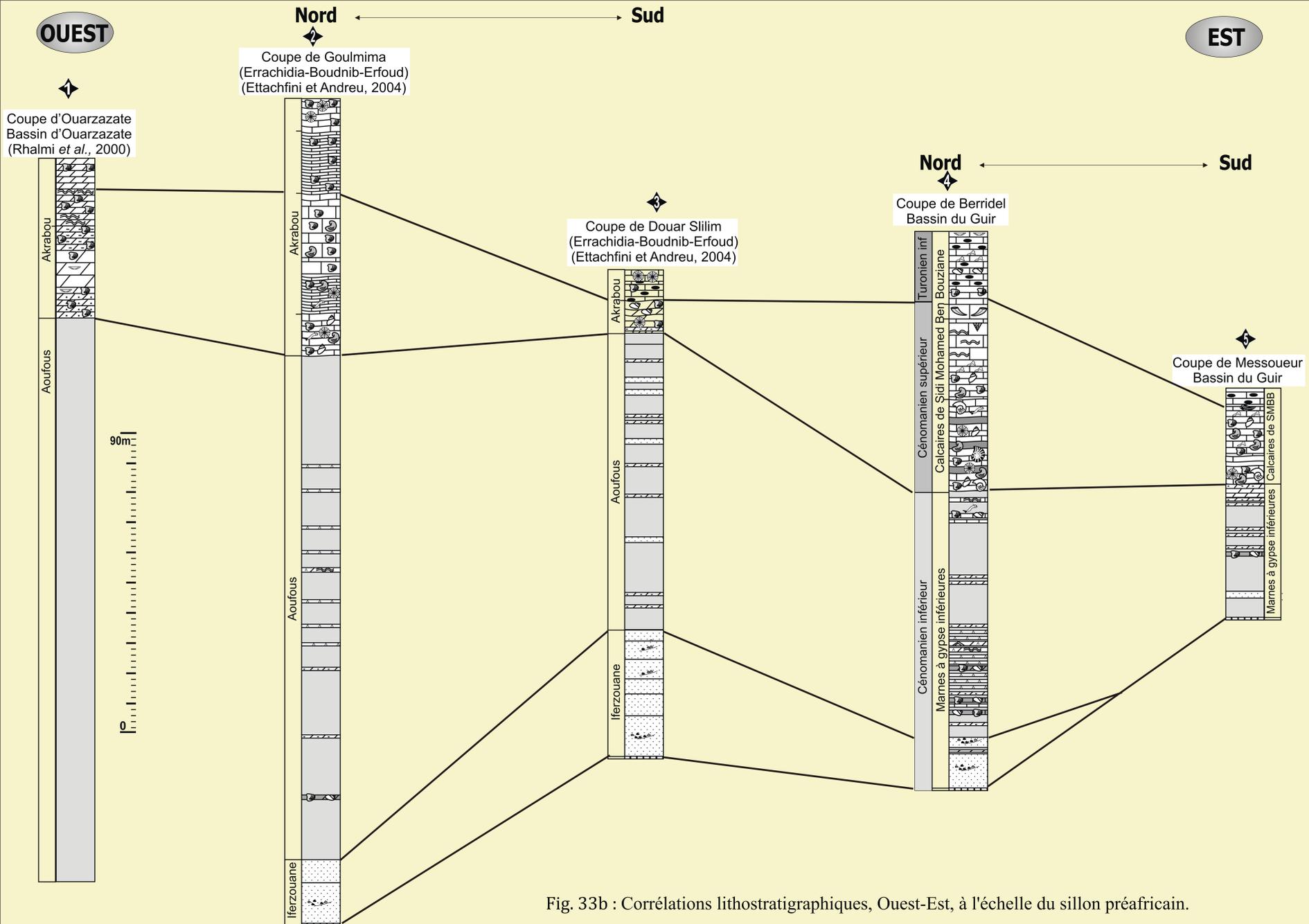


Fig. 33b : Corrélations lithostratigraphiques, Ouest-Est, à l'échelle du sillon préafricain.

est du sillon préafricain (région de Boukaïs). L'épaisseur des marnes rouges ou verdâtres augmente de l'Est (Berridel) vers l'Ouest (Goulmima et Ouarzazate) ;

◇- le Cénomaniens supérieur est, à l'échelle du sillon préafricain, représenté par des faciès d'origine marine. Il est matérialisé par des calcaires noduleux ou massifs à faune benthique et pélagique, ainsi que par des bancs subrécifaux dans la région de Béchar et Errachidia-Boudnib-Erfoud, et par des dolomies dans la région d'Ouarzazate. Il est précédé par des dalles calcaires à composante marine à l'Est et par des niveaux à influence plus continentale que marine, à l'Ouest ;

◇- le Turonien inférieur est matérialisé par des dalles calcaires litées ou lumachelliques à l'Est et par des dalles de dolomies litées à l'Ouest. Il s'achève, en tous lieux, par des surfaces d'émersion.

IV.3- Comparaison entre la série crétacée de Béchar et la série synchrone du Maghreb et du Sahara

La comparaison effectuée entre la série crétacée du Guir et certaines coupes du même âge du domaine atlasique et saharien, permet d'établir les conclusions suivantes (fig. 34) :

◇- la succession de la "trilogie" faciologique se poursuit avec une légère constance des faciès dans le domaine atlasique et saharien ;

◇- l'unité détritique inférieure montre dans le sillon préafricain une épaisseur réduite, de 25m dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud à quelques mètres dans la région de Boukaïs, et reposant sur un substratum d'âge et de faciès variés (Trias ou Jurassique dans la Haute Moulouya, Carbonifère à Kénadsa,...). Elle est bien développée dans la coupe de Midelt (Haute Moulouya orientale), mais pratiquement absente sur la partie occidentale de la Haute Moulouya et sur les bordures méridionales du Moyen Atlas et du bassin du Guir ;

◇- une comparaison entre la répartition des calcaires et dolomies de plateforme préafricaine et celles des dépôts cémano-turonien du domaine atlasique (monts des Ksour en particulier) indique un espace marin plus ouvert en direction du Nord ;

◇- dans le sillon préafricain, la limite Cénomaniens-Turonien est marquée par un changement lithologique entre les derniers niveaux des calcaires massifs bioturbés, à caprinidés ou bioclastiques, et les premières apparitions des calcaires micritiques en petits bancs. De telle limite a été signalée également dans la coupe de Ben Cherrou du Haut Atlas central (Ettachfini *et al.*, 2005) et dans les Monts des Ksour (Bassoullet, 1973) ;

◇- la corrélation effectuée avec la coupe de référence de Kalaat-Sennan en Tunisie du Nord, suggère que les calcaires massifs du Cénomaniens terminal, situés sous les calcaires lités, et dont l'épaisseur diminue du Nord vers le Sud, peuvent être un équivalent latéral du banc calcaire "*Pré-Bahloul*" qui surmonte la Formation Fahdene et précède l'installation du faciès Bahloul à matière organique en Tunisie.

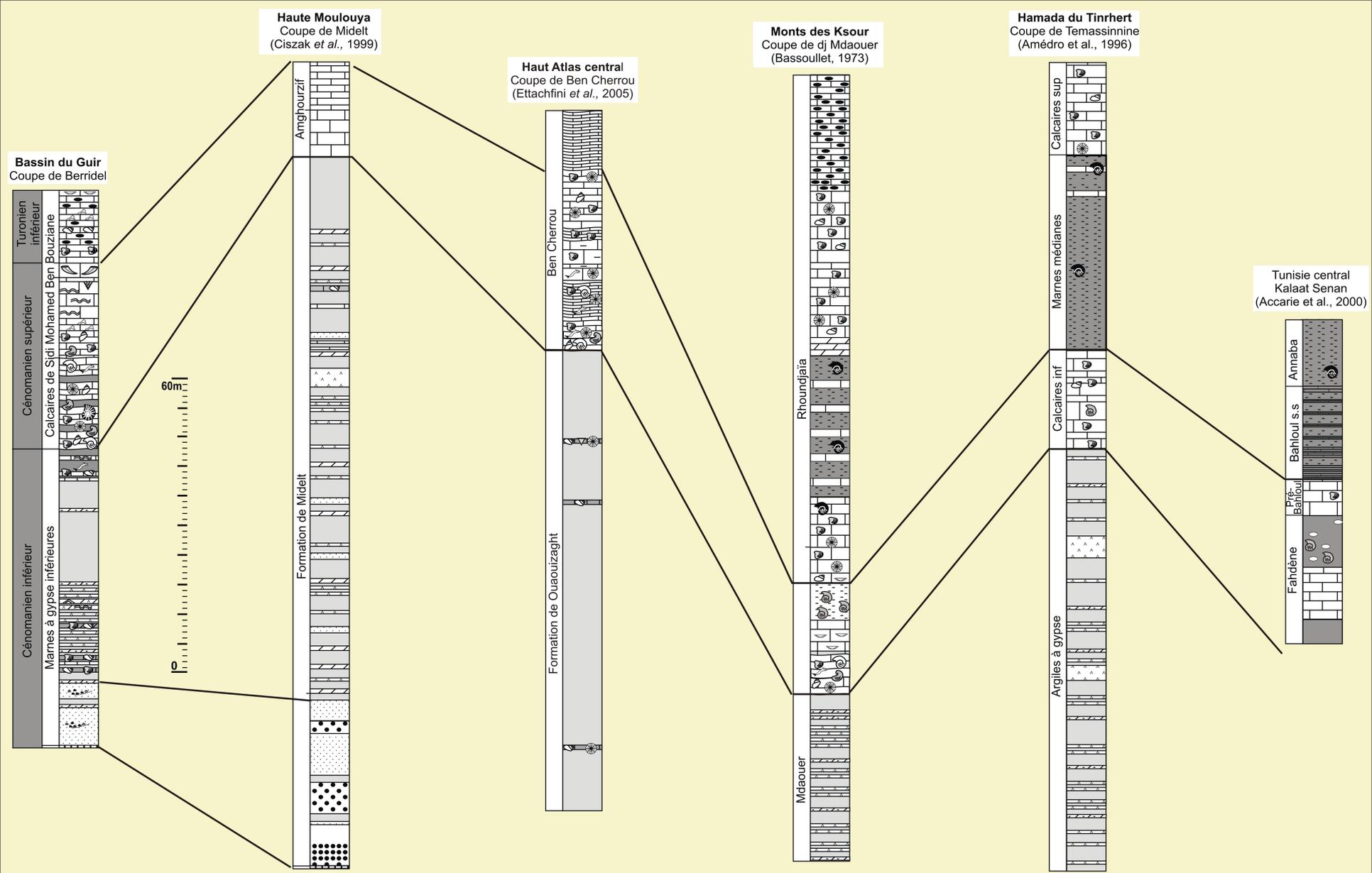


Fig. 34 : Comparaison entre la série crétaécée de Béchar et celles du Maghreb et du Sahara (L'échelle spatiale entre les coupes n'est pas respectée).

TROISIEME CHAPITRE PALÉONTOLOGIE, ICHNOLOGIE BIOSTRATIGRAPHIE ET PALÉOBIOGÉOGRAPHIE

I- INTRODUCTION

II- DONNEES PALEONTOLOGIQUES

II.1- Les vertébrés

II.2- Les invertébrés

III- DONNEES ICHNOLOGIQUES

III.1- Ichnologie

III.2- Identification et interprétation des traces fossiles

IV- IMPLICATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

V- IMPLICATIONS PALEOBIOGEOGRAPHIQUES

V.1- Les vertébrés

V.2- Les invertébrés

VI- CONCLUSION

V- CONCLUSION

Dans la région de Béchar, les affleurements attribués au Cénomano-Turonien sont organisés en deux formations lithostratigraphiques séparées par une discontinuité d'ampleur régionale, marquée sur le terrain par une surface à polygones de dessiccation au toit d'un niveau calcaire ou par un contraste lithologique entre deux entités hétérogènes. Les variations latérales et verticales des faciès permettent de subdiviser chaque formation en quatre unités lithostratigraphiques à développement inégal, du point de vue extension latérale soit en termes d'épaisseur.

- La Formation des « Marnes à gypse inférieures » est d'une unité basale (1-A) grésos-argileuse à passées conglomératique, épaisse et bien continue latéralement sur les bords septentrionaux du bassin et très sporadique dans leur partie méridionale. Elle a été jugée infra-cénomaniennne et azoïque par les anciens auteurs, mais elle nous a livré pour la première fois une importante faune de vertébrés qui nous a permis de leur attribuer un âge Cénomanienn inférieur ; une deuxième unité (1-B) affleurant uniquement dans la partie nord du bassin, composée d'une alternance de marnes verdâtres ou rougeâtres avec des dalles calcaires bien réglées latéralement ; une troisième unité (1-C) représentée par des marnes verdâtres ou rougeâtres à passées de gypses, notamment au Nord du bassin et à intercalations gréseuses minces plus fréquentes sur les bords méridionaux du bassin ; une dernière unité (1-D) apparaît uniquement dans les secteurs septentrionaux de la région d'étude, elle est représentée par une alternance de marnes verdâtres ou blanchâtres avec des dalles calcaires stromatolithiques bien continues latéralement.

- La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane » se compose : d'une unité basale (2-A) caractérisée par une alternance de marnes avec des calcaires noduleux à huîtres, ammonites, nautilus, échinides, bivalves, gastéropodes et foraminifères benthiques ; une deuxième unité (2-B) qui correspond à des barres calcaires massives, riche en *Thalassinoides* à la base et en lamines stromatolithiques au sommet ; une troisième unité (2-C) à barre calcaire riche en moules internes de *Caprinula* ; une quatrième unité (2-D) qui s'organise en couches mudstones-wackestones minces, souvent laminées, à nodules de silex, bien continues latéralement et interrompues parfois par des niveaux coquillers packstones-grainstones.

I- INTRODUCTION

L'examen de plusieurs niveaux à traces fossiles et des dizaines de récoltes, avec la collaboration de nombreux paléontologistes et ichnologistes, a révélé un important assemblage ichnologique et une faune très riche et varié (restes de vertébrés et d'invertébrés), découvert pour la première fois, dans le cadre de ce travail.

Certains ichnofossiles ont été reconnus sur le terrain, d'autres ont été déterminés avec le concours de A. Uchman (Jagiellonian University, Pologne) et J. Yul Kim (Korea National University of Education).

II- DONNEES PALEONTOLOGIQUES

II.1- Les vertébrés

Les récentes prospections dans la région de Béchar ont permis de mettre en évidence trois principaux gisements riches en vertébrés (qui sont en cours d'étude). Il s'agit des gisements de Kénadsa, de Berridel et de Menaguir (fig. 35).

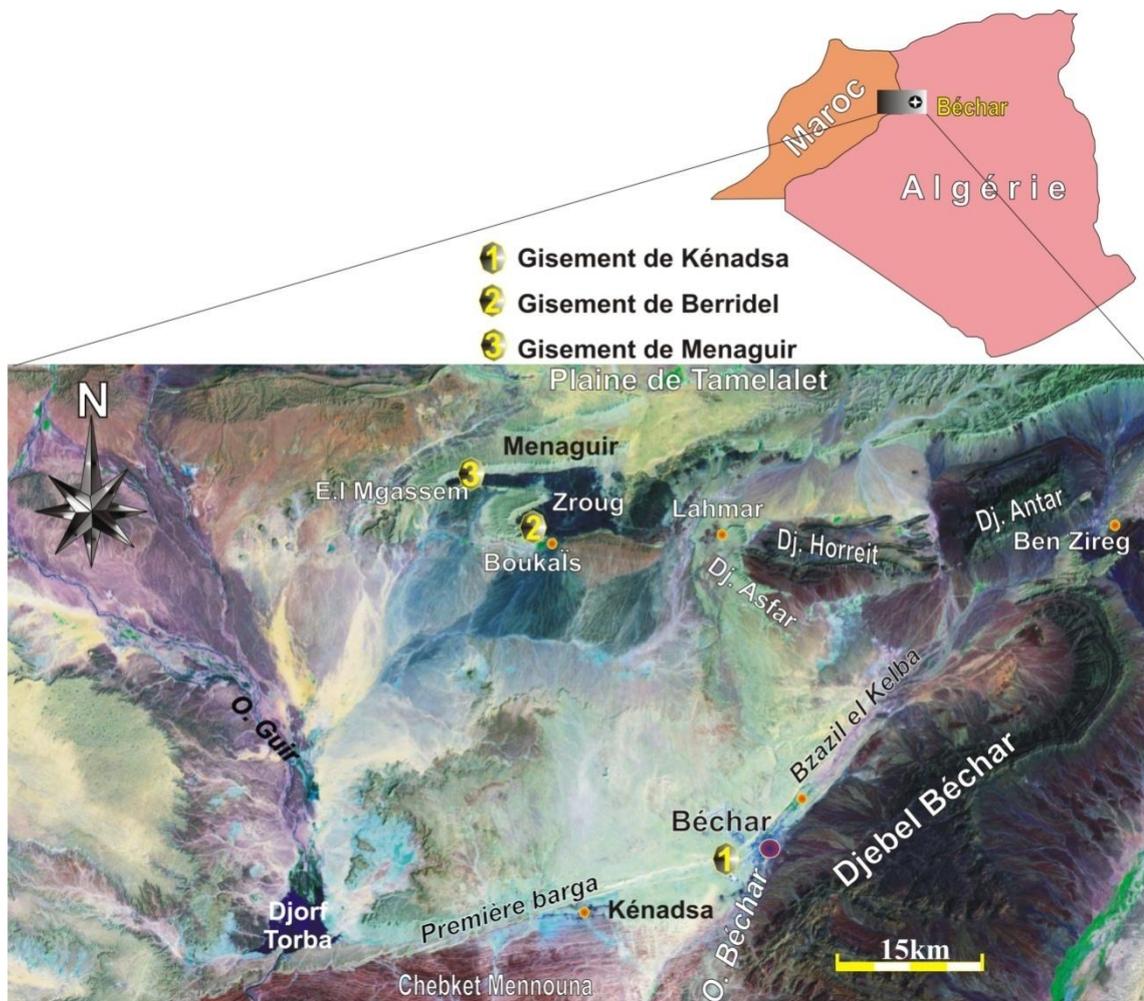


Fig. 35 : Localisation géographique des sites à restes de vertébrés de Béchar.

Ces sites fossilifères témoignent d'une diversité faunistique qui apportera de précieux renseignements sur l'âge et l'environnement de dépôt de la bande détritique qui jalonne la base de la série crétacée. Le matériel a été collecté par glanage, en suivant les niveaux détritiques. La liste faunique se compose des entités taxonomiques suivantes :

a- Les Chéloniens

Dans le gisement de Kénadsa, les tortues sont représentées par quelques plaques dermiques (restes du plastron et de la carapace) usées et cassées. Le caractère fragmentaire du matériel, trouvé jusqu'à présent, ne permet pas d'en donner une détermination taxonomique plus précise. Dans le site de Menaguir, seuls quelques petits fragments centimétriques de carapace lisse ou légèrement vermiculée ont été découverts et pourraient appartenir au moins à un ou deux taxons.

b- Les Crocodiliens

La majorité des restes de crocodiliens est représentée par des éléments isolés, généralement des ostéoderms brisés et des dents coniques et pointues, dont quatre ont été trouvées dans le gisement de Berridel. Les dents incomplètes, notamment sans leur racine, ne présentent pas assez de caractéristiques permettant une détermination plus précise, au niveau spécifique voire générique.

c- Les Dinosauriens

Les restes de dinosauriens sont très abondants dans les sites de Berridel et de Menaguir, par contre ils sont rares dans celui de Kénadsa. Ces fossiles sont documentés par des dents isolées.

Theropoda

Spinosauridae (Pl. I, fig. 1 et 2)

Dans le gisement de Berridel, nous avons récolté quelques fragments d'os et quelques dents usées attribués à *Spinosaurus* sp. Le site fossilifère de Menaguir a livré plusieurs dents bien conservées, de formes coniques allongées et présentant des crénulations sur les carènes. Il s'agit de dents de dinosaure carnivore rapporté à un *Spinosaurus aegyptiacus* Stromer, 1915 (détermination Philip Taquet). Les spécimens récoltés ont été trouvés dans un niveau grésomarneux jaunâtre qui marque le passage entre des argiles rougeâtres à la base et les marnes verdâtres au sommet.

d- Les Poissons (Pl. I, fig. 4 à 9)

L'ichtyofaune est abondante et bien représentée vers la base de la série crétacée de Béchar. Elle est constituée par des écailles et des dents de chondrichtyens et des ostéichtyens. On peut y récolter également des dents isolées, plus petites, de formes coniques et pointues indéterminables.

Les niveaux marneux à *Neolobites* ont révélé également des restes de poissons inarticulés, souvent fragmentaires, seulement quelques prélèvements ont permis de faire des déterminations plus ou moins précises.

Chondrichtyens

Batoidea

Sclerorhynchidae (Pl. I, fig. 5)

D'abondantes dents rostrales (long rostre avec des dents) de plusieurs millimètres de hauteur, cassées ou complètes, montrant un apex pointu avec un crochet, ont été trouvées. Elles sont attribuées à *Onchopristis numidus* Haug, 1905. Il est à noter que cette espèce de raie-scie a été trouvée uniquement dans la partie septentrionale du bassin de Béchar.

Ostéichtyens

Actinopterygii

Les actinoptérygiens sont représentés par des éléments osseux, des écailles et des dents isolées. On peut distinguer des semionotiformes et des pycnodontiformes.

Semionotiforme

Semionotidae (Pl. I, fig. 6)

Des écailles en forme de losange sont attribuées à *Lepidotes* sp. Ceux-ci constituent la majorité des restes de poisson découverts dans le gisement de Kénadsa. Ce poisson semionotiforme n'a pas été retrouvé dans les sites de la partie septentrionale du bassin de Béchar.

Pycnodontiforme (Pl. II, fig. 4)

Les fouilles effectuées dans les calcaires noduleux situés à la base de la deuxième formation de la coupe de Berridel ont permis de récolter des dents de poissons pycnodontiformes. Ces actinoptérygiens ont été signalés également au sein des premières intercalations marines attribuées au Cénomaniens supérieur non terminal (près du village de la Daoura) dans le bassin de "Kem Kem" et en divers endroits du domaine atlasique marocain. Elle correspond à une faune qui fait partie d'un assemblage marin à affinité téthysienne (Cavin *et al.*, 2001).

Sarcoptérygiens

Ils ont été trouvés dans le gisement de Kénadsa, et documentent deux groupes : les Actinistia (Cœlacanthes) et les Dipnoi (Dipneustes).

Coelacanthiforme

Coelacantidae (Pl. I, fig. 7)

A l'exception de quelques petites écailles découvertes dans le gisement de Kénadsa et qui pourraient appartenir à *Mawsonia lavocati* Tabaste, 1963, aucun autre Cœlacanthe n'a été trouvé. Cette espèce est largement reconnue dans les niveaux des "Kem Kem" (Maroc) attribués au Cénomaniens inférieur (Dutheil, 2000).

Dipnoi

Ceratodontidae (Pl. I, fig. 8)

Le gisement de Kénadsa nous a révélé de très nombreux fragments de mâchoires de poissons osseux dipneustes attribués à *Ceratodus africanus* Haug, 1905 qui montre les fortes crêtes obliques caractéristiques. C'est un poisson très proche des tétrapodes, il possède des poumons et des branchies, ce qui lui permet de respirer l'air directement à la surface des eaux. *C. africanus* a été signalé dans le Cénomaniens des "Kem Kem" (Tabaste, 1963), dans la Formation Ditapicusrù au Brésil (Cunha et Ferreira, 1980) et celle du Bahariya en Égypte (Schaal, 1984).

e- Les Coprolithes

Les trois gisements fossilifères étudiés nous ont livré des galets phosphatés millimétriques, correspondant pour la plupart à des coprolithes. A cela, s'ajoute un nombre très important d'esquilles d'os et des fragments indéterminables.

II.2- Les invertébrés (fig. 36, fig. 42, Pl. II, III et IV)

Les niveaux marneux et les calcaires noduleux de la partie basale ("unité 2-A") des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" ont fourni une abondante faune benthique et microfaune composée essentiellement d'oursins (réguliers et irréguliers), de bivalves, de gastéropodes, d'ostracodes et de foraminifères associés à des ammonites du genre *Neolobites*, des nautilés et des restes de poissons. Les spécimens, généralement entiers et en bon état de conservation, se présentent sous forme de moules internes à remplissages conformes avec la matrice. Dans l'"unité 2-B" qui surmonte le niveau à "*Neolobites* bioevent", certaines dalles calcaires massives ont livré des réquiéniides (*Apricardia* sp.) et des sauvagesiiinés silicifiés. La barre calcaire qui constitue l'"unité 2-C" se montre pétrie de moules internes de *Caprinula* d'assez grande taille.

La figure 36 montre la liste taxonomique des invertébrés trouvés dans les dépôts de la plate-forme préafricaine dans la région de Béchar.

Remarque : Dans la région de Boukaïs, la dalle calcaire ("unité 1-B") qui surmonte la bande détritique ("unité 1-A") nous a révélé plusieurs exemplaires de *Costagya olisiponensis* (Sharpe, 1850). Un autre niveau calcaire intercalé au sein des marnes verdâtres ("unité 1-C") nous a livré une abondante faune de *Gyroides* sp. associée à des moules internes de bivalves indéterminés.

Unité 2-B et 2-C Calcaires post-Neolobites	<p><u>Foraminifères benthiques</u> <i>Chrysalidina gradata</i> D'ORBIGNY IN DE LA SAGRA, 1839, <i>Merlingina cretacea</i> HAMAOUÏ & SAINT MARC, 1970, <i>Nezzazatinella picardi</i> (HENSON, 1948), <i>Nezzazata simplex</i> OMARA, 1956 et <i>Pseudolituonella reicheli</i> MARIE, 1954.</p> <p><u>Ostracodes</u> <i>Cythereis maghrebensis</i> BASSOULLET ET DAMOTTE, 1969 et <i>Cythereis ziregensis</i> BASSOULLET ET DAMOTTE, 1969</p> <p><u>Rudistes</u> <i>Apricardia</i>, <i>Caprinula boissyi</i> (d'ORBIGNY, 1847), <i>Durania</i> sp. et <i>Sauvagesia sharpei</i> (BAYLE, 1857)</p>
	<p><u>Ammonites</u> <i>Neolobites vibrayanus</i> D'ORBIGNY, 1841</p> <p><u>Nautilus</u> <i>Angulithes</i> sp. et <i>Eutrephocera</i> sp.</p>
	<p><u>Echinides</u> <i>Cidaroida</i> sp. indet., <i>Coenholectypus exisus</i> (DESOR 1847), <i>Dorocidaris taouzensis</i> LAMBERT 1933, <i>Heterodiadema libycum</i> (AGASSIZ & DESOR 1846), <i>Heterodiadema ouremense</i> DE LORIOU 1896, <i>Heterodiadema</i> sp. indet., <i>Mecaster batnensis</i> (COQUAND 1862), <i>Pedinopsis</i> sp. indet. et <i>Tetragramma variolare</i> (BRONGNIART 1822).</p>
Unité 2-A Marno-calcaires à Neolobites (Neolobites bioevent)	<p><u>Bivalves</u> <i>Arctica</i> sp., <i>Barbatia</i> sp., <i>Ceratostreon flabellatum</i> (GOLDFUSS, 1833), <i>Costagyra olisiponensis</i> (SHARPE, 1850), <i>Ilymatogyra africana</i> (LAMARCK, 1801), <i>Glossus aquilinus</i> (COQUAND, 1862), <i>Granocardium desvauxi</i> (COQUAND, 1862), <i>Granocardium productum</i> (J. DE C. SOWERBY, 1832), <i>Linearia</i> sp., <i>Modiolus</i> sp., <i>Neithea (Neithea) cf. regularis</i> (E. F. VON SCHLOTHEIM, 1813), <i>Neithea (Neithea) quinquecostata</i> (J. SOWERBY, 1814), <i>Neithea (Neithea) sexcostata</i> (S. WOODWARD, 1833), <i>Pholadomya (Pholadomya) vignesi</i> LARTET, 1877, <i>Plectomya</i> sp., <i>Plectomya? humei</i> (FOURTAU, 1917), <i>Plicatula aouessensis</i> COQUAND, 1862, <i>Plicatula ferryi</i> COQUAND, 1862, <i>Pycnodonte vesicularis</i> LAMARCK, 1806 et <i>Rhynchostreon suborbiculatum</i> (LAMARCK, 1801).</p>
	<p><u>Gastéropodes</u> Aporrhaidae indet., Campanilidae indet., <i>Gyrodes</i> sp., <i>Harpagodes</i> sp., <i>Nerinea</i> sp., <i>Solariella</i> sp., Turritellidae indet., <i>Tylostoma</i> sp. et Volutoderminae indet.</p>
<p>Fig. 36 : Tableau synoptique de l'assemblage fossile (invertébrés) associé aux dépôts de la plateforme préafricaine dans la région de Béchar.</p>	

III- DONNEES ICHNOLOGIQUES

III. 1- Ichnologie

L'ichnologie est la discipline qui étudie les traces laissées par les organismes vivants, sous forme de terriers, de traces de reptations ou autres éléments de ce genre. La forme des terriers, la présence de murs, la composition des sédiments remplissant le terrier et la relation entre les divers terriers dans une même strate sont des éléments importants qui donnent des éléments d'interprétation sur le comportement de l'organisme responsable de ces empreintes.

Les traces superficielles indiquent soit le déplacement d'un organisme à la surface des sédiments ou la consommation de matière nutritive se trouvant dans le sédiment, alors que les terriers horizontaux peuvent être le résultat soit de la consommation de la matière nutritive présente dans le sédiment, soit de la locomotion ou de la construction d'un abri. Les terriers verticaux représentent des abris pour les animaux qui se nourrissent de matières en suspension ou pour des prédateurs. La présence d'un revêtement (*lining*) indique un substrat mou. Le remplissage par des sédiments autres que les sédiments hôtes indique une influence de l'organisme fouisseur alors qu'un terrier rempli tardivement par des processus hydrodynamiques (donc vide) sera rempli de sédiments ayant une composition et une texture similaire au sédiment hôte. L'absence de recoupement entre des terriers indique la nutrition alors que les terriers qui se recoupent représentent, plus probablement, des abris, un peu comme une fourmilière.

Comme tous les éléments fossiles précédents sont liés au milieu, les diverses traces fossiles ont été placées dans divers ichnofaciès représentant des environnements de formation (Fig. 37).

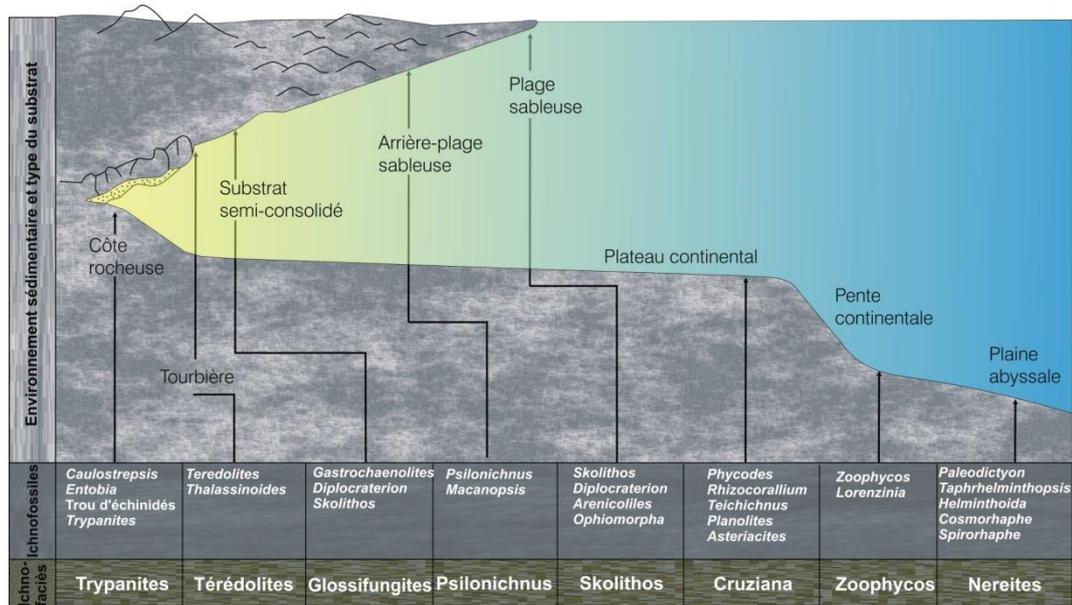


Fig. 37 : Schéma illustrant les différents ichnofaciès marins. Les ichnofaciès sont placés selon leur localisation le long d'une marge continentale où le passage d'un ichnofaciès à un autre est contrôlé par la profondeur et le type de substrat. Cette distribution n'est pas exclusive, les conditions physico-chimiques et biologiques contrôlent aussi la distribution des diverses traces fossiles (Pemberton *et al.*, 2001).

Toutefois, comme la profondeur d'eau et le type de substrat ne sont pas les seuls facteurs qui contrôlent la distribution des traces fossiles, ce modèle doit être utilisé avec précaution. Des éléments tels l'énergie du milieu, présence d'éléments nutritifs et la turbidité de l'eau sont des facteurs à prendre en ligne de compte (Pemberton *et al.*, 2001).

III.2- Identification et interprétation des traces fossiles (fig. 42)

L'utilisation des traces fossiles peut donner de bonnes indications quant à la profondeur relative d'eau, mais surtout sur les conditions du milieu. Cet outil s'avérera primordiale dans l'étude du Crétacé de la région de Béchar, où nos travaux ont permis de reconnaître des niveaux à bioturbation importante composée de onze ichnogenres identifiés pour la première fois. Nous présentons dans cette partie, une description sommaire avec une illustration photographique (Pl. V et Pl. VI) des ichnofossiles rencontrés, dans le but de faciliter l'identification de ces traces lors d'études ultérieures.

Skolithos Haldeman, 1840 (Pl. V, fig. 1)

L'interface des bancs gréseux qui jalonnent la série crétacée dans les coupes du Djebel Asfer et Menaguir, présente des terriers cylindriques, non ramifiés, dépourvus d'élargissement, droits, rectilignes, à tube unique de 2 à 4mm de diamètres pour 3 à 6 cm de long, perpendiculaires à la stratification et ayant un diamètre constant sur toute la longueur du tube. L'ensemble de ces données permet de rattacher cette bioturbation à l'ichnogenre *Skolithos*.

Il s'agit de terriers d'habitat (*domichnia* ou "*dwelling burrows*") élaborés par des organismes suspensivores tels que les annélides (Alpert, 1974). Ces traces fossiles montrent une répartition stratigraphique allant du Cambrien jusqu'à l'actuel (Alpert, 1974 ; Seilacher *et al.*, 2005) et caractérisent un milieu littoral inférieur à infralittoral, avec une énergie hydrodynamique modérée à forte (Frey et Pemberton, 1984).

Altichnus Bromley et Hanken (1991) (Pl. V, fig. 1)

Dans les secteurs du Djebel Asfer et de Boukaïs, certains bancs gréseux ("unité 1-A") montrent, en association avec des *Skolithos*, des terriers cylindriques de 4 à 8mm de large maximum et de 60 à 80mm de long, obliques ou verticaux par rapport au plan de stratification. Ces tubes présentent une diminution graduelle en largeur (diamètre variable entre les deux extrémités du tube) et montrent une structure interne concentrique. Il s'agit d'une marque organique qui peut être attribuée à l'ichnogenre *Altichnus*.

Ce type de bioturbation correspond à des terriers d'habitat formés par des organismes suspensivores tels que les annélides et sont typiques des environnements marins peu profonds à énergie hydrodynamique plus ou moins élevée (Frey et Pemberton, 1984).

Monocraterion Torell, 1870 (Pl. V, fig. 2)

Cette bioturbation se caractérise par des cercles concentriques à la surface supérieure de la barre gréseuse, dans le secteur du Djebel Asfer, et par des lignes plus ou moins parallèles

en coupe. Il s'agit d'une trace simple, verticalement orientée et à sommet évasé (entonnoir qui succède au tube). L'érosion de la partie supérieure de ce terrier peut rendre cette trace fossile semblable à *Skolithos*.

Monocraterion est interprété comme une trace mixte, d'habitat et de nutrition (Jensen, 1997). L'ouverture large du sommet (entonnoir) du terrier a probablement servi pour capter le mouvement des organismes. L'animal responsable de cette trace est un ver polychète (Frey et Pemberton, 1984).

Arenicolites Salter, 1857 (Pl. V, fig. 4)

La barre gréseuse qui jalonne la série crétacée à Djebel Asfer montre des terriers de type "*endichnial*" simples, cylindriques en forme de U droit, d'environ 2mm de diamètre. Les bras sont au maximum de 15mm de large et de 40 à 45mm de profondeur. Cette bioturbation se présente au sommet de la barre gréseuse sous forme d'un réseau dense de perforations circulaires et en paires, attribuées à l'ichnogenre *Arenicolites*.

Il s'agit d'une trace d'activité organique mixte, de logement (*domichnia*) et de nutrition (*fodinichnia*), d'un terrier d'organisme se nourrissant de matière en suspension (animal suspensivore), tels que les vers et les arthropodes diminutifs (Fürsich, 1974 ; Hakes, 1976 ; Gingras *et al.*, 1999). Cette trace biologique se produit dans différents environnements, mais elle est typique des milieux marins peu profonds et marginaux à énergie hydrodynamique modérée ou élevée (Crimes, 1977 ; Pemberton et Wightman, 1992 ; Gingras *et al.*, 1999 ; Mángano et Buatois, 2004).

Catenichnus McCarthy, 1979 (Pl. V, fig. 5)

Dans le secteur de Messoueur, s'intercale une dalle calcaréo-dolomitique au sein des marnes verdâtres. Sa surface est parsemée de terriers cylindriques, en forme de U large et à bras divergents. Ces terriers présentent un diamètre d'environ 5mm et une largeur qui varie entre 30 et 35mm. Il s'agit d'une trace fossile attribuée à l'ichnogenre *Catenichnus* qui se distingue des *Diplocraterion* et *Arenicolites* par l'absence des bras parallèles. Il correspond à une trace d'habitat élaborée par des organismes suspensivores. Elle semble être limitée à des environnements marins peu profonds et à énergie hydrodynamique haute à modérée (McCarthy, 1979 ; Fillion et Pickerill, 1990).

Rhizocorallium Zenker 1836 (Pl. V, fig. 6)

Dans la région de Messoueur, le troisième niveau dolomitique intercalé dans les marnes verdâtres, présente, en association avec l'ichnofossile *Catenichnus*, des terriers plus ou moins rectilignes, en forme de U couché, avec deux ouvertures verticales et des chambres sphéroïdales. Il s'agit d'une trace fossile attribuée à l'ichnogenre *Rhizocorallium*.

Ces traces d'activité organiques sont élaborées par des crustacés suspensivores. Elles indiquent des substrats bien oxygénés (milieu aérobie) et de consistance intermédiaire entre le "*soft-* et le *firmground*" (Frey *et al.*, 1984).

Thalassinoides Ehrenberg, 1944 (Pl. VI, fig. 1 et 2)

Une bioturbation de fond à contours bien définis est largement dominante dans la partie moyenne de la barre calcaire cénomaniennne ("unité 2-B"). Elle présente des structures, fossilisées à l'intérieur et à la surface supérieure des bancs, en réseau de terriers cylindriques horizontaux ou verticaux, non alignés, en forme de T ou en Y et à parois très nettes. Il s'agit d'une trace biologique identifiée comme l'ichnogenre *Thalassinoides*. Cet ichnofossile, branchu, est de type "*facies crossing form*" (au sens de Frey *et al.*, 1978 ; Pemberton et Frey, 1982 ; Keighley et Pickerill, 1995). Dans les niveaux gréseux qui balisent la base de la série crétacée, ces tracteurs post-dépôts se présentent sous forme d'un réseau horizontal à la semelle des lits gréseux.

Les *Thalassinoides* correspondent à une traces d'habitat (*domichnia*) et /ou de nourriture (*fodinichnia*) (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2009) et représentent l'activité de petits crustacés décapodes (Purser, 1975 ; Frey *et al.*, 1984 ; Bressan et Paslma, 2008) vagiles, détritivores et/ou suspensivores (Taylor et Goldring, 1996). Ils se stabilisent généralement dans des substrats en début de consolidation ("*firmground*", Fürsich, 1974) et attestent des fonds à oxygénation normale, recevant un flux de matière nutritive important (flux vertical de matière planctonique).

Planolites Nicholson, 1873 (Pl. VI, fig. 3)

Dans la coupe de Kénadsa, la partie inférieure de la barre calcaire massive ("unité 2-B"), présente, en association avec des *Thalassinoides*, des terriers sous forme de tubes simples, légèrement sinueux, horizontaux ou obliques, subparallèles entre eux, sans doublure (*unlined*) avec de rares embranchements et parallèles ou obliques par rapport au plan de stratification. Ces caractéristiques peuvent être assimilées à l'ichnogenre *Planolites*. En coupe, ces terriers ronds à elliptiques montrent des murs réguliers à irréguliers. Leur diamètre s'étend entre 2 et 6mm. Leur remplissage interne est une micrite fine, claire et contrastant avec la masse calcaire dolomitisée encaissante.

Les *Planolites* correspondent à une trace de broutage (*pascichnia*) (Ekdale *et al.*, 1984). Ils représentent le comportement d'organismes endobenthiques vagiles (Alpert, 1975, Pemberton et Frey 1982 ; Frey et Pemberton, 1985) qui se nourrissent de la matière nutritive présente dans le sédiment. Cette bioturbation indique également un milieu à sédimentation continue, une oxygénation normale et un substrat très mou de type « *soup-ground* » (Shinn, 1968 ; Purser, 1980).

Diplocraterion Torell, 1870 (Pl. VI, fig. 4)

Dans le secteur de Messoueur, les bancs à *Thalassinoides* sont intercalés, aussi, par un niveau parsemé de terriers en forme de U, généralement de petite taille (tubes de 2 à 5mm de diamètre ; traces de 9 à 16 mm de largeur) et de différente couleur (jaunâtre) par rapport au calcaire encaissant (grisâtre). Ces caractéristiques indiquent l'ichnogenre *Diplocraterion* qui se distingue, sur la surface des bancs, des *Arenicolites* par sa forme en haltères ("*dumbbell*").

L'ichnofossile *Diplocraterion* correspond à une trace d'habitat et reflète l'activité d'un animal à stratégie suspensivore et /ou détritivore (Fürsich, 1974), tels que les organismes vermiformes et les arthropodes diminutifs (typiquement des décapodes ou des amphipodes) (Fürsich, 1974 ; Bromley, 1990 ; Taylor et Goldring, 1996 ; Gingras *et al.*, 1999). Ce type de trace d'activité organique montre une large distribution environnementale, mais sont caractéristiques des milieux marins, subtidal à intertidal, d'énergie élevée et à influence des vagues (Goldring, 1964 ; Fürsich, 1974 ; Gingras *et al.*, 1999 ; Mángano et Buatois, 2004). Il a été cité également dans des successions lacustres où il a été attribué à l'activité des insectes ou des larves d'insectes (Gradzinski et Uchman, 1994 ; Ekdale *et al.*, 2007).

Protovirgularia M'Coy, 1850 (Pl. VI, fig. 5)

Toujours en association avec des *Thalassinoides*, dans certaines barres calcaires massives ("unité 2-B"), nous y avons reconnu également un réseau de terriers attribués à l'ichnogenre *Protovirgularia* (détermination A. Uchman), dont les arêtes de quelques segments montrent une coupe triangulaire ou en chevron. Cet ichnogenre est interprété comme une trace de locomotion (*repichnia*) produite par des bivalves (Uchman *et al.*, 2011) ou par des scaphopodes (Seilacher et Seilacher, 1994) à pied bifide.

Scolicia Savi et Meneghini, 1850 (Pl. VI, fig. 6)

Dans le secteur de Berridel, en association avec les *Thalassinoides*, la barre calcaire fossilise communément des pistes diffuses appartenant à l'ichnogenre *Scolicia* (détermination A. Uchman) qui correspond à une trace fossile élaborée par des échinides irréguliers (Bromley et Asgaard, 1975 ; Smith et Crimes, 1983).

IV- IMPLICATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

Les vertébrés découverts dans la région de Béchar ont été cités de nombreuses fois dans l'Albien du Nord de l'Afrique (Taquet, 1976 ; Wenz, 1980). Cette attribution a été fondée sur une simple comparaison de faune avec la Formation de Santana du Brésil datée sans certitude à cet étage et avec la Formation Bahariya en Égypte considérée, à cette époque, comme albienne. L'âge du gisement de Santana est fortement débattu : Martill (2007) attribue cette formation à un étage plus jeune que l'Albien supérieur (probablement au Cénomaniens), bien que certains auteurs lui confèrent un âge Albien (Salgado *et al.*, 2009). Par ailleurs, depuis les travaux de Dominik (1985), la Formation de Bahariya, comme l'avait initialement suggéré Stromer (1914), est considérée comme cénomaniens.

Donc, la mise en évidence de vertébrés à la base de la série crétacée de Béchar a permis de réviser les attributions stratigraphiques de ces niveaux. Ces derniers ont été anciennement rapportés à l'Infra-cénomaniens sans arguments paléontologiques. Cependant, ils semblent plutôt avoir un âge Cénomaniens inférieur, pour les deux raisons principales suivantes :

a- La similitude de la faune de vertébrés avec celle des Formations de Bahariya en Égypte, du Draa Ubari en Libye et des "Kem Kem" au Maroc. Ces formations sont bien datées du Cénomaniens inférieur par les sélaciens (Nessov *et al.*, 1998 ; Dutheil et Larothène,

1999 ; Sereno *et al.*, 1996 ; Wellnhofer et Buffetaut, 1999 ; Range et Cappetta, 2002 ; Cavin *et al.*, 2001 et 2010).

b- La barre détritique à restes de vertébrés est surmontée par une dalle calcaire très riche en *Costagryra olisiponensis* (Sharpe, 1850), ostréidé cénomanienne signalée dans le Sahara algérien (Dhondt *et al.*, 1999).

La présence de *Neolobites vibrayeanus* permet de placer l'ensemble inférieur ("unité 2-A") de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" à la base du Cénomanien supérieur (Thomel, 1972) qui coïncide avec la partie inférieure à moyenne de la zone à *Calycoceras guerangeri* (Kennedy *et al.*, 2000). Des corrélations précises ont été proposées par Meister et Rhalmi (2002) et Meister et Abdallah (2005) pour les régions nord-africaines.

Étage	Standard zones WESTERN INTERIOR Kennedy et Cobban (1991) Kennedy <i>et al.</i> (2000)		MAROC Meister et Rhalmi (2002); Charriere <i>et al.</i> (1998)	ALGERIE		TUNISIE Caron <i>et al.</i> (2006); Meister et Abdallah (2005); Robaszynski <i>et al.</i> (1990)	EGYPTE Aly et Abdel Gawad (2001)	JORDANIE Aly <i>et al.</i> (2008)	
				TADEMÄT Amedro <i>et al.</i> (1996) Busson <i>et al.</i> (1999)	BÉCHAR Benyoucef <i>et al.</i> (2008)				
Céno- manien Supérieur	N. juddii	<i>Nigericeras scotti</i>	<i>Pseudaspidoceras</i> sp. <i>Vascoceras</i> sp. <i>Vascoceras cauvini</i>	<i>Vascoceras cauvini</i> <i>Vascoceras gami</i>		<i>Vascoceras crassum</i>	<i>Vascoceras cauvini</i>	<i>Vascoceras cauvini</i>	
		<i>Neocardioceras juddii</i>	<i>Pseudaspidoceras Pseudonodosoides</i>			<i>Pseudaspidoceras pagaenum</i> <i>Vascoceras gamei</i> <i>Pseudaspidoceras Pseudonodosoides</i>			
	M. geslinianum	<i>Burroceras elydense</i>	<i>Nigericeras</i> ?sp.	<i>N. gadeni</i> <i>Pseudaspidoceras Pseudaspidoceras</i>			<i>Burroceras Nigericeras</i>	<i>Metoicoceras geslinianum</i>	
		<i>Sciponoceras gracile</i>		<i>Pseudaspidoceras Pseudaspidoceras</i>			<i>Thomelites(?) numidicus</i> <i>M. geslinianum</i>		
	C. Guerangeri	<i>Metoicoceras mosbyense</i>	?	<i>Eucalycoceras pentagonum</i>	<i>C. naviculare</i> <i>Neolobites vibrayeanus</i>		<i>Neolobites vibrayeanus</i> <i>Neolobites brancai</i> <i>Neolobites vibrayeanus</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>
		<i>Calycoceras canitaurium</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>			<i>Neolobites vibrayeanus</i>		

Fig. 38 : Les zones d'ammonites (Céno- manien supérieur-Turonien inférieur) de l'Algérie comparées avec les zones d'ammonites standards et de la Téthys méridionale.

L'assemblage de rudistes, identifié dans la partie médiane de la barre calcaire ("unités 2-B et 2-C"), correspond parfaitement à celui signalé au Portugal (Berthou, 1984) et au Maghreb (Chikhi-Aouimeur *et al.*, 2006 ; Chikhi-Aouimeur, 2010). Il permet donc, d'assigner à cette entité sédimentaire un âge Céno- manien supérieur (zone à *M. geslinianum*).

En absence de marqueurs stratigraphiques, la partie supérieure ("unité 2-D") de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" a été attribuée au Turonien inférieur en se basant sur des comparaisons faciologiques avec des équivalents dans les régions de Ziz et de Goulmima (Maroc), datés par Lézin *et al.* (2012) avec des foraminifères planctoniques (zone *Whiteinella archaeocretacea* et zone *Helvetoglobotruncana helvetica*). Cette datation s'appuie également sur les changements sédimentologique, paléoécologique et paléoenvironnemental prononcés qui caractérisent la base du Turonien au Sahara et sur tout le

pourtour de la Méditerranée (Grosheny *et al.*, 2008), notamment l'installation de l'événement à matière organique (AEO2). Par ailleurs, cette partie sommitale peut être aussi corrélée avec le troisième système sédimentaire (S3) de Rhalmi *et al.* (2000), daté du Turonien inférieur par *Heterohelix cf. reussi*, un foraminifère planctonique reconnu dès la base du Turonien dans la région d'Erfoud (Ferrandini *et al.*, 1985 ; Ferrandini, 1988).

V- IMPLICATIONS PALEOBIOGEOGRAPHIQUES

V.1- Les vertébrés

La figure 39 montre qu'en Afrique du Nord, de l'Ouest jusqu'à l'Est, une communauté assez homogène d'organismes semble avoir évolué sous la même latitude et probablement sous le même climat, avant la grande transgression du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (Maisey, 2000). Les taxons découverts dans la région de Béchar ont plus d'affinité avec la faune cénomaniens de Bahariya et des "Kem Kem".

- L'ichthyofaune dulçaquicole (*Mawsonia*, *Ceratodus* et *Lepidotes*) de Béchar montre une répartition strictement gondwanienne. D'une part, elle a été signalée en divers endroits d'Afrique du Nord :

- à Timimoun et à Djoua (Taquet, 1976) ;
- dans la partie terminale de la «Formation de Tiout » (Bassoullet, 1973) ;
- dans les couches de Samani (Lefranc *et al.*, 1971; Lefranc, 1983) ;
- au Sud-Est d'Erfoud (Lavocat, 1954) ;
- à la base du plateau de "Kem Kem" (Lavocat, 1949 ; Sereno *et al.*, 1996 ; Dutheil et Larothe, 1999 ; Cavin *et al.*, 2001 et 2010) ;
- dans le gisement de Gadoufaoua au Niger et du Draa Ubari dans la Libye (Nessov *et al.*, 1998; Range et Cappetta, 2002) ;
- dans la Formation Wadi Milk au Soudan (Buffetaut *et al.*, 1990; Werner, 1994) ;
- dans la Formation d'Echkar au Niger (Sereno *et al.*, 2004) et celle de Bahariya en Égypte (Taquet, 1976 ; Slaughter et Thurmond, 1974 ; Buffetaut, 1989, 2001 ; Tong et Buffetaut, 1996 ; Russell, 1996 ; Sereno *et al.*, 1996; Wellnhofer et Buffetaut, 1999 ; Catuneanu *et al.*, 2006).

D'autre part, elle ait de nombreuses affinités avec celle découverte au Brésil (Amérique du Sud), notamment dans la Formation Santana qui reste encore imprécisément attribuée à l'Albien ou au Cénomaniens. Le dipnoiforme *Ceratodus africanus* d'Afrique du Nord est présent également dans la Formation Itpicurù dans l'état de Maeanhao, au Nord-Est du Brésil. Il présente une grande similarité avec l'espèce *Neoceratodus africanus* (synonyme de *Ceratodus brasiliensis* selon Martin, 1984) provenant du bassin de São Luis-Grajaù (Toledo

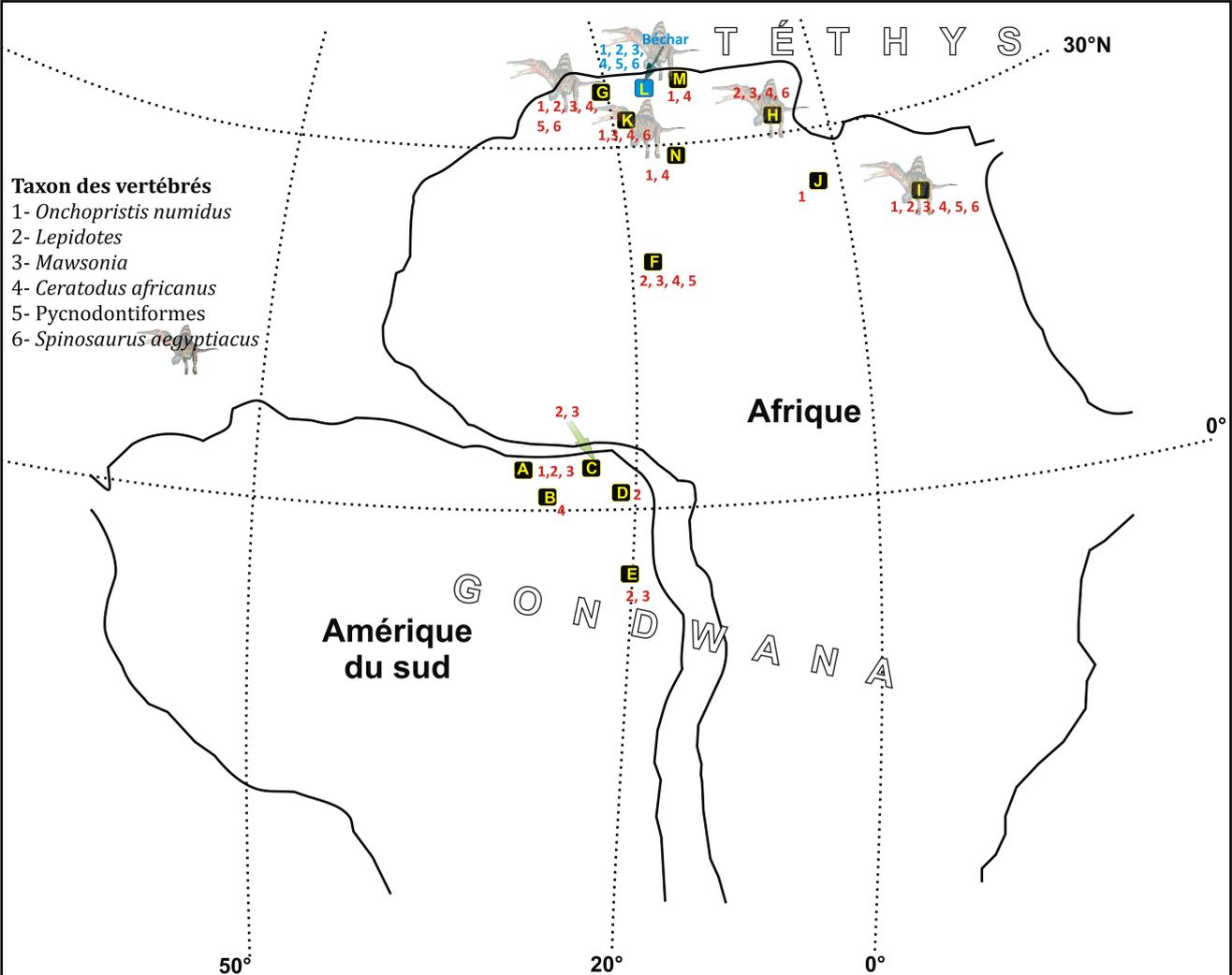


Fig. 39 : La distribution géographique des vertébrés, découverts dans la région de Béchar, sur la partie nord-ouest du continent Gondwana durant le Cénomaniens inférieur (Carte paléogéographique d'après Maisey, 2000).

et Bertini, 2005). Le coelacanthe *Mawsonia lavocati* a également une espèce équivalente (*Mawsonia cf. gigas*) dans la Formation Santana au Brésil.

- Auparavant, le batoïde *Onchopristis numidus* était considéré comme un taxon restreint au continent africain. Récemment, cette espèce a été découverte, à l'Est du Brésil, dans la Formation Alcântara attribuée à l'Albo-Cénomaniens (Pereira et Medeiros, 2003 et 2007). Donc, ce poisson sélacien aurait une affinité paléobiogéographique plutôt gondwanienne qu'africaine.

- Les Spinosaurinae sont présents en Afrique dès l'Albien où ils sont représentés par le genre *Spinosaurus*. Une portion de dentaire découverte dans les grès de Chenini d'âge Albien et identifiée comme appartenant à *Spinosaurus aegyptiacus* a démontré la présence de cette espèce en Tunisie (Bouaziz *et al.*, 1988 ; Buffetaut et Ouaja, 2002). Cette espèce a été découverte également dans des sédiments gréseux d'âge Cénomaniens (Formation de Bahariya) dans le désert égyptien (Stromer, 1915 et 1936 ; Smith *et al.*, 2006). Elle a été trouvée aussi dans la Gara Samani au Nord-Ouest du Tademaït (Taquet et Russell, 1998) et à Djoua (Stromer, 1915) en Algérie. Un maxillaire droit collecté dans le Sud-Est marocain en 1971 fut également rapporté à *S. aegyptiacus* quelques années plus tard par Russel (1996) et Milner (2003). Cet ossement provient du vaste gisement fossilifère des grès rouges des "Kem Kem" d'âge Cénomaniens inférieurs et qui a fourni récemment un museau complet associé à un nasal incomplet de *S. aegyptiacus* de très grande taille (Dal Sasso *et al.*, 2005).

La figure 39 montre que la répartition paléogéographique des *S. aegyptiacus* est exclusivement nord-africaine. Leur absence sur le continent Sud-Américain confirme que la barrière marine créée par l'ouverture de l'Atlantique sud était déjà suffisamment importante au moment des dépôts crétacés de la région de Béchar, pour empêcher le passage des animaux terrestres d'un continent à l'autre. Les dernières connexions continentales entre les continents Africain et Sud-Américain (entre le fond de l'actuel Golfe de Guinée et l'extrémité orientale du Brésil) datent de l'Albien supérieur (Reyment et Dingle, 1987).

V.2- Les invertébrés

La répartition stratigraphique de la faune des invertébrés récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions méditerranéennes et sahariennes. Il s'agit d'un assemblage faunique marin d'obédience téthysienne.

- A l'exception de la bordure atlantique du Haut-Atlas occidental, l'ammonite *Neolobites vibrayanus* montre un « endémisme » saharien et nord-africain bien marqué (fig. 40). En Afrique du Nord et au Moyen Orient, elle a colonisé généralement les plates-formes peu profondes et se trouve le plus souvent associée avec le nautilite *Angulithes* (Meister et Rhalmi, 2002 ; Meister et Abdallah, 2005 ; Wiese et Schulze, 2005 ; Aly *et al.*, 2008 ; Gertsch *et al.*, 2008).

- L'échinofaune découverte dans la région de Béchar est remarquable par la vaste extension de ses espèces au-delà du Sahara algérien (fig. 41). Parmi celles-ci, *Tetragramma variolare* et *Mecaster batnensis* qui ont été également identifiées au Portugal (Berthou *et al.*,

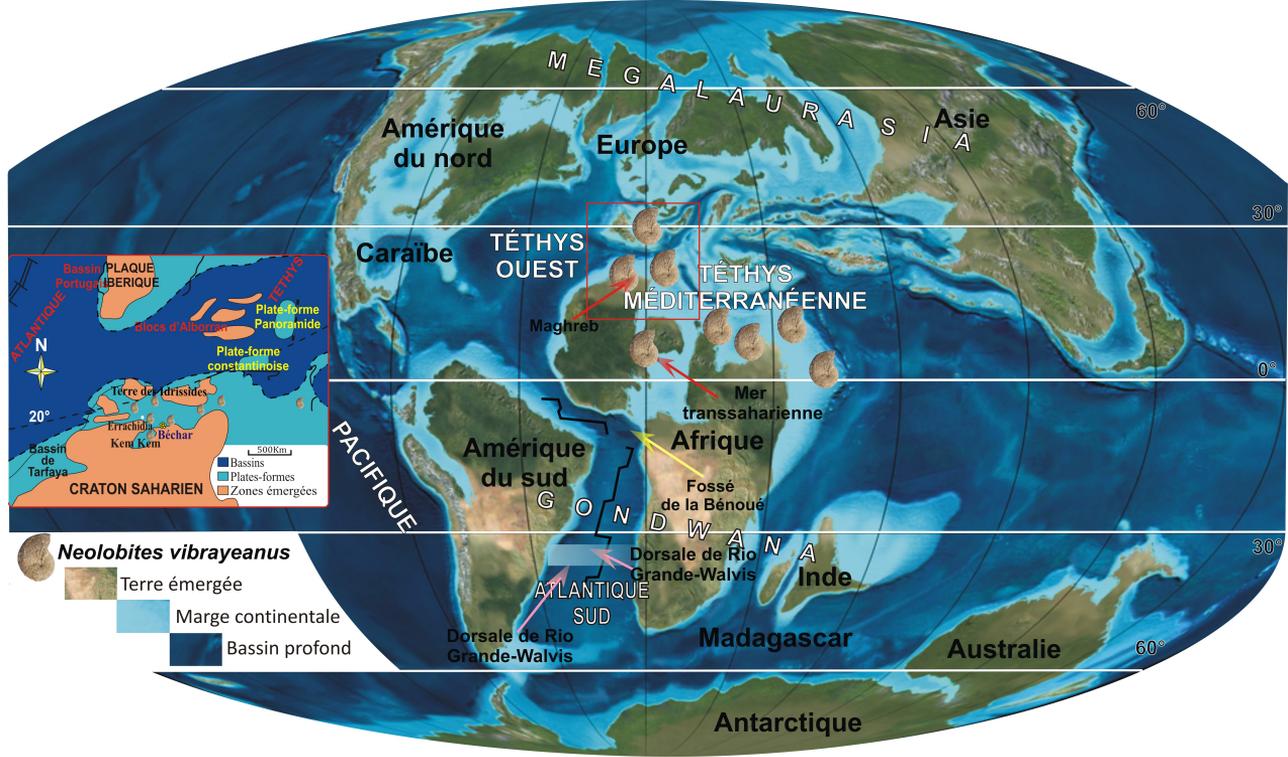


Fig. 40 : Répartition paléobiogéographique des *Neolobites vibrayanus* au Cénomaniens supérieur sur la marge téthysienne (d'après Choubert, 1948 ; Vila, 1980; Philip *et al.*, 1993 ; Charrière *et al.*, 1998; Meister et Rhalmi, 2002 ; Benyoucef *et al.*, 2008 ; Cavin *et al.*, 2010). (Carte paléogéographique simplifiée d'après Vrielynck et Brouysse, 2003).

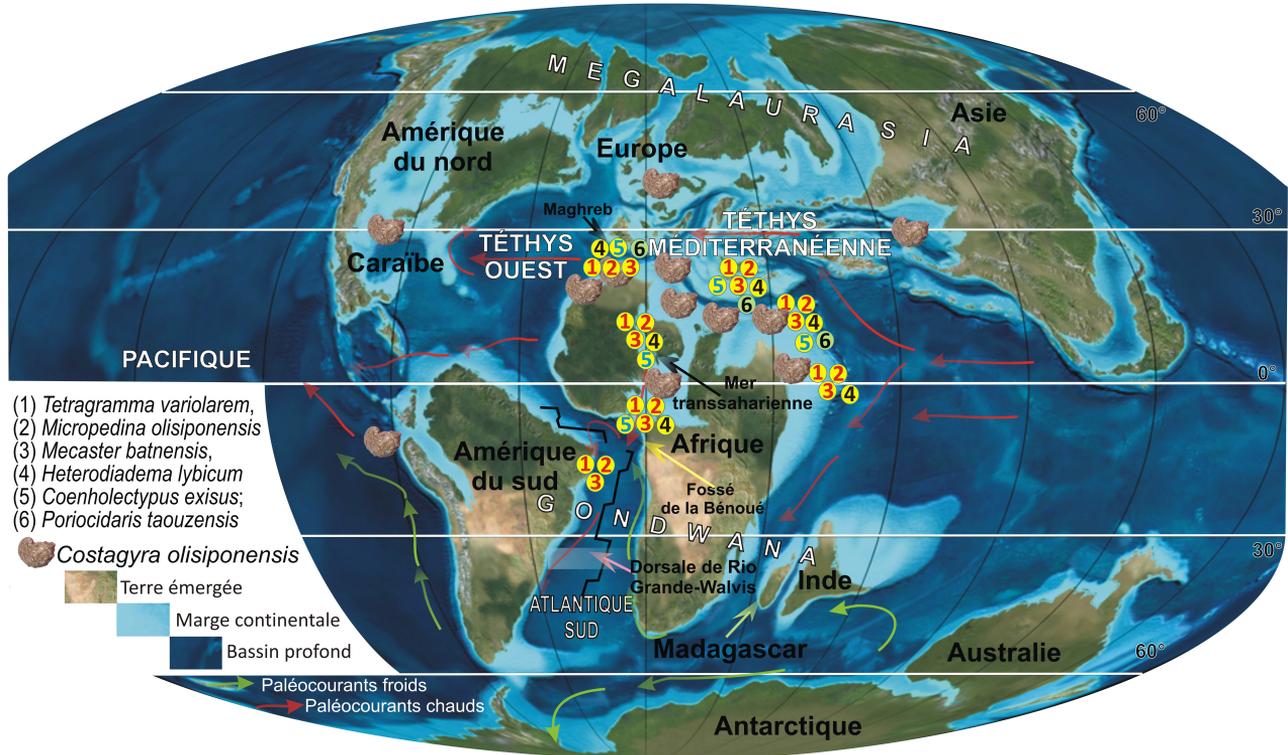


Fig. 41: Carte paléogéographique du Crétacé supérieur (d'après Vrielynck et Brouysse, 2003), avec les principaux paléocourants durant le Cénomaniens (d'après Wiedmann, 1988; Francis et Frakes, 1993) présentant la distribution géographique de certains taxons d'échinides de Béchar (d'après Néraudeau et Mathey, 2000) et l'huître exogyrine *Costagyra olisiponensis* (d'après Dhondt *et al.*, 1999, modifié). Les groupes morphologiques d'échinides qui se situent dans l'Atlantique sud sont probablement d'origine méditerranéenne.

1979), au Maroc (Rhalmi *et al.*, 2000), en Tunisie (Zaghib-Turki, 1987), en Arabie Saoudite (Néraudeau *et al.*, 1995), au Niger (Mathey *et al.*, 1995), au Nigéria (Néraudeau et Courville, 1997) et au Brésil (Smith et Bengtson, 1991). Elles ont été signalées aussi par Busson *et al.* (1999) dans la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien). L'espèce *Heterodiadema libycum* a également été trouvée dans les mêmes régions, à l'exception de l'Amérique du Sud. *Coenholectypus exisus* est commune au Sud-Ouest de l'Europe (Néraudeau et Moreau, 1989), au Nord de l'Afrique (Petitot, 1961) et en Arabie (Roman *et al.*, 1989). Seuls *Poriocidaris taouzensis* semble plus strictement arabo-africain (Busson *et al.*, 1999). *Heterodiadema libycum* et *Mecaster batnensis* ont été trouvées également en Égypte (El Qot, 2010).

- La malacofaune, identifiée régionalement pour la première fois, est d'une affinité paléobiogéographique aussi bien sud-téthysienne (Afrique du Nord) que nord-téthysienne et correspond au "*Theia assemblages*" au sens de Kollmann (2005). Les huîtres exogyrines (fig. 41), recueillies en abondance, ont formé des faciès caractéristiques au cours du Cénomanién. Elles sont considérées comme éléments typiques des dépôts téthysiens peu profonds de l'Afrique du Nord (Dhondt et Jaillard, 2005). Les taxons rencontrés dans la région de Béchar sont comparables avec ceux de l'intervalle Cénomanién des bassins de Tarfaya (Freneix, 1972) et d'Errachidia-Boudnib-Erfoud (Andreu, 1989) au Maroc, de la province de Constantine (Coquand, 1862), de Tinrhert au Sahara algérien (Busson *et al.*, 1999), de la Tunisie (Pervinquier, 1912), de la Libye (Rossi-Ronchetti et Albanesi, 1961), des Formations de Raha et de Sinaï en Égypte (Gertsch *et al.*, 2008) et de la Formation de Fuheis-Hummar-Shuayb en Jordanie (Schulze *et al.*, 2005).

- Les rudistes découverts sont des espèces assez cosmopolites mais reconnus comme des marqueurs du Cénomanién supérieur de la Téthys occidentale (Chikhi-Aouimeur *et al.*, 2006). La distribution géographique des caprinules est très large. Ils sont observés généralement dans le Cénomanién supérieur du pourtour méditerranéen. En Algérie, leur présence a été signalée dans le Tell (Ficheur, 1882), au Hodna (Glaçon, 1952), dans l'Atlas saharien et le Sahara (Chikhi-Aouimeur, 1996 et 2010). Le genre *Caprinula* est attribué à un faciès de mer peu profonde (Chikhi-Aouimeur, 1998). Il a été répertorié en Libye (Parona, 1921), au Liban (Keller, 1933), en Oman (Philip *et al.*, 1995) et également en Europe (Philip, 1970). Dans la région d'étude, il est souvent associé avec une association de foraminifères benthiques constituée de: *Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolitanella reicheli* et *Trochospira* sp. Ainsi, le même assemblage est signalé au Portugal (Berthou, 1984) et dans d'autres régions algériennes (Mzab, Tademaït, etc. selon Chikhi-Aouimeur, 1998).

VI- CONCLUSION

L'analyse des nouvelles récoltes paléontologiques a fourni des restes de vertébrés déterminés sur le plan générique ou spécifique, une espèce d'ammonites, vingt espèces de bivalves, quatre genres de rudistes, sept familles de gastéropodes, deux nautilus et neuf taxons d'échinides. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions méditerranéennes et sahariennes : les vertébrés sont

gondwaniens à nord-africains ; les invertébrés présentent une affinité paléobiogéographique nettement téthysienne ;

En outre, onze ichnogenres ont été identifiés régionalement pour la première fois : Les traces fossiles qui caractérisent la première formation sont typiques de l'ichnozone *Skolithos* ; celles décelées dans la deuxième formation peuvent être définies comme une association de l'ichnozone *Cruziana*.



Fig. 42 : Coupe synthétique du Crétacé de la région de Béchar montre la répartition stratigraphique des fossiles et des ichnofossiles.

Planche. I

Fig. 1 : Dents d'un *Spinosaurus aegyptiacus*, coniques, allongées et présentant des crénulations sur les carènes ; gisement de Menaguir

Fig. 2 : Dents de *Spinosaurus* sp. ; gisement de Berridel.

Fig. 3 : Dent de crocodilien indéterminé, gisement de Berridel.

Fig. 4 : Dent conique d'un poisson indéterminé, gisement de Berridel.

Fig. 5 : Dent rostrale d'*Onchopristis numidus* ; gisements de Menaguir et de Berridel.

Fig. 6 : Ecailles en forme de losange d'un *Lepidotes* sp. ; gisement de Kénadsa.

Fig. 7 : Ecailles d'un *Mawsonia lavocati* ; gisement de Kénadsa.

Fig. 8 : Dents de *Ceratodus africanus* ; gisement de Kénadsa.

Fig. 9 : Vertèbres de poissons indéterminés ; gisements de Kénadsa, de Berridel et de Menaguir.



Planche. II

Fig. 1 : *Angulithes* sp. ; région de Menaguir Louala, x0.20.

Fig. 2 : *Neolobites vibrayeanus* D'ORBIGNY, 1841 ; région de Messoueur, x0.8.

Fig. 3 : *Caprinula boissyi* (D'ORBIGNY, 1847) ; région de Menaguir Louala, x0.4.

Fig. 4 : Pycnodontiformes indet. ; région de Berridel, x2.

Fig. 5 : *Harpagodes* sp. ; région de Messoueur, x0.25.

Fig. 6 : *Tylostoma* sp. ; région de Ben Zireg, x2.

Fig. 7 : Campanilidae indet. ; région de Meridja, x0.7.

Fig. 8 : *Solariella* sp. ; région de Djebel Asfar, x2.

Fig. 9 : Volutoderminae indet. ; région de Berridel, x1.2.

Fig. 10 : Aporrhaidae indet. ; région de Kenadsa, x0.5.

Fig. 11 : Turritellidae indet. ; région de Ben Zireg, x2.

Fig. 12 : *Gyrodès* sp. ; région de Boukaïs, x2.

Planche. II



Planche. III

Fig. 1 : *Cidaroida* sp. indet. : vue latérale, région de Menaguir Louala, x1.6.

Fig. 2a-b : *Coenholectypus exisus* (DESOR 1847) ; a : vue apicale, b : vue orale, région de Messoueur, x2.

Fig. 3a-b : *Dorocidaris taouzensis* LAMBERT 1933 ; a : vue apicale, b : vue orale, région de Djebel Asfar, x1.

Fig. 4a-b : *Heterodiadema libycum* (AGASSIZ & Desor 1846); a : vue apicale, b: vue orale, région de Boukaïs, x1.3.

Fig. 5a-b : *Heterodiadema ouremense* DE LORIOLE 1896 ; a-b : vue apicale, région de Djorf Torba, x1.5.

Fig. 6a-b : *Heterodiadema* sp. indet. ; a : vue apicale, b : vue latérale, région de Boukaïs, x1.

Fig. 7a-b : *Mecaster batnensis* (COQUAND 1862) ; a : vue apicale, b : vue orale, région de Boukaïs, x1.

Fig. 8 : *Pedinopsis* sp. indet. ; vue apicale, région de Djebel Asfar, x0.8.

Fig. 9a-b : *Tetragramma variolare* (BRONGNIART 1822) ; a : vue latérale, b : vue apicale, région de Menaguir Louala, x1.5.

Planche. III

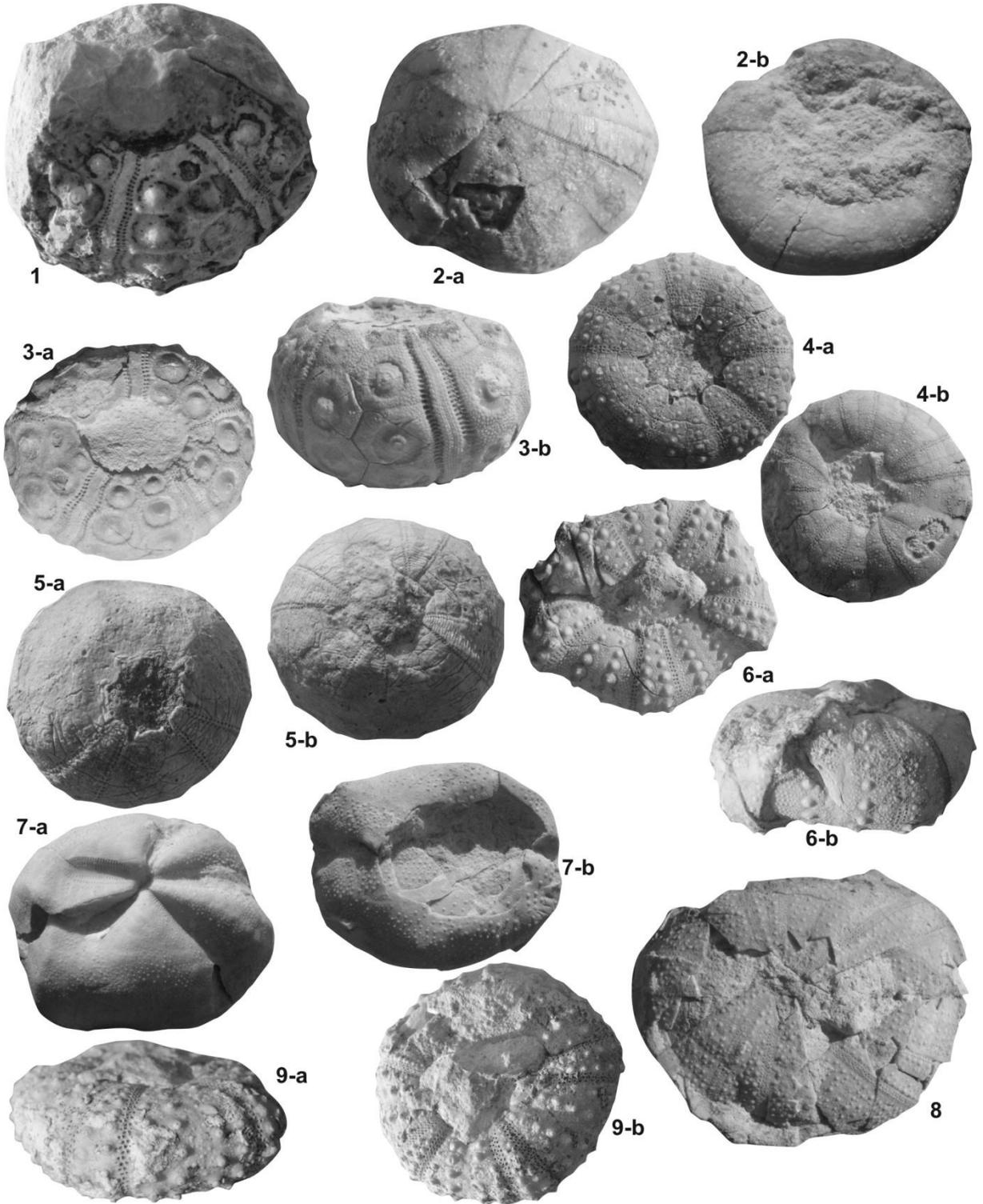


Planche. IV

Fig. 1 : *Arctica* sp. ; région de Messoueur, x1.

Fig. 2 : *Barbatia* sp. ; région de Boukaïs, x2.

Fig. 3 : *Ceratostreon flabellatum* (GOLDFUSS, 1833) ; région de Boukaïs, x0.7.

Fig. 4 : *Costagyra olisiponensis* (SHARPE, 1850) ; valve gauche, région de Djebel Asfar, x0.6.

Fig. 5 : *Ilymatogyra africana* (LAMARCK, 1801) ; région de Menaguir, x0.7.

Fig. 6 : *Glossus aquilinus* (COQUAND, 1862) ; région de Berridel, x0.8.

Fig. 7 : *Granocardium desvauxi* (COQUAND, 1862) ; région de Berridel, x0.8.

Fig. 8 : *Granocardium productum* (J. DE C. Sowerby, 1832), région de Kenadsa, x0.7.

Fig. 9 : *Linearia* sp. ; région de Ben Zireg, x.2.

Fig. 10 : *Modiolus* sp. ; région de Djorf Torba, x 1.2.

Fig. 11 : *Neithea* (*Neithea*) cf. *regularis* (E. F. VON SCHLOTHEIM, 1813) ; région de Messoueur, x.8.

Fig. 12 : *Neithea* (*Neithea*) *quinquecostata* (J. SOWERBY, 1814) ; région de Berridel, x0.8.

Fig. 13 : *Neithea* (*Neithea*) *sexcostata* (S. WOODWARD, 1833) ; région de Kenadsa, x0.8.

Fig. 14 : *Pholadomya* (*Pholadomya*) *vignesi* LARTET, 1877 ; région de Messoueur, x1.

Fig. 15 : *Plectomya* sp. ; région de Boukaïs, x1.

Fig. 16 : *Plectomya?* *humei* (FOURTAU, 1917) ; région de Ben Zireg, x1.2.

Fig. 17 : *Plicatula auressensis* COQUAND, 1862 ; région Djebel Asfar, x0.8.

Fig. 18 : *Plicatula ferryi* COQUAND, 1862 ; région de Boukaïs, x0.8.

Fig. 19 : *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAMARCK, 1801) ; region de Boukaïs, x1.

Planche. IV

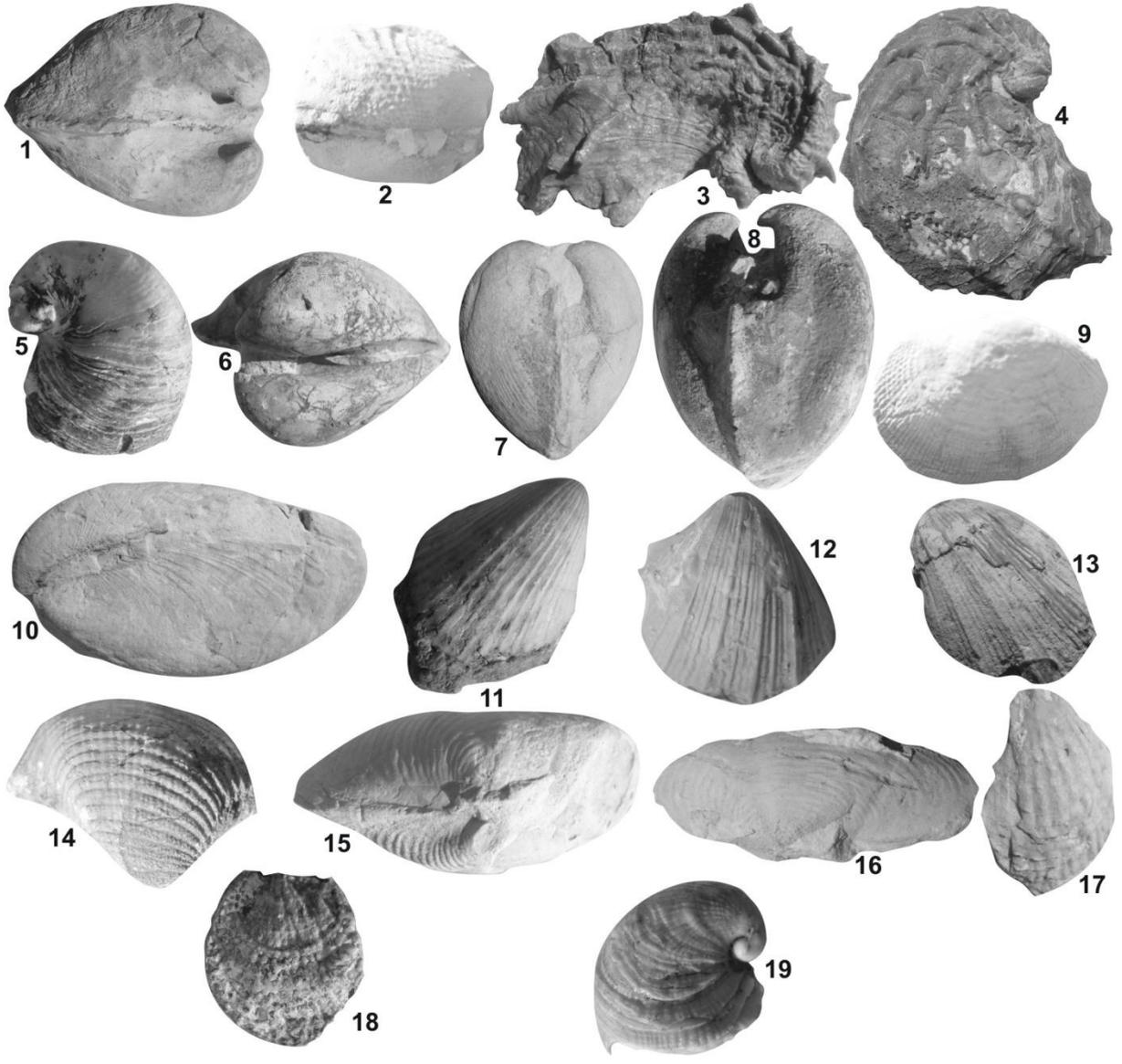


Planche. V

Fig. 1 : Interface d'une barre gréseuse à terriers de type *Skolithos* (Sk) associés à quelques *Altichnus* (A) ; région de Djebel Asfar.

Fig. 2 : Surface d'un banc gréseux à terriers de type *Monocraterion* ; région de Djebel Asfar.

Fig. 3 : Surface inférieure d'un banc gréseux à Thalassinoides en réseau horizontal ; région de Boukaïs.

Fig. 4 : Toit d'une dalle gréseuse à réseau dense de perforations attribuables à des *Arenicolites*, région de Djebel Asfar.

Fig. 5 : Banc dolomitique à surface parsemée de terriers en U larges attribués à des *Catenichnus* ; région de Messoueur.

Fig. 6 : Surface sommitale d'un banc dolomitique à *Rhizocorallium*.

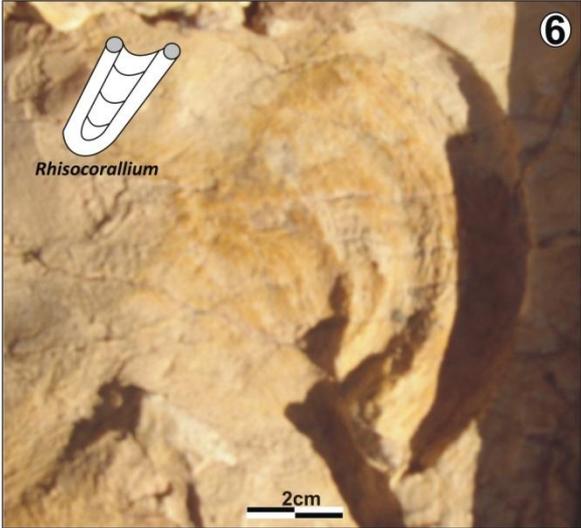
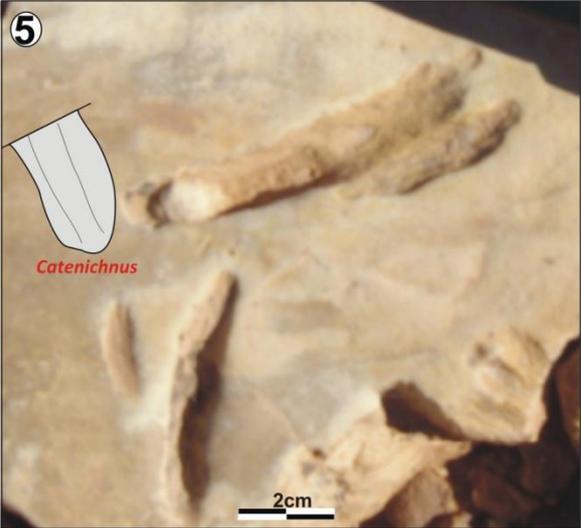
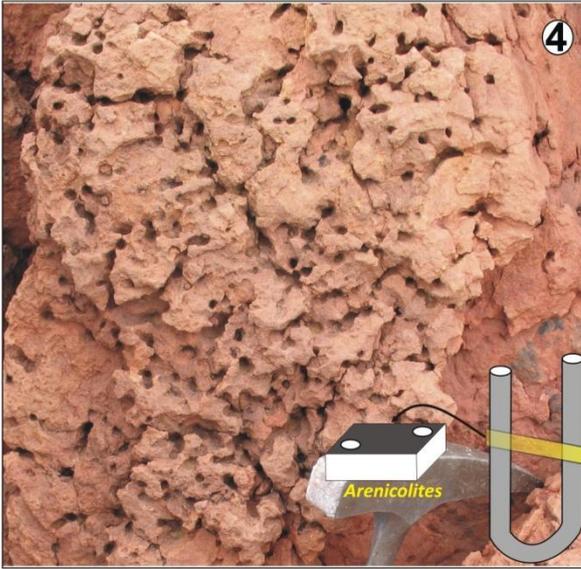
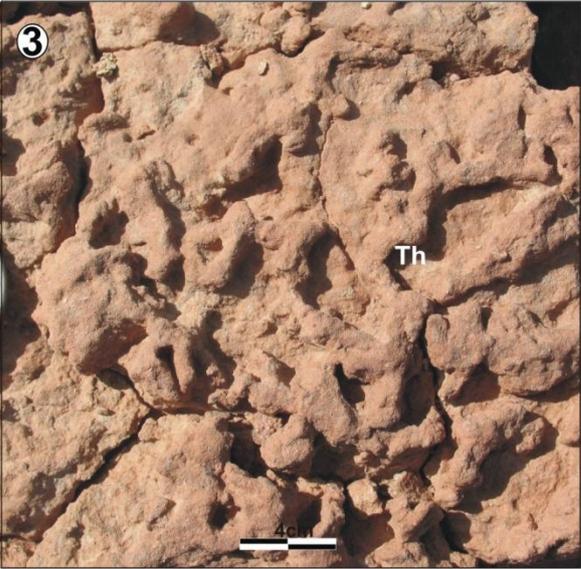
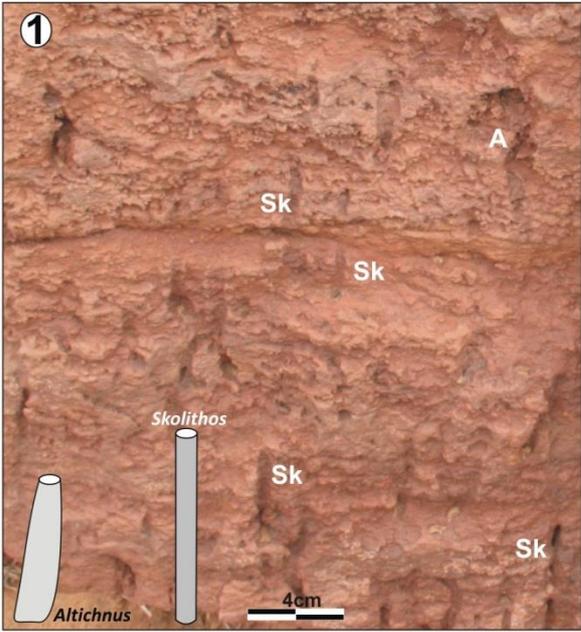


Planche. VI

Fig. 1 : Barres calcaires à bioturbation par des *Thalassinoides* ; région de Messoueur.

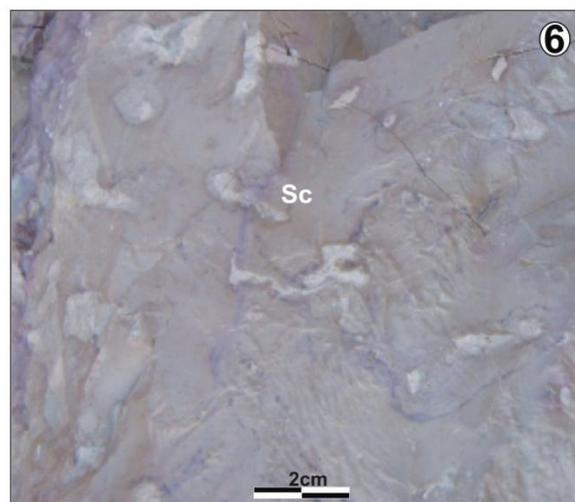
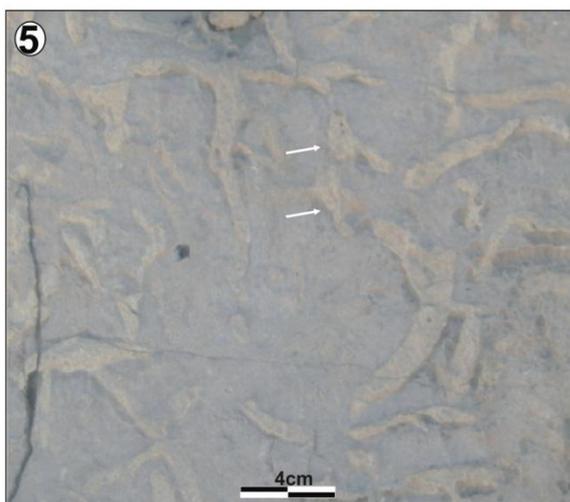
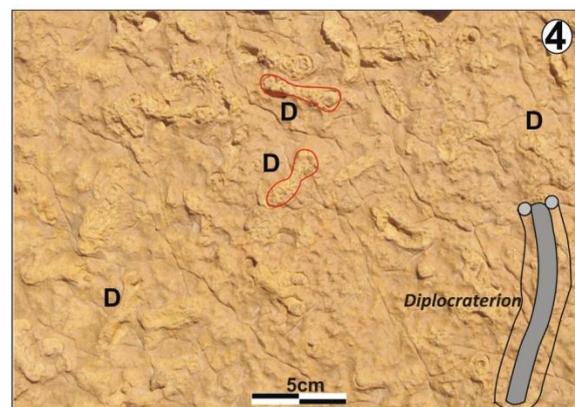
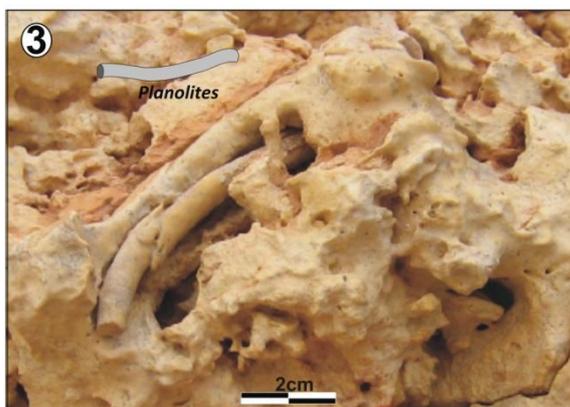
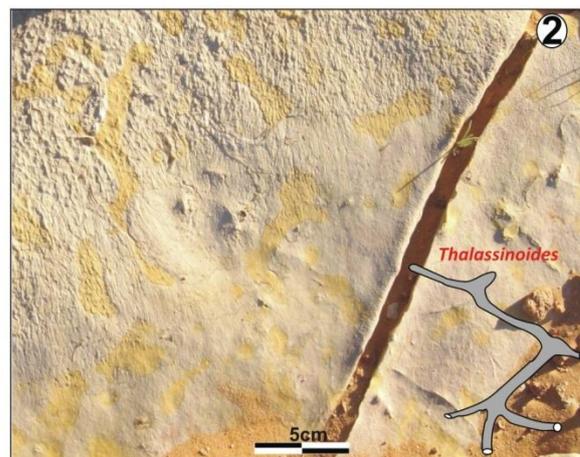
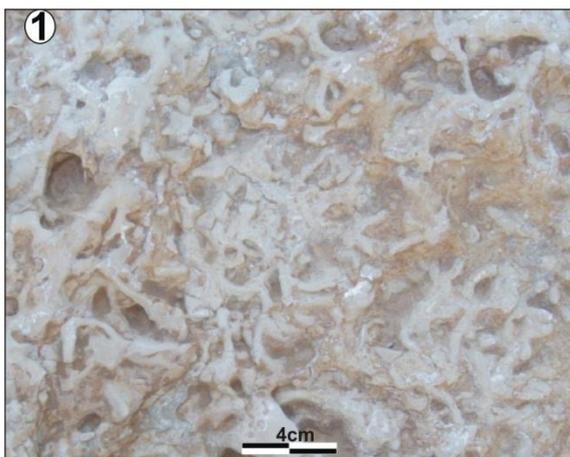
Fig. 2 : Barres calcaires à bioturbation par des *Thalassinoides* ; région de Boukaïs.

Fig. 3 : Barres calcaires à *Thalassinoides* et quelques terriers de type *Planolites* ; région de Kénadsa.

Fig. 4 : Banc calcaire fossilise des perforations en paires de type *Diplocraterion* (D) associés à quelques *Thalassinoides*, région de Messoueur.

Fig. 5 : Réseau de terriers de type *Protovirgularia* (flèche) associés à quelques *Thalassinoides* ; région de Ben Zireg.

Fig. 6 : *Thalassinoides* associés à quelques *Scolicia* (Sc) ; région de Kénadsa.



QUATRIEME CHAPITRE

ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

ET PALÉOGÉOGRAPHIE

I- INTRODUCTION

II- FACIES SEDIMENTAIRES

II.1- Définition d'un faciès

II.2- Inventaire et interprétation des faciès

III- SYSTEMES DE DEPOT ET ASSOCIATIONS DE FACIES

III.1- Système sédimentaire détritique

III.2- Système sédimentaire mixte

III.3- Système sédimentaire carbonaté

IV- DISCONTINUITES ET DECOUPAGE SEQUENTIEL

IV.1- Caractérisation des discontinuités sédimentaires

IV.1.1- Définition d'une discontinuité sédimentaire

IV.1.2- Description et interprétation des discontinuités sédimentaires

IV.2- Découpage séquentiel

IV.2.1- Caractérisation des principales séquences élémentaires

IV.2.2- Caractérisation des mésoséquences

IV.2.3- Caractérisation d'une mégaséquence

V- PALEOGEOGRAPHIE ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE DU GUIR

VI- CONCLUSION

I- INTRODUCTION

Ce chapitre est une étude sédimentologique du faciès qui permet de déterminer d'une manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts. L'objectif est de :

- reconstituer les paléoenvironnements et l'architecture des corps sédimentaires associés ;
- de préciser les modalités des variations du niveau marin relatif ;
- ainsi que d'élaborer un modèle sédimentologique logique ;
- et enfin de placer la région d'étude dans un cadre paléogéographique, en tenant compte de l'action conjuguée du climat et de l'eustatisme dans le contrôle de la sédimentation.

Pour cela, on passe par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieu de dépôts, leur regroupement en association de faciès, leur interprétation séquentielle et leur intégration à un modèle de faciès qui reflète la paléogéographie du bassin crétaé du Guir durant l'intervalle céno-mano-turonien.

II- FACIES SEDIMENTAIRES

II.1- Définition d'un faciès sédimentaire

Un faciès sédimentaire est défini par l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment (Flügel, 1982). Leur caractérisation a été basée sur plusieurs critères observables en macroscopie, à savoir la lithologie (pétrographie), la texture et la nature des grains, la couleur (chromofaciès), les structures et figures sédimentaires hydrodynamiques, la géométrie et la stratologie (stratofaciès) des corps, la nature des contacts, le contenu biologique et ichnologique. Ces informations sont complétées par le microfaciès qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces et en sections polies à l'aide de microscope optique. Les études macroscopique et microscopique des faciès sédimentaires indiquent les conditions physiques et chimiques des environnements de dépôts, l'écologie (température, salinité, énergie et profondeur de l'eau) des organismes responsables à la production des carbonates et les caractères diagénétiques.

L'étude de la diagenèse ne fait pas partie des objectifs de ce travail et se limite aux observations relevées sur le terrain et en lames minces.

Pour décrire et interpréter les faciès rencontrés dans la série crétaée de Béchar, le modèle théorique de zones des faciès et microfaciès, adapté à ce travail est celui qui figure dans les schémas suivants (fig. 43 a et b).

II.2- Inventaire et interprétation des faciès

A l'issue de l'analyse lithologique et sédimentologique de plusieurs coupes, vingt-deux faciès, notés de "F1" à "F22" (fig. 44) répondant à des processus de dépôts bien distincts sont

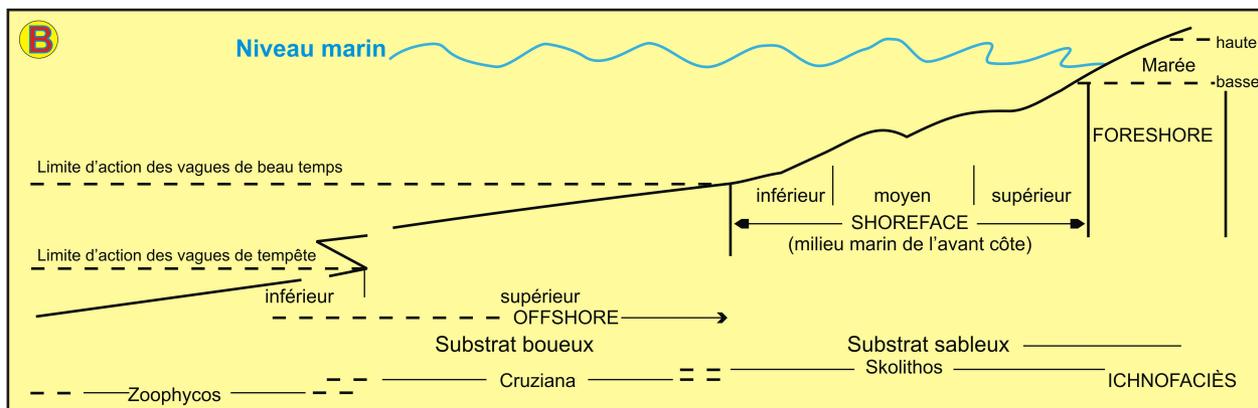
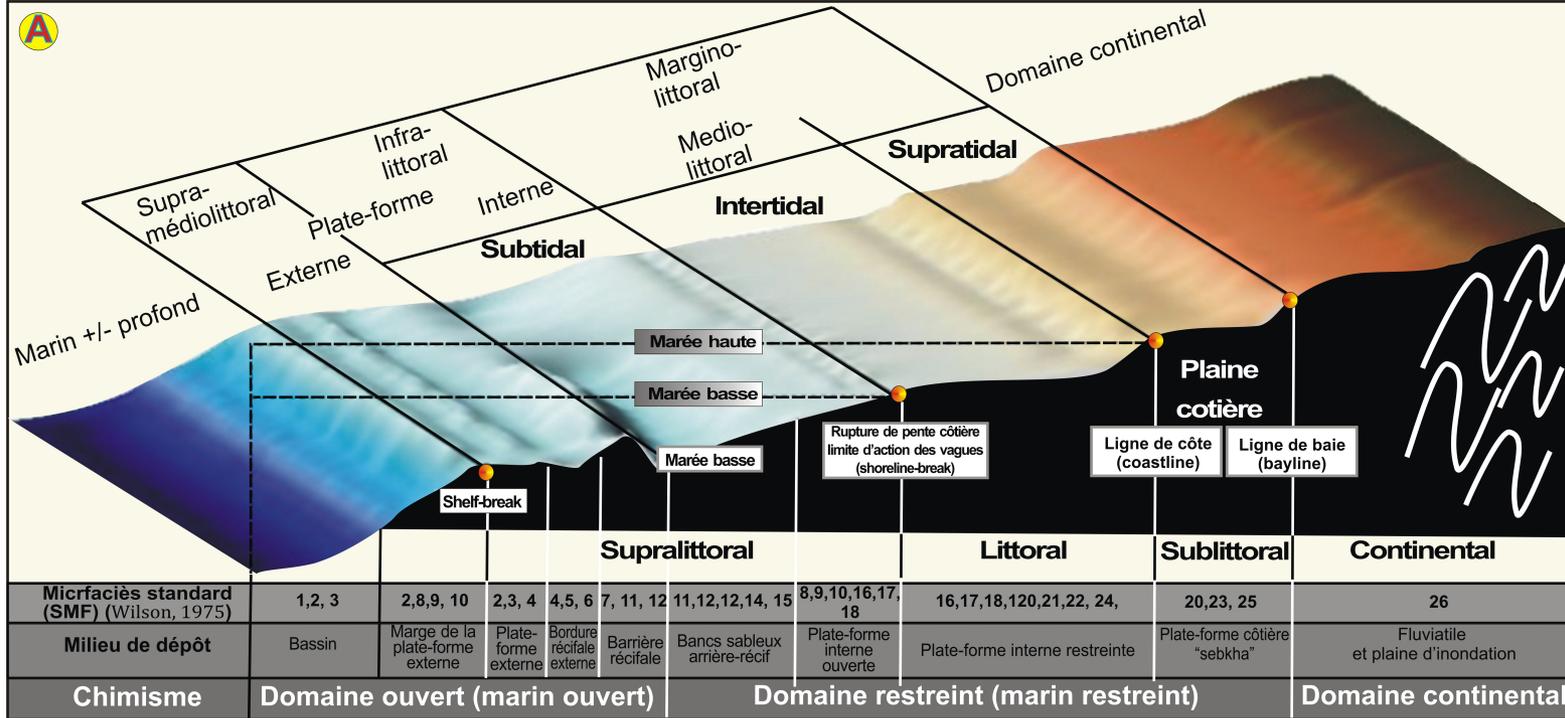


Fig. 43 : A- Modèle de zones des faciès et microfaciès adopté (schéma tiré à partir des travaux de Flügel, 2004 ; Société Nationale Elf-Aquitaine, 1977 ; Wilson, 1975 ; Schröder, 1976 ; Souquet et Déramond, 1989) ; B- Profil côtier présentant l'étagement spatial du foreshore, shoreface et de l'offshore (nomenclature des milieux de dépôts en fonction de l'hydrodynamisme) et des ichnofaciés (schéma tiré de Walker et Plint, 1992). L'échelle verticale est largement exagérée.

écrits et interprétés pour la première fois. Une synthèse de description et d'interprétation des faciès sédimentaires est présentée sous forme d'un tableau (fig. 46). En outre, chaque faciès sera positionné dans un modèle paléogéographique théorique (fig. 47), dont le profil reconstitué est synthétique et ne reflète que d'une manière simplifiée la variété environnementale des différents étages d'une plate-forme carbonatée ou détritique :

F-1 : conglomérats	F-12 : calcaires stromatolithiques
F-2 : grès	F-13 : calcaires à structures en "tepees"
F-3 : Argiles rouges	F-14 : marno-calcaires à huîtres ostréidés
F-4 : marnes verdâtres	F-15 : calcaires noduleux
F-5 : évaporites	F-16 : calcaires bioturbés
F-6 : dolomies argileuses	F-17 : calcaires bioclastiques
F-7 : dolomies à structures fenestraes	F-18 : calcaires lumachelliques
F-8 : dolomies en plaquettes	F-19 : calcaires à débris de rudistes
F-9 : dolomies à brèches multicolores	F-20 : calcaires à caprinules
F-10 : calcaires à faune de gastéropodes et de bivalves	F-21 : calcaires à nerineidés
F-11 : calcaires à laminites mécaniques	F-22 : calcaires micritiques lités

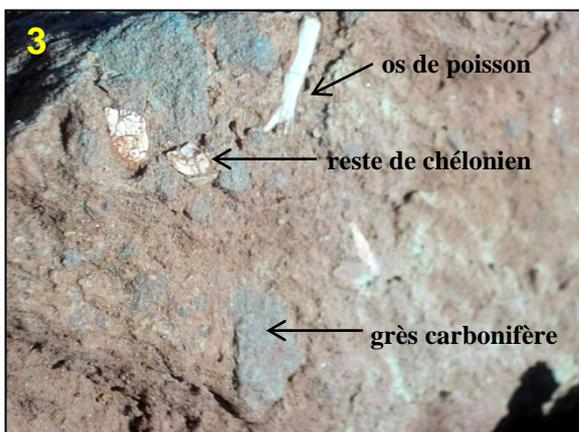
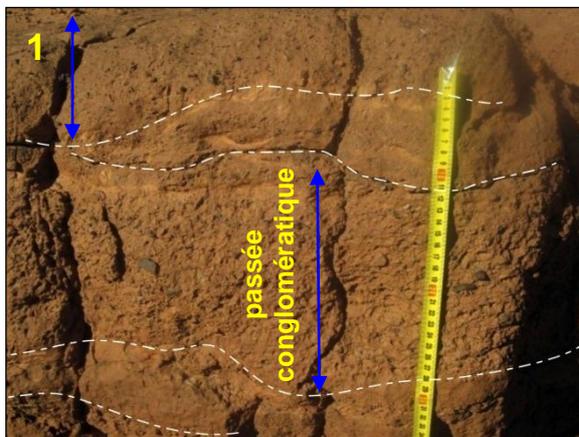
Fig. 44 : Tableau présente les principaux faciès décrits dans le bassin créacé du Guir.

Faciès F1 : les conglomérats ("*pebbly sandstone*")

Ce faciès est essentiellement observable à la base de la série crétacée, par contre il disparaît vers le sommet. Il se trouve intercalé dans des grès en lentilles dissymétriques, à base ravinante et dépourvues de structures internes, leur épaisseur est centimétrique et leur largeur est métrique. Il contient des éléments calcaires et gréseux arrachés du substrat paléozoïque, en général subanguleux à subarrondis, mal classés et de taille millimétrique. Ces clastes baignent le plus souvent dans une matrice rouge sombre constituée de grès argileux fins (secteur de Kénadsa) soit de grès calcaires (partie septentrionale du bassin).

La sédimentation de ce faciès résulte d'un hydrodynamisme relativement puissant et à partir de dépôts qui tapissent la surface érosive du fond de certains chenaux. L'absence de bioturbation dans le faciès gréseux à passées de grains grossiers est due au taux élevé d'énergie hydrodynamique.

Les niveaux conglomératiques recèlent occasionnellement des restes de vertébrés variés, brisés et ayant vécu dans différents biotopes. Ainsi, dans la région de Kénadsa, une ichthyofaune dulçaquicole (actinoptérygiens, cœlacanthes et dipneustes) associée à des restes de Spinosauridae et de chéloniens a été identifiée ; les gisements de Boukaïs ont livré une faune mixte composée de poissons sélaciens, de chéloniens, de crocodiliens et de Spinosauridae.



1- Faciès gréseux à passées microconglomératiques chenalissantes renfermant des galets paléozoïques anguleux (coupe de Oued Betoum, "unité 1-A").

2- Microconglomérat à accumulation de dents rostrales et écailles de poissons indéterminés. (coupe de Menaguir Louala "A", "unité 1-A").

3- Conglomérat fossilifère, à la base du chenal de Kénadsa, renfermant des galets anguleux arrachés du substrat carbonifère.

Faciès F2 : les grès

Ce faciès est généralement sous forme de chenaux à apparence massive, amalgamés ou isolés et atteignent une épaisseur centimétrique à décimétrique. Il est observable surtout à la limite basale de la série crétacée et forme également des intercalations centimétriques dans les marnes verdâtres ou dans les argiles rouges. Il se présente sous de nombreuses variétés, dans leur cassure fraîche, ces roches arénacées sont blanchâtres (grès siliceux), rosées ou brun clair (grès faiblement ferrugineux), ou bruns (grès ferrugineux). Par contre, leur patine est généralement foncée, rouge brune ou lie-de-vin. Ces couleurs sont dues aux actions physico-chimiques de l'atmosphère. Ces grès renferment le plus souvent des petites sphères de la taille d'une grosse bille ; dites "*kerboub*" ou "*kerkoub*" (Pl. VIII, fig. 2). Flamand (1911) les regardaient comme des matériaux roulés par l'action des flots marins. Lavocat (1954) considère que la forme des "*kerboub*" n'est pas due aux mouvements mécaniques d'usure au moment du dépôt, mais à des phénomènes de cristallisation du ciment, ce qui donne à la masse des unités virtuelles dégagées par l'érosion. Cailleux et Soleilhovoup (1976) considèrent ces sphéroïdes comme le résultat d'une épigénèse de la silice par la calcite dans un climat chaud et semi-aride.

En fonction des différentes structures (figures sédimentaires et structures biologiques) qui affectent les bancs gréseux, on peut distinguer les sous-faciès suivants :

Faciès F2-a : les grès à stratifications entrecroisées en auges

Ce sous-faciès correspond à des niveaux de grès moyens à galets mous, rougeâtres, d'épaisseur centimétrique et de forme lenticulaire. Le litage est formé de stratifications entrecroisées en auges emboîtés et de petite échelle. Le sommet des bancs est le plus souvent scellé par une pellicule ferrugineuse.

Il apparaît uniquement dans la partie méridionale du bassin crétacé du Guir, dans la région de Kénadsa et de Oued Safsaf, et correspond à des creusements et à des remplissages de chenaux fluviaux en méandre de faible largeur. L'existence d'un milieu continental est attestée également par la présence des restes de poissons dulçaquicoles, avec notamment *Lepidotes* sp.

Faciès F2-b : les grès à stratifications obliques angulaires et entrecroisées (Pl. VII et Pl. VIII)

Ce sous-faciès s'organise généralement en bancs chenalisants et soudés entre eux, par non-dépôt ou érosion des lits péliques. Ces corps détritiques sont caractérisés par des épaisseurs d'ordre centimétrique, une teinte rougeâtre, des stratifications obliques angulaires en accretion latérale et des stratifications entrecroisées accompagnées le plus souvent par des surfaces de réactivation. Ils montrent également de rares stratifications en arêtes de poisson ("*herringbone*"). Le sommet de ces niveaux gréseux montre des rides lingoïdes, des rides de courants symétriques, des surfaces ferrugineuses et des fentes de synérèse ("*syneresis cracks*" de "type A" selon Pratt, 1998). La limite basale des bancs est plane ou à surfaces d'érosion

moins prononcées accompagnée parfois de figures hydrodynamiques multidirectionnelles. Elle peut également être affectée par un réseau horizontal de terriers de type *Thalassinoides*.

Les caractères sédimentologiques et les propriétés d'écoulement de ce faciès sont inhérentes aux courants de marée, qu'atteste la fréquence des surfaces de réactivation qui indiquent des changements périodiques dans la vitesse d'un courant de marée asymétrique (Allen, 1980 ; Visser, 1980 ; Oboh-Ikuenobe *et al.*, 2005), ainsi que la présence de stratification en arêtes de poisson qui marquent la bidirectionnalité des courants de marée dans un chenal tidal. Les fentes de synérèse sont souvent confondues avec le phénomène de dessiccation subaérienne. Elles correspondent à des fentes formées en faible profondeur, à l'interface eau-sédiment lors d'un changement de salinité (Plummer et Gostin, 1981). Elles ont été interprétées également comme des sismites (Seilacher, 1984) ou comme le produit de déshydratation des sables, lors d'une sédimentation rapide de la couche sus-jacente (Kidder, 1990).

Faciès F2-c : les grès à mégarides et rides de courant (Pl. IX, fig. 1)

Ce sous-faciès se présente généralement sous forme de chenaux gréseux rougeâtres atteignant une épaisseur décimétrique et à toit légèrement ondulé modelé le plus souvent par des rides d'oscillation asymétriques ("*ripples*") indiquant un sens dominant des apports NE-SO. Il présente des mégarides tidales en sets réguliers, avec les phases intermédiaires d'érosion (surfaces de réactivation) et des figures de drapage d'argile ("*mud draps*") qui peuvent être interprétées comme le produit de périodes d'étale des courants de marées "*slack water*" (Allen, 1982 ; Dalrymple, 1992 ; Buatois *et al.*, 1998).

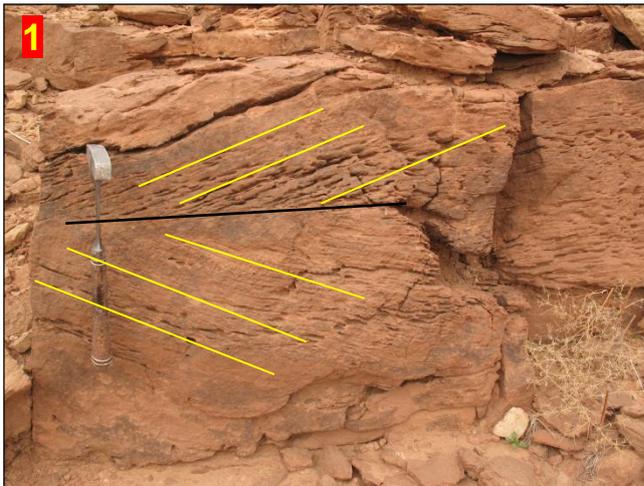
Faciès F2-d : les grès à flocons de boue (Pl. IX, fig. 2)

Au sein de ce sous-faciès, on observe des niveaux gréseux à flocons de boue rouges ("*mud flakes*") bien arrondis et atteignant jusqu'à environ 5 cm de diamètre. Ces clastes peuvent être formés, en se desséchant, dans un environnement boueux subaérien (sebkha ou plaine d'inondation par exemple) et peuvent se déplacer dans un environnement sous-aquatique par les courants de marée ou par les vagues de tempêtes (Boggs, 2006). Leur présence dans une matrice arénacée atteste un écoulement à énergie élevée (Hynne, 2010).

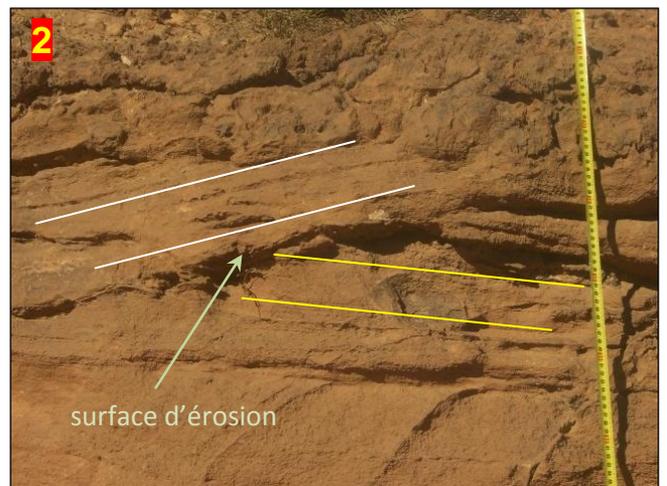
Faciès F2-e : les grès à *Skolithos* (Pl. IX, fig. 3)

Ce sous-faciès caractérise la base de la série crétacée qui affleure dans les coupes de Djebel Asfer et de Menaguir Louala, il est caractérisé par des bancs gréseux à grains fins ou moyens, d'épaisseur décimétrique et dépourvus de structures hydrodynamiques d'interface. Il est percé par d'abondants terriers droits, verticaux par rapport à la stratification, attribués à des *Skolithos*. Ces traces organiques d'habitat ("*domichnia*") sont associées à des terriers obliques de type *Altichnus* ou verticaux en U tels que des *Monocraterion* et des *Arenicolites*. L'absence de stratifications internes du banc est due vraisemblablement à l'effet négatif de la bioturbation.

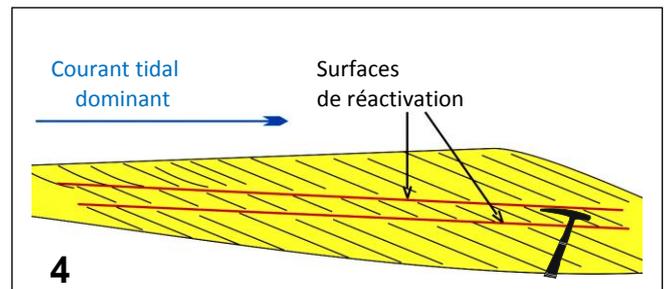
PLANCHE. VII



1- Stratifications entrecroisées en arêtes de poissons (*herringbones*) marquant la bidirectionalité des courants de marée dans un chenal tidal (Coupe de Berridel). Cette structure est rare à cause de la règle de séparation des courants.



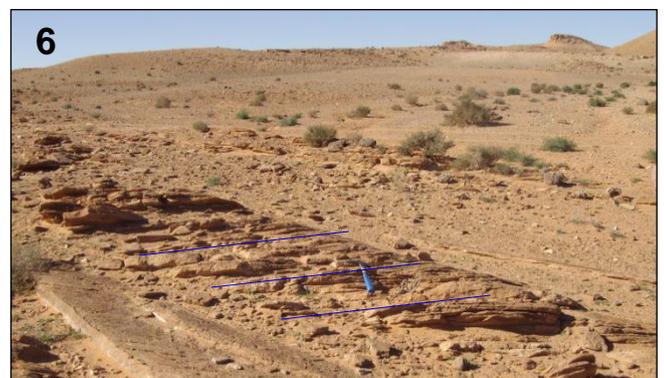
2- Banc gréseux tidal à stratifications obliques angulaires qui surmontent, par le biais d'une surface d'érosion, une stratification planaire parallèle (coupe de Oued Betoum).



3 et 4- Vue en coupe et schéma explicatif présentant un faciès gréseux à stratifications obliques angulaires en accrétion latérale (coupe de Berridel), avec phases intermédiaires d'érosion (surfaces de réactivation). Notons le sens dominant des courant tidal.



5- Vue en coupe présentant un faciès gréseux à stratifications entrecroisées. Notons les surfaces de réactivation



6- Vue d'un faciès gréseux à mégarides (coupe de Menaguir Louala "B").

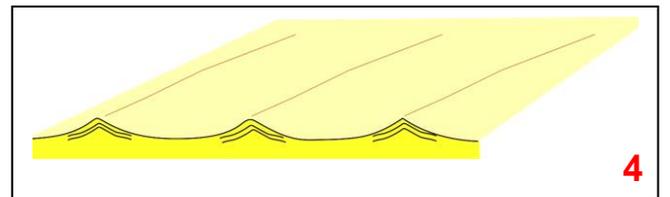
PLANCHE. VIII



1- *Thalassinoides* en réseau horizontal à la base d'un faciès gréseux cotier peu profond (coupe de Berridel).

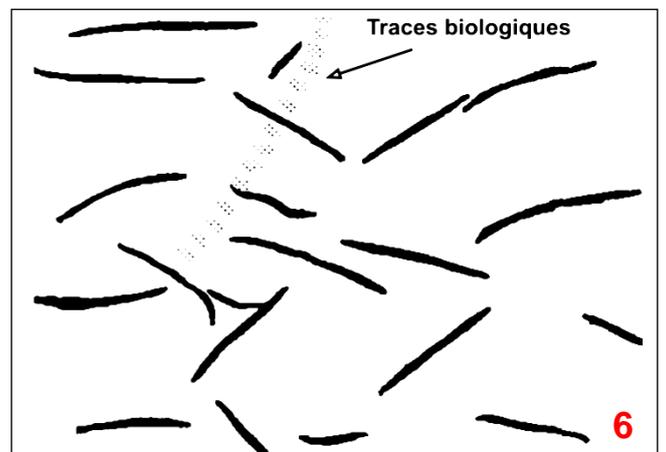
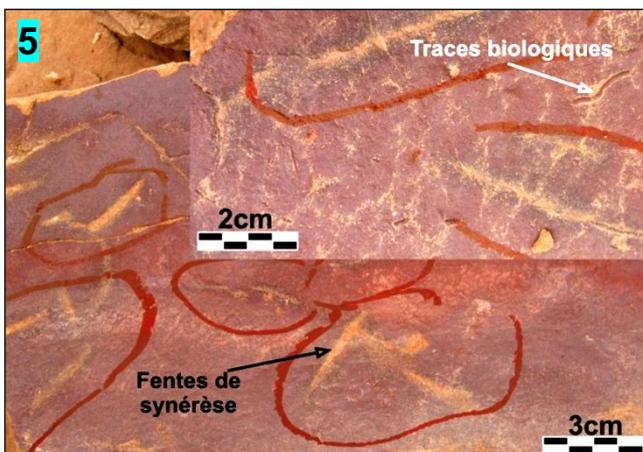


2- Grésification en boules ou "kerboub" d'un banc gréseux à stratifications entrecroisées (coupe de Menaguir Louala "A").



3- Rides d'oscillation symétriques au toit d'un banc gréseux à stratifications entrecroisées (coupe de Menaguir Louala "C").

4- Coupe schématique de la photo ci-au-contre.



5 et 6- Présentation photographique et schématique d'un faciès gréseux (coupe de Berridel) à toit affecté par des fentes de synérèse ("syneresis cracks" de type A, selon Pratt, 1998).

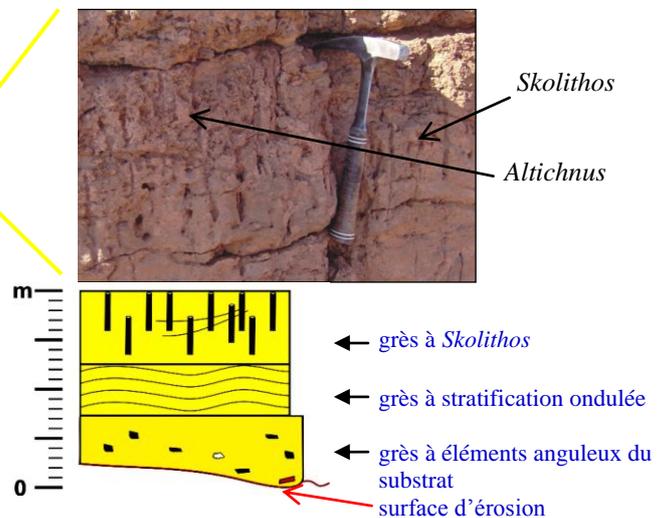
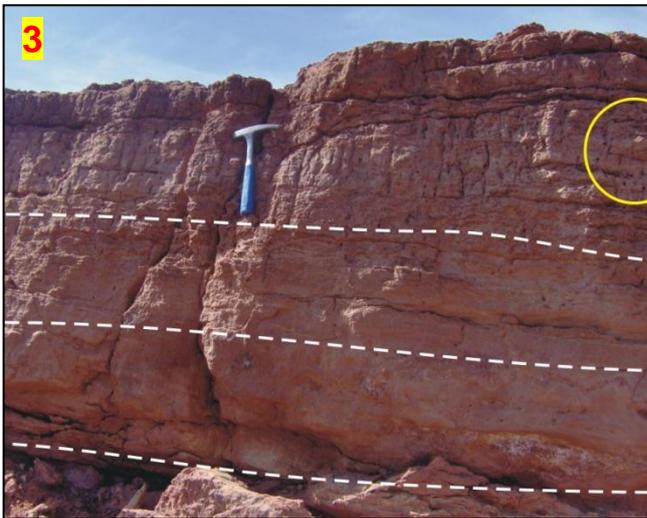
PLANCHE. IX



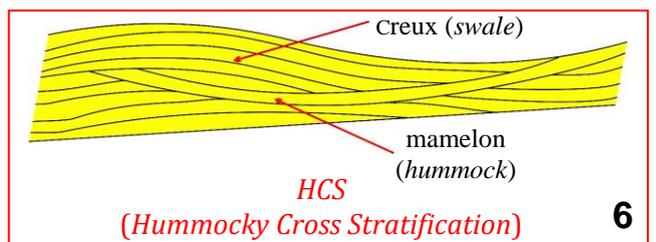
1- Faciès à mégarides tidales en sets réguliers (coupe de Berridel).



2- Boules d'argile consolidée au toit d'un banc gréseux (coupe de Berridel).



3- Vue et coupe géologique présentant un faciès gréseux littoral, au pied du Djebel Asfer. Le toit de la dalle est parsemé d'un réseau dense de perforations attribuables à des *Monocraterion* et *Arenicolites*.



4-Faciès d'avant côte à HCS (influence de la houle) en accrétion verticale (coupe de Djebel Asfer).

5 et 6 - Détail de la photo ci-contre.

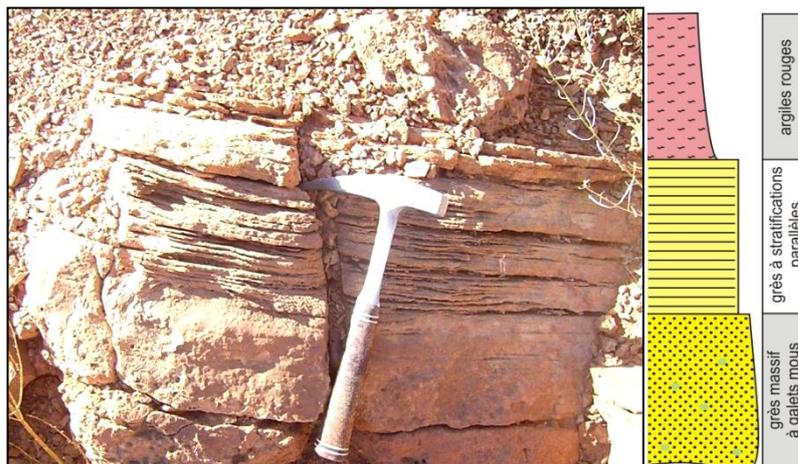
La faible diversité des traces fossiles, la présence de formes simples et l'abondance de l'ichnofaune *Skolithos* ont été attribuées à divers environnements de dépôts : les milieux aquatiques à eaux saumâtres (Pemberton et Wightman, 1992), les ambiances deltaïques (Pemberton *et al.*, 1992) et les environnements littoraux ou infralittoraux à énergie hydrodynamique modérée (De Raaf et Boersma, 1971 ; Frey et Pemberton, 1984 ; Nio et Yang, 1991 ; MacEachern et Pemberton, 1992). Selon, Ranger et Pemberton (1988), Pattison (1992), Reinson *et al.* (1992), MacEachern et Pemberton (1994) et Buatois *et al.*(2005), ces particularités ichnofaciologiques sont typiques des systèmes détritiques littoraux ("*shoreface*") à influence des marées.

Faciès F2-f: les grès à HCS (Pl. IX, fig. 4, 5 et 6)

Il a été rencontré sporadiquement au pied du Djebel Asfer, ce sous-faciès se présente sous forme de bancs gréseux, à épaisseur centimétrique, à faible extension latérale et montrant à leur interface de très belles stratifications entrecroisées en mamelons (*HCS*) à accrétion verticale. Cette structure a été décrite pour la première fois par Campbell (1960) sous le nom de "*Truncated Wave Ripples*" puis rebaptisée "*Hummocky Cross Stratification*" par Harms (1975). La présence de telles structures suggère des marées exceptionnelles (influence de la houle) dans un environnement d'avant côte ("*offshore* supérieur").

Faciès F2-g : les grès à stratifications parallèles

Généralement, ce sous-faciès se superpose par l'intermédiaire d'un contact net, à des niveaux gréseux massifs à galets paléozoïques et à stratifications obliques. Il est souvent sous forme de bancs centimétriques à stratifications parallèles qui indiquent des épisodes de dépôt rapide sous l'effet d'un régime d'écoulement unidirectionnel de haute vitesse (Wendy *et al.*, 2007).



Vue en coupe d'un banc gréseux massif à la base et à stratifications parallèles au sommet (coupe de Berridel, "unité 1-A").

Faciès F2-h : les grès à pseudomorphoses de sel

Parfois, les niveaux gréseux intercalés entre les marnes verdâtres ou entre les argiles rouges, comportent des moules centimétriques ayant l'aspect de cristaux cubiques (sel

gemme), quadrangulaires et lenticulaires (anhydrite ?, gypse ?). Ces pseudomorphoses, particulièrement concentrées au sommet de certains bancs, traduisent un milieu à faible tranche d'eau concentrée en saumures et associée à une évaporation intense en climat chaud et aride. Ils attestent le confinement progressif des eaux résiduelles et la précipitation d'évaporites (Lopez, 1987). Ces pseudomorphoses rappellent également les dépôts des sebkhas décrites par Shearman (1978).



Illustrations photographiques de bancs gréseux à (1) moules cubiques de sel (coupe du Poste de Ben Zireg, "unité 1-C") et à (2) pseudomorphoses lenticulaires de sulfates (coupe de Berridel, "unité 1-C").

Faciès F3 : les argiles rouges

Au sein de la première formation, s'intercalent des niveaux argileux de couleur rouge et d'épaisseur variable de quelques centimètres à quelques mètres (0,05 à 8 m). Ce faciès détritique à granulométrie fine (mudstone), parfois silteuse, ne montre ni une structure sédimentaire apparente, ni des bioclastes identifiables à l'affleurement. Les résidus des lavages effectués, dans ces niveaux, sont en cours d'étude.

Ce faciès a été supposé continental par nos prédécesseurs, en raison de leur couleur et aussi parce que des remplissages de chenaux gréseux interprétés comme fluviatiles. En effet, cette argile rouge n'est continentale qu'en apparence. Grâce au processus de décantation, leur texture et leur granulométrie témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible voire nul (Allen, 1985 ; Blatt *et al.*, 1980). Elle est interprétée comme d'origine marine, rougies secondairement par émergence (profil d'altération), en raison de la très grande continuité latérale des bancs de grès et de carbonates marins intercalés. Il n'y a aucun niveau à remplissage gréseux fluvatile, sauf quelques chenaux très modestes qui jalonnent la base de la série crétacée le long des bords méridionaux du bassin (Oued Betoum, Kénadsa et Oued Safsaf). La couleur rouge est probablement acquise par altération continentale ("continentalisation") de dépôts marins supratidaux, à la suite de multiples émergences synsédimentaires.



Exemple d'un début de transformation (marmorisation) d'une marne verdâtre (supratidale) en argile rouge (pseudocontinentale). (Coupe de chapeau chinois, "unité 1-C").

Selon un raisonnement de stratigraphie séquentielle (séquences de haute fréquence), Ferry *et al.* (2007) proposent un scénario explicatif des argiles vertes rougies par altération dans l'Hauterivienne de la marge atlantique (Maroc).

Les argiles rouges constituent parfois des laminations grès/argiles rythmiques (couplets) qui indiquent une périodicité entre des marées de vives-eaux ("*spring tides*") et de mortes-eaux ("*neap tides*"), conduisant à une cyclicité des dépôts en régime d'accrétion verticale. Elles correspondent à la décantation des argiles en suspension pendant les étales de marée ("*slack water*").

Faciès F4 : les marnes verdâtres

Il est fait de niveaux décimétriques à métriques de marnes verdâtres à nombreux cristaux de gypse, ce faciès est intercalé par des passées centimétriques de gypses, de dolomies argileuses, de grès fins à trémies de sels et d'autres bancs carbonatés à moules de bivalves et de gastéropodes, ou à lamines stromatolithiques. Ces marnes n'ont pas fourni de macrofossiles, par conséquent, le lavage et l'étude de leurs résidus se sont avérés nécessaires.



Illustration photographique présentant des argiles rouges (faciès "F3") en alternance avec des marnes verdâtres (faciès "F4") armées de lits gypseux (coupe de Seffissifa, "unité 1-C").

Ces dépôts marneux gypsifères se sont développés en climat aride et montrent des conditions à énergie faible. Ils ont été classiquement interprétés comme des faciès marins très peu profonds (Lucas, 1942 ; Bourcart et Ricour, 1952 ; Choubert, 1956) et de plaines côtières évaporitiques (milieu supratidal) analogue à une sebkha (Purser, 1980a et b, 1983 ; Oboh-Ikuenobe *et al.*, 2005). Cette dernière peut se développer en partie proximale d'une rampe carbonatée (Kaoukaya *et al.*, 2001). L'absence de macrofaune et de bioturbation témoigne des conditions hostiles peu favorables au développement de la vie benthique.

Faciès F5 : les évaporites

Ce faciès est représenté par des gypses laminés, algaires, fibreux (aciculaires) ou saccharoïdes à pulvérulents, bréchiques ou sous forme de macronodules massifs. Il se trouve également dispersé sous forme de paillettes ou lamelles à l'intérieur des assises marneuses. Selon la forme générale et les caractéristiques sédimentologiques de chaque type d'évaporites, cinq sous-faciès peuvent être distingués :

Faciès F5-a : les gypses fibreux

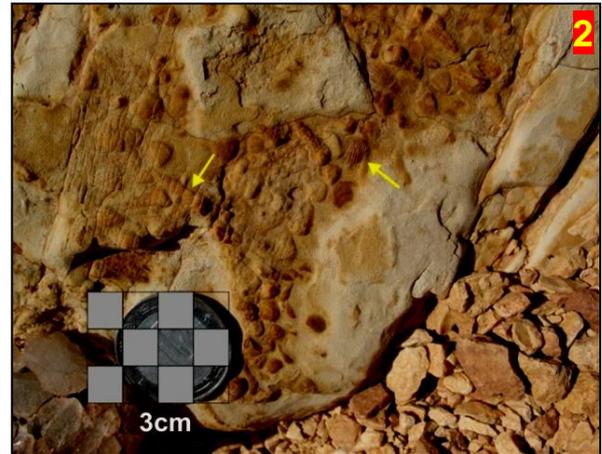
Ce sous-faciès est matérialisé par des bancs de gypse fibreux discontinus, blanchâtres ou rosâtres et constituant des alternances centimétriques avec des interlits marneux verdâtres ou argileux rouges. L'ensemble s'organise en séquences positives marnes-gypses correspondant aux premiers émissaires d'une inondation marine. Dans certaines coupes, la fréquence des niveaux de gypse est liée soit à un bilan hydrique négatif dû à un apport faible d'eau douce sous forme de précipitations et rareté des cours d'eaux, soit à des inondations marines supratidales répétées.



Illustration photographique présentant des strates de gypses fibreux ("F5-a") en alternance avec des marnes gypsifères (coupe de Berridel, "unité 1-C").

Faciès F5-b : les gypses en nodules

Ce sous-faciès consiste en fragments de gypses sphériques, de diamètre inférieur à dix centimètres et qui se trouvent emballés dans certains bancs calcaires marneux (*photo. 1*) qui se trouvent au sommet de la Formation des "Marnes à gypse inférieures" dans le secteur de Boukaïs. Le toit des niveaux calcaréo-marneux à nodules gypseux, est le plus souvent matérialisé par un placage de gastéropodes et bivalves ferrugineux et de petite taille (*photo. 2*).



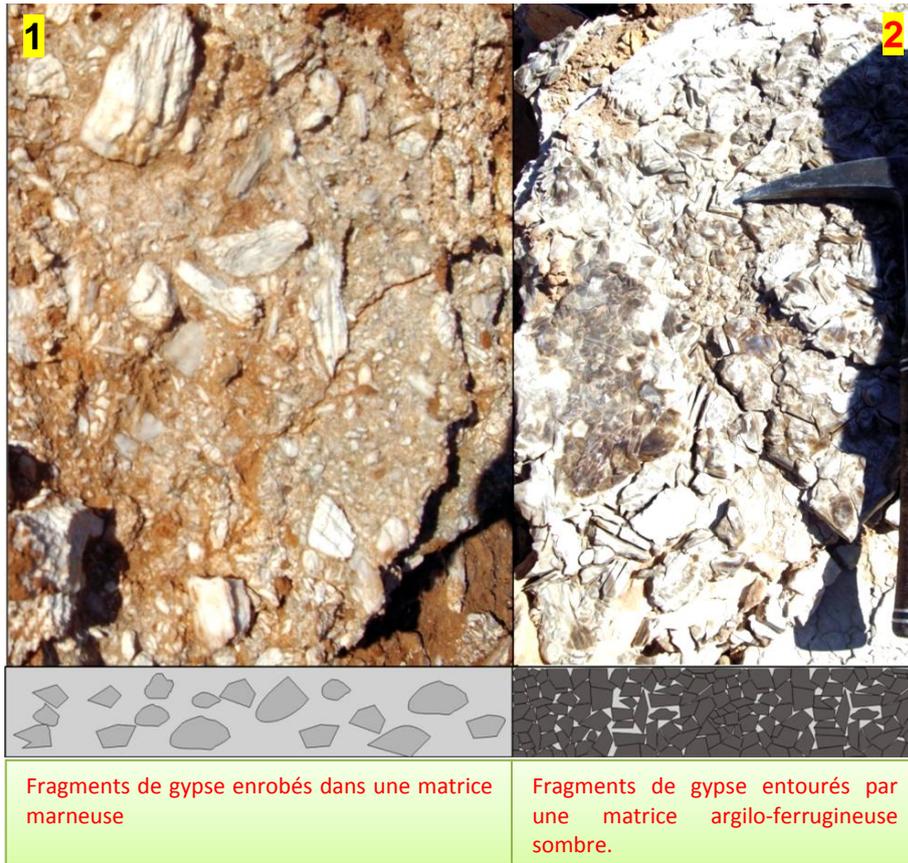
Illustrations photographiques présentant (1) des nodules gypseux (flèches noires) emballés dans un faciès calcaréo-marneux beige et (2) un placage de faune de petite taille et pyriteuse à la surface supérieure de la roche encaissante (coupe de Berridel, "unité 1-D").

Les nodules sont antérieurs ou contemporains de la consolidation de la roche, car ils ne sont pas déformés et n'ont pas déformé la roche encaissante, il s'agit probablement de nodules de gypse formés *in-situ*. À l'instar d'une tendance vers des faunes naines, cette concentration de sulfates évoque un milieu confiné. Un phénomène similaire (nodules sulfatés et faune pyriteuse) a été décrit par Collignon *et al.* (1970) à la limite Turonien-Coniacien. Ce phénomène s'est produit au cours d'une phase de progradation décryptée au niveau de la coupe d'Ain El Hajdar au Sud de Tademaït. Il a été interprété comme un dépôt à milieu confiné de type golf demi-fermé. La précipitation du gypse au sein de boues carbonatées, évoque également les dépôts de sebkhas côtières du Golfe persique (Cubaynes *et al.*, 1989). Mamet et Préat (2005) attribuent, aussi, des nodules isolés de sulfates dans les calcaires viséens d'Avesnois, au Nord de la France, à un milieu supratidal à tendance évaporitique.

Faciès F5-c : les brèches gypsifères

Ce type d'évaporite est composé de fragments centimétriques de gypses, anguleux à subanguleux (*photo. 1*), blanchâtres ou sombres, qui forment localement une texture semblable au gypsarénite de Paz et Rossetti (2006). Les clastes sont entourés le plus souvent par une lisière foncée, continue ou discontinue, constituée d'un mélange d'argile et d'oxydes de fer (*photo. 2*).

Le niveau extrêmement bas de saumure avec l'exposition subaérienne a eu comme conséquence la rupture de gypse due à la dessiccation, un processus qui a donné la bréchification *in-situ* du gypse et finalement le gypsarénite (Sanz-Rubio *et al.*, 1999 ; Schreiber et El Tabakh, 2000). La présence d'une matrice entourant les clastes est attribuée, l'un ou l'autre, à l'infiltration mécanique des écoulements ou à l'adhérence de résidus sur les surfaces des clastes pendant le remaniement.



Présentation photographique montrant des brèches gypsifères dans la coupe de Menaguir Louala "B" (" unité 1-C").

Faciès F5-d : les gypses laminés (ou varvés)

Ce sous-faciès est formé d'une récurrence millimétrique de lamines gypseuses sombres avec d'autres lamines claires. Cette alternance, d'échelle millimétrique, est fréquemment observée dans les bassins salés modernes et anciens (Warren, 1982a et b, 1999 ; Geisler-Cussey, 1986). Leur mode de dépôt implique l'hypothèse des fluctuations de salinité et du niveau d'eau à court terme, annuelles ou saisonnées (Keer et Thompson, 1963; Southgate, 1982 ; Warren, 1999 ; Kirkland, 2003 ; Paz et Rossetti, 2006). Ainsi, les lamines plus claires sont attribuées à la croissance des cristaux gypseux liés à la saison sèche, qui se déroule en périodes d'émersion certaine, et à l'homogénéisation de la colonne des saumures, tandis que les lamines foncées sont des cristaux de gypse enrichis par des inclusions floconneuses, probablement à matière organique et peuvent être rapportées à la saison humide, qui a lieu en périodes de descente des eaux souterraines.

Il s'agit d'une cyclicité à valeur stratigraphique semblable à celle des varves dans les lacs méromictiques, ce sont des lacs à eau permanente, stratifiée et qui par conséquent ne circule pas complètement dans tout le bassin et à tout moment au cours de l'année, et des lacs périglaciaux du Pléistocène-Holocènes (Anderson *et al.*, 1985 ; Björck *et al.*, 1995). Cette cyclicité peut être assimilée également aux alternances millimétriques observées dans les sélénites de Badenian (Kreutz, 1925 ; Petrichenko *et al.*, 1997).

Il est à noter que les niveaux de gypses varvés présentent une continuité latérale, Est-Ouest d'ordre kilométrique, mais n'affleurent pas dans la partie méridionale du bassin créacé de Guir.

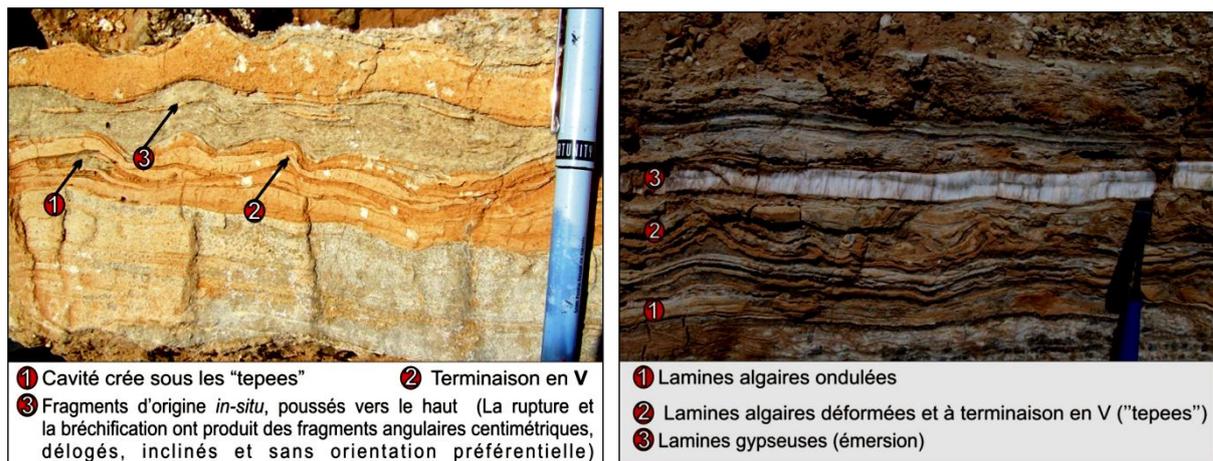


Illustration photographique présentant une alternance de lamines gypseuses claires avec d'autres plus sombres dans la coupe de Menaguir Louala "A" ("unité 1-C").

Faciès F5-e : les gypses à lamines algaires

C'est une roche gypso-carbonatée déposée en strates centimétriques à lamines stromatolithiques continues, en structures planaires, ondulées ou en dômes. Ces stromatolithes sont intercalées par de fines lamines gypseuses et peuvent évoluer en "*tepees*" (ou "*tipis*"). Ce sous-faciès représente des événements de dépôt spécifiques liés au développement et à la gypsification des tapis microbiens sur un substrat semi-émergé qui semble être une cuvette de faible profondeur. Il indique des fluctuations périodiques dans la salinité : les chutes de salinité favorisent le développement des communautés microbiennes benthiques (cyanobactérie), tandis que les élévations de salinité ont mené à la gypsification des tapis algaires accrus (Babel, 1996, 1999 et 2000). Ces fluctuations de salinité sont liées soit à des conditions atmosphériques (précipitation et aridité), soit à une alternance de conditions d'émersion et d'inondation (dynamique tidale) sur les surfaces sédimentaires coincées entre l'intertidal haut et le supratidal.

Des niveaux similaires au sous-faciès "F5-e" ont été décrits par plusieurs auteurs dans les séries salifères et carbonatées récentes ou anciennes : dans les zones actuelles des "*tidal flats*" en Abu Dhabi et Sri Lanka (Kendall et Skipwith, 1968 ; Gunatilaka, 1975) ; dans les marais salants actuelles de l'Australie (Logan, 1987) ; dans les bassins évaporitiques actuels de la Bulgarie (Trashliev, 1969) et à la limite Trias-Lias de la Chaîne ibérique (Orti et Salvany, 2004). Pareil à notre bassin d'étude, selon Hoffman (1967), de tels niveaux gypsifères à tapis microbiens continus peuvent se développer sur plus de cent kilomètres de distance dans les sebkhas côtières modernes.



Illustrations photographiques présentant une alternance gypso-carbonatée à lamines algaires déformées (Secteur de Boukaïs, "unité 1-C"). Les laminations cryptoalgaires ondulées et les structures en tepees indiquent des rétrécissements liés à l'émersion et plaident en faveur d'un milieu en bordure du domaine maritime dans une zone temporairement émergée, sans doute sous un climat chaud et aride (Assereto et Kendall, 1977 ; Purser, 1980 ; Algouti *et al.*, 1999 ; Ciszak *et al.*, 1999).

Faciès F6 : les dolomies argileuses

Il n'est présent qu'au sein de la première formation, ce faciès est agencé en strates dolomitico-argileuses centimétriques, de faible extension latérale et de couleur beige, verdâtre ou jaunâtre. Certains niveaux peuvent renfermer des os de vertébrés indéterminés et montrent localement des litages obliques anguleux. Ils peuvent contenir, aussi, une certaine proportion de quartz détritique, généralement anguleux et peu sphérique, mesurant environ 0.1mm (sable fin). La surface sommitale des couches présente généralement des critères d'émersion représentés essentiellement par des polygones et brèches de dessiccation (*photo. 1 et 2*).

D'autres surfaces offrent des pistes en U attribuées à des *Rhizocorallium et Catenichnus*, des rides de courant (*photo. 3*) et des enduits ferrugineux qui semblent témoigner de courts arrêts de sédimentation. Au sein de ce faciès, on peut observer également une structure vacuolaire ("*chicken wire*"), due probablement à la dissolution des nodules de gypse ou de fossiles tels que les lamellibranches. Les dolomies à "*chicken wire*" ont été interprétées par certains auteurs comme un paléosol dolomitique (Hamon, 2001).

D'autres bancs dolomitico-argileux minces sont recouverts par des fentes de synérèse de "type G" (Pratt, 1998). Ces dernières (*photo. 4*) sont souvent confondues avec le phénomène de dessiccation subaérienne. Elles correspondent à des fentes formées en faible profondeur, à l'interface eau-sédiment lors d'un rétrécissement instantané de la boue (Pratt, 1998), due à un changement de salinité (Plummer et Gostin, 1981). Elles ont été interprétées également comme des sismites (Seilacher, 1984 et Pratt, 1994) ou comme le produit de déshydratation des lits dolomitico-argileux, lors d'une sédimentation rapide de la couche sus-jacente (Kidder, 1990). Cependant, la présence de grains de quartz anguleux implique un dépôt contemporain d'épisodes érosifs.



Illustrations photographiques présentent le sommet de certains bancs dolomitico-argileux à polygones de dessiccation (1, coupe du poste de Ben Zireg, "unité 1-C" ; 2, coupe de château d'eau, "unité 1-C") et rides de courant (3, coupe de Oued Messoueur, "unité 1-C").

Généralement, les dolomies caractérisent la zone supratidale lorsqu'elles présentent des structures d'émersion (fenestraes, polygones de dessiccation et brèches de dissolution) ou la partie supérieure de la zone intertidale lorsqu'apparaissent des rides de courant ou des laminations d'origine algaire. Cependant, dans notre bassin d'étude, l'aspect lenticulaire et l'épaisseur relativement mince des couches du faciès "F 6", sont les preuves qu'il s'agit plutôt de témoins de petites dépressions dans le domaine supratidal (sebkha), qui ont fonctionné probablement comme des "pièges à vases dolomitiques".



Présentation photographique et schématique montrant des fentes de synérèse de "type G" (Pratt, 1998) au sommet d'un banc dolomitico-argileux (coupe du château d'eau, "unité 1-C").

Faciès F7 : les dolomies à structures fenestraes

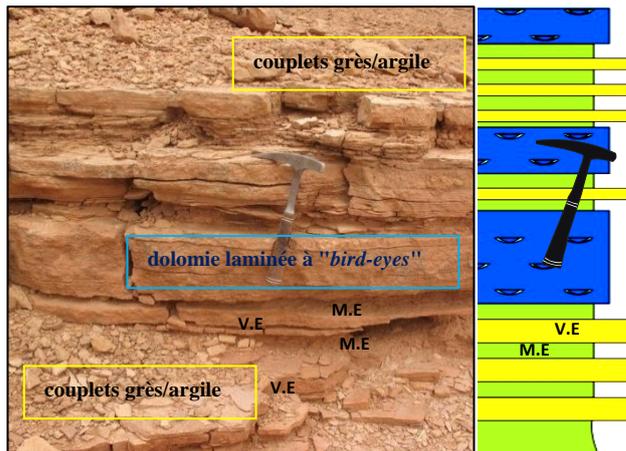
Il représente un sédiment azoïque, agencé en bancs centimétriques, bien continus latéralement et présentant des laminations fines. Ces dernières sont souvent parallèles entre elles et correspondent à une alternance de lits moins clairs constitués de mudstone dolomitique avec des lits très clairs et plus cristallins correspondant à des petites lentilles planes ou ovoïdes, à densité variable, micrométriques à millimétriques et remplies de dolomie sparitique ou microsparitique. Il s'agit d'une structure de type "*bird-eyes*" ou "*fenestraes laminées*" au sens de Purser (1980), qui peut être d'origine multiple : piégeage de gouttes d'eau dans un gel de boue carbonatée, présence d'algues, piégeage de bulles de gaz liées à l'activité organique (Illing, 1954 ; Scholle *et al.*, 1983 ; Tucker et Wright, 1990), désagrégation de tapis algaires (Grover et Read, 1978) ou rétraction des boues carbonatées pendant la lithification et au moment de son émergence précoce (Shinn, 1968). Dans le présent faciès, les structures fenestraes sont généralement associées à des laminations algaires ("*algal mat*"), ce qui tendrait à corroborer l'hypothèse d'une origine liée à l'activité organique.



Vue de détail présentant le faciès "F7" dans la coupe de Berridel ("unité 1-B"). Notons la mise en relief, par une altération différentielle, d'une alternance de lamines claires (microsparitiques ou sparitiques à "*bird-eyes*") avec d'autres lamines moins claires (micritiques). Cette alternance se rapproche également du faciès "Ib" ("*fenestrallaminite*") de Machel et Hunter (1994).

En règle générale, les "*bird-eyes*" sont considérés comme caractéristiques de la zone intertidale supérieure à supratidale (Shinn, 1968 ; Le Metour, 1987 ; Hamon, 2004). Cependant, l'absence de fentes de dessiccation, de terriers ouverts et de pseudomorphoses d'anhydrite typiques de milieu supratidal, permet de placer le faciès "F7" dans la partie supérieure de la zone intertidale soumise à des émergences temporaires. On peut supposer également que le dépôt de ces strates à "*bird-eyes*", s'est effectué dans des chenaux intertidaux.

L'examen microscopique des lames minces montre aussi que les lamines à structures fenestraes s'alternent parfois avec d'autres litages à détritiques fins déposés probablement par des flots de fortes marées de vives eaux. Cette dynamique tidale est attestée par les fines alternances argiles-silts rythmiques qui précèdent, dans certains endroits, le dépôt du faciès "F7" et qui pourraient être interprétées comme des tidalites. L'absence de bioturbation indique normalement un milieu peu propice à l'endofaune.



Vue et coupe présentant une alternance grès/argiles ("tidal-flat") intercalée par des dalles dolomitiques inter-supratidales à fenestras laminées. Les couplets indiquent une périodicité entre des marées de vives-eaux (*springtides*) et de mortes-eaux (*neaptides*), en régime d'accrétion verticale (coupe de Berridel, "unité 1-B").

Faciès F8 : les dolomies en plaquettes

Il se présente sous la forme d'un faciès à couleur beige ou jaunâtre, le plus souvent azoïque, sans structures sédimentaires et à débit en plaquettes. Ces micrites/microsparites ou dolomicrites/dolomicrosparites à dolosparites, avec présence parfois de traces de pseudomorphoses de gypse, alternent fréquemment avec des marnes verdâtres d'origine sebkhaïque. Par analogie avec les environnements modernes du Golfe persique, ce type de faciès caractérise des milieux supratidaux à environnements côtiers en climat aride, les Sebka. La dolomitisation indique également un échange faible de l'eau avec la mer ouvert et une élévation concomitante de salinité (Sass et Bein, 1982).

Faciès F9 : les dolomies à brèches multicolores

Des niveaux de brèches multicolores apparaissent à deux reprises sur la coupe de Oued Kaloume. Ces brèches sont d'épaisseur limitée à une vingtaine de centimètres, latéralement discontinues et sont essentiellement composées de lithoclastes polygéniques, anguleux ou arrondis, de taille et de couleur (noir, beige, brun) variables. La matrice est une lithobiomicrite (wackestone/packstone) partiellement dolomitisée. Les brèches multicolores sont interprétées comme des dépôts de tempête et indiquent la proximité de terres émergées (Strasser et Davaud, 1983).

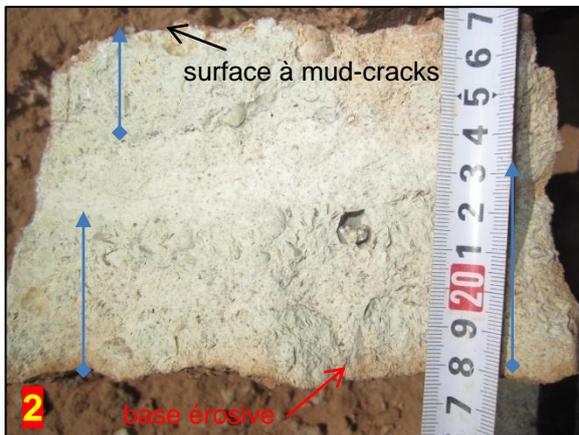
Faciès F10 : les calcaires à faune de gastéropodes et de bivalves

Ce faciès se trouve généralement sous forme de dalles calcaires décimétriques (0.40 à 0.90 m) intercalées dans les marnes gypsifères verdâtres de la première formation.

A l'exception d'une dalle repère bien continue latéralement, les autres se concentrent surtout au Nord du bassin du Guir. Elles sont formées de niveaux wackestones-packstones bioclastiques, parfois à tendance lumachellique et non bioturbées. Les bioclastes, qui présentent une légère granodécroissance, sont en majorité des débris de *Gyrodes* sp. ou de *Costagyra olisiponensis* associés à d'autres moules internes de bivalves indéterminés. De nombreux grains de quartz peuvent être également dispersés au sein de certaines lames minces. Ils ont une taille moyenne de 0.1mm, ce qui les place dans la classe des sables fins et présentent une sphéricité et un arrondi faible. À ces niveaux calcaires bioclastiques sont

associés également des marqueurs d'émersion momentanée tels que les structures fenestraes, bréchification, polygones et microfentes de dessiccation.

La dalle d'extension régionale présente des ondulations en mamelon, un litage oblique et une base érosive, comme en témoignent les sillons d'érosion sur le toit de certains bancs (*photo. 2*). Ces sillons montrent un fond courbé dont la longueur d'onde est de 10 à 20 cm pour une amplitude de 2 à 4 cm. La partie sommitale du dernier banc est marquée par une surface irrégulière parsemée de granules de fer.



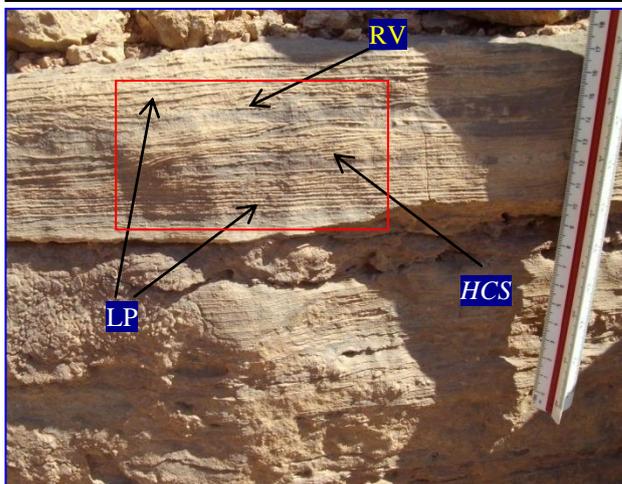
1- Vue panoramique (coupe de Menaguir Louala A, "unité 1-C") présentant une dalle calcaire lumachellique (flèche) à bivalves et gastéropodes monospécifiques (faciès "F10") intercalée dans des marnes gypsifères verdâtres (faciès "F4"); 2- Vue de détail de la dalle précédente présentant une séquence type des tempêtes du domaine inter-supratidal, avec une base érosive, concentration irrégulière de faune et une surface d'émersion au sommet du banc ; 3- Polygones de dessiccation au sommet du niveau précédent ; 4- Dalle calcaire à *Gyrodes* sp. (coupe de Berridel, "unité 1-C") ; 5- Dalle calcaire de tempêtes à gastéropodes monospécifiques (coupe de Oued Messoueur, "unité 1-C"). Notons la géométrie chenalissante des lits calcaires et la présence des rides d'oscillation symétriques au toit des couches de tempêtes.

Sans aucun doute, les niveaux carbonatés, intercalés au milieu des marnes gypsifères, caractérisés par des valeurs constantes d'épaisseur et une régularité de faciès remarquables, n'ont pu se former que dans un paysage extraordinairement plat. Les caractères sédimentologiques et l'épaisseur réduite de ces niveaux coquillers suggèrent également des marées exceptionnelles ou des incursions marines brutales et de faible durée. Ils s'accordent avec des dépôts de tempêtes de milieu à hydrodynamisme plus modérée que celui des dépôts à litages obliques en mamelons et à base érosive du domaine d'"offshore" supérieur (Spéché et Brenner, 1979 ; Guillocheau, 1991 ; Lavoie, 1995).

Par ailleurs, les structures particulières en mamelons observées au toit de certains bancs sont tantôt comme des figures liées à une compaction différentielle (Mouterde, 1953 et Rat, 1972) tantôt comme des phénomènes d'érosion et de dépôt liés aux courants induits par les tempêtes (Mettraux et Guillocheau, 1993). La présence de grains de quartz témoigne d'arrivées externes ou de remaniement interne des apports détritiques fins. Les associations des faunes monospécifiques peuvent également expliquer des conditions restreintes, telles que celles d'un milieu à haute salinité, généralement supratidal.

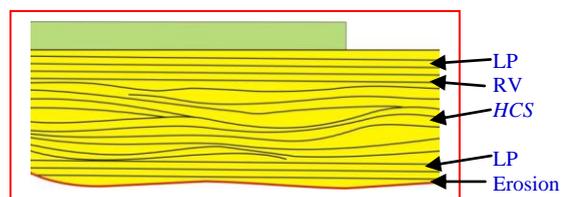
Faciès F11 : les calcaires à laminites mécaniques

Il s'agit de calcaires dolomités ou de dolomies calcaires qui se caractérisent par la présence de laminations millimétriques planes ou organisées en faisceaux qui s'entrecroisent localement pour former des laminations entrecroisées en mamelons (*HCS*). Les bancs d'épaisseur souvent réduite (0,10 à 0,40 m), correspondent à des micrites/microsparites ou à des dolomicrites/dolosparites à rares pellets ou à gravelles et "*bird's eyes*". Le sommet des bancs montre parfois des "*mud-cracks*", et les laminites subissent le plus souvent le phénomène de bréchification et de dolomitisation.



1- Couche tempestite (F11) intercalée dans des marnes verdâtres supratidales (F4).

2- Détail de la couche de tempête, ci-dessus, à structure interne d'*HCS* en accrétion latérale et intercalée dans la lamination planaire (LP) ou entrecroisée à angle faible. Le toit des *HCS* est remodelé par les vagues (RV) de fin de tempête.



Ce faciès à laminites mécaniques semble se développer en domaine supratidal et témoigne des inondations périodiques pendant les phases de tempêtes ou des grandes marées. Les indices de lithification précoce telles que la bréchification et les polygones de dessiccation, se trouvant dans ce faciès, confirment cette interprétation.

Faciès F12 : les calcaires stromatolithiques

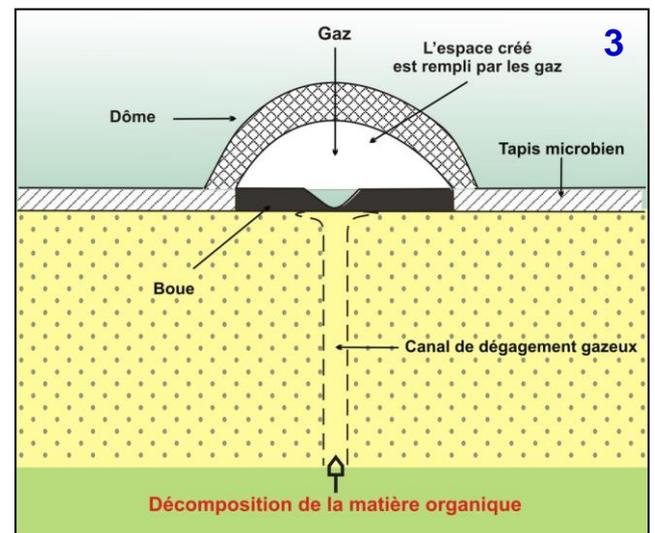
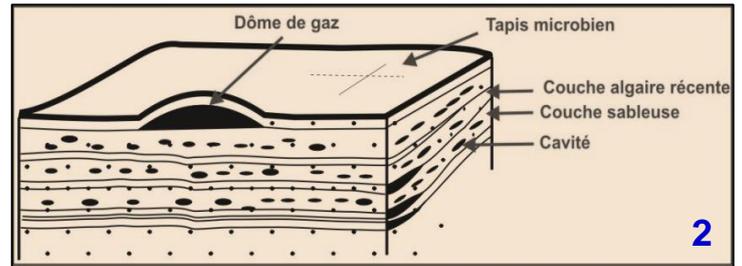
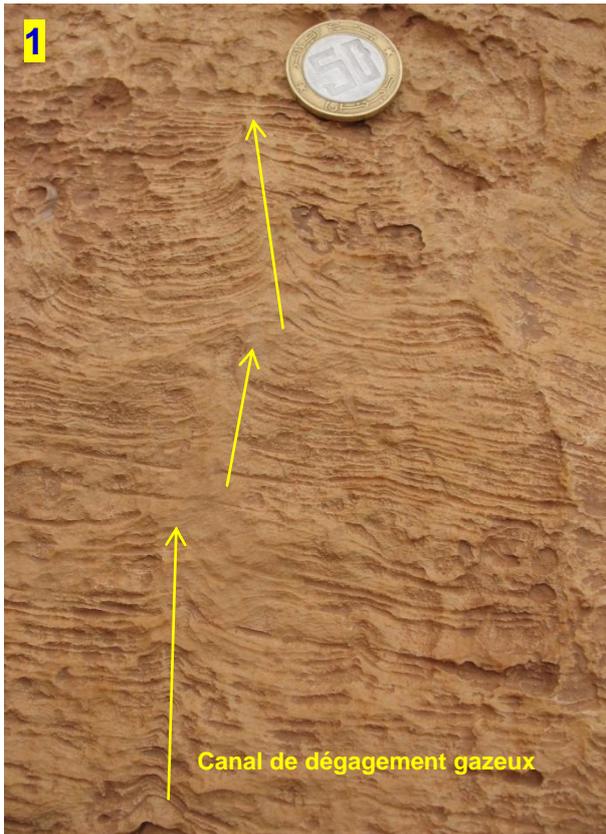
Conforme au SMF 20 de Wilson (1975), ce faciès consiste en niveaux centimétriques à métriques de calcaires dolomités, dont le microfaciès peut correspondre à une peldolomicrite ou peldolomicrosparite de texture mudstone à wackestone, à rares débris de bioclastes et à lamines millimétriques en disposition parallèle. Ces dernières ne sont pas régulières et traduisant différents types d'organisation. Elles sont planes, onduleuses, convolutées, en dômes ou concentriques (Pl. X).

Ces lamines évoquent l'activité des cyanobactéries vivant en communautés complexes et interprétées, de manière similaire à la lamination cryptoalgale actuelle (Golfe parisien, persique et des Bahamas), comme des tapis algaires stromatolithiques caractéristiques de la zone coincée entre l'intertidal haut et le supratidal (Logan *et al.*, 1964 ; Laporte, 1967 ; Bathurst, 1971 ; Ginsburg, 1975 ; Purser, 1980 ; Collinson et Thompson, 1982 ; Shinn, 1983 ; James, 1984a-b ; Scholle *et al.*, 1983 ; Chaodumrong et Rao, 1992). Ces lamines stromatolithiques ont été interprétées, par certains auteurs, comme des cycles séquentiels d'échelle centimétrique d'émersion-inondation qui traduisent le va-et-vient des marées (Colombié, 2000). Elles attestent également un taux de productivité carbonatée élevé par colonisation du milieu par une sédimentation cryptoalgale et d'une réduction de l'espace disponible. Donc, en raison de l'épaisseur importante de ce faciès biosédimentaire (jusqu'à 3 m) dans la série étudiée, on peut supposer que la productivité carbonatée était constamment en équilibre avec la subsidence, puisque de très faibles variations de l'un ou l'autre de ces deux paramètres peuvent se traduire par des variations relativement marquées du type de dépôt (Préat, 1984).

Les plissements des lamines stromatolithiques peuvent être reliés au dégagement des gaz distribués dans les couverts algaires (Häntzschel, 1941 ; Gerdes *et al.*, 1993 et 2000 ; Noffke *et al.*, 1996, PL. X, fig. 1, 2 et 3), comparables à ceux qui se manifestent actuellement dans les zones de balancement des marées de la Mer du Nord, où Goemann (1939) remarque des dômes remplis du méthane, et presque chaque dôme individuel s'est relié à un petit canal visible dans le substrat. Les gaz dus à la décomposition de la matière organique s'écoulent à travers les canaux menés dans la couche basale, tout en créant des dômes. La figure 3 (Pl. X) montre le modèle de formation des dômes gazeux proposé par Pratt (2002). Ce phénomène est semblable à celui de la formation de certaines structures fenestraes des environnements carbonatés récents et fossiles (Black, 1933 ; Dunham 1962 ; Tebutt *et al.*, 1965).

La structure concentrique des lamines stromatolithiques documentées est liée vraisemblablement au dégagement des gaz emprisonnés dans la boue carbonatée (Pl. X, fig. 5 et 6). Un phénomène comparable s'observe actuellement dans les eaux peu profondes de "*Bretagne salterns*", dont la structuration concentrique des tapis algaires commence par la

PLANCHE. X



1- Lamines stromatolithiques plissotées (coupe de Menaguir Louala "C").

2- Présentation schématique du modèle de biostabilisation d'un sédiment par des cyanobactéries benthiques (Noffke *et al.*, 2001): Une couche algale scelle le sédiment et les gaz intrasédimentaires deviennent enfermés. La pression de gaz augmente et produit des cavités creuses dans les sédiments.

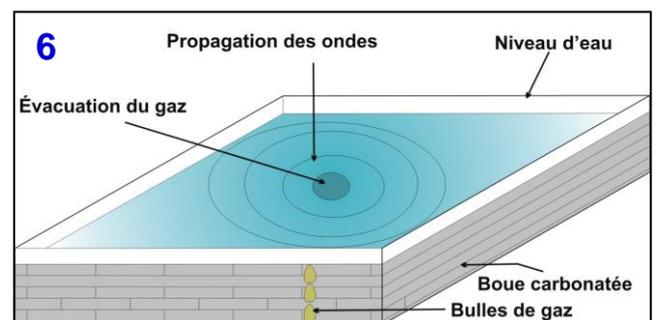
3- Modèle de création d'un dôme microbien à partir d'un canal de dégagement gazeux (Pratt, 2002).

4- Lamines stromatolithiques parallèles (coupe de Berridel).



5- Lamines stromatolithiques concentriques (coupe de Berridel).

6- Modèle de création des rides microbiennes concentriques (Pratt, 2002).



sortie des gaz, à partir des sédiments boueux plus profonds qui forment le substrat, vers la surface, ce qui cause la propagation concentrique de vagues dans l'eau et enfin la création des ondulations concentriques et millimétriques sur la surface boueuse molle. Les études expérimentales de Schäfer (1954) prouvent également le dégagement des gaz emprisonnés dans les sédiments boueux plus profonds vers la surface et la création des formes semblables aux structures concentriques des niveaux stromatolithiques de la région de Béchar.

Faciès F13 : les calcaires à structures en "tepees"

C'est un faciès calcaire à laminations algaires qui apparaissent comme des plis brisés, en tente indienne ou en "V" inversé et qui peuvent être interprétées comme des tepees, terme introduit pour la première fois par Adams et Frenzel (1950). L'examen microscopique de ce faciès a permis de discerner également des vides de formes irrégulières, à planchers subhorizontaux et sommet très digités, de taille millimétrique et cimentées par de la calcite sparitique. Ces structures microscopiques sont interprétées comme des fenestraes.

Les "tepees" sont le produit d'une lithification synsédimentaire de sédiments carbonatés soumis à une exposition subaérienne et sont communes dans les successions carbonatées de "tidal-flat" et des côtes arides (Inden et Moore, 1983 ; Tucker et Wright, 1990 ; Pratt *et al.*, 1992). Cette attribution a été soutenue par des modèles modernes analogues (Davies, 1970 ; Evamy, 1973 ; Warren, 1982 ; Ferguson *et al.*, 1982 ; Handford *et al.*, 1984).



Illustration photographique montre des calcaires stromatolithiques évoluant en structure en "tepees" dans la coupe de Menaguir Louala "B" ("unité 2-B").

- 1 – tepees
- 2 – lamines stromatolithiques en dôme.

Pour certains bassins salifères et carbonatés, d'autres auteurs attribuent l'origine des tepees, à des fluctuations saisonnières du niveau d'eau qui cause la dilatation, la contraction et l'effondrement alternatifs de la surface des boues carbonatées (Warren, 1982 et 1983). Cependant, Pratt (2002) attribue leur genèse à un événement de courte durée telle qu'une secousse séismique synsédimentaire dans la zone intertidale peu profonde (fig. 45).

Compte tenu de la forme, de nombreux fenestraes de ce faciès ont pour origine, soit la décomposition de tissus algaires, qui peuvent être des fenestraes de "moulage au sens de Mamet, (1976), soit des vides créés à l'intérieur des tapis algaires par des phénomènes de

reprise de croissance interne (Monty, 1976). L'existence de ces fenestras implique une cimentation précoce, qui les préserve de la compaction (Shinn, 1983a).

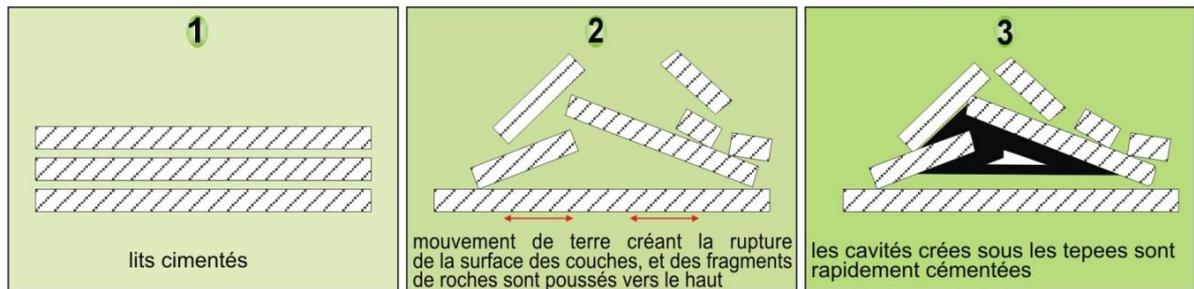


Fig. 45 : Mécanisme de formation des tepees par des mouvements synsédimentaires liés à un tremblement de terre, selon Pratt (2002).

Faciès F14 : les marno-calcaires à huîtres ostréidés

Ce faciès caractérise la partie basale de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", dans certaines coupes qui affleurent sur les bordures sud-est du bassin crétaé du Guir (Kénadsa, El Hdeb et Ben Zireg). Il correspond à des niveaux marneux blanchâtres (*photo. 1*) ou calcaires marneux (*photo. 2*) beiges à grisâtres, d'épaisseur centimétrique et très riches en huîtres exogyres associés à d'autres formes benthiques telles que des échinides, des bivalves et des gastéropodes. Les exogyres se présentent dans la majeure partie des cas en bancs lumachelliques issus d'enfouissements rapides et catastrophiques, qui peuvent être les "*census assemblages*" selon Cadée (1982), leurs assemblages sont assez bien préservés et donc ne sont que peu ou pas affectés par la condensation, appelés "*time-averaging*" assemblages" selon Kidwell et Bosence (1991).



Illustrations photographiques présentant (1) des marnes (coupe de Kénadsa, "unité 2-A") et (2) des calcaires marneux (coupe de Oued Kaloume, "unité 2-A") riche en faune d'exogyres.

Des niveaux similaires ont été signalés au Maroc (Andreu, 1989), en Jordanie (Schulze *et al.*, 2003a-b et 2004) et en Égypte (Bauer *et al.*, 2003 ; Gertsch *et al.*, 2008). Ils ont été interprétés comme des dépôts dans un environnement subtidal peu profond, à salinité normale et assez riche en nutriments. Il s'agit de milieux eutrophes.

De plus, selon Dhondt et al (1999) et Videt et Néraudeau (2003), les exogyres du Cénomaniens supérieur sont des éléments quasi cosmopolites et sont typiques des dépôts téthysiens peu profonds.

Faciès F15 : les calcaires noduleux

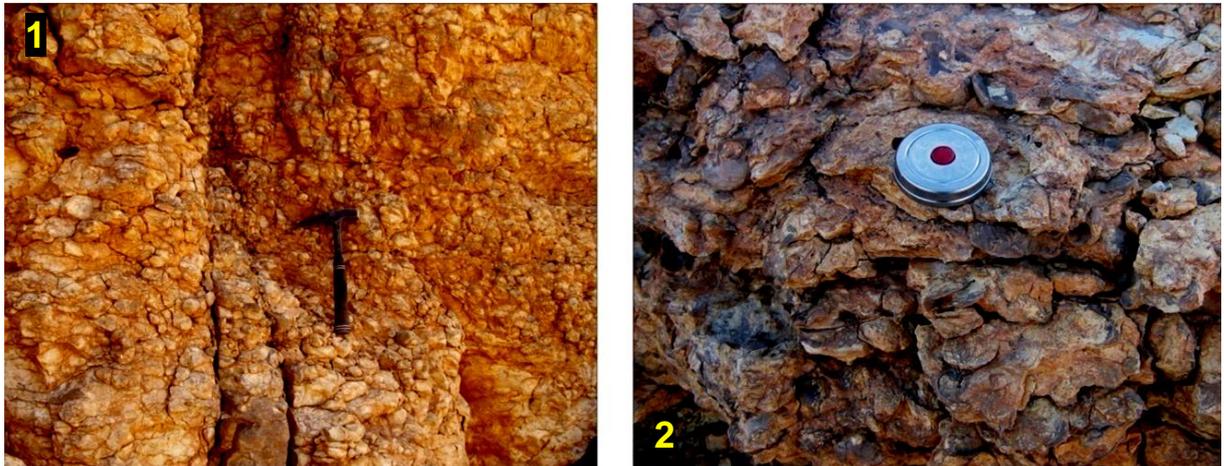
Ces calcaires se présentent exclusivement à la base de la deuxième formation ("unité 2-A"), sous forme de bancs calcaires beiges ou grisâtres et à débit noduleux conférant à l'affleurement l'aspect d'un pseudo-conglomérat. Les nodules sont irréguliers, pas toujours très bien définis mais lorsqu'ils sont nets, ils apparaissent relativement dispersés au sein de la matrice calcaire ou calcaréo-marneuse. Généralement, ces nodules centimétriques sont disposés selon la stratification et peuvent, parfois, être coalescents tout en formant des niveaux calcaires irréguliers.

Ce faciès constitue des empilements décimétriques, continus et ne montrant pas de variation sédimentologiques ni de limites entre les bancs. Il contient un large spectre de fossiles représentés par d'abondants foraminifères, des ostracodes, plusieurs exemplaires de *Neolobites vibrayanus*, d'*Angulithes* sp., d'*Eutrephocera* sp., de bivalves (Arcidae, Cardiidae, Gryphaeidae, Laternulidae, Mytilidae, Pectinidae, Pholadomyidae, Plicatulidae et Tellinidae), de gastéropodes (Aporrhaidae, Campanilidae, Naticidae, Turritellidae et Tylostomidae), d'échinides (Cidaridae, Diplopodiidae, Hemiasteridae, Heterodiadematidae, Holecypidae et Pseudodiadematidae) et accessoirement par des restes de poissons (palais de pycnodontes) et des tubes de serpules.

Les bioclastes sont en majeure partie déterminables et ne sont pas ré-élaborés au sens de Fernández-López, 1991, mais sont parfois obliquement déformés. Cette déformation est liée probablement à une compaction d'enfouissement différentielle entre un sédiment calcaire non consolidé et des nodules cimentés pendant la diagenèse précoce (Abed et Schneider, 1980 ; Elmi, 1981 ; Elmi et Aneur, 1984 ; Forset *et al.*, 1999 ; Wiese et Schulze, 2005). La déformation des coquilles peut être reliée également à la nature des sédiments, car un contenu de CaCO₃ plus élevé serait favorable pour la conservation des coquilles, tandis que dans un milieu à charge détritique plus ou moins élevée, la dissolution de certaines coquilles (aragonite) doit être plus rapide que la lithification du sédiment encaissant, ce qui engendre des moules internes déformés voire rigoureusement comprimés à la suite de la compaction (Žitt *et al.*, 2003). Cependant, d'autres auteurs interprètent les structures noduleuses des faciès carbonatés comme le résultat de processus mécaniques post-sédimentaires (boudinage, compaction-striction, cisaillement, etc.).

Les dépôts de ce faciès (*Neolobites* bioevent de Cavin *et al.*, 2010) témoignent d'une transgression pelliculaire dans un milieu marin peu profond. L'abondance des gastéropodes et des bivalves, notamment les coquilles aplaties d'*Exogyra flabellatum* adaptée aux substrats meubles et résistant à l'enfouissement infralittoral (Callapez, 2008), suggère un milieu de dépôt calme à fonds boueux. Ce milieu est vraisemblablement à fond marin plat à faiblement penché, régi par une circulation ouverte, probablement de vasière infralittorale (Canérot *et al.*, 1982 ; Ettachfini et Andreu, 2004). L'abondance et la diversité de la faune indiquent

l'existence d'un milieu de dépôt à eau bien éclairée, déconfinée et excessivement riche en éléments nutritifs. Selon la classification de Bassant *et al.* (2005), l'association faunistique qui caractérise le faciès "F15" est de type "*ForaMol*" qui indique généralement un paléoclimat tempéré.



Illustrations photographiques présentant des calcaires à débit en nodules bien définis (1, coupe de Berridel, "unité 2-A") ou à limites floues (2, coupe de Sefissifa, "unité 2-A").

Faciès F16 : les calcaires bioturbés

Ce faciès est composé de bancs calcaires massifs, décimétriques à métriques, mudstones à wackestones, sans structures mécaniques internes, à débris d'exogyres et intensivement bioturbés. Le toit des bancs est peu ou pas ondulé et présente une bioturbation pratiquement monotypique et souvent bien concentrée.

La bioturbation est indiquée macroscopiquement par des différences de couleur (jaunâtre, grisâtre ou rougeâtre), de texture ou par de la dolomitisation différentielle. Leur remplissage interne est une dolomicrite fine, claire et contrastant avec la masse carbonatée encaissante (*photo. 1 et 2*). Les terriers individualisés montrent des contours nets, des formes bien définies et correspondent, la plupart du temps, à des *Thalassinoides*, auxquels s'ajoutent occasionnellement des traces de type *Planolites*, *Diplocraterion*, *Protovirgularia* ou *Scolicia*. Ces traces fossiles sont caractéristiques des fonds meubles ("*loose-ground*") et indiquent un ralentissement ou un arrêt de sédimentation. Elles témoignent également l'ichnofaciès *Cruziana*, dont la taille bien développée des terriers atteste le caractère suffisamment oxygéné du sédiment (ou du moins de sa partie la plus supérieure).

Dans l'intervalle documenté, l'abondance des *Thalassinoides* et la présence des exogyres dans le faciès "F16", atteste un dépôt dans un milieu marin médiolittoral à marginolittoral riche en nutriments, à salinité proche de la normale et bien oxygéné (Frey et Pemberton, 1984 ; Mathey *et al.*, 1991 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Sattler *et al.*, 2005).



Illustrations photographiques présentant des calcaires bioturbés par un réseau complexe de terriers du genre *Thalassinoides* :

1-Coupe de Sefissifa ("unité 2-B") ;

2-Coupe de Menaguir Louala "C" (partie sommitale de l'unité 2-D) ;

3-Coupe de Kénadsa ("unité 2-B").

Notons, la couleur différente (rouge ou jaune) des terriers par rapport à celle de l'encaissant (beige ou grisâtre). Il s'agit, en outre, une dolomitisation différentielle.

Faciès F17 : les calcaires bioclastiques

Ce sont des wackestones à abondants fossiles dont des exogyres et des gastéropodes qui flottent généralement dans une dolomie secondaire en cristaux rhomboédriques bruns ou zonés, à faces nettes et droits. Seules quelques plages restées non dolomitisées montrent de la microsparite. Les débris de macrofossiles sont associés le plus souvent à des algues et à des foraminifères. La pression-dissolution semble être très importante et se trouve affectée souvent au niveau de la matrice par la formation de stylolithes.

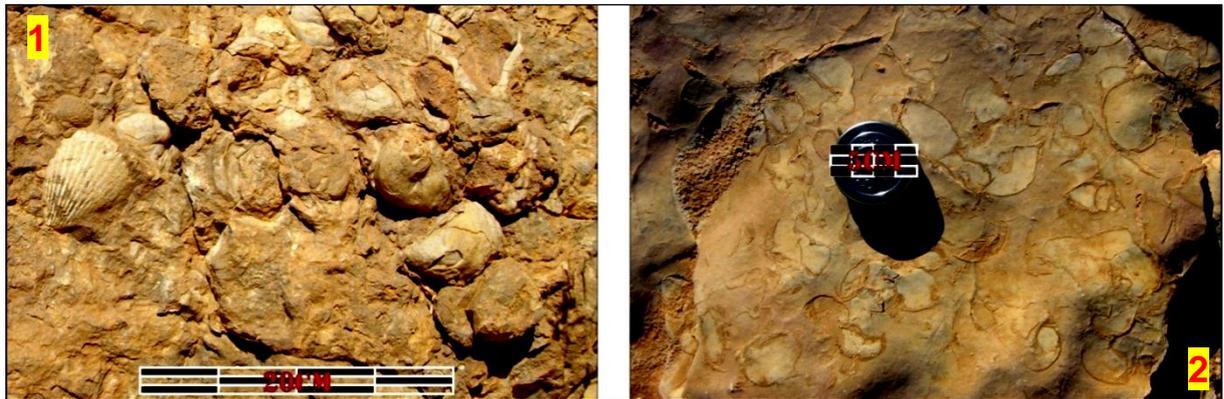
L'abondance et la diversité organique, ainsi que l'absence de figures d'exposition et de structures diagénétiques et sédimentaires des milieux confinés, suggèrent que ce faciès soit déposé sous des conditions hydrodynamiques à énergie modérément élevée, dans l'étage intertidal ouvert, en général à la partie proximale des plate-formes ou des rampes carbonatées.

Faciès F18 : les calcaires lumachelliques

Ce faciès se rencontre surtout dans la partie supérieure de la dalle cénomano-turonienne ; il correspond à un calcaire fossilifère à corpuscules variés formés essentiellement de lamellibranches, d'oursins et de gastéropodes. Il s'organise en strates lenticulaires, parfois dolomitiques, à base irrégulière et d'épaisseur centimétrique. Généralement, on constate un mélange de débris de coquilles désagrégées, témoignant d'une longue exposition aux courants

et de coquilles entières montrant un bon état de conservation. Les surfaces de contact avec les calcaires des autres faciès sont le plus souvent bien tranchées et parfois de type érosif. La matrice peut être localement presque absente, les organismes étant si nombreux qu'ils se trouvent en contact.

Le microfaciès présente parfois différents types de textures au sein d'un même échantillon. La texture peut être un grainstone ou packstone dont la matrice est micritique ou, généralement, microsparitique. Exceptionnellement, de petits grains de quartz (0.1mm) relativement arrondis peuvent être présents dans les lames minces. Ce faciès ne semble pas montrer de bioturbation.



Illustrations photographiques présentant des calcaires lumachelliques à Pectinidae et Gryphaeidae (1- coupe de Berridel, 2- coupe de Kénadsa).

Compte tenu du caractère textural grainstone ou packstone, l'aspect brisé de certains corpuscules, ainsi que la géométrie lenticulaire des strates, il semble que ces accumulations de calcaires bioclastiques à tendance lumachellique correspondent aux "*sedimentologic concentrations*" au sens de Kidwell *et al.* (1986). Elles traduisent une énergie hydrodynamique très élevée, responsable de transport et de resédimentation des débris (coquilles brisés). On peut attribuer ce rôle aux vagues de tempêtes en eaux peu profondes (intertidal à subtidal), selon Aigner (1982) ; Düringer (1984) ; Kidwell *et al.* (1986) ; Ruberti (1997) et Carannante *et al.* (2000).

Des niveaux semblables ont été également interprétés par Shinn (1983a) comme des dépôts de marées de vives-eaux ou de débordement de chenaux tidaux dans les zones intertidales supérieures à supratidales.

Faciès F19 : les calcaires à débris de rudistes

Ce faciès s'organise en strates calcaires pluricentimétriques (20 à 40 cm) renfermant soit des rudistes silicifiés (*Apricardia*, *Durania* et *Sauvagesia*), isolés et en position de vie (*photo. 1*), soit leurs fragments désarticulés, ou même déplacés (*photo. 2*) dans une matrice biomicritique dolomitisée à cristaux rhomboédriques de 0.1mm parfois zonés de bruns et mêlés à d'autres éléments bioclastiques dont l'état de conservation est variable. Il semble qu'il n'y ait pas de bioconstruction puisque ces débris de rudistes sont souvent remaniés dans

des petits chenaux. Ces débris ne forment pas des barrières hydrodynamiques, mais sont interprétés comme déposés dans des chenaux en zones peu profondes et à énergie hydrodynamique modérément élevée.



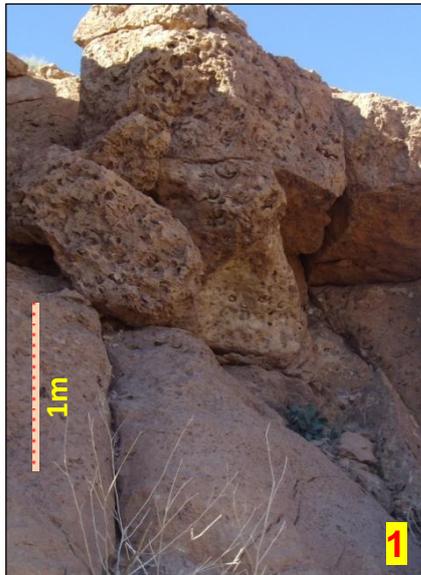
Illustrations photographiques des calcaires à rudistes silicifiés (1) isolés et en position de vie (coupe de Kénadsa, "unité 2-C") ou (2) fragmentés et resédimentés (coupe de Djebel Asfer, "unité 2-C").

Faciès F20 : les calcaires à caprinules

Ces calcaires se rassemblent en une barre calcaire massive (2 à 3m), en disposition générale stratiforme, à concentrations de moules internes de rudistes entiers qui peuvent former jusqu'à 80% du sédiment. L'état de conservation des organismes est généralement excellent, en particuliers au sommet des couches, où sont identifiés les *Caprinula* qui atteignent jusqu'à 20 cm de taille. Certains spécimens sont affectés par la dissolution ou sont complètement silicifiés. Entre les moules internes de rudistes, la texture est un mudstone ou wackestone et des foraminifères benthiques s'y observent. Ces derniers ne sont associés ni à des figures sédimentaires témoignant d'émersion, ni à des organismes qui peuvent signaler des milieux peu profonds soumis aux influences du large (barrière) tels que les madrépores.

Ce type de faciès semble correspondre à l'agglomération *in-situ* des rudistes nommée "*biogenic concentrations*" (Kidwell *et al.*, 1986 ; Ruberti, 1997 ; Carannante *et al.*, 2000). Il atteste des eaux chaudes, moins profondes et modérément agitées. L'absence de structures fenestraes ou de dessiccation semblerait indiquer que le milieu était continuellement sous eau. Il s'agit probablement de "*patches reef*", dont des faciès similaires ont été décrits dans le Crétacé du Moyen Orient et ont été considérés également comme des dépôts de plate-forme ("*mid-ramp*") à rudistes (Buchbinder *et al.*, 2000). Dans la plate-forme ouest du Portugal, Callapez (2008) décrit des faciès analogues comme des biohermes à *Caprinula*.

Les calcaires à caprinules sont abondamment représentés et forment un faciès caractéristique dans la corniche calcaire saharienne rapportée au Cénomano-Turonien (Collignon et Lefranc, 1974 ; Chikhi-Aouimeur, 2010).

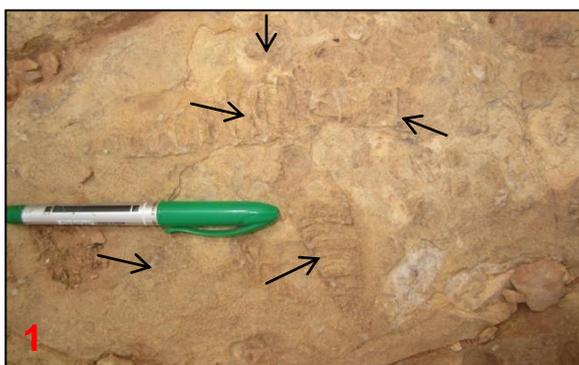


1- Barre calcaire à *Caprinula* affecté par la dissolution (coupe de Menaguir Louala "C", "unité 2-C"); 2- Valve courbe et silicifiée de *Caprinula* (coupe de Berridel, "unité 2-C"); 3- Moules internes de *Caprinula* de grande taille (coupe de Menaguir Louala "B", "unité 2-C").

Faciès F21 : les calcaires à nerineidés

Ce faciès caractérise la partie supérieure de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Macroscopiquement, il se dispose, partout, en bancs grisâtres, d'épaisseur centimétrique, bien continus latéralement et riche en *Nerinea* désorientés et de grande taille. L'examen microscopique de ce faciès montre qu'il s'agit d'une texture packstone à abondantes *Nerinea* (parfois de 60% à 70% de la lame) qui baignent dans une matrice micritique dolomitisée. Des foraminifères affectés par la dissolution ont été également observés dans certaines lames.

Dans les plate-formes classiques, les *Nerinea* fréquentent généralement la zone coincée entre l'arrière récif et le lagon (Nield et Tucker, 1985 ; Sirna et Mastroiannia, 1993). Selon Wilson (1975), le faciès packstone à gastéropode reflète un dépôt dans un environnement subtidal à intertidal inférieur. Cependant, dans l'intervalle documenté, l'abondance des *Nerinea* désorientés et la matrice micritique attestent un milieu de faible énergie hydrodynamique. Il s'agit d'un faciès mis en dépôt dans un environnement subtidal peu profond.



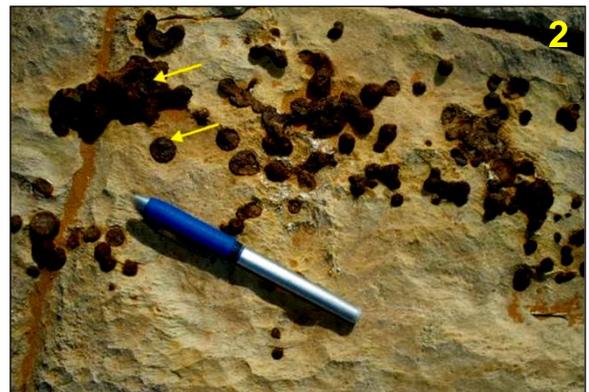
Présentations photographiques du faciès "F21". Notons, l'abondance des *Nerinea* (flèches) et leur état désorienté (1, Coupe de Menaguir Louala "C", "unité 2-C") et affecté par la dissolution (2, Coupe de Lahmar, "unité 2-C").

Faciès F22 : les calcaires micritiques lités

Il occupe la partie sommitale de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", ce faciès s'organise en dalles de calcaire dolomitisé de texture mudstone à wackestone, grisâtre, d'épaisseur centimétrique et en bonne continuité latérale. Souvent laminées, on note, dans ces dalles, la présence de rognons de silex et l'absence de la macrofaune. Ces niveaux micritiques peuvent être parfois interrompus par des lits coquilliers composés de mollusques silicifiés (nerineidés et exogyres). Dans la partie nord du bassin d'étude, la succession se poursuit par des bancs calcaires massifs à exogyres et *Thalassinoides*. Ces derniers se terminent le plus souvent par un horizon lumachellique à surface ondulée avec des fentes et des brèches de dessiccation correspondant à une discontinuité d'ampleur régionale.

Ce faciès se différencie également des autres par la présence plus fréquente d'accident siliceux. Cette silicification, observée sous forme de nodules, ne présente pas de nucleus à organisme et ne sont pas moulées par la stratification. On peut supposer une origine liée à la circulation de fluides. Donc, il est impossible de leur attribuer avec certitude un caractère précoce. Cette silicification peut également s'accompagner d'une pyritisation sous la forme de cristaux cubiques.

La faible diversité faunique, l'importance de la fraction boueuse (micrite), la présence de lamines parallèles et la texture fine du sédiment suggèrent un dépôt dans un milieu marin à faible énergie voire calme. Ce type d'environnement peut être assimilé à un milieu marin franc de type subtidal plus ou moins profond (ou supralittoral). Les niveaux coquilliers attestent le passage par des périodes de plus grande agitation (tempêtes). Le passage des dalles micritiques minces et bien réglées latéralement à des niveaux bioclastiques bioturbés à *Thalassinoides*, typique des environnements marginolittoraux et médiolittoraux (Frey et Pemberton, 1984), témoigne bien de la réduction de la tranche d'eau dans une évolution séquentielle à tendance au comblement.



Illustrations photographiques du faciès "F22". 1- coupe de Menaguir Louala "A" (les flèches indiquent des rognons de silex), 2- coupe de Kénadsa (les flèches indiquent des granules de fer).

Faciès	Composants	Structures sédimentaires	Environnements de dépôts
F-1 : conglomérats	éléments paléozoïques inorganisés, "matrix supported", dragées de quartz, os et dents de vertébrés	chenalisation, base érosive	Fluviale, littoral
F-2 : grès	grains fins à moyens, bioturbation, galets mous, trémies de sel	chenalisation, base érosive, stratifications obliques, entrecroisées, en arêtes de poisson ou parallèles, HCS, surfaces de réactivation, rides de courant, fentes de synérèse, surfaces ferrugineuses, <i>Thalassinoides.</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Altichnus</i> , <i>Monocraterion</i> et <i>Arenicolite</i>	Fluviale, Sebkhia ou Littoral à influence des marées et des tempêtes
F-3 : Argiles rouges	azoïques, minces passées de silts	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Sebkhia, Littoral ou Plaine d'inondation alluviale
F-4 : marnes verdâtres	azoïques, cristaux de gypse	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Littoral ou Plaine côtière évaporitique (Sebkhia)
F-5 : évaporites	gypses azoïque, fibreux, varvés ou en nodules, brèches gypsifères	lamines varvées, stromatolithiques ou en tepees	Supratidal
F-6 : dolomies argileuses	dolomicrite, os de vertébrés, moules cubiques de sel	rides de courant, fentes de synérèse, polygones et brèches de dessiccation, surfaces à limonites, litages entrecroisées,	Intertidal à Supratidal
F-7 : dolomies à structures fenestraes	dolosparite, azoïque, laminations algaires	fenestrae (" <i>bird eyes</i> "), lamines rapprochées et dispersées, structures d'émersion	Intertidal à Supratidal
F-8 : dolomies en plaquettes	micrites/microsparites ou dolomicrites/dolomicrosparites, pseudomorphoses de gypse, azoïque	strates en plaquettes	Intertidal à Supratidal
F-9 : dolomies à brèches multicolores	packstone formé de dolomicrite et de clastes multicolores	chenalisation, sillons d'érosion	Tempêtes
F-10 : calcaires à faune de gastéropodes et de bivalves	packstones bioclastiques à gastéropodes (en particulier des <i>Gyrodex</i> sp.) et bivalves	chenalisation, polygones et brèches de dessiccation, granules de fer	Tempêtes
F-11 : calcaires à laminites mécaniques	micrites/microsparites ou dolomicrites/dolosparites, pellets, gravelles et bird's eyes	laminations planes ou entrecroisées et HCS	Tempêtes
F-12 : calcaires stromatolithiques	mudstone dolomicritique	tapis algaire horizontal et ondulé, plissé, concentrique ou en dômes,	Intertidal à Supratidal
F-13 : calcaires à structures en "tepees"	mudstone à wackestone dolomicritique	lamines horizontales, ondulées et structures en "tepees", fentes de dessiccation,...	Intertidal à Supratidal
F-14 : marno-calcaires à huîtres ostréidés	marnes blanchâtres, calcaires marneux, huîtres exogyres, gastéropodes, échinidés,...	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Subtidal peu profond (infralittoral)
F-15 : calcaires noduleux	calcaires wackestones, échinidés, gastéropodes, bivalves, ammonites, nautilus, dents de poisson, foraminifères, ostracodes	nodulisation, fossiles déformés,...	Vasière infralittorale
F-16 : calcaires bioturbés	mudstone à wackestone, débris d' <i>Exogyra</i> , gastéropodes,...	bioturbation (<i>Thalassinoides</i> , <i>Protovirgularia</i> , <i>Scolicia</i> ,...), chenalisation	Marginolittoral
F-17 : calcaires bioclastiques	wackestone, exogyres et des gastéropodes, foraminifères,	bancs massifs, chenalisation	Tempêtes
F-18 : calcaires lumachelliques	packstone à grainstone, débris de bivalves, gastéropodes et huîtres,	bancs massifs, chenalisation	Intertidal à subtidal peu profond
F-19 : calcaires à débris de rudistes	wackestone, <i>Durania</i> , <i>Sauvagesia</i> , foraminifères benthiques	bancs massifs, chenalisation, silicification, ...	Intertidal
F-20 : calcaires à caprinules	<i>Caprinula</i> , foraminifères benthiques, et ostracodes	barre massive	Subrécifal (" <i>patch reef</i> ")
F-21 : calcaires à nerineidés	packstone, <i>Nerinea</i> foraminifères	faune désorientés	Subtidal peu profond (infralittoral)
F-22 : calcaires micritiques lités	en dalles mudstones minces, parfois laminées	bonne continuité latérale des couches, silex, granules de fer, rides de courant	Subtidal profond (supralittoral)

Fig. 46 : Tableau récapitulatif des faciès et leur interprétation en termes de processus et de milieux de dépôts.

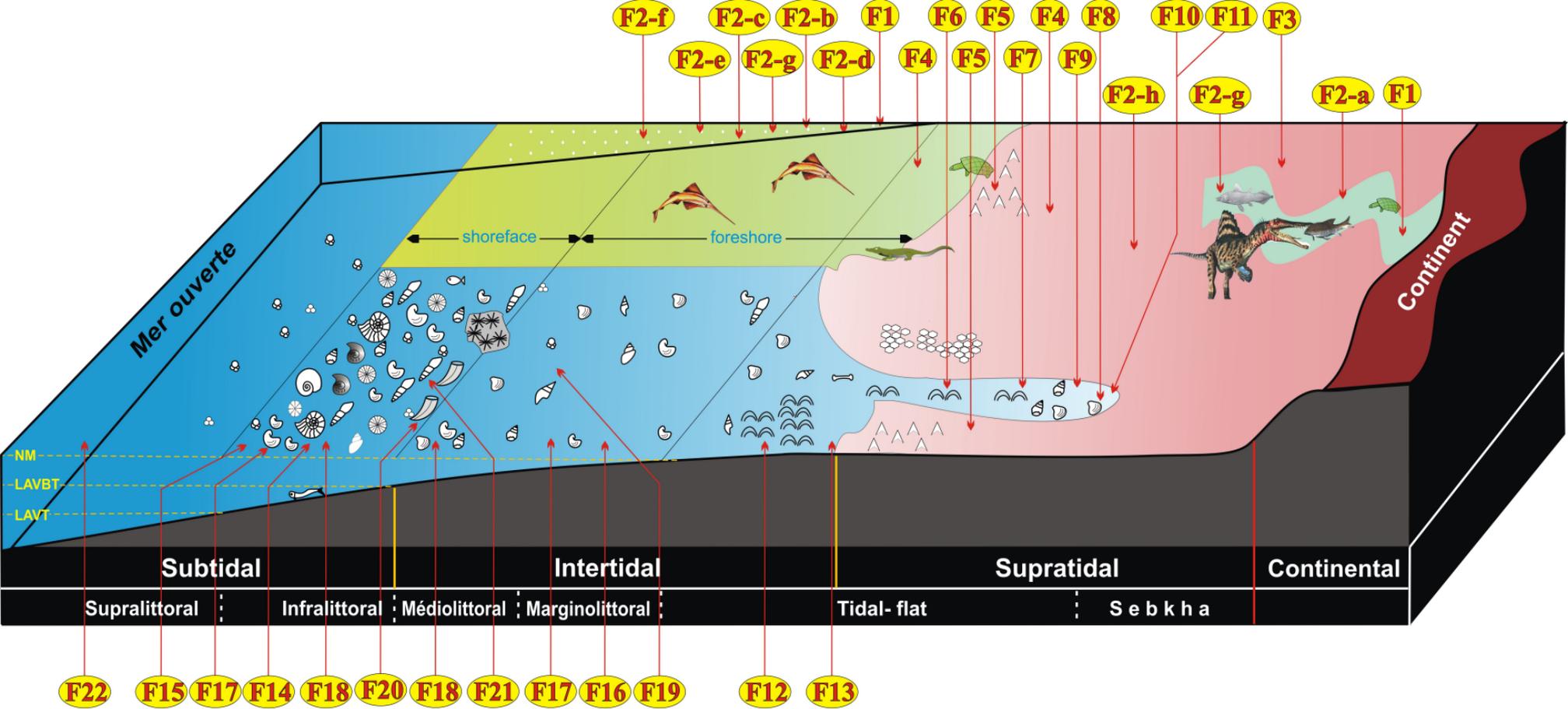


Fig. 47 : Bloc-diagramme présentant la localisation, sur un profil synthétique simplifié N-S, des principaux faciès rencontrés dans le bassin créacé du Guir durant le Cénomanién inférieur-Turonien inférieur.

III- SYSTEMES DE DEPOT ET ASSOCIATIONS DE FACIES

Par définition, une association de faciès correspond à une succession verticale ou latérale de plusieurs faciès d'un même environnement de dépôt, qui se retrouvent à différents niveaux d'une série sédimentaire. Ainsi, chaque environnement sédimentaire est caractérisé par une famille de lithofaciès définie par le lithofaciès dominant (Fournie, 1975).

Donc, dans la majorité des cas, la présence d'un seul groupe de faciès sédimentaire ne peut déterminer avec précision le milieu de dépôt. C'est la succession des groupes de faciès (ou association de plusieurs faciès) qui permet de lever cette indétermination. De ce fait, il est nécessaire de regrouper les vingt-deux (22), faciès définis précédemment, en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Ainsi, sept (07) associations de faciès, de **A** à **G**, ont été répertoriées et définies à partir de l'analyse détaillée de dix-sept coupes et de nombreux affleurements moins complets qui recouvrent l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur dans le bassin créacé du Guir.

Par ailleurs, en raison de la diversité des faciès rencontrés (silicoclastiques, saligènes et carbonatés), nous avons, même, regroupé les associations de faciès dans trois systèmes sédimentaires : détritique, mixte et carbonaté. Le tableau présenté dans la figure 48 montre une synthèse des systèmes sédimentaires et des associations de faciès définies pour la série créacée du bassin d'étude.

Systèmes sédimentaires	Associations de faciès	Faciès
Détritique	Association de faciès "A"	F1, F2-a et F3
	Association de faciès "B"	F1, F2-b à g, F3 et F3
Mixte	Association de faciès "C"	F2-h, F3, F4, F5 et F6, F7 et F8
	Association de faciès "D"	F3, F4, F5-a, F9, F10 et F11
Carbonaté	Association de faciès "E"	F12, F13, F16, F17, F18 et F19
	Association de faciès "F"	F14, F15, F20 et F21
	Association de faciès "G"	F17, F18 et F22

Fig. 48 : Tableau récapitulatif des systèmes sédimentaires et des associations de faciès

III.1- Système sédimentaire détritique

Dans ce système de sédimentation, deux associations de faciès peuvent être définies, qui reflètent deux environnements sédimentaires très contrastés (continental et marin peu profond) :

Association de faciès A : fluviale méandriforme

Cette association de faciès apparaît à la base de la série dans la coupe de Oued Betoum, de Kénadsa et de Oued Safsaf. Elle est composée de minces prismes détritiques chenalisés grés-conglomératiques (faciès "F1") à la base et gréseux à stratifications entrecroisées en auge (faciès "F2-a") au sommet. Cet agencement granodécroissant, indiquant la diminution du régime hydrodynamique, se termine le plus souvent par un lit ferrugineux d'épaisseur millimétrique. Lorsqu'ils existent, les chenaux détritiques disparaissent latéralement, sur de faible distance, et passent directement à une sédimentation argileuse rouge ou marneuse verdâtre gypsifère, témoignant d'un environnement de type sebkha (voir association de faciès C).

Le chenal grés-conglomératique de Kénadsa renferme une composition taxinomique hétérogène de restes d'animaux terrestres piscivores (spinosauridés) et d'animaux semi-aquatiques (tortues et dipneustes) ou strictement aquatiques (cœlacanthes et actinoptérygiens). Les dipneustes, dont les dents sont très fréquentes, et les actinoptérygiens sont d'un écosystème d'eau douce au Mésozoïque (Myers, 1949).

La tendance granulométrique décroissante, la présence de stratifications entrecroisées en auges et l'absence de figures sédimentaires caractéristiques d'écoulement oscillatoire ou de marées, dans les dépôts de l'association de faciès "A", suggèrent qu'il puisse s'agir d'un système fluviale méandriforme qui prograde (fig. 49) dans une plaine sebkhaïque côtière.

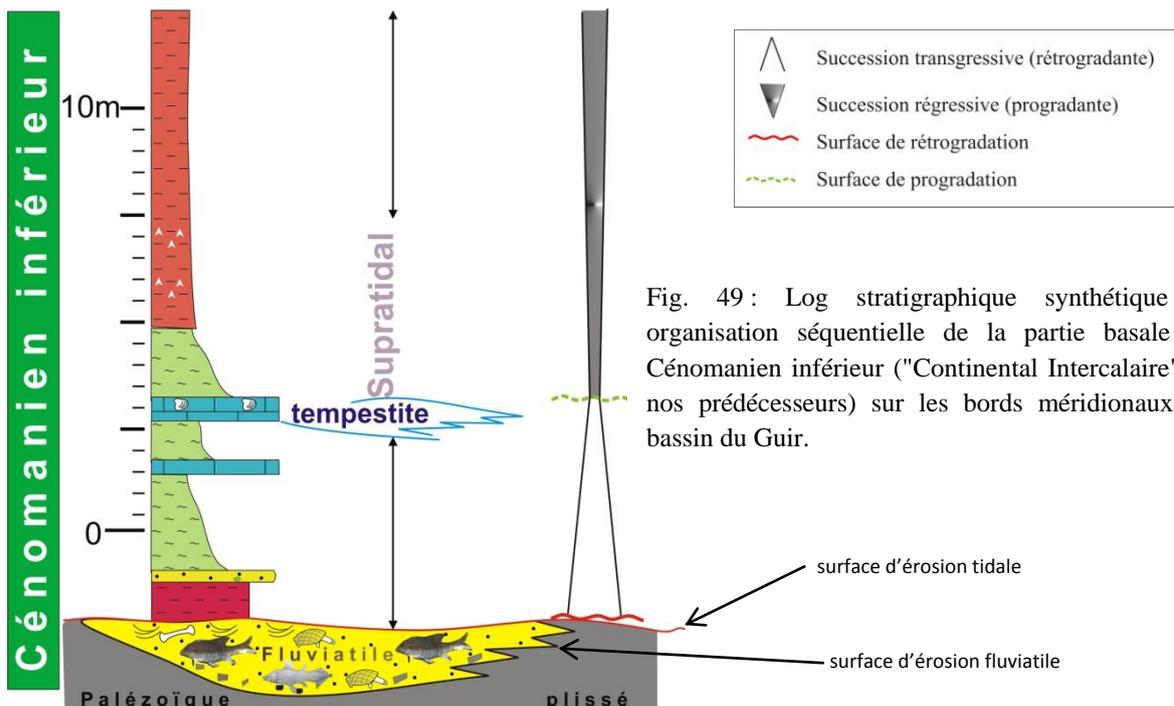


Fig. 49 : Log stratigraphique synthétique et organisation séquentielle de la partie basale du Cénomane inférieur ("Continental Intercalaire" de nos prédécesseurs) sur les bords méridionaux du bassin du Guir.

Ce système sédimentaire est attesté par l'existence de niveaux à faune mixte appropriée soit aux milieux terrestres, soit aux milieux aquatiques d'eau douce. La couleur ocre à rougeâtre du sédiment témoigne d'une importante oxydation, marquée par la présence, au sein du faciès gréseux, de petites concrétions limonitisées.

Association de faciès B : littoral ("*shoreface* à *offshore* supérieur").

Cette association de faciès est bien marquée par une bande détritique, saillante dans la topographie, de plusieurs kilomètres d'extension latérale et qui peut atteindre jusqu'au 8 m d'épaisseur. Leurs dépôts jalonnent la série crétacée dans la partie septentrionale du bassin d'étude.

Cette bande détritique est formée de grès (faciès "F2-b à g") à passées de conglomérats (faciès "F1") et d'argiles rouges (faciès "F3") ou de marnes verdâtres (faciès "F4"). Elle présente une base très irrégulière, héritée d'un ravinement tronquant le bâti paléozoïque plissé et qui a fonctionné comme une province nourricière, dont à la base, on observe habituellement des fragments centimétriques arrachés du substrat, parfois roulés, mais le plus souvent anguleux (voir faciès "F1").

Contrairement aux opinions formulées jusqu'ici, les données paléontologiques et l'examen des faciès sédimentaires et des ichnofossiles coopèrent toutes à démontrer que l'essentiel du flux terrigène, appelé "Continental Intercalaire" ou "Grès continentaux infracénomaniens" par nos prédécesseurs (Menchikoff, 1936 ; Levy, 1949 ; Deleau, 1951 et 1952 ; Choubert et Faure Muret, 1962), est déposé en milieu de plate-forme détritique littorale ("*shoreface*") soumise à une influence flagrante des marées (faciès tidaux transgressifs, fig. 50), ou même des tempêtes ("*offshore* supérieur"), dont les preuves sont :

a- Les dépôts sont beaucoup plus gréseux qu'argileux, ce qui indique une prédominance des processus tractifs sur les processus suspensifs ;

b- Dans la partie méridionale du bassin (en direction du continent africain), la série crétacée débute généralement par des marnes gypsifères rougeâtres d'un environnement de type sebkha côtière (voir association de faciès "C"), avec présence parfois de chenaux fluviale méandriiformes ("Association de faciès B") de faible largeur. En revanche, elle est initiée dans la partie septentrionale du bassin (en direction de la mer téthysienne) par des faciès grés-argilo-conglomératiques qui ne constituent pas des chenaux disjoints, isolés dans des faciès argileux d'inondation fluviale. Ils sont, au contraire, latéralement, de l'Est vers l'Ouest, bien continus et les séquences de dépôt ont une très grande extension latérale ;

c- Les niveaux conglomératiques chenalisés intercalés dans les faciès gréseux ont livré des restes de vertébrés variés : crocodiliens, chéloniens, *Spinosaurus aegyptiacus* (théropode piscivore) et *Onchopristis numidus*. Cette faune se trouve en association avec des poissons marins dans la Formation de Bahariya en Égypte (Werner, 1989), bien étudiée sur le plan sédimentologique et environnemental. Les fossiles brisés, sans orientation préférentielle ou même usés, sont longuement brassés par l'eau lors de leur transport et avant leur dépôt ;

d- Les directions de courant relevées dans les faciès gréseux montrent une très forte dispersion et notamment des directions orientées vers le Sud (source pourvoyeur des silicoclastiques), incompatibles avec un régime fluvial qui serait en principe orienté en sens inverse. Cette dispersion évoque plutôt la réversion des courants de flot et de jusant dans les systèmes tidaux côtiers ;

e- Les remplissages de chenaux ne sont pas conformes aux séquences à structures rencontrées dans les grandes rivières sableuses et ne possèdent plus aucun caractère fluvial (granoclassement par exemple). Les faciès gréseux sont au contraire homogènes de la base au sommet et évoquent plutôt des faciès tidaux transgressifs qu'attestent la fréquence des mégarides, des rides d'oscillation, des surfaces de réactivation et des drapages argileux ("*mud drapes*"). Ces derniers correspondant à la décantation des argiles en suspension pendant les étales de marée ("*slack water*"). Ces drapages n'existent pas ou sont exceptionnels dans les chenaux fluviaux (Visser, 1980 ; Allen, 1980 ; Allen, 1982 ; Dalrymple, 1992 ; Buatois *et al.*, 1998) ;

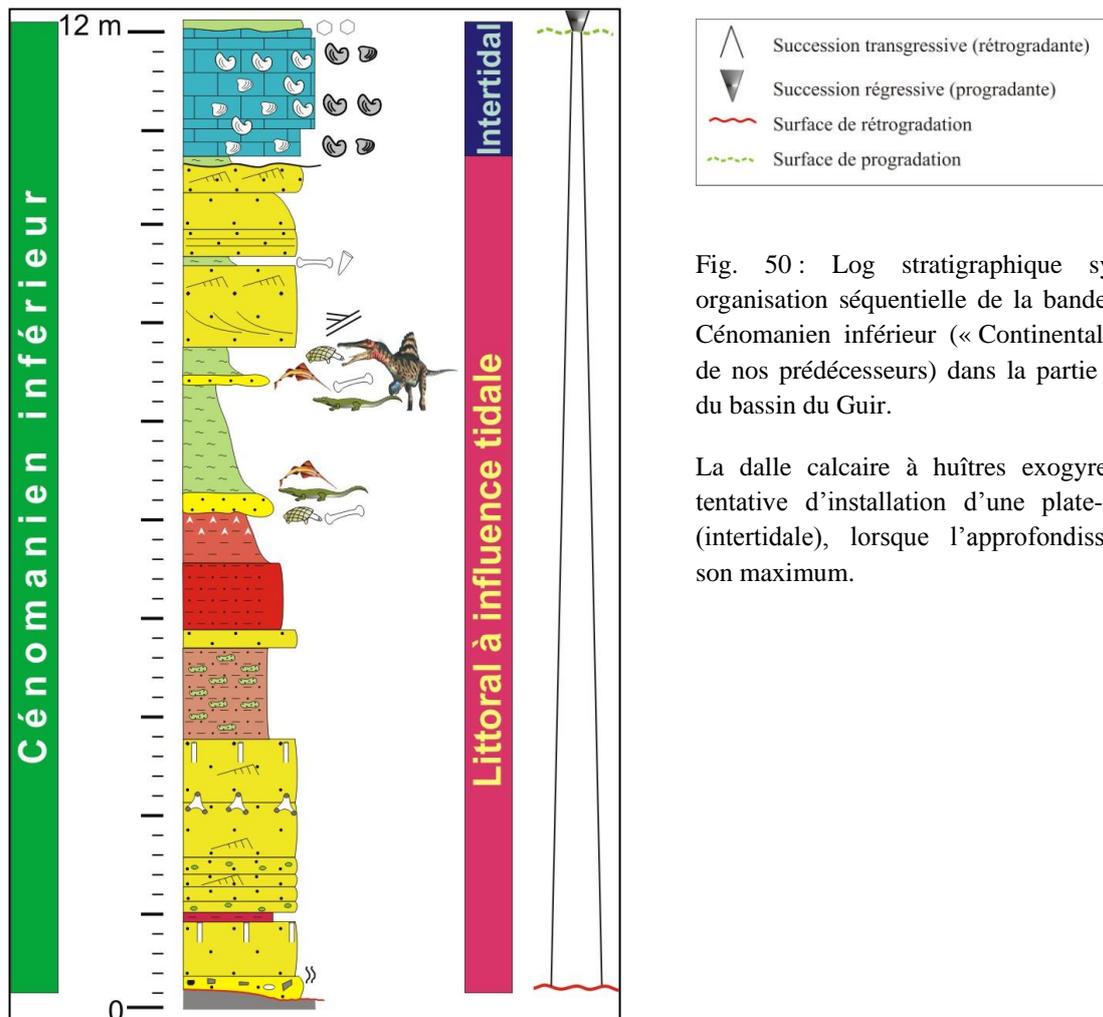


Fig. 50 : Log stratigraphique synthétique et organisation séquentielle de la bande détritique du Cénomanien inférieur (« Continental Intercalaire » de nos prédécesseurs) dans la partie septentrionale du bassin du Guir.

La dalle calcaire à huîtres exogyres traduit une tentative d'installation d'une plate-forme marine (intertidale), lorsque l'approfondissement atteint son maximum.

f- Les structures sédimentaires et la différence dans la lithologie représentent des variations locales d'énergie des courants (Wonham et Elliott, 1996). Cette énergie est parfois

suffisante pour arracher au substratum des morceaux de boues semi-consolidées ("*mud ball*") ou consolidés et les incorporer aux masses sableuses. Parfois, on observe des copeaux de sables friables dispersés dans les argiles rouges qui séparent les niveaux gréseux. L'ensemble de ces caractères sédimentologiques et propriétés d'écoulement est inhérente aux courants de marée ;

g- L'influence tidale est attestée également par la présence de quelques niveaux à stratifications entrecroisées en arêtes de poissons ("*herringbone structures*") qui marquent la bidirectionnalité des courants de marée dans un chenal tidal. La rareté ou l'absence de ces structures dans d'autres bancs gréseux, peut être dû à la règle de séparation des courants ou à des courants à vitesse hydrodynamique trop faibles (Tamura et Masuda, 2003) ;

h- La suite ichnologique identifiée au sein des niveaux gréseux (*Skolithos*, *Altichnus*, *Thalassinoides*, *Arenicolites* et *Monocraterion*) confirme également la position tidale du paysage sédimentaire au Nord du bassin crétacé du Guir. Elle est typique de l'ichnozone à *Skolithos* (Bromley, 1996). Cette dernière est inféodée aux milieux de haute énergie, caractérisés par des dépôts sableux bien classés, parfois un peu vaseux, du domaine littoral. L'ichnodiversité faible est assimilée au degré élevé d'instabilité du substrat arénacé ;

i- L'influence de la houle n'est pas exclue. Elle a été exprimée par la présence de quelques niveaux gréseux minces à très belles stratifications entrecroisées de type *HCS* en accrétion verticale, notamment au pied du Djebel Asfer ;

En guise de conclusion, l'"association de faciès B" correspond à un apport détritique qui se concentre à la base de la série crétacée sur les bords septentrionaux du bassin de Béchar et qui correspond, en terme de stratigraphie séquentielle, à une séquence rétrogradante (transgressive), de par son faciès détritique nettement tidal, qui nappe des surfaces de transgression. L'évolution tidale se poursuit par des dalles calcaires laminées ou à fossiles (ostréidés) d'eau peu profonde, meilleure preuve que l'ennoyage marin se poursuit. Ces niveaux carbonatés qui surmontent directement les faciès gréseux traduisent également l'installation d'une plate-forme à sédimentation carbonatée intertidal.

III.2- Système sédimentaire mixte

Deux associations de faciès peuvent être définies au sein de ce système sédimentaire, dont le milieu de dépôt est qualifié d'une vaste plaine sebkhaïque côtière (ou plate-forme péritidale) soumise, par endroits, à l'action des tempêtes :

Association de faciès C : plate-forme péritidale de faible énergie

Constituant la presque totalité de la première formation, cette association est composée de plusieurs faciès sédimentaires qui s'organisent généralement en trois séquences élémentaires (ou paraséquences transgressives-régressives) d'épaisseur centimétrique à décimétrique : marnes (F4) ou argiles rouges pseudocontinentales (F3)-gypses (F5-a) ; marnes (F4)-dolomies ("F6, F7 et F8") et marnes (F4)-grès (F2-h). Ces séquences sédimentaires pourraient être les premiers émissaires du milieu océanique, témoins authentiques d'une transgression marine :

(1) Les séquences marnes (ou argiles)-gypses correspond à une sédimentation quasiment azoïque et mixte. Elles traduisent les fluctuations d'une lame d'eau pelliculaire soumise à une intense évaporation. Les dépôts de ces séquences régressives mineures indiquent l'alternance de la décantation des marnes lors des périodes de faible ennoyage et la précipitation évaporitique lors des périodes sèches et arides, dans un environnement de plaine côtière (ou plate-forme péritidale au sens de Pratt *et al.* (1992) et de Wright et Burchette, 1996) analogue à une Sebkha (intertidal supérieur à supratidal).

L'alternance de périodes ennoyage-émersion est très bien exprimée dans les séquences marnes (F4)-gypse à lamines algaires (F5-e) : Les incrustations gypseuses des lamines algaires sont favorisées par une alternance rapide et répétée entre l'inondation et l'émersion des surfaces sédimentaires. De tels changements rapides entre l'humidité et l'aridité ont une influence considérable sur la microbiologie de la région d'étude, puisque l'humidité permet aux tapis microbiens de former de nouvelles couches extérieures, et la dessiccation ajoute de nouvelles croûtes d'évaporite aux tapis algaires. En raison de ces processus, le substrat peut être envahi par une multitude de tapis microbiens (inondations). Comme modèle analogue d'inondation périodique des eaux salées suivie de gypsification des tapis cyanobactériens, on peut citer ce qui se manifeste actuellement dans les marais salants de l'Australie (Logan, 1987) et dans les bassins évaporitiques de la Bulgarie (Trashliev, 1969) ;

(2) Les séquences marnes-dolomies expriment aussi l'inondation et l'émersion des surfaces sédimentaires, en relation avec la montée eustatique du Cénomanién. Aux niveaux dolomitiques sont associés des laminations algaires stratiformes ou ondulées et des marqueurs d'émersion momentanée (bréchification, fenestras, tepees et polygones de dessiccation). L'installation de croûtes ferrugineuses qui recouvrent certains bancs dolomitiques, en fin de séquences, sont l'indice d'une émersion prolongée.

Le développement des structures laminitiques cryptoalgaires, vadoses et d'émersion dans la plupart des niveaux dolomitiques, permet de les apparenter au cyclothèmes lofritiques de Fischer (1964). Ces derniers indiquent également un environnement de plate-forme péritidale de faible énergie hydrodynamique.

(3) Au sein des marnes verdâtres, il semble vraisemblable de considérer les minces intercalations gréseuses chenalisées et à grains fins, comme de faibles arrivées des eaux continentales sableuses (progradation des apports détritiques terrigènes) qui colmatent périodiquement les zones basses de la plaine sebkhaïque, lors de courtes durées humides provoquant le lessivage des hauts reliefs (source pourvoyeur des silicoclastiques). Ces séquences marnes (F4)-grès (F2-h) se développent surtout sur les bords méridionaux du bassin, en raison de la proximité du continent, par rapport à la partie septentrionale qui se situe en direction de la mer. Les cubes de sel qui se concentrent au sommet de certains niveaux gréseux intercalés dans les argiles rouges et les marnes verdâtres, traduisent également un milieu à faible tranche d'eau concentrée en saumures et associé à une évaporation intense. Ils indiquent la réinstallation d'un nouveau contexte climatique chaud et aride, après les phases humides responsable au dépôt des minces niveaux gréseux.

Association de faciès D : plate-forme péritidale de haute énergie (ou débordée par les tempêtes)

Les dépôts de cette association de faciès se concentrent surtout dans la partie nord du bassin d'étude, et ils passent, vers la partie sud, à une sédimentation mixte de plaine sebkhaïque de faible énergie hydrodynamique. Ils s'organisent en deux types de séquence (fig. 51) : marnes (F4)-gypse (F5-a)-dolomies (F9) et marnes (F4)- gypse (F5-a)-calcaire (F10 et F11).

Il s'agit d'une alternance de marnes verdâtres (F4) avec des niveaux gypseux (F5-a), interrompue, de temps en temps, par des dolomies à brèches multicolores (F9), des calcaires bioclastiques à bivalves et gastéropodes (F10) ou par des calcaires à HCS (F11). Cette évolution séquentielle témoigne d'une sédimentation de plate-forme péritidale débordée épisodiquement par des incursions marines brutales et éphémères, assimilées à des marées exceptionnelles (tempêtes). Dans les parties les plus septentrionales (Menaguir) du bassin, ces "tempestites" sont plus abondantes, ce qui témoigne d'une plus grande proximité de la ligne de rivage, par rapport aux bords méridionaux du bassin du Guir.

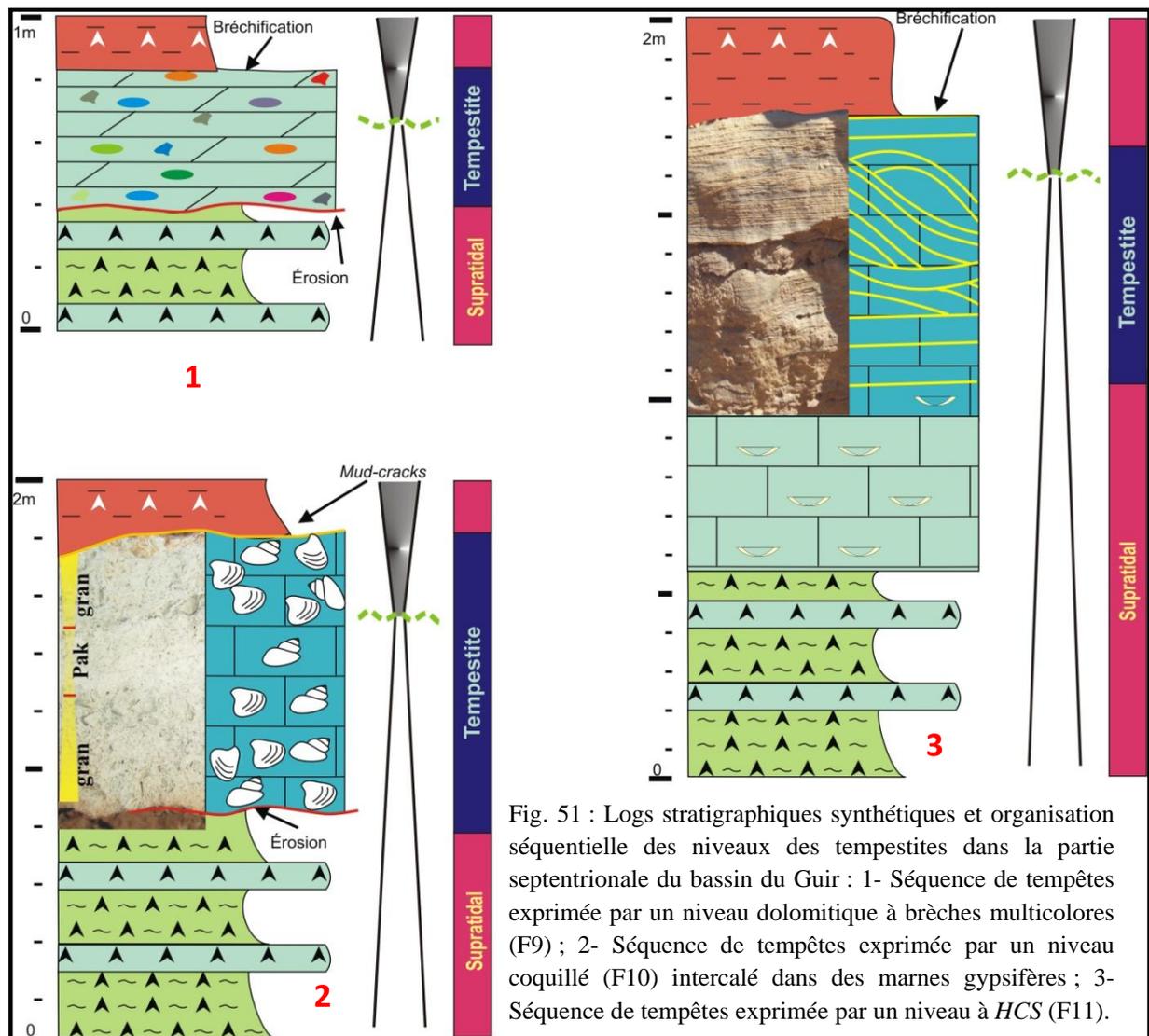


Fig. 51 : Logs stratigraphiques synthétiques et organisation séquentielle des niveaux des tempestites dans la partie septentrionale du bassin du Guir : 1- Séquence de tempêtes exprimée par un niveau dolomitique à brèches multicolores (F9) ; 2- Séquence de tempêtes exprimée par un niveau coquillé (F10) intercalé dans des marnes gypsifères ; 3- Séquence de tempêtes exprimée par un niveau à HCS (F11).

III.3- Système sédimentaire carbonaté

Ce système de dépôt occupe toute la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", déposée le long d'un profil de plate-forme carbonatée peu profonde, dépourvue de rupture topographique significative et à faible inclinaison. Ainsi, trois associations de faciès peuvent être distinguées au sein de ce troisième système sédimentaire :

Association de faciès E : plate-forme carbonatée médio à marginolittorale

Les dépôts de cette association de faciès occupent la partie médiane de la barre calcaire attribuée au Cénomanién supérieur. Ils sont représentés par de gros bancs calcaires bioturbés riches en *Thalassinoides* (F16) ; de calcaires wackestones massifs à abondance d'exogyres et de gastéropodes (F17) généralement contenus dans une matrice de dolomie secondaire ; de grainstones ou packstones en strates lenticulaires à bivalves, oursins et gastéropodes (F18); ainsi que de pelmicrite à pelmicrosparite de texture mudstone-wackestone à lamines stromatolithiques planes, ondulées ou plissotées (F12). Ces faciès sédimentaires s'achèvent le plus souvent par des intercalations calcaires centimétriques et chenalisées remaniant des débris de réquiéniides et de sauvagesiïnés silicifiés mêlés à d'autres éléments bioclastiques tels que des gastéropodes et des exogyres (F19).

La présence des *Thalassinoides* et des exogyres dans cette association de faciès indique un dépôt dans un milieu marin médiolittoral à marginolittoral riche en nutriments et à salinité proche de la normale (Frey et Pemberton, 1984 ; Mathey *et al.*, 1991 ; Pascal *et al.*, 1994). Les strates qui se caractérisent par de fréquentes laminites cryptoalgaires et par l'absence de bioturbations indiquent également un environnement intertidal à supratidal (médio-supralittoral) à conditions de température et de salinité élevées, sans aller toutefois jusqu'à des conditions évaporitiques franches (absence de gypse).

L'homogénéité des profils de dépôts sur les bords du bassin du Guir et la dominance de couches médio à marginolittorales, nous a permis d'attribuer l'association de faciès "E" à un milieu de plate-forme proximale débordée épisodiquement par des tempêtes, qu'attestent les minces intercalations chenalisées de calcaires lumachelles (F18). L'exondation de cette plate-forme proximale est témoignée par la présence de certains niveaux à structures fenestraes et d'émersion momentanée (F13) formées de "*bird-eyes*", "*sheet cracks*", "*tepees*" et de "*shrinkage pores*".

Association de faciès F: plate-forme carbonatée infralittorale

Les dépôts de cette association de faciès sont principalement représentés par des niveaux infralittoraux ouverts : bancs calcaires à stratification diffuse ou à débit noduleux avec des marnes à bivalves, principalement des ostréidés, à gastéropodes et à échinides ainsi que des ammonites et des nautilus (F15) ; barre métrique et stratiforme à caprinidés en position de vie et d'assez grande taille (F20) ; et, calcaires à nerineidés (F21). Les événements de grande énergie périodiques (tempêtes) sont documentés par des packstones riches en huîtres ostréidés (F14).

On note que malgré leur fréquence, les caprinules ne constituent jamais un véritable récif, mais leur croissance dans une matrice de boue carbonatée indique l'instauration d'un régime subrécifal ("*patch reefs*"), en position médiane sur une plate-forme carbonatée peu profonde (Buchbinder *et al.*, 2000).

Association de faciès G : plate-forme carbonatée supralittorale

Cette association de faciès occupe la partie sommitale, attribuée au Turonien inférieur, de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Elle regroupe des dalles calcaires monotones, mudstones dépourvues de macrofossiles et à lamines mécaniques planaires (F22), témoignant de dépôts carbonatés boueux dans un environnement de faible énergie hydrodynamique assimilé à une plate-forme subtidale profonde (ou supralittorale). Ces corps sédimentaires s'accompagnent de changements brutaux de faciès puisqu'ils sont intercalés par des dépôts moins profonds de type calcaires bioclastiques (F17) voire lumachelliques (F18). Ces derniers traduisent le régime saccadé de l'élévation du niveau eustatique qui permet l'installation des couches de haute énergie (tempêtes distales).

IV- DISCONTINUITES ET DECOUPAGE SEQUENTIEL

IV.1-Caractérisation des discontinuités sédimentaires

IV.1.1- Définition d'une discontinuité sédimentaire

La sédimentation est un processus discontinu (Sadler, 1981) et les systèmes de dépôts sédimentaires sont contrôlés par l'interaction de plusieurs phénomènes (niveau marin relatif, subsidence, climat et taux de sédimentation) qui varient (amplitude et fréquence) dans le temps (Barrell, 1917 ; Matthews et Perlmutter, 1994). Un changement graduel dans les conditions environnementales peut accompagner d'une réaction continue du système sédimentaire, mais une modification abrupte (changement environnemental drastique) peut conduire à une discontinuité de sédimentation.

Donc, toute surface indiquant une rupture dans la sédimentation est appelée discontinuité, terme introduit pour la première fois par Heim (1924) qui désigne toutes surfaces qui séparent des dépôts anciens, des dépôts plus récents et qui présentent des critères géométriques, sédimentologiques, diagénétiques (contraste dans la diagenèse précoce) ou biostratigraphiques (manque de biozones) qui caractérisent un arrêt de sédimentation, quel que soit sa longueur (Bates et Jackson, 1987 ; Clari *et al.*, 1995). L'élaboration de cette surface de discontinuité est due à un changement environnemental rapide ou substantiel (Hillgärtner, 1998).

IV.1.2- Description et interprétation des discontinuités sédimentaires

L'étude systématique des affleurements permet d'identifier plusieurs discontinuités sédimentaires, de nature, d'extension et de morphologie très variables. Ces surfaces de discontinuité ont été décrites d'une manière détaillée et interprétées sur la base de plusieurs notes descriptives (Fürsich, 1979 ; Bain et Foos, 1993 ; Clari *et al.*, 1995 ; Ghibaud *et al.*, 1996) et de nombreux schémas de classification (Doglioni *et al.*, 1990 ; Ricken, 1991 et Clari *et al.*, 1995). Leur reconnaissance permet de découper la série étudiée en plusieurs séquences élémentaires, eux-mêmes intégrés à des séquences moyennes ou à une séquence majeure.

a- la discordance angulaire (Pl. XI, fig. 1)

Cette discontinuité sédimentaire ("D1", fig. 52) d'ampleur régionale a été reconnue depuis les premières observations, elle constitue la semelle des premiers dépôts crétacés, elle s'est effectuée sur une vaste surface irrégulière, issue d'une érosion recoupant les divers termes du Paléozoïque plissé lors de l'orogénèse polyphasée hercynienne. Elle indique une interruption importante dans l'enregistrement sédimentaire.

b- les surfaces d'émersion

L'émersion est accompagnée de divers phénomènes diagénétiques qui contribuent à l'évolution de plusieurs structures sédimentaires. Elle favorise la bréchification, la dessiccation, le développement des structures fenestraes, des lamines en tente indienne (ou

"tepees") et l'installation de minces croûtes ferrugineuses ou limonitiques au sommet de certains bancs.

Ces structures sédimentaires expriment des accommodations négatives et sont de véritables ruptures opposées à la dynamique générale d'ouverture des milieux de dépôts. L'absence d'apport détritique atteste que les aires émergées subissent des phénomènes de dissolution ou de dessiccation, et non d'érosion mécanique. Il n'y a donc pas d'apport détritique résultant de ces émergences. Ainsi, dans la série étudiée, plusieurs critères d'émergence ont été distingués :

b.1- les polygones de dessiccation ou "*mud-cracks*" (Pl. XI, fig. 2 et 3)

Il s'agit de fentes de dessiccation ("D3, D4, D5 et D6", fig. 52), quelques fois ouvertes d'une largeur millimétrique et ayant une forme en coin pointant et formant des plans diversement orientés qui se recoupent en dessinant, à la surface des strates, un ensemble de polygones aux dimensions variables. Ces structures de dessiccation, polygonales et de surface supérieure, résultent de l'assèchement d'un matériel vaseux encore meuble, à la suite d'une exposition à l'air libre, le plus souvent sous un climat aride. Elles correspondent à une discontinuité sédimentaire témoignant d'une émergence (un milieu supratidal) qui caractérise la surface sommitale de certains bancs calcaires ou dolomitico-argileux qui se trouvent intercaler dans les marnes verdâtres. Elle affecte également le sommet de la barre calcaire où elle reflète normalement une période d'émergence prolongée et d'extension régionale.

b.2- les fentes de dessiccation horizontales ou "*sheet-cracks*" (Pl. XI, fig. 4)

Dans la région de Boukaïs, cette discontinuité s'exprime au sommet des calcaires massifs à lamines cryptoalgaires par un niveau centimétrique de calcaires dolomités à fentes horizontales ou obliques par rapport au plan de stratification et remplies par la calcite.

Certains auteurs attribuent la formation des "*sheet-cracks*" à la dégradation des tapis algaires (Grover et Read, 1978 ; DaSilva, 2004) dans la zone intertidale haute-supratidale soumise à des conditions très variables et peu propice à la vie (alternance émergences-immersions).

b.3- la bréchification

Ce type de discontinuité marque le sommet de certains bancs dolomicrites à pseudomorphoses de sel ou dolomicrites à laminites algaires. Les fragments qui constituent les brèches sont souvent noyés dans un ciment dolomicrosparitique à dolosparitique avec ou sans trace de pseudomorphoses. Ce phénomène est la conséquence de démantèlement des sédiments précocement lithifiés, soumis rapidement à l'émergence dans l'étage supratidal.

La présence des pseudomorphoses de sel témoigne d'un contexte climatique chaud et aride, comparable à ce qu'on connaît actuellement dans le Golfe persique en milieu de sebkha (Purser, 1983).

c- les surfaces d'érosion

Cette discontinuité peut être mise en évidence sur le terrain à l'aide de plusieurs structures de troncature affectant la base de certains bancs gréseux et carbonatés :

c.1- les surfaces d'érosion sous-marine (Pl. XI, fig. 5)

Il s'agit de surfaces à morphologie ondulée qui marquent la base de certains niveaux calcaires rencontrés au sein de la deuxième formation. Ces surfaces assurent la limite entre deux faciès différents, comme par exemple, entre des niveaux calcaires bioclastiques et des calcaires stromatolithiques dans la coupe de Berridel. Elles soulignent également le passage entre des niveaux calcaires intensivement bioturbés et des niveaux calcaires modérément bioturbés (coupe de Kénadsa).

Ces discontinuités sédimentaires attestent d'un changement faciologique, hydrodynamique et environnemental bien prononcé. Elles témoignent généralement d'une diminution de la bathymétrie, associée à une période de chute du niveau marin relatif.

c.2- les surfaces d'érosion aérienne (Pl. XI, fig. 6)

C'est une discontinuité d'ampleur plurirégionale ("D11", fig. 52) qui affecte le sommet des niveaux calcaires attribués au Turonien inférieur. Elle est bien marquée sur les bordures sud du bassin, dans la coupe de Kénadsa et de Oued Messoueur, cette rupture d'enregistrement sédimentaire coïncide avec une phase d'émersion importante, et marque un changement drastique du profil de dépôts, relié au retrait de la mer. Au-dessus, s'installe une sédimentation totalement différente, de nature essentiellement détritique et saligène (Formation des "Marnes à gypse supérieures").

Dans une optique plus générale, nous pensons que la surface d'érosion ou de ravinement, met en contact le sommet de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" avec la base des "Marnes à gypse supérieures", est la conséquence d'un événement eustatique négatif (chute du niveau marin) quasi-général qui entraîne l'exposition aérienne des séries sédimentaires d'origine sous-aquatique. Cette chute eustatique est responsable de l'exondation de la plate-forme et à l'installation d'environnements lagunaires au Sénonien. Les périodes d'émersion sont fréquemment accompagnées d'une modification des systèmes sédimentaires ou tout au moins d'une variation brutale de faciès.

Le développement de structures d'érosion sur les surfaces d'émersion est lié à la présence d'un agent érosif, tel que l'eau, sur la plate-forme émergée mais aussi à l'existence d'un gradient suffisant entre la surface topographique et le niveau de base. La charge et la nature des éléments solides transportés sont également des facteurs importants qui peuvent favoriser l'érosion.

d- les surfaces à concentration de faune pyriteuse (Pl. XI, fig. 7)

Liée à un confinement du milieu de dépôt, cette discontinuité ("D6", fig. 52) s'exprime dans la coupe de Menaguir Louala "C" par un horizon calcaire lumachelique composé essentiellement d'une faune d'huître pyriteuse et de petite taille ; Dans les coupes de Menaguir Louala "A" et de Berridel, ce type de rupture sédimentaire est souligné par une concentration de faune naine de bivalves et gastéropodes pyriteux interrompant, successivement, un banc calcaire à lamines algaires et un banc calcaire à nodules de sulfates.

e- les contrastes de faciès (Pl. XI, fig. 8)

Certaines séquences sont délimitées par des discontinuités qui ne sont pas des ruptures brutales marquées par des surfaces nettes de séparation, mais plutôt par une série d'événements qui engendrent un changement durable des conditions du milieu. Ce type de discontinuité marque par exemple la disparition de stratification ondulée et le passage brusque aux calcaires dolomitiques massifs, à la base de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" ("D7" voir fig. 52). Elle est matérialisée également par un changement radical de faciès, avec passage de manière abrupte des dépôts marneux issus d'un milieu de sebkha vers des dépôts de plate-forme infralittorale, sans faciès intermédiaires.

f- les surfaces à rides lingoïdes (Pl. XII, fig. 1)

Cette discontinuité correspond à une surface irrégulière sculptée par des rides lingoïdes, elle affecte la surface supérieure de certains bancs gréseux et calcaires qui se trouvent intercaler dans la première formation. Elle indique une rupture de sédimentation momentanée ou prolongée accompagnée d'un changement du profil des dépôts.

g- les surfaces bioturbées (Pl. XII, fig. 2)

Ce sont des surfaces planes ou ondulées pétries de traces d'activité organiques (ichnofossiles) : Dans le secteur du Djebel Asfer, le sommet de la barre gréseuse qui jalonne la série crétacée est caractérisée par une surface riche en terriers d'organismes suspensivores ("*suspension-feeding*") attribués à des *Arenicolites* et *Monocraterion*. Ces terriers sont bien individualisés, aux contours nets, remplis par des sédiments similaires au faciès encaissant et sont assignés à un substrat de type "*firmground*" (Bromley, 1990) ; certains bancs calcaires de l'"unité 2-B" présentent des surfaces à nombreux terriers monotypiques attribués à l'ichnogenre *Thalassinoides*. Généralement, la colonisation d'un substrat par ce type de traces fossiles est souvent associée à une période d'omission (non-sédimentation) et témoignerait d'une certaine cohésion du substrat que l'on peut alors qualifier de "*firmground*". Leur mise en place traduirait aussi une profondeur de la zone médio à marginolittorale (Frey *et al.*, 1990 ; Taylor et Goldring, 1996).

h- les surfaces ferrugineuses ou "*hardground*" (Pl. XII, fig. 3)

Le terme "*hardground*" a été utilisé depuis 1891 (Murray et Renard, 1891) pour désigner des surfaces de lithification synsédimentaire et représentant un arrêt de sédimentation (Shinn *et al.*, 1969 ; Bromley, 1975 ; Tucker et Wright, 1990). Ces surfaces de

rupture d'enregistrement sédimentaire se développent au sommet de certains bancs calcaréo-dolomitiques et certains niveaux gréseux intercalés dans les marnes verdâtres ou rougeâtres de la première formation. Elles montrent une absence de bioturbation et de bioérosion, une morphologie plane et des minéralisations en fer développées. La caractéristique majeure est une dolomitisation intense du faciès sous-jacent où ne subsistent que des fantômes de lithoclastes ou bioclastes. Les cristaux de dolomie sont de petite taille (0.1mm en moyenne), souvent zonés. Ce phénomène de dolomitisation tendrait à indiquer une diagenèse précoce en domaine vadose. Il s'agit d'un "*hardground*" intertidal à supratidal au sens de Hamon, 2004, dont les processus à l'origine de la dolomitisation pourraient être multiples et sont encore aujourd'hui très discutés. Diverses hypothèses ont été émises pour expliquer la dolomitisation pénécemporaine, faisant généralement appel à la circulation de saumures enrichies en magnésium à travers les sédiments micritiques : le modèle de « *seepage refluxion* » (Adams et Rhodes, 1960), le modèle de « *evaporative pumping* » (Hsü et Siegenthaler, 1969), le modèle de « *mixing zone* » ou « *dorag model* » (dolomie formée en zone de mélange des eaux douces-eaux salées après une période pluvieuse par exemple, Badiozamani, 1973 ; Bosence *et al.*, 2000).

i- la surface bréchique remaniant une faune marine roulée

Elle correspond à une surface irrégulière surmontant le sommet de la dalle calcaire cénomano-turonienne dans la coupe du "chapeau chinois", cette discontinuité est matérialisée par un mince niveau calcaire lumachellique grainstone qui remanie des galets et une faune roulée de rudistes et de gastéropodes, ainsi que des nodules de fer. Cette surface présente un aspect bréchique qui indique une émergence prolongée.

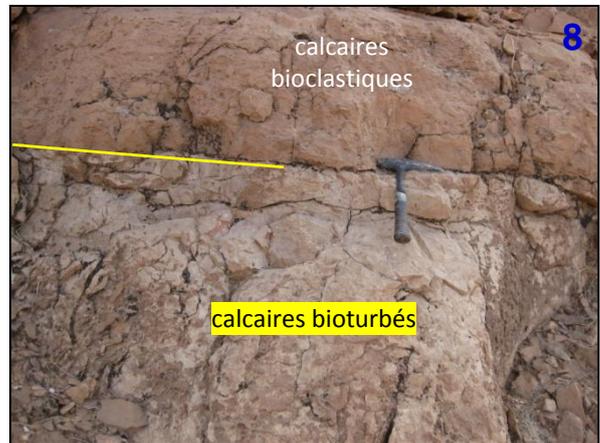
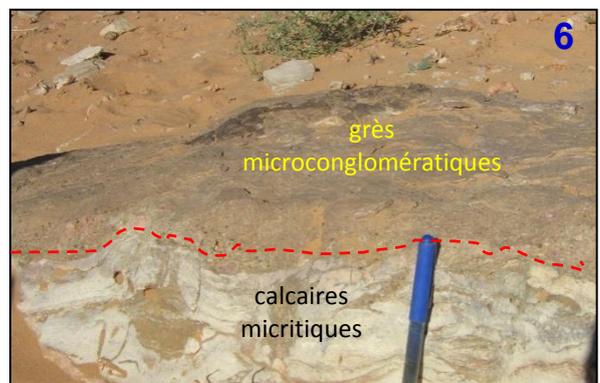
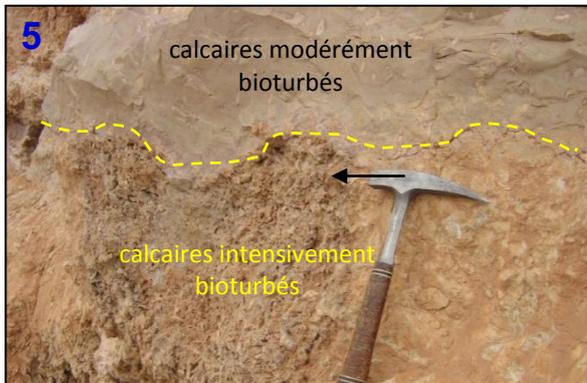
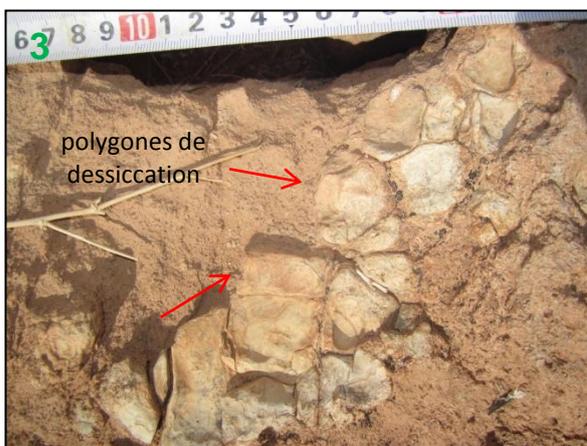
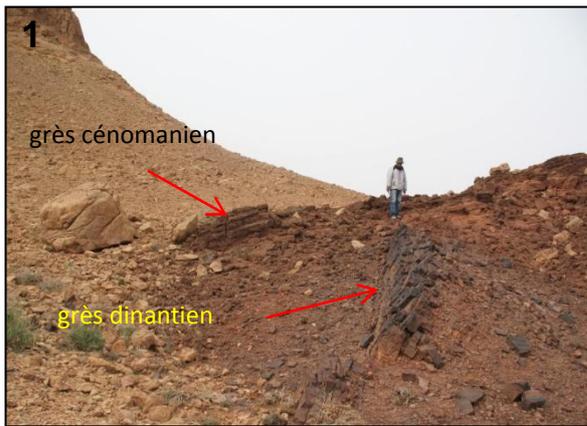
j- les diastèmes (Pl. XII, fig. 4)

Cette discontinuité mineure est fréquemment observée au sien de la barre calcaire attribuée au Céno-mano-Turonien. Elle correspond à un simple joint séparant deux bancs successifs. Barrell (1917) définit les diastèmes comme des discontinuités au sein de sédiments marins indiquant une interruption mineure de dépôts (arrêt de courte durée), sans modification des conditions sédimentaires.

k- les surfaces indiquant la rupture d'énergie hydrodynamique

Cette discontinuité sédimentaire correspond à des limites nettes, planes ou légèrement érosives, elle est de type lithologique et peut être déclenchée par la diminution ou l'augmentation de l'énergie hydrodynamique. Elle marque habituellement le passage d'un faciès gréseux à un faciès marneux, d'un grès à une dolomie ou d'une couches calcaires lumachelliques et/ou bioclastiques (packstones à grainstones) vers des calcaires micritiques (mudstones à wackestones).

PLANCHE. XI





IV.2- Découpage séquentiel (fig. 52)

Le découpage séquentiel a été fait à trois ordres hiérarchiques. Quel que soit l'ordre hiérarchique, les limites des séquences sont les discontinuités sédimentaires correspondant à une forte diminution de profondeur et à des débuts d'approfondissement (surface de rétrogradation) :

- le premier ordre est celui des séquences élémentaires, les plus petites, observables sur le terrain (épaisseur centimétrique à métrique) ;

- le deuxième ordre est celui des mésoséquences (notées *MS* sur les coupes de référence) qui regroupent plus que deux séquences élémentaires, et qui sont de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur ;

- le troisième ordre est celui de la séquences majeure (ou mégaséquence) qui regroupe plusieurs mésoséquences, dont les épaisseurs sont comprise entre 40 et 130 m. Cette mégaséquence correspond à autant de développements complets de la série crétacée anté-sénonienne, depuis leur installation.

IV.2.1- Caractérisation des principales séquences élémentaires

Dans le bassin du Guir, l'extension des aires de sédimentation et la régularité des milieux de dépôts dépendaient principalement des mouvements eustatiques transgressifs et régressifs de la mer céno-mano-turonienne. La superposition des différents milieux de dépôt au cours du temps permet de définir plusieurs séquences élémentaires "rétrogradation-progradation". Ces dernières correspondent aux paraséquences ou aux unités séquentielles de base (5^{ème} ordre) selon le modèle de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987 et 1991) et aux séquences génétiques du modèle de stratigraphie génétique (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Ces séquences élémentaires sont caractéristiques d'un environnement bien déterminé et constituent l'élément principal des cortèges sédimentaires. Leur identification dans la série étudiée est essentiellement basée sur leur évolution stratométrique et granulométrique, ainsi que son contenu lithologique et paléobiologique, ce qui détermine deux type d'évolution bathymétriques : une évolution bathycroissante ou positive ("*deepening upward sequences*" au sens de James, 1984a et Strasser *et al.*, 1988) et une évolution négative ou bathydécroissante ("*shallowing-upward sequences*" au sens de James, 1984a et Strasser *et al.*, 1988).

En se basant sur l'examen détaillée des formations tant à l'échelle macroscopique que microscopique, on peut dégager les principales unités séquentielles élémentaires suivantes :

a- Séquence microconglomérats-grès-marnes (ou argiles)-calcaires

Cette séquence, de 5 à 10 m de puissance maximale, est définie à la base de la première formation. Elle se développe au-dessus d'une discordance angulaire et se termine par un enduit ferrugineux ou par des polygones de dessiccation, issus d'émersion. Elle est faite d'un empilement de quatre termes lithologiques : microconglomérats ; grès fins ; marnes (ou argiles) et calcaires fossilifères en dalles latéralement continues. L'enchaînement de ces divers termes lithologiques suggère d'une dérive granulométrique progressive vers les faciès plus fins ("*fining-upward*") et traduit une diminution progressive de l'énergie hydrodynamique. Les termes détritiques correspondent à une sédimentation d'origine littorale et les niveaux calcaires indiquent l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Cette évolution séquentielle peut être mise en relation avec un approfondissement relatif des milieux (bathycroissance) en même temps qu'un recul relatif du flux terrigène, conséquence d'un aplanissement des reliefs nourriciers installés au Sud du bassin. Elle révèle, ainsi, un régime transgressif.

b- Séquence marnes rouges-grès (et ou silts)

Cette séquence bipolaire caractérise surtout la première formation (unité "1-C") qui se développe dans partie méridionale du bassin, elle est matérialisée par un terme marneux chimico-détritique et par un deuxième terme purement détritique à composante lithologique gréseuse ou silteuse. L'alternance des marnes d'origine sebkhaïque avec des niveaux gréseux ou silteux minces, témoigne de l'installation des milieux marins proche à l'émersion (supratidal) soumis à des apports continentaux moins accentués qu'à la base de la première

formation ("unité 1-A"). Il s'agit d'une suite séquentielle granocroissante et à tendance évolutive régressive (progradante).

c- Séquence calcaires-marnes-gypses

Cette séquence est bien représentée dans la première formation ("unité 1-C") qui se développe sur les bords septentrionaux du bassin crétacé du Guir. Elle est formée par une dalle calcaire fossilifère qui se poursuit par une alternance de marnes rouges ou verdâtres avec des lits gypseux centimétriques. Cette alternance est intercalée de deux barres massives gypso-dolomitiques à lamines stromatolithiques ondulées qui évoluent au sommet en bancs à structures en "tepees".

Cette séquence élémentaire débute par l'inondation lors d'une incursion marine de faible durée (tempêtes) et se termine par l'émersion du milieu de dépôt. Elle souligne le confinement progressif du milieu marin avec une augmentation de la salinité des eaux. Les évolutions cycliques des faciès marneux, dolomitiques et évaporitiques traduisent des variations eustatiques de courte durée et sont interprétées, en termes de stratigraphie séquentielle, comme des paraséquences déposées par des cycles eustatiques inondation-émersion de 5^{ème} ou 4^{ème} ordre en milieu intertidal à supratidal.

d- Séquence marnes-dolomies à fenestraes

Cette séquence élémentaire affleure presque exclusivement dans la partie septentrionale du bassin d'étude. Elle débute par des marnes verdâtres sans faune apparente et se termine par des dalles dolomitiques laminées et à "bird-eyes". Leurs caractères sédimentologiques indiquent une évolution séquentielle bathycroissante suivie d'une émersion dans un milieu de dépôt tidalitique (intertidal haut à supratidal).

e- Séquence gypses-gypses pélitiques (ou gypses varvés)

Cette séquence élémentaire correspond à une alternance millimétrique de lits clairs gypseux avec d'autres lamines plus foncées de gypses enrichis par des inclusions floconneuses d'origine argileuse. Cette alternance cyclique traduit des fluctuations de salinité annuelles ou saisonnières dans un bassin évaporitique de type sebkha, conséquence des périodes d'inondation-émersion de court terme.

f- Séquence marnes verdâtres-calcaires

Cette séquence élémentaire est constituée par un pôle marneux verdâtre suivi par un autre terme calcaire bioclastique ou à HCS. Elle détermine l'instauration d'une évolution sédimentaire bathycroissante qui annonce une ouverture vers un milieu marin peu profond. Il s'agit des incursions marines de type tempêtes qui ne peuvent être que la conséquence de manifestations d'origine eustatique.

g- Séquence calcaires noduleux-calcaires massifs

Il s'agit d'une paraséquence composite qui débute au-dessus des marnes à intercalations calcaires stromatolithiques suggérant l'image d'une zone côtière plate à la limite d'émersion.

Elle est composée à la base par des calcaires noduleux à faunes benthiques et pélagiques, interprétés comme un demi-cycle transgressif. Le demi-cycle régressif de cette paraséquence correspond à une barre calcaire bioclastique intensivement bioturbée à la base et stromatolithique au sommet, et dont le toit du dernier niveau est recouvert par des "*sheet cracks*" (émersion). Elle représente une suite à évolution bathymétrique composée qui correspond à une paraséquence à tendance générale vers l'ouverture sur la mer franche.

h- Séquence calcaires lités-calcaires bioclastiques

Elle est agencée en séquences centimétriques qui révèlent une évolution complexe dans le domaine subtidal : une phase d'approfondissement responsable au dépôt des calcaires laminés et débités en plaquettes (supralittoral), puis un stade de comblement responsable au dépôt des calcaires bioclastiques en dalles minces parfois à tendance lumachellique (tempêtes infralittorales). Cette alternance confère à l'unité lithostratigraphique "2-D", attribuée au Turonien inférieur, une allure cyclique, dont l'évolution répétitive stratométrique et lithofaciologique témoigne d'un contrôle allocyclique essentiellement eustatique.

IV.2.2- Caractérisation des mésoséquences (fig. 52)

L'enchaînement vertical des différentes associations de faciès (ou milieux de dépôt) et des cycles séquentiels mineurs (ou séquences élémentaires) permet de définir trois mésoséquences transgressives-régressives, qui sont :

a- Mésoséquence "MS.1"

La première mésoséquence, d'âge Cénomaniens inférieur, est composée des unités de la Formation des "Marnes à gypse inférieures". Elle est limitée à la base par une discordance angulaire et par une discontinuité d'érosion tidale ("D1") qui correspond à une surface de transgression. Elle s'achève par une discontinuité d'émersion (polygones de dessiccation) qui passe, par endroits, à un niveau calcaire stromatolithique pétri de gastéropodes et de bivalves pyriteuses et de petite taille ("D6"). Le demi-cycle transgressif est composé des deux premières unités ("1-A" et "1-B") et assure l'évolution des épandages détritiques littoraux (ou fluviatiles au Sud du bassin) vers des dépôts de plate-forme péritidale de haute énergie (calcaires bioclastiques intertidaux). Celui-ci régressif est formé des deux dernières unités ("1-C" et "1-D") qui se développent dans une plate-forme péritidale de faible énergie (marnes, gypses et stromatolithes). Le maximum d'inondation coïncide avec le sommet ("D3") de la première dalle calcaire fossilifère de la deuxième unité ("1-B").

b- Mésoséquence "MS.2"

La deuxième mésoséquence transgressive-régressive est d'âge Cénomaniens supérieur. Elle débute avec la discontinuité "D6" qui se matérialise par un changement brutal de faciès et d'environnements sédimentaires, avec passage de dépôts marneux ou calcaires stromatolithiques de plate-forme péritidale vers des niveaux calcaires noduleux de plate-forme infralittorale. Elle est interrompue par la discontinuité "D8" qui précède l'installation d'une barre subrécifale à caprinidés.

Le demi-cycle transgressif, d'âge Cénomaniens supérieur non terminal, correspond au bio-événement à *Neolobites* qui s'est déposé dans un milieu de vasière infralittorale, dont la diversité et l'abondance de la faune indique une stabilité du milieu et donc peut être un maximum de profondeur (Skelton *et al.*, 1995 ; Gili *et al.*, 1995 ; Skelton *et al.*, 1997 ; Sanders et Pons, 1999). Le demi-cycle régressif occupe la partie terminale du Cénomaniens supérieur, il est représenté par des carbonates en grosse barres massives (calcaires bioturbés margino-littoraux et calcaires tidalites à lamines cryptoalgaires et figures d'émersion).

c- Mésoséquence "MS.3"

La troisième mésoséquence couvre une partie du Cénomaniens terminal et le Turonien inférieur, elle est limitée à la base par la discontinuité "D8" qui coïncide avec l'instauration d'un régime subrécifal d'ampleur régional. Leur limite supérieure est une discontinuité composite majeure "D11" formée d'une surface d'émersion accompagnée et/ou suivie d'une érosion qui précède le dépôt de la Formation des « Marnes à gypse supérieures » attribuée au Sénonien.

Cette mésoséquence exprime également une évolution transgressive-régressive aboutissant au développement d'un épisode subrécifal, puis à la généralisation d'une sédimentation calcaire stratifiée d'eau calme et plus profonde, en relation avec une remontée eustatique (demi-cycle transgressif), surmontée par un faciès marginolittoral lié à la diminution de profondeur (demi-cycle régressif), par comblement, jusqu'à l'émersion ("D11").

IV.2.3- Caractérisation d'une mégaséquence (fig. 52)

Les différents termes du Cénomaniens-Turonien inférieur sont agencés dans la région de Béchar en une séquence majeure ou "mégaséquence" d'ouverture qui intègre les trois mésoséquences "MS.1", "MS.2" et "MS.3", évoluant par étapes successives : d'un milieu détritique continental (fluvial) ou littoral vers un milieu de plaine d'inondation évaporitique (ou plate-forme péritidale) soumise épisodiquement à des incursions marines événementielles (tempêtes) comme l'indique les horizons bioclastiques intercalés dans les marnes gypsifères, puis un milieu marin ouvert sur le domaine océanique comme l'atteste l'abondance de faunes benthiques et pélagiques. Cette mégaséquence correspond à l'avancée de la mer sur la bordure septentrionale du craton saharien (ou marge africaine du continent Gondwana). Il s'agit d'un phénomène eustatique considérable, bien connu dans le monde entier.

La mégaséquence est limitée à la base par une surface de rétrogradation ("D1") qui superpose un substratum paléozoïque antérieurement structuré et érodé. Les baisses eustatiques correspondant à des périodes d'émersion prolongées sont soulignées au sommet de la barre calcaire, et de la mégaséquence, par des fentes et polygones de dessiccation ("D11") qui supportent des chenaux microconglomératiques noircis déposés en milieu émergé. Ces derniers caractères attestent des changements faciologiques et paléogéographiques importants et indiquent une discontinuité d'ampleur régionale. Cette dernière a été décrite également au sommet de la barre calcaire cénomano-turonienne qui affleure sur le versant sud du Haut-

Atlas occidental, (Algouti *et al.*, 1999). Elle a été attribuée à une régression marine due à la phase tectonique embryonnaire anté-sénonienne qui a mis une grande partie de l'Afrique du Nord en émergence. Néanmoins, dans notre région d'étude, nous n'avons décelé aucune trace de mouvement tectonique. Les dépôts attribués au Sénonien reposent en concordance sur la corniche céno-mano-turonienne. Toutefois un changement paléogéographique notable est à souligner. Par ailleurs, plusieurs auteurs ont mis en évidence dans les bassins Navarro-Cantabres (Amiot, 1983 ; Lamolda, 1983) et dans le bassin Ibéro-Bétique (Canérot *et al.*, 1982 ; Vilas *et al.*, 1982) une rupture sédimentaire majeure qui précède le Sénonien généralement régressif. Cette rupture peut même s'accompagner d'une légère discordance. En Algérie du Nord, Deleau (1948) a signalé cette discordance dans les Monts du Nador.

Par comparaison avec la courbe de l'eustatisme mondial (cycles de Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1987), la mégaséquence définie dans le bassin crétacé du Guir, correspond au cycle d'ordre 2 " **UZA2**" (Vail). Elle peut être également corrélée chronologiquement avec les **Mégaséquences I** (Albien terminal-Cénomaniens) et **II** (Turonien) définies dans les Aurès (Herkat et Delfaud, 2000) et qui évoluent, contrairement à notre région d'étude, depuis un environnement marin distal vers des termes appartenant à la plate-forme médiane et littorale. Cette tendance évolutive bathydécroissante a été interprétée comme étant d'origine tectonique.

V- PALEOGEOGRAPHIE ET MODELE SEDIMENTOLOGIQUE DU GUIR

La distribution des associations de faciès et des systèmes sédimentaires, ainsi que la corrélation des séquences d'amont en aval, permettent une bonne compréhension paléogéographique de l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région de Béchar. Ainsi, trois principales phases paléogéographiques peuvent être superposées :

Phase. 1- *Chenaux fluviaux méandriiformes modestes en amont et milieu littoral en aval*

Cette phase correspond au paysage sédimentaire des faciès de l'"unité 1-A" (Formation des Marnes à gypses inférieures) formée principalement d'une sédimentation détritique (grès, argiles et conglomérats).

En effet, la géométrie des dépôts détritiques ("unité 1-A"), avec lesquels débute l'histoire crétacée, s'intègre dans un cadre paléogéographique très contrasté entre les deux extrémités du bassin (fig. 53A et B, fig. 54) : la partie amont, au Sud, définie par l'axe de Meridja-Ben Zireg et la partie aval, au Nord, représentée par l'axe de Menaguir-Boukaïs-Djebel Asfer.

Ces termes détritiques de base, appelés systématiquement le "Continental intercalaire" et interprétés comme faciès fluviaux par nos prédécesseurs, reposent en parfaite discordance sur les terrains précambriens et paléozoïques et sont essentiellement localisés le long de la zone septentrionale du bassin d'étude (partie aval du paysage sédimentaire, en direction de la Téthys). Leur sédimentation s'est produite dans un milieu de plate-forme détritique littorale peu profond et à influence de marées voire de tempêtes.

Sur les bordures méridionales du bassin (partie amont, en direction du continent saharien), il n'y a rigoureusement aucun niveau détritique à la base de la série, sauf quelques chenaux à remplissage gréseux fluvatile méandrique (association de faciès "A") près des localités de Ben Zireg (150 m de largeur), de Kénadsa (30 m de largeur) et de Oued Safsaf (20 m de largeur). Lorsque ces niveaux affluerent, ils disparaissent latéralement sur de faible distance et passent directement à une sédimentation argileuse rouge ou marneuse verdâtre gypsifère qui témoignent d'un environnement de type sebkha.

En termes de stratigraphie séquentielle, la bande détritique qui jalonne la série crétacée et qui se concentre sur les bords septentrionaux du bassin du Guir, correspond à une séquence rétrogradante (transgressive), de par son faciès détritique nettement littoral qui nappe des surfaces de transgression tidales.

Le prisme détritique de rétrogradation est entrecoupé, à certains niveaux, par des épisodes régressifs (émersion) ayant favorisé l'altération des marnes verdâtres et leur transformation en argiles rouges (climat chaud). Plus en amont, ce prisme passe à un faciès fluvatile qui se sédimente, par le biais d'une surface d'érosion fluvatile, à la base d'une sédimentation à évolution séquentielle transgressive. Vers le sommet, les niveaux gréseux presque disparaissent et laissent place à une sédimentation de carbonates laminés ou à fossiles d'eau peu profonde (plate-forme carbonatée), meilleure preuve de la poursuite de l'ennoyage marin.

Paléocéologiquement, la distribution des vertébrés découverts dans le bassin d'étude indique également le passage d'un milieu continental au Sud, représenté par la faune semi-aquatique (tortues et dipneustes) ou strictement aquatique (coelacanthes et actinoptérygiens), à un milieu marin peu profond au Nord, attesté par la fréquence du poisson sélacien *Onchopristis numidus* dans les gisements de Berridel et de Menaguir.

Par ailleurs, la présence de dipneustes, dont les dents sont très fréquentes dans le gisement de Kénadsa, laisse supposer, par comparaison avec l'écologie du genre africain actuel *Protopterus*, une alternance de saisons sèches et de saisons humides sous un climat de type tropical. *Protopterus* est un animal adapté aux dessèchements temporaires (Dutheil, 2000).

On peut penser, aussi, que les *Spinosaurus* de la région du Guir ont vécu près des cours d'eau où ils pouvaient se nourrir en abondance des poissons comme *Lepidotes*, faune trouvée en abondance dans le chenal de Kénadsa.

En effet, les spinosauridés se nourrissaient essentiellement de poissons (animal piscivore, fig. 53B), ce qui a été confirmé par la découverte de restes de *Lepidotes* à l'emplacement de l'estomac de *Baryonyx* du Crétacé inférieur d'Angleterre (Charig et Milner, 1986, 1990).

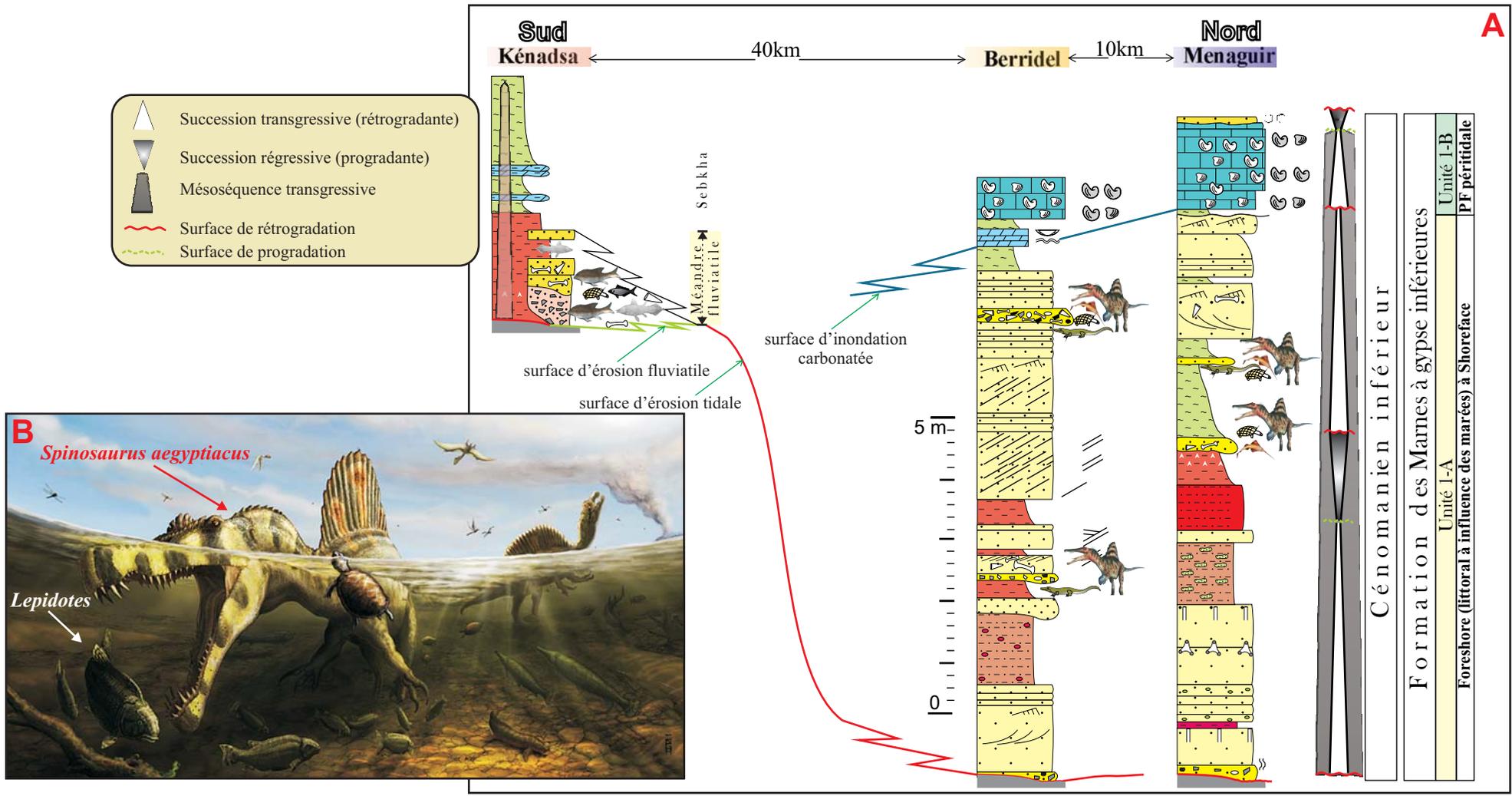


Fig. 53 A : Corrélation lithostratigraphique selon un axe nord-sud de la bande détritique "Unité 1-A" nommée "Continental intercalaire" par les anciens auteurs.
 B : Restauration de la vie de *Spinosaurus aegyptiacus* (d'après Bertin, 2010).

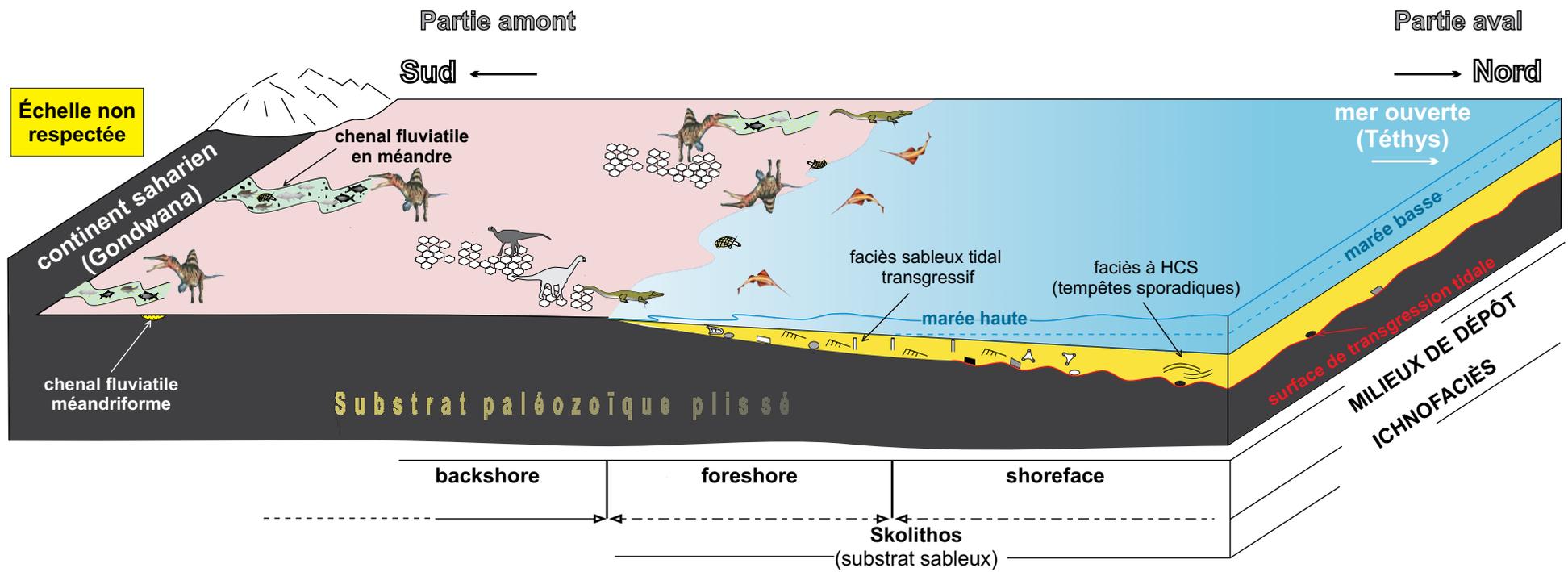


Fig. 54 : Paysage sédimentaire amont-aval de la bande détritique "Unité 1-A" nommée "Continental intercalaire" par les anciens auteurs. La reconstitution paléogéographique est, ici, focalisée sur les structures sédimentaires diagnostiques, les ichnofossiles et les restes de vertébrés.

Phase. 2- *Sebkha côtière (ou plate-forme péritidale) à influence continentale en amont, à influence marine et débordée par les tempêtes en aval* (fig. 55 et 56)

Cette phase correspond aux dépôts des "unités 1-B, C et D", où on y rencontre des argiles rouges et des marnes verdâtres, des carbonates et des évaporites, ainsi que de rares chenaux gréseux isolés et à faible épaisseur. Elle assure une uniformisation des dépôts à l'échelle régionale en relation avec le comblement des parties basses et l'élévation eustatique du Cénomaniens. Le paysage sédimentaire de cette phase à sédimentation mixte, est qualifié de vaste plaine peu profonde (partie proximale d'une plate-forme = plate-forme marginale ou péritidale = milieu intertidal haut à supratidal) analogue à une sebkha côtière soumise à des exondations parfois prolongées (argiles rouges), à des remise en eau répétées ("tidal flats" ou influence des marées) et épisodiquement à l'action des tempêtes. Il montre les caractères de la plate-forme évaporitique ("*Evaporation platform*") décrite par Chen *et al.* (2004) dans le Jurassique moyen du bassin de Qangtang (Tibet, Chine) et qui coïncide également avec la partie supérieure de la zone de balancement des marées. Les caractères faible profondeur et confinement de la plate-forme sont attestés par la fréquence des niveaux gypseux, dolomitiques et stromatolithiques.

Les périodes à évolution uniforme sont attestées par expansion, sur une grande partie du bassin, d'une dalle repère isométrique, à régularité de faciès remarquables et à valeur événementielle (niveau à bivalves et gastéropodes monospécifiques), ainsi que la généralisation d'une sédimentation de sebkha qui indique une morphologie extrêmement plate. Toutefois, il est important de signaler quelques variations et passages latéraux des faciès entre les deux extrémités du bassin :

Les niveaux marneux verdâtres, les bancs de gypse et les calcaires fossilifères de tempêtes y sont plus fréquents et plus épais au Nord. Ces caractères dénotent l'existence d'une subsidence plus forte, une influence des tempêtes plus marquée, ainsi que la proximité d'une mer ouverte (Téthys, voir plus loin) dans une partie aval d'un bassin sédimentaire ;

Dans la partie sud du bassin, les intercalations silteuses, gréseuses ou argileuses rouges sont relativement abondantes tandis que les niveaux gypseux y sont rares voire absents et ainsi la série y est plus réduite. En outre, à l'exception d'un niveau calcaire fossilifère repère d'importance régionale, les couches carbonatées témoignant l'influence des tempêtes sont réduites voire absentes. Ces données indiquent la dominance des processus d'érosion et des influences continentales dans une partie amont d'un bassin de sédimentation.

Sur le plan stratigraphie séquentielle, il s'agit d'un prisme transgressif évoluant normalement de l'aval vers l'amont de l'amincissement Sud-Nord et de la perte des faciès carbonatés. Par contre, malgré leur épaisseur très réduite, les niveaux détritiques augmentent en nombre vers le Sud, en raison de la proximité de la source nourricière (continent).

Du Nord au Sud, les variations latérales des niveaux carbonatés en termes d'épaisseur n'ont malheureusement pas été identifiées avec précision, en raison de l'absence des affleurements entre les bords du bassin.

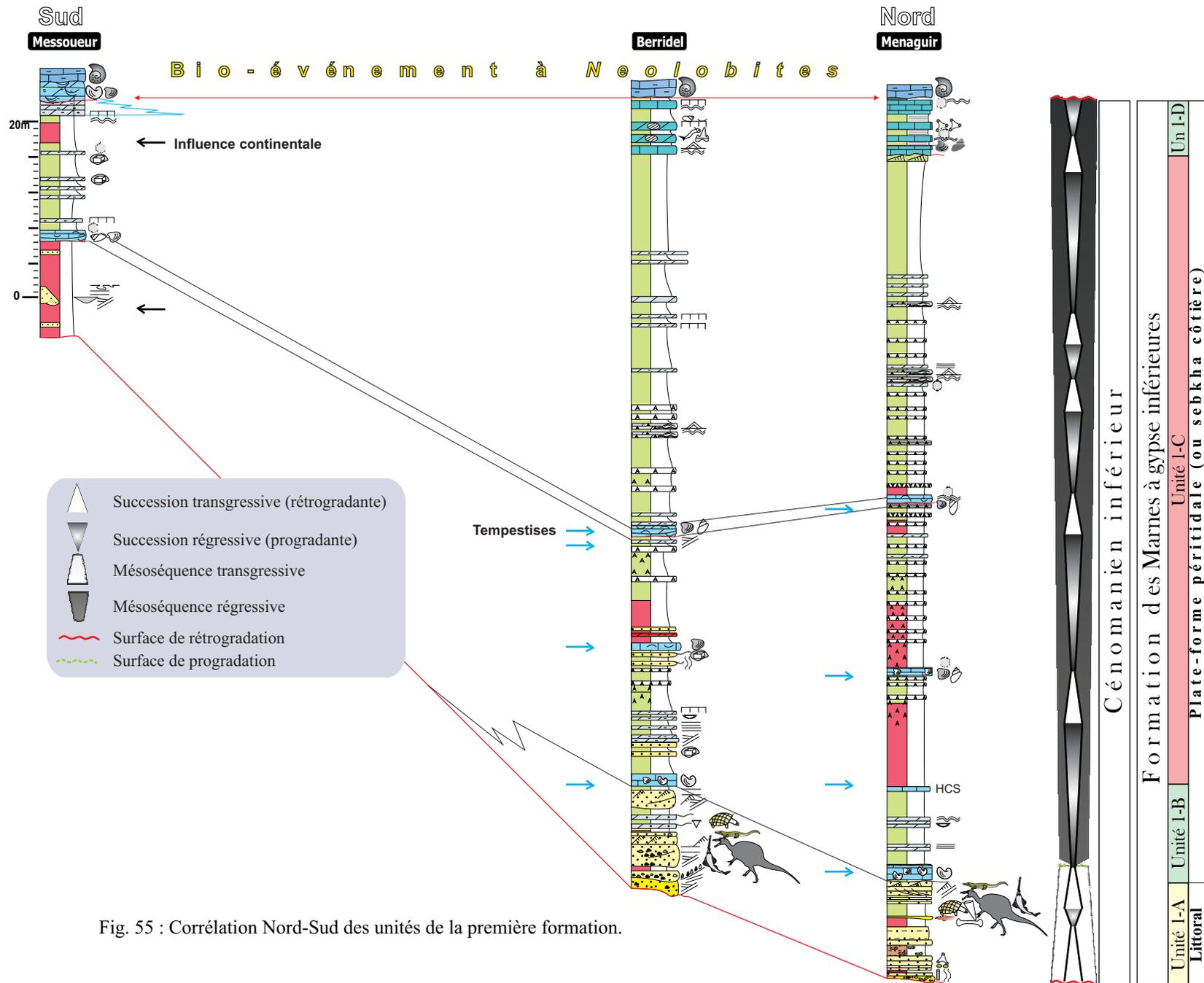


Fig. 55 : Corrélation Nord-Sud des unités de la première formation.

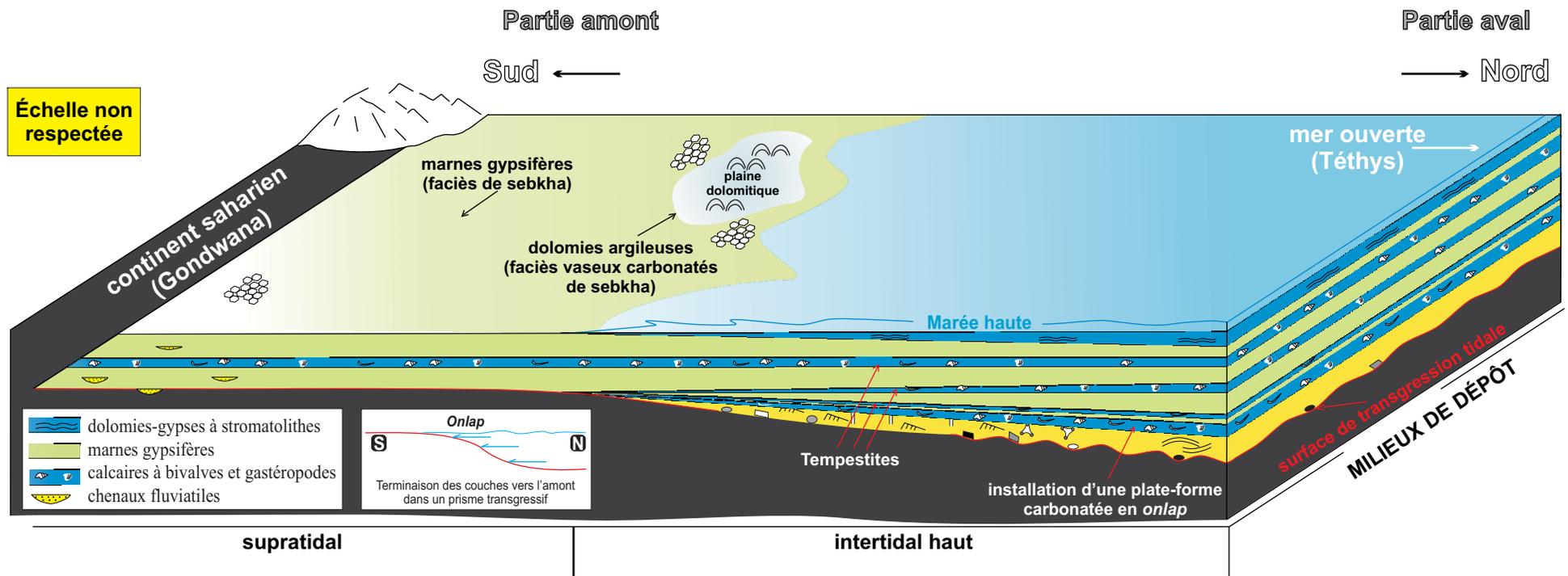


Fig. 56 : Paysage sédimentaire amont-aval des dépôts du Cénomanién inférieur (“unités 1-B et 1-C”) post-événement détritique.

On peut supposer qu'il s'agit de l'"onlap" de la plate-forme sur un relief de substrat semi-émergé. Cette évolution transgressive est accentuée au début du Cénomanién supérieur. Elle est suivie d'un approfondissement des milieux de dépôts qui conduit à l'installation d'une plate-forme carbonatée non barrée de type "rampe homoclinale".

Phase. 3- Installation d'une rampe carbonatée homoclinale

Cette phase indique une importante élévation eustatique et un approfondissement des milieux de dépôts, ainsi que leur ouverture sur le domaine océanique (ammonites, nautilus et rudistes). C'est la période de mise en place d'un vaste système de plate-forme carbonatée homoclinale (au sens de Ahr, 1973 ; Read, 1982 et 1985) qui empiète un domaine régulièrement arasé (sebkha de la phase précédente).

Le modèle proposé d'une rampe carbonatée à faible pente pour la série crétacée du Guir est témoigné par :

- la similarité des faciès lithologiques et biologiques sur les bords du bassin et, donc, la présence des mêmes mécanismes sédimentaires ;

- l'absence des grandes variations latérales de faciès à l'échelle régionale ;

- l'absence d'une franche zonation sédimentaire.

Ainsi, trois environnements de dépôts majeurs ont été reconnus (fig. 57) :

- des milieux externes situés sous la limite inférieure des vagues de tempêtes (rampe distale = subtidal profond) ;

- des milieux intermédiaires situés entre la limite inférieure d'action des tempêtes et la limite d'action des vagues de beau temps (rampe médiane = subtidal peu profond) ;

- et des milieux internes situés au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (rampe proximale = médio à marginollitoral).

Cette évolution régionale s'inscrit dans la tendance eustatique d'ensemble caractérisée par une montée eustatique généralisée affectant l'Europe et la marge nord-africaine de la Téthys (Hardenbol *et al.*, 1998). Il est généralement admis que le Cénomano-Turonien est une période d'optimum climatique chaud et il en résulte un contexte très transgressif à extension marine maximale (Barron, 1987 ; Frakes *et al.*, 1994).

L'installation d'une plate-forme carbonatée dans la région de Béchar est, sans doute, une conséquence directe des pics transgressifs de la grande transgression cénomano-turonienne.

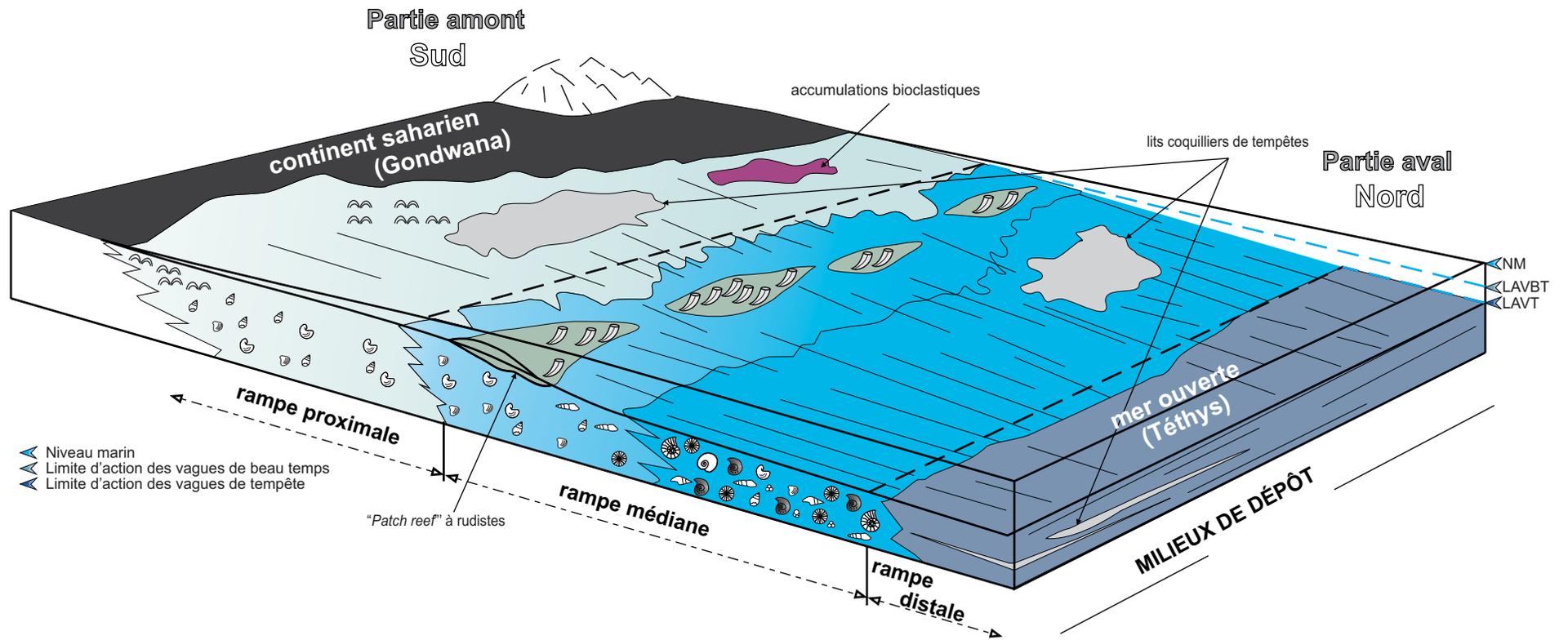


Fig. 57 : Modèle hypothétique présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans le bassin du Guir.

VI- CONCLUSION

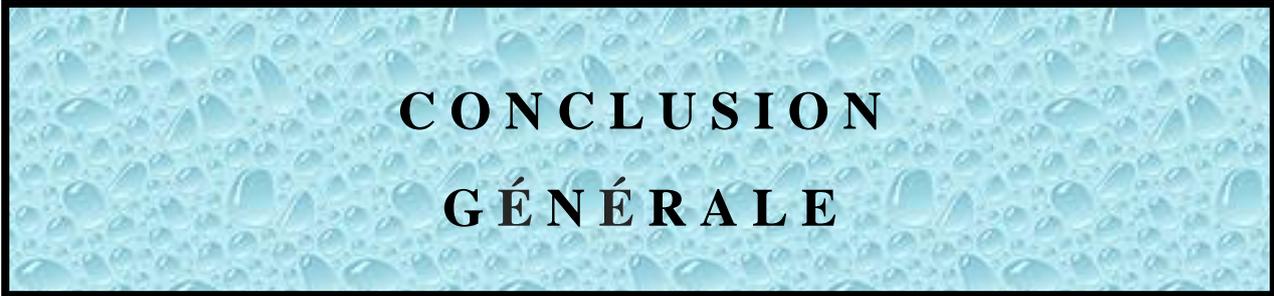
L'étude sédimentologique du Crétacé de Béchar a permis de mettre en évidence 22 faciès, interprétés en termes de processus et d'environnement de dépôt, regroupés en 7 associations de faciès et en trois systèmes sédimentaires : détritique, mixte et carbonaté. Ces systèmes de dépôt s'agencent dans trois mésoséquences à développement inégal, limitées par des discontinuités à valeur régionale et organisées par plusieurs séquences élémentaires "transgression-régression". Ces dernières s'empilent pour donner une mégaséquence d'ouverture.

L'intégration des acquis stratigraphiques et d'études sédimentologiques permet désormais de définir d'une manière détaillée les mécanismes et les modalités de la sédimentation durant l'intervalle Cénomaniens-Turonien inférieur. Ainsi, trois stades paléogéographiques se superposent : Le premier stade est représenté par des chenaux fluviaux méandriques modestes au Sud et par un milieu littoral à influence tidale au Nord ; Le deuxième stade correspond à un paysage de sebkha côtière (ou plate-forme péritidale) à influence continentale au Sud et débordée par les tempêtes au Nord ; Lors du troisième stade, le profil de dépôt change radicalement, en relation avec une hausse du niveau marin relatif durant le Cénomaniens supérieur. Cette montée eustatique aboutit à l'installation, en bordure du craton saharien, d'une rampe carbonatée homoclinale dépourvue d'apports détritiques terrigènes, à bathymétrie faible, avec une salinité et une oxygénation normales des eaux. Elle correspond à la plus vaste transgression de l'histoire post-carbonifère (Arthur *et al.*, 1985 ; Haq *et al.*, 1987 et 1988 ; Busson *et al.*, 1996). Il s'agit d'une transgression marine généralisée (mer épicontinentale) qui uniformise la paléogéographie du domaine atlasique et une grande partie du Sahara. L'origine atlantique ou téthysienne a été discutée par de nombreux auteurs (Choubert et Faure Muret, 1962 ; Souhel *et al.*, 1989 ; Andreu, 1991 ; Ensslin, 1993 ; Philip *et al.*, 1993 ; Philip et Floquet, 2000 ; Canérot *et al.*, 2002 ; Ciszak *et al.*, 1999,...). Ainsi, nous présentons des arguments sédimentologiques et paléontologiques pour trancher l'origine de cette transgression mondiale dans la région de Béchar :

Les corrélations Nord-Sud des coupes étudiées permettent de déduire que :

- l'épaisseur des deux formations augmente du Sud vers le Nord ;
- les niveaux gypseux (premiers émissaires d'une transgression marine) et les niveaux carbonatés franchement marins sont très fréquents au sein de la première formation qui se développe dans la partie septentrionale du bassin.

Ces observations d'ordre sédimentologique impliquent la présence d'une mer ouverte au Nord. Elles laissent entrevoir une influence téthysienne des dépôts. Cette influence septentrionale a été validée par le cachet paléobiogéographique nettement téthysien de l'assemblage paléontologique découvert, notamment l'échinofaune, la malacofaune et les *Neolobites vibrayanus*. En outre, des études paléobiogéographiques basées sur l'ostracofaune (Andreu, 1991) corroborent cette hypothèse, en montrant que les faunes téthysiennes turoniennes atteignent presque les côtes atlantiques actuelles du Maroc.



**CONCLUSION
GÉNÉRALE**

CONCLUSION GENERALE

Durant le Cénomaniens-Turonien inférieur, s'installe sur la marge nord-gondwanienne du craton africain, un sillon à sédimentation mixte nommé par nos prédécesseurs le « *sillon préafricain* » ou « *sillon transatlantique* ». La région de Béchar, irriguée par l'Oued Guir, constitue l'une des composantes sédimentaires majeures de ce bassin margino-cratonique modelé sous forme d'un sillon étroit. Elle a fait l'objet d'une étude lithostratigraphique, paléobiogéographique et sédimentologique reposant sur de nombreuses coupes géologiques, banc par banc, qui affleurent depuis la région de Ben Zireg à l'Est jusqu'à la frontière algéro-marocaine à l'Ouest.

Dans cette partie du Sahara nord-occidental, le Crétacé anté-sénonien est organisé en deux formations lithostratigraphiques bien distinctes (fig. 58), selon leurs caractères lithologiques et sédimentologiques, séparées par une discontinuité d'ampleur régionale marquée sur le terrain par une surface à faune pyriteuse et à polygones de dessiccation au toit d'un niveau calcaire ou par un contraste lithologique entre deux entités hétérogènes:

- Formation des Marnes à gypse inférieures ;
- Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane.

Des variations latérales de faciès ont été observées au sein de chaque formation.

(1) La Formation des « Marnes à gypse inférieures » est formée de quatre unités :

- une unité basale (1-A) grés-argileuse à passées conglomératique, épaisse et bien continue latéralement sur les bords septentrionaux du bassin et très sporadique dans leur partie méridionale. Elle a été jugée infra-cénomaniens et azoïque par les anciens auteurs, mais elle nous a livré pour la première fois une importante faune de vertébrés qui nous a permis de leur attribuer un âge Cénomaniens inférieur. Ont notamment été mis au jour des restes de chéloniens, de crocodiliens, de dinosauriens (*Spinosaurus* sp. et *Spinosaurus aegyptiacus*), de chondrichthyens (*Onchopristis numidus*) et d'ostéichthyens (*Ceratodus africanus*, *Mawsonia lavocati* et *Lepidotes* sp.). Ces restes de vertébrés se sont accumulés dans un contexte fluvial (gisement de Kénadsa) ou côtier à influence des marées (gisements de Boukais et de Berridel). Ce dernier environnement de dépôts est attesté par des observations sédimentologiques (figures sédimentaires) et ichnologiques. Les traces fossiles qui ont été

identifiés, en tant qu'une association de l'ichnofacies Skolithos, sont *Altichnus*, *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Arenicolites* et *Monocraterion*. Les restes de vertébrés découverts sont d'une association d'affinité nord-africaine plutôt que gondwanienne ;

- une deuxième unité (1-B) affleurant uniquement dans la partie nord du bassin, composée d'une alternance de marnes verdâtres ou rougeâtres avec des dalles calcaires bien réglées latéralement, supratidales ou à caractères de tempêtes;

- la troisième unité (1-C) est formée de marnes verdâtres ou rougeâtres à passées de gypses, notamment au Nord du bassin et à intercalations gréseuses minces plus fréquentes sur les bords méridionaux du bassin. Elle témoigne d'une sédimentation de plateforme péritidale de faible énergie analogue à une sebkha côtière ;

- la dernière unité (1-D) apparaît uniquement dans les secteurs septentrionaux de la région d'étude, elle est représentée par une alternance de marnes verdâtres ou blanchâtres avec des dalles calcaires stromatolithiques, bien continues latéralement et interrompues souvent par des surfaces à polygones de dessiccation ou à faune pyriteuse et de petite taille. Elle atteste un milieu intertidal haut à supratidal ;

(2) La Formation des « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane » se compose également de quatre unités :

- une unité basale (2-A) caractérisée par une alternance de marnes avec des calcaires noduleux à biophase abondante (huîtres, ammonites, nautilus, échinides, bivalves, gastéropodes et foraminifères benthiques) témoignant d'un milieu de vasière infralittorale ;

- une deuxième unité (2-B) composée de barres calcaires massives, riche en *Thalassinoides* à la base et en lamines stromatolithiques au sommet, attestant ainsi d'un milieu marginolittoral ;

- la troisième unité (2-C) correspond à une barre calcaire riche en moules internes de *Caprinula* et en foraminifères benthiques suggérant un milieu subrécifale ("*patch reef*") ;

- la dernière unité (2-D) se compose de couches mudstones-wackestones minces, souvent laminées, à nodules de silex, bien continues latéralement et interrompues parfois par des niveaux coquillers packstones-grainstones. Cette dernière unité traduit un milieu subtidal peu profond.

Au sein de la deuxième formation, l'analyse des nouvelles récoltes paléontologiques a fourni, en association avec des *Neolobites vibrayeanus* et des pycnodontiformes indéterminés, vingt espèces de bivalves, quatre genre de rudistes, sept familles de gastéropodes, deux nautilus et neuf taxons d'échinides. La présence des *Neolobites vibrayeanus*, des foraminifères (*Chrysalidina gradata*, *Merlingina cretacea*, *Nezzazatinella picardi*, *Nezzazata simplex* et *Pseudolituanelle reicheli*) et des rudistes (*Apricardia*, *Caprinula boissyi*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpei*) dans les trois premières unités, a permis d'assigner à cette partie de la plate-forme un âge Cénomaniens supérieur. La quatrième unité est attribuée au Turonien inférieur suite à un changement paléoécologique et sédimentologique majeur, ainsi que par recoupement faciologique avec les régions avoisinantes. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge dans les autres régions méditerranéennes et sahariennes et permet de constater que l'assemblage faunique marin est d'obédience téthysienne.

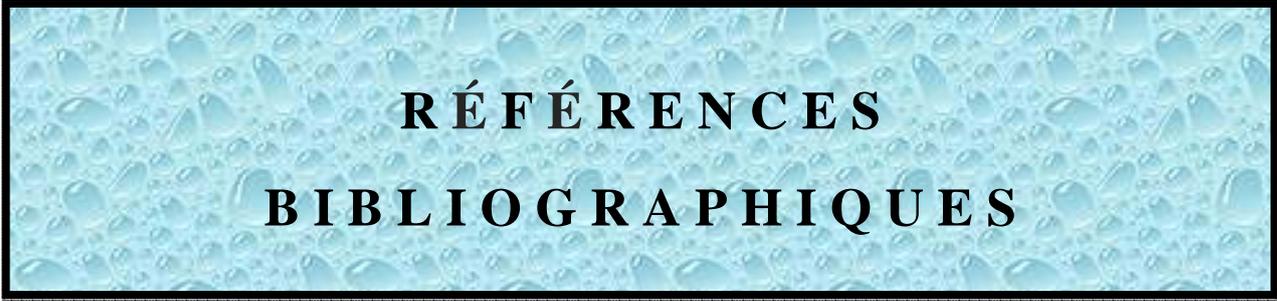
La caractérisation des discontinuités sédimentaires et l'analyse des modalités d'empilement des lithofaciès permettent de distinguer plusieurs types de séquences élémentaires, bien distinctes par leurs caractères lithologiques, sédimentologiques et paléobiologiques dépendantes principalement des mouvements eustatiques du niveau de la mer sur la plateforme préafricaine. Ces séquences mineures s'emboîtent les unes sur les autres pour donner trois mésoséquences transgressives-régressives, encadrées par des discontinuités d'importance régionale, pour constituer une méga-séquence évoluant vers l'ouverture sur la mer franche.

Les corrélations effectuées montrent que l'ensemble marneux versicolore est plus épais dans les parties nord et ouest du bassin ; les niveaux gypseux y sont plus fréquents et les sédiments franchement marins y apparaissent précocement au Cénomaniens supérieur, antérieurement à l'installation de la plate-forme carbonatée préafricaine. En revanche, sur les bords méridionaux, les intercalations gypseuses sont rares voire absentes et la série plus réduite. Cette corrélation présente une polarité tranchée entre des faciès marins confinés (dolomie et gypse) ou intercalés de quelques épisodes marins de type tempêtes au Nord et des faciès de plaine côtière évaporitique à influence beaucoup plus continentale que marine vers le Sud. Cette tendance à l'ouverture des milieux de dépôt en direction du Nord (transgression d'origine téthysienne) est nettement confirmée par l'affinité paléo-biogéographique de l'assemblage faunistique découvert.

Les nombreuses observations lithologiques, paléontologiques, ichnologiques et sédimentologiques ont permis de déduire et de suivre l'évolution du remplissage sédimentaire de la région du Guir pendant l'intervalle Cénomano-Turonien inférieur. Cette évolution paléoenvironnementale était tributaire des variations eustatiques en combinaison avec la subsidence et le climat. Elle se caractérise par une très grande hétérogénéité lithologique et paléontologique, allant des faciès continentaux ou littoraux aux faciès carbonatés à faune benthique et pélagique des milieux marins francs et ouverts sur le large (rampe carbonatée homoclinale), en passant par les faciès détritiques, carbonatés et évaporitiques des plateformes péritidales (dolomies évaporitiques, laminites algaires, gypse et marnes).

Age	Formation	Système sédimentaire	Association de faciès	Faciè	Environnement sédimentaire	Stade	
T U R Inférieur - C E N Supérieur	Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane	Carbonaté	Association de faciès "G"	F17, F18 et F22	Plate-forme supra-littorale	Influence des tempêtes	RAMPE CARBONATÉE HOMOCLINALE
			Association de faciès "F"	F14, F15, F20 et F21	Plate-forme infralittorale		
			Association de faciès "E"	F12, F13, F16, F17, F18 et F19	Plate-forme médio à margino-littorale		
C E N O M A N I E N Inférieur	Marnes à gypse inférieures	Mixte	Association de faciès "D"	F3, F4, F5-a, F9, F10 et F11	Plate-forme péritidale de haute énergie (ou sebkha côtière débordée par les tempêtes)	PALTE-FORME PERITIDALE	
			Association de faciès "C"	F2-h, F3, F4, F5 et F6, F7 et F8	Plate-forme péritidale de faible énergie (ou sebkha côtière)		
		Détritique	Association de faciès "B"	F1, F2-b à g, F3 et F3	Littoral à influence de marées et de tempêtes	FLUVIATILE A LITTORAL	
			Association de faciès "A"	F1, F2-a et F3	Fluviatile méandriforme		

Fig. 58 : Tableau récapitulatif des formations, des systèmes sédimentaires, des associations de faciès, des environnements sédimentaires et des stades paléogéographiques.



**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Abed, A.M., Schneider, W., 1980. A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the Upper Cretaceous limestones of Jordan. *Sedimentary Geology*, **26**, 329-335.

Adaci, M., 2001. Les Hammadas paléogènes à l'Ouest de Béchar (Hammada de Oum Sbâa et de Meridja) : biostratigraphie et sédimentologie et corrélations. *Mémoire de Magister, Université d'Oran, Algérie*, 104p., 15 fig., 11pl.

Adam, V., 1987. Le grès d'In Belbel (Sahara algérien): un épisode détritique à la base du Sénonien. *1^{er} Congrès National, Savantes, Lyon, Colloque Géologique Africaine*, 163-174.

Adams, J.E., Frenzel, H.N., 1950. Capitan barrier reef, Texas and New Mexico. *Journal of Geology*, **58**, 289-312.

Adams, J.E., Rhodes, M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, **44**, 1912-1920.

Ahr, N. M., 1973. The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, **23**: 221-225.

Aigner, T., 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). *In: G. Einsele, A. Seilacher, (eds), Cyclic and event stratification, Springer-Verlag, Berlin*, 180-198.

Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequence. *Springer-Verlag, Berlin Heilderberg*. 174p.

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

Algouti, Ah., Algouti, Ab., Taj-Eddine, K., 1999. Le Sénonien du Haut Atlas occidental: sédimentologie, analyse séquentielle et paléogéographie. *Journal of African Earth Sciences*, **29(4)**, 643-658.

Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, **26**, 281-328.

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures: Their Character and physical Basis. *Developments in Sedimentology, Elsevier*, **30A-B**, Amsterdam, 1256p.

Allen, J.R.L., 1985. Principe of physical sedimentology. Allen et Unwin Ltd, London, 272p.

Alpert, S.P., 1974. Systematic review of the genus *Skolithos*. *Journal of Paleontology*, **48**, 661-669.

Alpert, S.P., 1975. Planolites and *Skolithos* from the upper Precambrian-Lower Cambrian. White-ino Mountains, California, *Journal of Paleontology*, **49**, 509-521.

Aly, M.F., Abdel Gawad, G.I., 2001. Upper Cenomanian-Lower Turonian ammonites from north and central Sinai, Egypt. *El Minia Bulletin*, **13(2) & 14(1)**, 17-60.

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

Ambroggi, R., Choubert, G., 1952. Anti-Atlas et vallée du Draa. In: Hydrogéologie du Maroc. 19^{ème} Congrès International de Géologie, Alger, *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **97**, 323-335.

Amédro, F., Busson, G., Cornée, A., 1996. Révision des ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Tinrhert (Sahara algérien): implications biostratigraphiques. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle*. Paris, 4th Série. **18, Section C 2-3**, 179-232.

Amiot, M., 1983. La discontinuité entre Turonien et Coniacien; un exemple de la série cénomano-turonienne dans le domaine Navarro-Cantabre: la coupe d'Arceniega à la Pena de Angulo. In : Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord ibérique. Une marge et son arrière pays, ses environnements sédimentaires, *Mémoires Géologiques, Université de Dijon*, **9**, 128-131.

Anderson, R.Y., Dean, W.E., Bradbury, J.P., Love, D., 1985. Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1607**, 1-18.

Andreu, B., 1989. Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc) : Précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, **10**, 49-80.

Andreu, B., 1991. Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Doctorat d'Etat Es-Sciences. Université de Paul Sabatier*, Toulouse, France, *Stratigraphie, Série 2 (14)*, 765p.

Arthur, M.A., Dean, W. E., Schlanger, S.O., 1985. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate; volcanism and changes in atmospheric Co₂. In the carbon cycle and atmospheric Co₂; natural variations archean to present (eds Sundquist E.T et Broecker W.S), *Geophysical Monographs, Washington*, **32**, 504-529.

Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and palaeoceanography of organic-rich Cretaceous sequences. In: Ginsburg, R.N., Beudoin, B. (Eds.), Cretaceous Resources, Events and Rhythms: *Background and Plans for Research. Kluwer Academic, The Netherlands*, 75-119.

Assereto, R.L., Kendall, C.G.St.G., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentary Geology*, **24**, 153-210.

Astre, G., 1931. Sur une faune de Rudistes du Crétacé des plateaux sahariens au Sud de l'Atlas marocain (vallée de l'Oued Ziz). Étude paléontologique. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle*, Toulouse, France, **61 (3)**, 345p.

B

Babel, M., 1996. Wykształcenie facjalne, stratygrafia oraz sedymentacja badejskich gipsów Poniżnia. In: P.H. Karnkowski (Ed.), Analiza basenów sedymentacyjnych a nowoczesna sedymentologia. *Materiały 5 Krajowego Spotkania Sedymentologów*, Warszawa, 1-26.

Babel, M., 1999. Facies and depositional environments of the Nida Gypsum deposits (Middle Miocene, Carpathian Foredeep, Southern Poland). *Geological Quaternary*, **43**, 405-428.

Babel, M., 2000. Anisotropic development of equivalent gypsum crystal faces promoted by chiral organic compounds. In: N.P. YUSHKIN, V.P. LUTOEV, M.F. SAMOTOLKOVA, M.V. GAVRILIUK & G.V. PONOMAREVA (Eds), Mineralogy and life: biomineral homologies. *Third International Seminar "Mineralogy and life"*, Geoprint; Syktyvkar, 132-133.

Badiozamani, K., 1973. The Dorag dolomitization model - Application to the Middle Ordovician of the Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**, 965-984.

Bain, R.J., Foos, A.M., 1993. Carbonate microfabrics related to subaerial exposure and paleosol formation. In Rezak, R., and Lavoie, D., eds., Carbonate microfabrics: New York, Springer-Verlag, *Frontiers in Sedimentology*. 19-27.

Bauer, J., Kuss, J., Steuber, T., 2003. Sequence architecture and carbonate platform configuration (Late Cenomanian–Santonian), Sinai, Egypt. *Sedimentology*, **50**, 387-414.

Barrell, J., 1917. Rhythms and the measurements of geologic time, *American Geological Society, Bulletin*, **28**, 745-904.

Barron, E.J., 1987. Global Cretaceous palaeogeography - International Geologic Correlation Program Project 191. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **59**, 207-214.

Barthoux, J., 1924. Moyenne, Haute Moulouya et Grand Atlas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **4**, t XXIV, 238-240.

Bassant, P., Van Buchem, B., Strasser, A., Görür, N., 2005. The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliclastic sedimentary systems of the mut basin, *Turkey Sedimentary Geology, Elsevier*, **173**, 187-232.

- Basse, M., Choubert, G., 1956-1959.** Les faunes d'Ammonite du Cénomano-Turonien de la partie orientale du domaine atlasique marocain et des annexes sahariennes. In 22^{ème} Congrès Géologique International. Mexico, 1956, Publication. 1959, Symposium del Cretácico, t.2, 59-82.
- Bassoullet, J.P., 1973.** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat Es-Sciences Naturelles. Université de Paris VI, France*, 497p, 50 fig, 32pl.
- Bassoullet, J.P., Iliou, J., 1967.** Découverte de dinosauriens associés à des crocodiliens et des poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien (Algérie). *Compte Rendu Sommaire, Séance de la Société géologique de France*, 7, 294-295.
- Bassoullet, J. P., Damotte, R., 1969.** Quelques Ostracodes Nouveaux du. Cénomano-Turonien. *Revue de Micropaléontologie*, 12 (3): 130-144
- Bates, R.L., Jackson, J.A., 1987.** Glossary of Geology. *American Geological Institut, Alexandria*, 788p.
- Bathurst, R.G.C., 1971.** Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12. *Elsevier publishing Company*. 620p.
- Bayle, E., 1857.** Nouvelles observations sur quelques espèces de rudistes. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris*, 2 série., 14, 647-719.
- Benton, J.M., Bouaziz, S., Buffetaut, E., Martill, D., Ouaja, M., Soussi, M., Trueman, C., 2000.** Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 227-246.
- Benyoucef, M., Bensalah, M., Malti, F.Z., Bendella, M., 2008.** New stratigraphic data from the cretaceous basin of Guir (Bechar, South-western of Algeria). *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon, France*, 164 (2008), 19-22.
- Bertin, T., 2010.** A Catalogue of material and review of the Spinosauidae. *PalArch's Journal of Vertebrate Palaeontology*, 7(4), 1-39.
- Berthou, P.Y., 1984.** Albian–Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the ammonite facies and rudist facies. *Geological Society of Denmark*, 33, 41-55.
- Berthou, P.Y., Philip, J., 1972.** La limite Cénomanién-Turonien dans les formations récifales du domaine mésogéen. *Comptes Rendues de la Société Géologique de France*, 6, 238-239.
- Berthou, P.Y., Dean, W.E., Schalanger, S.O., 1979.** Mid Cretaceous events. Iberian Field Conference. *Cuadernos Geologia Iberica*, 5, 31-124.
- Björck, S., Wohlfarth, B., Possnert, G., 1995.** 14C AMS measurements from the Late Weichselian part of the Swedish Time Scale. *Quaternary International*, 27, 11-18.

- Black, M., 1933.** The algal sediments of Andros Islands, Bahamas. *London, Royal Society, Philosophical Transactions, Series B*, 165-192.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1999.** Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, **69 (1)**, 6-19.
- Blatt, H., Middleton, G., Murray., R., 1980.** Origin of sedimentary rocks. *2d edition. Prentice. Hall, Englewood cliffs*, New Jersey. 782p.
- Boggs, S., 2006.** Principles of Sedimentology and Stratigraphy. *Fourth edition. Pearson Prentice Hall*.
- Bouaziz, S., Buffetaut, E., Ghanmi, M., Jaeger, J.J., Martin, M., Mazin J.M., Tong, H., 1988.** Nouvelles découvertes de vertébrés fossiles dans l'Albien du Sud tunisien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8(IV)**: 335-339.
- Bourcart, J., Ricour, J., 1952.** Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Comptes Rendues du 19^{ème} Congrès Géologique International*, Alger, Section **13**, fascicule **13**, 35-37.
- Bosence, D.W.J., Wood, J.L., Rose, E.P.F., Qing, H., 2000.** Low- and high-frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 61-74.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Carr, T.R., 1998.** Sedimentology and Ichnology of Paleozoic Estuarine and Shoreface Reservoirs, Morrow Sandstone, Lower Pennsylvanian of Southwest Kansas, USA. *Kansas Geological Survey, 1930 Constant Ave, Lawrence, KS 66047*, 1-35.
- Buatois, L.A., Gingras, M.K., MacEachern, J., Mángano, M.G., Zonneveld, J.P., Pemberton, S.G., Netto, R.G., Martin, A., 2005.** Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record. *Palaios*, **20**, 321-347
- Buchbinder, B., Benjamini, C., Lipson-Benitah, S., 2000.** Sequence development of Late Cenomanian–Turonian carbonate ramps, platforms and basins in Israel. *Cretaceous Research*, **21**, 813-843.
- Buffetaut, E., 1989.** New remains of the enigmatic dinosaur Spinosaurus from the Cretaceous of Morocco and the affinities between Spinosaurus and Baryonyx. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **2**, 79-87.
- Buffetaut, E., 2001.** On the age of the Mid-Cretaceous vertebrate-bearing Formations of North Africa. *In: Ferre, B., Fouray, M., Tabouelle, J. (Eds.), Colloquium on the Cenomanian Stage. Bulletin de la Société des Sciences Naturelles du Muséum d'Elbeuf*, **1**, 20-22.

Buffetaut, E., Ouaja, M., 2002. A new specimen of Spinosaurus (Dinosauria, Theropoda) from the Lower Cretaceous of Tunisia, with remarks on the evolutionary history of the Spinosauridae. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173 (5)**, 415-421.

Buffetaut, E., Bussert, R., Brinkmann, W., 1990. A new nonmarine vertebrate fauna in the Upper Cretaceous of Northern Sudan. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*, (A) **120 (1)**, 183-202.

Busson, G., 1970. Le Mésozoïque saharien. 2^{ème} partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. *CNRS (Eds), Centre de Recherche sur les Zones Arides*, Paris, **11 (1)**, 340p.

Busson, G., Amédro, F., Néraudeau, D., Cornée, A., 1996. Comparaison entre la Série riche en matière organique du Cénomanién supérieur-Turonien basal du Maghreb oriental (Membre Bahloul) et la Série contemporaine calcaire cratonique du Tinrhert (Sahara Central, Algérie). *Stratigraphy*, **18**, 51- 53.

Busson, G., Dhondt, A., Amédro, F., Néraudeau, D., Cornée, 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.

Bressan, G.S., Palma, R.M., 2008. Trace fossils from the Lower–Middle Jurassic Bardas Blancas Formation, Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. *Acta Geologica Polonica*, **59 (2)**, 201-220.

Britan, J., Messahel, C., Benzerroual, M., 1991-1992. Prospection des sels potassomagnésiens dans le bassin salifère de Bechar. *Rapports inédits. Office Régionale de Géologie Minière, Division Sud Ouest-Bechar, Rapport inédit.*

Broin, F. de., Grenot, C., Vernet, R., 1971. Sur la découverte d'un nouveau gisement de vertébrés dans le Continental intercalaire saharien : la gara Samani (Algérie). *Compte Rendu de l'Académie des Science*, Paris, **272** : 1217-1221.

Bromley, R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: *The Study of Trace Fossils* (Ed. R.W. Frey), *Springer-Verlag*, New York, 399-428

Bromley, R.G., 1990. Trace Fossils. Biology and Taphonomy. *Unwin Hyman Ltd*, 280p.

Bromley, R.G., 1996. Trace fossils. Biology, taphonomy and applications, 1-361. Chapman and Hall; London. Cantalamessa, G. and Dicelma, C. 2004. Sequence response to syndepositional regional uplift: insights from high-resolution sequence stratigraphy of late early Pleistocene strata, Periadriatic Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*, **164**, 283-309.

Bromley, R.G., Asgaard, U., 1975. Sediment structures produced by a spatangoid echinoid:

a problem of preservation. *Bulletin Geological Society of Denmark*. **24**, 261-281.

Bromley, R.G., Hanken, N.M., 1991. The growth vector in trace fossils: examples from the Lower Cambrian of Norway. *Ichnos*, **1**, 261-276.

Brongniart, A., 1822. Géographie physique des environs de Paris. Sur quelques terrains de Craie hors du Bassin de Paris. *In* : Cuvier, G: Les ossements fossiles, **2 (2)**: 316-337.

C

Cadée, G.C., 1982. Low juvenile mortality in fossil brachiopods, some comments, *Publ. Versl. Neth. Inst. Sea Res.* **3**, 1-29.

Charig, A.J., Milner, A. C., 1986. Baryonyx, a remarkable new theropod dinosaur. *Nature*. **324**. 359-361.

Charig, A.J., Milner, A. C., 1990. The systematic position of *Baryonyx walkeri*, in the light of Gauthier's reclassification of the Theropoda. *In*: Karpenter, K. & Currie, P. J (eds.) Dinosaur systematics: perspectives and approaches. *Cambridge University Press*. 127-140.

Cailleux, A., Soleilhovoup, F., 1976. Les Kerkoubs, concrétions calcaireux du Sud algérien. *Géologie Méditerranéenne*, **III (4)**, 251-264.

Callapez, P.M., 2008. Palaeogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous western Portuguese carbonate platform. *Thalassas, An International Journal of Marine Sciences*. **24 (1)**, 29-52.

Campbell, C.V., 1960. Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentology and Petrol.* **41**, 395-409.

Canérot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R., Villena, J., 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. *In*: El Cretacico de Espana. *Universidad Complutense*, Madrid, 273-344.

Canérot, J., Andreu, B., Peybernes, P., 2002. «Mesozoic carbonate platforms and associated siliciclastic spreadings in Morocco North African Cretaceous rudists and coral formation sand their contributions to carbonate platform development, Tunisia, Nato *Advanced Research Workshop (ARW)*, 13-14.

Carannante, G., Ruberti, D., Sirna, M., 2000. Upper Cretaceous ramp limestone from Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro-and macrofossil associations and their significance in depositional sequence. *Sedimentary Geology*, **132**, 89-123.

Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E., Kauffman, E.G., Amédro, 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., Khalifa, M.A., Wanas, H.A., 2006. Sequence stratigraphy of the Lower Cenomanian Bahariya Formation, Bahariya Oasis, Western Desert. *Egypt Sedimentary Geology*, **190**, 121-137.

Cavin, L., Boudad, L., Duffaud, S., Kabiri, L., Le Loeuff, J., Rouget, I., Tong, H., 2001. L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin du Tafilalt et des régions avoisinantes (Sud-est du Maroc): implications paléobiogéographiques. *Compte Rendue de l'Académie des Sciences*. Paris, **333**, 677-683.

Cavin, L., Tong, H., Boudad, L., Meister, M., Piuz, A., Tabouelle, J., Aarab, M., Amiot, R., Buffetaut, E., Dyke, G., Hua, S., Le Loeuff, J., 2010. Vertebrate assemblages from the Early Late Cretaceous of Southeastern Morocco: *An overview*. *Journal of African Earth Sciences*, **57**, 391-412.

Chaodumrong, P., Rao, P., 1992. Depositional environments of Triassic carbonates, Lampang Group, Central North Thailand. National Conference on "Geologic Resources of Thailand: Potential for Future Development", 17-24 November, 1992, Bangkok, Thailand, 355-362.

Charrière, A., Andreu, B., Cizak, R., Kennedy, W.J., Rossi, A., Villa, J.M., 1998. La Transgression du Cénomanién supérieur dans la Haute Moulouya et le Moyen Atlas méridional, Maroc. *Geobios*, **31(5)**: 551-569.

Chikhi-Aouimeur, F., 1996. *Caprinula aff. Cedrorum* (Blanckenhorn) from the Upper cenomanian of Western Algeria. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, **12(2)** : 179-184.

Chikhi-Aouimeur, F., 1998. Distribution paléogéographique des rudistes du Cénomanién moyen à supérieur en Algérie. *Geobios*, **22**, 93-99.

Chikhi-Aouimeur, F., 2010. L'Algérie à travers son patrimoine paléontologique : Les rudistes. *Edition Baosem*. 270p.

Chikhi-Aouimeur, F., Nouh Mefnoune, B., Bankih, K., 2006. Rudistes du Cénomanién et du Turonien de la région de Ghardaïa (Mzab, Algérie). Paléontologie, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Mémoire du Service Géologique National, Algérie*, **13**, 199-207.

Chen, W.J.Q., Liu, D.Y., Zhang, Y., Song, B., Liu, X., 2004. Isotope geochronology of the fossil-bearing beds in the Daohugou area, Ningcheng, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, **23(12)**, 1165-1169.

Choubert, G., 1939. Sur le Crétacé du Maroc oriental. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences*, Paris, 16 Janvier, **208 (3)**, 209-211.

Choubert, G., 1942. Signification tectonique du seuil du Siroua et du bloc oriental du massif central du Haut-Atlas. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles du Maroc*, tome **XXII** **22**, 126-136.

Choubert, G., 1943. Quelques réflexions sur la terminaison orientale de l'Anti Atlas. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle, Maroc, Rabat*, **XXIII**, 61-79.

Choubert, G., 1948. Essais sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. *Volume Jubilaire de la Société des Sciences Naturelles, Maroc*, 307-394.

Choubert, G., 1952. Géologie du Maroc: Histoire géologique du domaine de l'Anti Atlas, *Monographie Régionale. XIX^e Congrès Géologique International, Rabat, Maroc*.

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

Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In: Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, *Mémoire hors série, I. Société Géologique de France, Paris*, 447-527.

Ciszak, R., Andreu, B., Charrière, A., Ettachfini, E.M., Rossi, A., 1999. Le Crétacé antéturonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc; stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170 (4)**, 451-464.

Clari, P.A., Dela Pierre, F., Martire, L., 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**, 97-121.

Clariond, L., 1939. Note sur la géologie des environ de Kenadza. *Rapport inédit du Bureau de Recherche et de Participations minières*. Juin 1939.

Coquand, H., 1862. Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoires de la Société d'Emulation de la Provence*, **2**, 341p.

Collignon, M., Lefranc, J.P., 1974. Mise en évidence de la communication saharienne entre Téthys et Atlantique Sud d'après les fossiles cénomaniens et turoniens du Tademaït (Sahara algérien). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris*, **278**, 2257-2261.

Collignon, M., Lefranc, J.Ph., Toutin, N., 1970. Une série turonienne type dans le Nord du Sahara: les formations à l'Ouest de Fort Miribel (Algérie). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris*, **270**, 3014-3016.

Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1982. Sedimentary Structures. *George Allen and Unwin, London*, 194p.

Colombié, M., 2000. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants. *Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences. Université de Fribourg (Suisse)*, 196 p., 9pl.

Cubaynes, R., Faure, P., Hantzpergue, P., Pelissie, T., Rey, J., 1989. Le Jurassique du Quercy: unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, **3**, 33-62.

Cunha, F.L.S., Ferreira, C.S., 1980. Um Dipnoi da Formação Itapecuru (Cenomaniano), Maranhão, Brasil. In: *Congresso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía y Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 2/1, Actas, 1-9.

Crimes, T.P., 1977. Trace fossils of an Eocene deep-sea fan, northern Spain. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), *Trace fossils 2, Geological Journal Special Issue*, **9**, 71-90.

D

Daguin, F., 1923. Compte-rendu sommaire d'excursions dans le cercle Sud (feuilles Boudenib, Bou Anane, Rich). *Archive du Service Géologique, Maroc*, tome **2**, 13p.

Daguin, F., 1931a. Sur une faune de Rudistes du Crétacé des plateaux sahariens au S de l'Atlas marocain (vallée de l'Oued Ziz). Description du gisement. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle*, Toulouse, France, tome **61**, fascicule **3**. 343p.

Daguin, F., 1931b. Sur le Crétacé de la vallée de l'Oued Ziz (Maroc du Sud, Confins du Tafilalt). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5^e Série.**, tome **I**.

Dalrymple, R.W., 1992. Tidal depositional systems. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models: Response*.

Dal Sasso, C., Maganuco, S., Buffetaut, E., Mendez, M.A., 2005. New information on the skull of the enigmatic theropod *Spinosaurus*, with remarks on its size and affinities. *Journal of Vertebrate Paleontology*, **25** (4), 888-896.

DaSilva, A.C., 2004. Sédimentologie de la plate-forme carbonate frasnienne belge. *Thèse de Doctorat, Université de Liège, Belgique*, 253p.

Davies, G.R., 1970. Algal-laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Logan, B.W. (Ed.), *Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, **13**, 169-205.

De Castro, P., 1981. *Cisalveolina fraasi* (GÜMBEL), Foraminifèrida: diffusion geografica e problem stratigrafici. *Boll. Soc. Natur. Napoli, Naples*, Volume **XC**, 1-32.

Deleau, P., 1945. Les bassins carbonifères du Sud-Oranais. Le bassin de Colomb-Béchar-Kenadsa et le bassin du Guir. II. Tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris*, **5^{ème} série**, XV, 1-10.

Deleau, P., 1948. Le djebel Nador. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, **2-17**. 135p.

- Deleau, P., 1951.** Les bassins Houillers du Sud oranais dans la région de Béchar-Habadla. *Bulletin du Service Géologique*. Algérie, *Livre I, Stratigraphie*. 275 p., 102fig.
- Deleau, P., 1952.** La région de Colomb-Béchar. Monographie Régionale, Alger, 1^{ère} Série, n° 8, *XIX^e Congrès de Géologie International*.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R., 1971.** Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie en Mijnbouw*, 50, 479-504.
- Desor, E., 1847.** Sur le terrain Danien, nouvel étage de la craie. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2 (4): 179-182.
- Dhondt, A.V., Jaillard, E., 2005.** Cretaceous bivalves from Ecuador and Northern Peru. *Journal of South American Earth Sciences, Elsevier*, 19, 325-342.
- Dhondt, A.V., Malchus, N., Boumaza, L., Jaillard, E., 1999.** Cretaceous oysters from North Africa: origin and distribution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170 (1), 67-76.
- Dogliani, C., Bosellini, A., Vail, P.R., 1990.** Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites: *Basin Research*, 2, 83-95.
- Dominik, W. 1985.** Stratigraphie und Sedimentologie (Geochemie, Schwermineralanalyse) der Oberkreide von Bahariya und ihre Korrelation zum dakhla-Becken (Western Desert, Ägypten). *Berliner Geowiss. Abh., A*, 62: 1-173.
- Dubar, G., 1948.** Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200.000. Notice explicative. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 59 bis.
- Dunham, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham WE, editor. Classification of Carbonate Rocks, volume 1, *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, 108-21.
- Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980.** Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM)*, 115p.
- Duringer, P., 1984.** Tempêtes et tsunamis : dépôts de vague de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de la France*, (7), tome XXVI, 6, 1177-1185.
- Dussert, D., 1922.** La mine de houille de Kenadsa. *Rapport géologique inédit*.
- Dutheil, D.B., 2000.** Les Cladistia du Cénomanién continental du Sud-est marocain et les ichthyofaunes associées : implications biostratigraphiques, taphonomiques, paléocéologiques et paléobiogéographiques. *Mémoire, Ecole Pratiques des Hautes Etudes*. 146p., 46. Fig., 7. tab., 10pl.

Dutheil, D., Laroche, M., 1999. Biodiversité continentale du Tafilalt et des Kem Kem. In: Maroc, *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*, Paris, 152-155.

E

Ehrenberg, K., 1944. Ergänzende Bemerkungen zuden seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschrieben Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, Berlin, **23**, 345-359.

Ekdale, A.A., Müller, L.N., Novack, M.T., 1984. Quantitative ichnology of modern pelagic deposits in the bathyal Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeocology*, **45**, 189-243.

Ekdale, A.A., Pemberton, S.G., Bromley, R.G., 1984. Ichnology: trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course*, **15**, 317p.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Loope, D.B., 2007. Ichnofacies of an Ancient Erg: a climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo Sandstone, southern Utah, USA. In: Miller, W. (Ed.), Trace Fossils: Concepts, Problems and Prospects. *Elsevier*, 562-574.

Elf-Aquitaine., 1975. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'analyse. ELF-AQUITAINE, *Centre de Recherche de Bousens et Pau*, 173p, 12tabl., 61pl.

Elf-Aquitaine., 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'analyse. ELF-AQUITAINE, *Centre de Recherche de Bousens et Pau*, 231p., 76fig., 18pl.

El Qot, G.M., 2010. Upper Cretaceous echinoids from the Galala Plateaux, North Eastern Desert, Egypt - *Revue de Paléobiologie*, Genève, **29 (1)**: 261-291.

Elmi, S., 1981a. Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: essai de synthèse. In Farinacci, A & Elmi, S. (eds.): *RossoAmmonitico Symposium Production. Tecnoscienza (Edition)*, Roma, 233-249.

Elmi, S., 1981b. Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. In Farinacci, A & Elmi, S. (eds.): *RossoAmmonitico Symposium Production., Tecnoscienza (Edition)*, Roma, 251-299.

Elmi, S., Aneur, M., 1984. Quelques environnements des faciès noduleux mésogènes. *Estratto da Geologica Romana*, **XXIII**, 13-22.

Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on North-eastern banks island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19** (4): 730-781.

Ensslin, R., 1993. Die Kreide des zentralen Mittleren Atlas und der Haute Moulouya, Marokko. Stratigraphie, Mikrofazies, Palaäogeographie und Paläotektonik. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen*. **153**, 85p.

Ettachfini. El.M., Andreu, B., 2004. Le Cénomaniien et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, **25**(2), 277-302.

Ettachfini. El.M., Souhel. A., Andreu. B., Caron. M., 2005. La limite Cénomaniien-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, **38**, 75-68.

Evamy, B., 1973. The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: Purser, B.H. (Ed.), *The Persian Gulf*. Springer, Berlin, 321-341.

F

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central, *Musée Royal de l'Afrique Centrale-Belgique. Tervuren African Geoscience Collection*, **108**, 572p.

Ferguson, J., Burne, R.V., Chambers, L.A., 1982. Lithification of peritidal carbonates by continental brines at Fisherman Bay, South Australia, to form megapolygon/spelean limestone association. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1127-1147.

Fernández-López, S., 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Espanola de paleontologia*, **6** (1), 37-49.

Ferrandini, M., 1988. Les foraminifères benthiques du Cénomaniien supérieur dans le sud-est marocain. *Revue de Paléobiologie*, Genève, Benthos 86, *Volume Spécial 2*, 429-430.

Ferrandini, M., Philip, J., Babinot, J.F., Ferrandini, J., Tronchetti, G., 1985. La plate-forme carbonatée du Cénomano-Turonien de la région d'Erfoud-Errachidia (Sud-est marocain): stratigraphie et paléoenvironnements. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (8), tome I, n° 4, 559-564.

Ferry, S., Masrour, M., Grosheny, D., 2007. Le Crétacé de la marge atlantique marocaine (région d'Agadir). *Excursion du Groupe Français du Crétacé*. 75p.

Ficheur, P., 1882-1887. Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie Conchyliologique. *Masson éditeur*, Paris.

Fillion, D., Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, *Palaeontogr Canadiana*, **7**, 119p.

Fischer, A.G., 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geological Survey Bulletin*, **169**, 107-49.

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 Sciences*.

Flandrin, J. 1938. Etude géologique des sédiments post-westphaliens, constituant le remplissage de la cuvette carbonifère de Colomb-Béchar. *Rapport inédit du Bureau de Recherches Minières d'Algérie*.

Flügel, E., 1982. Microfacies analysis of Limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633p.

Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag*, Berlin.

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

Forset, N., Loreau, J.-P., Dommergues, J.L., 1999. Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **170**, 853-871.

Fourtau, R., 1917. Les échinides des Bagh Beds. *Records of the Geological Survey of India*, **49**, 34-53.

Fourtau, R., 1917. Catalogue des invertébrés fossiles de l'Égypte représentés dans les collections du Musée de Géologie au Caire. Terrains Crétacés, 2, Part. Mollusques, Lamellibranches. *Geological Survey of Egypt, Caire, Palaeontology. Séries*, **3**, 108p.

Fürsich, F.T., 1974. On diplocraterion Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreitenbearing, u-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, **48**, 952-962.

Fürsich, F.T., 1979. Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, **158**, 1-63.

Frakes, L.A., Probst, J.L., Ludwig, W., 1994. Latitudinal distribution of palaeotemperatures on land and sea from Early Cretaceous to Middle Miocene. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **318 (2)**, 1209-1218.

Francis, J.E., Frakes, L.A., 1993. Cretaceous climates. In: Wright, V.P. (Ed.), *Sedimentology Review*. *Blackwell*, Oxford. **1**, 17-30.

Freneix, S., 1972. Les mollusques bivalves crétaqués du bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional). *Service Géologique du Maroc. Notes et Mémoires*, **228**, 49-255.

Frey, R.W., Pemberton, S.G., 1984. Trace-fossils models. In Walker, R.G.(Eds). Facies Models, Geological Association of Canada, Second Edition. *Geoscience Canada Reprint, Series 1*, 189-207.

Frey, R.W., Pemberton, S.G., 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. Approaches to ichnology. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **1**, 72-115.

Frey, R.W., Howard, J.D., Pryor, W.A., 1978. Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, Amsterdam*, **23**, 199-229.

Frey, R.W., Curran, A.H., Pemberton, G.S., 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus Pylonichnus. *Journal of Paleontology*, **58**, 511-528.

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

Fürsich, F.T., 1979. Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, **158**, 1-63.

G

Gautier, E.F., 1908. Le Sahara algérien.

Geisler-Cussely, D., 1986. Approche sédimentologique et géochimique des mécanismes générateurs de formations évaporitiques actuelles et fossiles. Marais salants de Camargue et du Levant espagnol, Messénien méditerranéen et Trias lorrain. *Sciences de la Terre, Nancy, Mémoires*, **48**, 1-268.

Gerdes, G., Claes, M., Dunajtschik-Piewak, K., Riege, H., Krumbein, W.W.E., Reineck, H.E., 1993. Contribution of Microbial Mats to Sedimentary Surface Structures. *Facies, Erlangen*, **29**, 61-74.

Gerdes, G., Krumbein, W.E., Noffke, N., 2000. Evaporite microbial sediments. In: Riding, R., Awramik, S. (Eds.), *Microbial Sediments. Springer-Verlag*, Berlin, 196-208.

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

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

Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Saunders, T.D.A., Clifton, H.E., 1999. The ichnology of

modern and Pleistocene brackish-water deposits at Willapa.

Ginsburg, R.G., 1975. Tidal deposits - a case book of recent examples and fossil counterparts. *Springer-Verlag*, New York.

Ghibaudo, G., Grandesso, P., Massari, F., Uchman, A., 1996. Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, Northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 261-279.

Glaçon, G., 1952. Les Monts de Hodna (partie orientale). *Publication de 19^{ème} Congrès International de Géologie*, Alger, *Monographie Régionale*, **10**, 92p.

Goemann, H.B., 1939. Entgasungskuppen auf den Sedimenten der Niederweser: *Natur und Volk*, **69**, 508-512.

Goldfuss, A., 1833. Petrefacta Germaniae 2. - Arnz & Co., Düsseldorf, 1-68.

Goldring, R., 1964. Trace fossils and the sedimentary surface in shallow marine sediments. *Developments in Sedimentology*, **1**, 136-143.

Guillocheau, F., 1991. Mise en évidence de grands cycles transgression / régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**, 1587-1593.

Gunatilaka, A., 1975. Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar Lagoon, north-west Ceylon. *Sedimentary Geology*, **14**, 275-300.

Grabau, A.W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologists*, **33**, 228-246.

Gradzinski, R., Uchman, A., 1994. Trace fossils from interdune deposits – an example from the Lower Triassic Aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 121-138.

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

Grover, G.J., Read, J., 1978. Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Model Ordovician new market Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**, 453-473.

H

Haddoumi, H., 1998. Les formations détritiques "couches rouges" (Bathonien et Crétacé inférieur) de la région d'Anoual (Haut Atlas oriental, Maroc): sédimentologie, stratigraphie et

paléogéographie. *Thèse d'Etat, Université Mohammed I^{er}*, Oujda, Maroc, 229 p., 25 pl. (inédit).

Haddoumi, H., Charriere, A., Andreu, B., Mojon, P.O., 2008. Les dépôts continentaux du Jurassique moyen au Crétacé inférieur dans le Haut Atlas oriental (Maroc): Paléoenvironnements successifs et signification paléogéographique. *Carnet de Géologie - Notebooks on Geology*, Brest, Article 2008/06.

Haldeman, S.S., 1840. Supplement to number one of a "Monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America," containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa : *Philadelphia, Privately Printed*, 3p.

Hamaoui, M., Saint-Marc, P., 1970. Microfaunes et microfaciès du Cénomaniens du Proche-Orient. *Bulletin du Centre de Recherche de Pau, SNPA*, **4 (2)**: 257-352

Hamon, Y., 2001. Sédimentologie, géométrie et signification géodynamique des dépôts réservoirs silicoclastiques du Trias/Rhétien de Chemery (Sologne, SW du Bassin de Paris). *Diplôme d'Etudes Approfondies. Montpellier II*, France. 41p., 30 fig.

Hamon, Y., 2004. Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires : Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). *Thèse de Doctorat. Université Montpellier II, Science et Technique du LangueDoc*, 294p.

Hancock, J.M., 1993. Sea-level changes around the Cenomanian-Turonian boundary: *Cretaceous Research*, **14**, 553-562.

Handford, C.R., Kendall, A.C., Prezbindowski, D.R., Dunham, J.B., Logan, B.W., 1984. Salina-margin tepees, pisoliths, and aragonite cements, Lake MacLeod, Western Australia: their significance in interpreting ancient analogs. *Geology*, **12**, 523-527.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. The chronology of the fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *In: Sea-level changes: an integrated approach* (eds Wilgus, C. K., Ross, C. A., Posamentier, H. & Kendall, G. St. C.), *SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication*, **42**, 71-108.

Hakes, W.G., 1976. Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas. *The University of Kansas, Palaeontological Contributions*, **63**, 1-46.

Häntzschel, W., 1941. Entgasungs-Krater im Watten-Schlick. *Natur u Frankfurt*, **71**, 312-314.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, Th., De Garciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Cretaceous biochronostratigraphy Framework of European Basins. *SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, **60**, 763-781

Harms, J.C., 1975. Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In : ‘‘Depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences’’, J. C. Harms ; J. B. Southard ; D. R. Spearing & R. G. Walker (éds.). *Soc. Econ. Palaeontologists Mineralogists, short course*, **2**, 81-102.

Haug, E., 1905. Paléontologie. V. Couches crétacées à *Ceratodus* du Djoua. In: Foureau, F. (Ed.), Documents Scientifiques de la Mission Saharienne (Mission Foureau-Lamy) d’Alger au Congo par le Tchad. *Société de Géographie*, Paris, France, 814–832.

Heim, A., 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geologische Rundschau*, **15**, 1–47.

Henson, F.R.S., 1948. Larger imperforate Foraminifera of south-western Asia. Families Lituolidae, Orbitolinidae and Meandropsinidae. *British Museum (Natural History)*, London, 126p.

Herkat, M., Delfaud, J., 2000. Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l’eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : un mis au point. *Comptes Rendues de l’Académie des Sciences*, Paris, **330**, 785-792

Hillgärtner, H., 1998, Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1093-1108.

Hoffman, P., 1967. Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination. *Science*, **157**, 1043-1045.

Hsü, K.J., Siegenthaler, C., 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movements induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, **12**, 11-25.

Depositional environment on eastern Svalbard and central Spitsbergen during Carnian time (Late Triassic): A sedimentological investigation of the De Geerdalen Formation. *Master’s thesis in Arctic Geology, Trondheim, Spring*, 144p.

I

Idrotechneco., 1974-1978. Etude hydrogéologique de la région de Béchar. *Société Nationale de Recherches et d’Explorations Minières (SONAREM). Rapport intermédiaire et rapport final inédits.*

Illing, L.V., 1954. Bahamian calcareous sand. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, **38**, 1-95.

Inden, R.F., Moore, C.H., 1983. Beach environment. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds.), Carbonate Depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 33*, 209-265.

J

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

James, N.P., 1984b. Shallowing upward sequence in carbonates. In: WALKER R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, Serie 1*, 213-226.

Jensen, S., 1997. Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south-central Sweden. *Fossils and Strata*, **42**, 1-110.

K

Kaoukaya, A., Laadila, M., Fedan, B., Saadi, Z., 2001. La plate-forme carbonatée liasique au NE d'Errachidia (Haut Atlas oriental, Maroc) : modèle d'organisation des dépôts margino-littoraux. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, **23**, 27-38.

Keer, S.D., Thompson, A., 1963. Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, **47**, 1726-1732.

Keighley, D.G., Pickerill, R.K., 1995. The ichnotaxa Palaeophycus and Planolites: historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, **3**, 301-309.

Keller, A., 1933. Sur quelques rudistes du Djebel Amsaryeh et de l'Amanus (Syrie septentrionale). Notes et Mémoires sur le Moyen Orient, *Haut Commissariat de la République Française en Syrie et Liban*. **1**, 45-52.

Kendall, C.G.ST.C., Skipwith, P.A.D.E., 1968. Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. *Journal of Sedimentology and Petrol*, **38**, 1940-1058.

Kennedy, W.J., 1984. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to the Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **33**, 147-161.

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. *Newsletter on Stratigraphy*, **24 (1-2)**, 1-33.

Kennedy, W.J., Walaszczyk, I., Cobban, W.A., 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, **50(3)**, 295-334.

Kidder, D.L., 1990. Facies-controlled shrinkage-crack assemblages in Middle Proterozoic mudstones from Montana, USA. *Sedimentology*, **37**, 943-951.

Kidwell, S.M., Bosence, D.W.J., 1991. Taphonomy and Time-Averaging of Marine Shelly Faunas, in: P.A.B.E. Allison (Ed.), *Topics in Geobiology*, New York. 115-209.

Kidwell, S.M., Fursich, F.T., Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, **1**, 228-238.

Kilian, C., 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *Comptes Rendues Sommaire de la Société Géologique de France*, Paris. 109-111.

Kirkland, D.W., 2003. An explanation for the varves of the Castile evaporites (Upper Permian), Texas and New Mexico, USA. *Sedimentology*, **50**, 899-920.

Kollmann, H.A., 2005. Marine Palaeobiogeography of the Central European Late Cretaceous. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **52**, 13-20.

Kollmann, H.A., Decker, K., LeMone, D., 2003. Facies Control of Lower Cretaceous Gastropod Assemblages, Southwestern United States. In: Scott, R.W. (ed.): Perkins Memorial. Gulf Coast Section, *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Foundation, Special Publication in Geology*, **1**, 101-146.

Kreutz, S., 1925. Sur la protection de la nature inanimée. *Ochrona Przyrody*, N° 5, Kraków. [In Polish], 58-68.

L

Lamarck, J.P.B.A., 1801. Système des animaux sans Vertébrés, ou Tableau général des Classes, des Ordres et des Genres de ces Animaux. *Deterville*, Paris, 432p.

Lamarck, J.B.B.A., 1806. Mémoire sur les fossiles des environs de Paris. Genre 74. Huître. *Ostrea*. *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris*. **8**, 156-166.

Lambert, J., 1933. Échinides fossiles du Maroc (Maroc méridional). *Notes et Mémoires du Service Géologique*, **27**, 79p.

Lamolda, M.A., 1983. Un aspect de la sédimentation au Turonien supérieur: la coupe de la Pena de Angulo. In : Vue sur le Crétacé basco-cantabrique et nord ibérique. Une marge et son arrière pays, ses environnements sédimentaires. *Mémoires Géologiques, Université de Dijon*, **9**, 128-131.

- Laporte, L.F., 1967.** Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, **51**, 73-101.
- Lapparent, A.F., 1949.** Sur la stratigraphie et la paléontologie du Djoua (Sahara centra). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris. **228**, 1040-1042.
- Lauradoux, P., Deleau, P., 1933.** Etude géologique de la région frontière algéro-marocaine au Nord-Ouest de Colomb-Bechar. *Travaux récents des collaborateurs. Fascicule II, Bulletin du Service Géologique. Carte. Géologique. Algérie, 2^e série*, Stratigraphie, 125-143.
- Lartet, L., 1877.** Essais sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisinantes. *Annales des Sciences Géologiques*, 1869, I, pp. 1-116, 149-329, and map. *Exploration géologique de la Mer Morte, de la Palestine et de l'Idumée*, Paris.
- Lavocat, R., 1947.** Stratigraphie et âge du continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tikidelt (Sahara algérien). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences.*, tome **225**, 754p.
- Lavocat, R., 1948.** Découverte du Crétacé à vertébrés dans le soubassement de la Hammada du Guir (Sud marocain). *Compte Rendue de l'Académie des Sciences*. Paris, **226**, 1291-1292.
- Lavocat, R., 1949a.** Les gisements de vertébrés crétacés du Sud marocain, *Compte Rendue Sommaire de la Société Géologique de France*, **19 (5)**, 125-126.
- Lavocat, R., 1949b.** Quelques observations dans les hammadas du Sud marocain. *Ibid.*
- Lavocat, R., 1954.** Reconnaissance géologique dans les Hammadadas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et Mémoires. Edition du Service Géologique du Maroc*, **116**. 142p.
- Lavoie, D., 1995.** A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Quebec, Canada: Implication for late Ordovician oceanography. *Sedimentology*, **42**, 95-116.
- Lefranc, J.Ph., 1976.** Etat des connaissances actuelles sur les zonations biostratigraphiques du Crétacé (Albien à Turonien au Sahara). *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice*, **4 (19)**.
- Lefranc, J.Ph., 1983.** Continental intercalaire ; *In: Afrique de l'Ouest-West-Africa, lexique stratigraphique international, Série 1, (Fabre édition), Programme Press*, 218-219.
- Le Metour, J., 1987.** Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman: la fenêtre du Saih Hatat. Thèse de Doctorat d'Etat, Université P. et M. Curie, Paris VI. - *Document du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM)*, Orléans, **129**, 425p.
- Levy, R., 1949.** Le bassin du Ziz-Guir. *Rapport Géologique Inédit*, Maroc, Rabat. 35 p., 1 tab., 6 Cart.

Lézin, C., B. Andreu., El. M. Ettachfani., M.J. Wallez., V. Lebedel & C. Meister., 2012. The Upper Cenomanian-Lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco. *Sedimentary Geology, Elsevier*. **245-246**: 1-16.

Logan, B.W., 1987. The MacLeod evaporite basin, Western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, **44**, 1-140.

Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, **72**, 68-83.

Lopez, M., 1987. Caractérisation de la sédimentation du faciès Buntsandstein (formation inférieure) du Trias de Lodeve, Sud de la France). *Geologie Alpine, Mémoire hors Série*, **13**, 91-101.

Loriol, P. de., 1896-1897. Etudes sur les mollusques de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, **23-24**. 158p.

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

M

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior seaway of North America. In: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, volume **17**, *SEPM Core Workshop*, 57-84.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., 1994, Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada, in Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zitlin, B.A., eds., Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication*, **51**, 129-157.

Machel, H.J., Hunter, I.G., 1994. Facies model for Middle to Late Devonian shallow-marine carbonates, with comparison to modern reefs. Guide for facies analysis. *Facies*, **30**, 155-176.

Maisey, J.G., 2000. Continental break up and distribution of fishes in Western Gondwana during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, **21**, 281-314.

Majewski, W., 1989. Etude du bassin salifère crétaqué de Béchar pour la recherche des sels potasso-magnésiens (programme des travaux géologiques pour 1989-1990) *E. REM. Rapport inédit*.

- Mamet, B., 1976.** An atlas of microfacies in Carboniferous Carbonates of the Canadian Cordillera. *Geological Association of Canada, Bulletin*, **255**, 131p.
- Mamet, B., Préat, A., 2005.** Sédimentologie de la série viséenne d'Avesnois-Sur-Helpe (Avesnois, Nord de la France). *Geologica Belgica*, **8/1-2**, 91-107.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., 2004.** Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American midcontinent. In: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis, Geological Society Special Publications*, **288**, 157-178.
- Marie, P., 1954.** Quelques genres nouveaux de foraminifères du Crétacé   facies récifal: *Compte Rendus 19th Congrès Géologique International, Alger*, **13(15)**, 117-124.
- Martill, D.M., 2007.** The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat-Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biochronostratigraphic utility of its biota. *Cretaceous Research*. **28 (6)**, 895-920.
- Martin, M., 1984.** Révision des Arganodontides et des Neoceratodontides (Dipnoi, Ceratodontiformes) du Crétacé africain. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*. **169 (2)**, 225-260.
- Marzoki, M., Pascal, A., Chellai, El.H., Lang, T., 1995.** Les séquences de dépôts sur la rampe carbonatée maastrichtienne-paléogène en bordure nord-occidentale du golf atlantique dans la région d'Ait-Ourir (Atlas de Marrakech, Maroc). *Bulletin du Centre de Recherche, d'exploitation et de production, Elf-Aquitaine*.
- Mathey, B., Lang, J., Alzouma, K., 1991.** Effets combinés de l'eustatisme et des variations climatiques: l'exemple des premières transgressions du Crétacé supérieur dans le bassin des Iullemmeden (Niger). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences. Paris*, **312**, 523-528.
- Mathey, B., Alzouma, K., Lang, J., Meister, C., Néraudeau, D., Pascal, A., 1995.** Unusual faunal associations during Upper Cenomanian-Lower Turonian floodings on the Niger ramp (central West Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 63-75.
- Matthews, M.D., Perlmutter, M.A., 1994.** Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **19**, 459-481.
- Mccarthy, B., 1979.** Trace fossils from a Permian shoreface-foreshore environment, Eastern Australia. *Journal of Paleontology*, **53**, 345-366.
- M'Coy, F., 1850.** On some genera and species of Silurian Radiata in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, **2(6)**, 270- 290.

- Mélas, P., 1982.** Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du Lias du Nord-Ladevois. Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas métallifères. *Thèse de Doctorat, Université Montpellier II*, 419p.
- Mettraux, M., Guillocheau, F., 1993.** Diachronisme des surfaces des séquences de dépôts d'une plate-forme carbonatée très peu subsidente, le Lotharingien-Carixien du Morvan : importance de la tectonique et de la production carbonatée. *In : 4^{ème} Congés Français de Sédimentologie, Résumés des Publications, Association des Sédimentologistes Français*, Paris, **19**, 255-256.
- MDPA-BRMA., 1955.** Etude préliminaire des échantillons provenant de la région de l'Oued Saf-Saf (Bassin crétacé-tertiaire de Colomb-Béchar). *Rapport inédit du Bureau de Recherches Minières d'Algérie*.
- Meister, C., Abdallah, H., 2005.** Précision sur les successions d'ammonites du Cénomanién-Turonien dans la région de Gafsa, Tunisie du Centre-Sud. *Revue de Paléobiologie*, **24(1)**, 111-199.
- Meister, C., Rhalmi, M., 2002.** Quelques ammonites du Cénomanién-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnid-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, **21 (2)**, 759-779.
- Menchikoff, N., 1930.** Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie, Physique et Géologie Dynamique*, VII, **2**, 103-247.
- Menchikoff, N., 1936.** Etudes géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris*, **5^e série, VI**, tome **6**, 131-148.
- Merabet, O., Popov, P., 1971.** Les bassins salifères de l'Algérie. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, **41**.
- Michard, A., 1976.** Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat*, **252**, 1-420.
- Monty, C.L.V., 1976.** The origin and development of cryptalgal fabrics. *In: Stromatolites*, (éd.): M.R. Walter. *Developments in Sedimentology, Elsevier*, **20**, 193-250.
- Mouterde, R., 1953.** Faunes à affinités italiennes et marocaines dans le Lias moyen Portugais. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **238**, 1980-1982.
- Murray, J., Renard, A.F., 1891.** Deep Sea deposits. *In: Report of the scientific results of the exploring voyage of H.M.S. Challenger, H.M.S.O.*, London, 1873-1876.
- Myers, G.S., 1949.** Salt-tolerance of fresh-water fish groups in relation to zoogeographical problems. *Bijdragen tot de Dierkunde* **28**, 315-322.

N

Néraudeau, D., Courville, P., 1997. Cenomanian and Turonian echinoids from Nigeria. *Geobios*, **30**, 835-847.

Néraudeau, D., Moreau, P., 1989. Paléoécologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomaniens nord-aquitain (Charente – Maritime, France). *Geobios*, **22**, 293-324.

Néraudeau, D., Mathey, B., 2000. Biogeography and diversity of South Atlantic Cretaceous echinoids: implications for circulation patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **156**, 71-88.

Néraudeau, D., David, B., Al Muellem, M.S., 1995. Cretaceous echinoids from Saudi Arabia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **197**, 399-424.

Nessov, L.A., Zhegallo, V.I., Averianov, A.O., 1998. A new locality of Late Cretaceous snakes, mammals and other vertebrates in Africa (Western Libya). *Annales de Paléontologie*, Paris, **84**, 265-274.

Nicholson, H.A., 1873. Contributions to the study of the errant annelides of the older Palaeozoic rocks. *Royal Society of London Proceedings*, **21**, 288-290.

Nield, E.W., Tucker, V.C.T., 1985. Paleontology. An introduction. *Pergamon Press*, 178p.

Nio, S.D., Yang, C.S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review, in D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin and R. A. Rahmani, eds, *Clastic tidal sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16*, 3-28.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T.H., Krumbein, W.E., 1996. Microbially induced sedimentary structures-examples from modern sediments of siliciclastic tidal flats. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, volume 1995. 307-316.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., Krumbein, W.E., 2001. Microbially induced sedimentary structures - a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, **A71**, 649-656.

O

Oboh-Ikuenobe, F.E., Obi, CG., Jaramillo, C.A., 2005. Lithofacies, palynofacies, and sequence stratigraphy of Palaeogene strata in Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **41**, 79-101.

Omara, S., 1956. New foraminifera from the Cenomanian of Sinai, Egypt. *Journal of Paleontology*, **30**, 883-890.

Orbigny, A. D., 1839. Foraminifères, *In: Ramon de la Sagra Histoire physique et naturelle de l'île de Cuba, A. Bertrand, Paris, France, 24p.*

Orbigny, A. D., 1840-42. Terrains Crétacés, 1. Céphalopodes. *Paléontologie Française, Paris* : 662 p., 148 pl.

Orbigny, A. D., 1847. Considération zoologiques et géologiques sur les Brachiopodes : *Annales des Sciences Naturelle, 3, 259p.*

Orti, F., Salvany, J.M., 2004. Coastal salina evaporites of the Triassic-Liassic boundary in the Iberian Peninsula: the Alacon borehole. *Geologica Acta, 2, 291-304.*

P

Pareyn, C., 1961. Les massifs carbonifères du Sahara Sud Oranais. *Publication du Centre de Recherche sur les Zones Arides, Géologie, Paris. Volume 1, 325 p., 180 fig.*

Parona, C.F., 1921. Fauna del Neocretacia della Tripolitania. *Memoire per Servire alla Descrizione della Carta Geologica d'Italia, 8, 1-21.*

Pascal, A.F., Mathey, B.J., Alzouma, K., Lang, J., 1993. Late Cenomanian–Early Turonian shelf ramp, Niger, West Africa. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir, 56, 145–154.*

Pascal, A., Rhalmi, M., Lang, J., 1994. Les deux systèmes sédimentaires carbonatés de la séquence de dépôt cénomano-turonienne de la région manganésifère d'Imini (Haut Atlas Central, Maroc), *12^e Colloque de Stratigraphie et Paléontologie de l'Atlantique Sud, Angers, 117-118.*

Pattison, S.A.J., 1992. Recognition and interpretation of estuarine mudstones (central basin mudstones) in the tripartite valley fill deposits of the Viking Formation, central Alberta; in, *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration-A Core Workshop, S. G. Pemberton, Edition: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop, 17, 223-249.*

Paz, J.D.S., Rossetti, D.F., 2006. Petrography of gypsum-bearing facies of the Codo Formation (Late Aptian), Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, 78 (3), 557-572.*

Pemberton, S.G., Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. *Journal of Paleontology, 56, 843-881.*

Pemberton, S. G., Wightman, D. M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits; in, *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration- A Core Workshop, S. G. Pemberton, ed. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop, 17, 141-167.*

Pemberton, S. G., Reinson, G. E., MacEachern, J. A., 1992. Comparative ichnological analysis of Late Albian estuarine valley-fill and shelf-shoreface deposits, Crystal Viking Field, Alberta; in, Applications of Ichnology to Petroleum Exploration-A Core Workshop, S. G. Pemberton, Edition. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop*, **17**, 291-317.

Pemberton, S. G., Van Wagoner, J. C., Wach, G. D., 1992. Ichnofacies of a wave-dominated shoreline; in, Applications of Ichnology to Petroleum Exploration-A Core Workshop, S. G. Pemberton, Edition: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop*, **17**, 339-382.

Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Sauders, P., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine system; Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Saint John's, Newfoundland*. 343p.

Pereira, A.A., Medeiros, M.A., 2003. Novas ocorrências de peixes no Eocenomaniano do Maranhão. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia 18, Boletim de Resumos*, 221-222.

Pereira, A.A., Medeiros, M.A., 2007. A new Elasmobranchii form from the Alcântara Formation (Itapecuru deposits; Eocenomanian of Brazil). In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, **20**, 18p.

Petrichenko, O.I., Peryt, T.M., Poberegsky, A.V., 1997. Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geological Magazine*, **3**, 91-104.

Pervinquière, L., 1912. Paléontologie tunisienne. II. Gastéropodes et lamellibranches des terrains crétacés. - *Direction générale des Travaux publics. Carte géologique de la Tunisie*. J. Lamarre et Cie éditeur, Paris, 352p.

Pessagno, E., 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the western Gulf coastal plain. *Paleontology American*, **V (37)**, 441 p., 101 pl.

Petitot, J.M., 1961. Contribution à l'étude des échinides fossiles du Maroc. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **146**, 1-183.

Philip, J., 1970. Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence. Marseille*. 438p.

Philip, J., Floquet, M., 2000. Late Cenomanian (94,7 to 93,5 Ma) Carte paléogéographiques et notice explicative de la carte du programme Périthéthys. 12 p., 1 fig.

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., 1993. Late Cenomanian (94–92 Ma). In *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes* (eds Decourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B.), 153-178.

- Philip, J., Borgomano, J., Maskiry, S., 1995.** Cenomanian-Early Turonian carbonate platform of Northern Oman : Stratigraphy and palaeoenvironments. *Cretaceous Research*, **119**, 77-92.
- Plummer, RS., Gostin, V.A., 1981.** Shrinkage cracks: desiccation or syneresis. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 1147-1156.
- Poirmeur, H., 1906.** La région du Guir-Zousfana. *Bulletin. Comité. Afrique. France., Juillet, 1906, XVI, Renseignements coloniaux. Bureau Topographie du Territoire d'Ain Sefra, Algérie.*
- 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.* 139p.
- Porthault, B., 1974.** Le Crétacé Supérieur de la Fosse Vocontienne et des régions limitrophes. *Thèse de 3ème Cycle, Université de Lyon, 1*, 342p.
- Purser, B.H., 1975.** Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. *Thèse de Doctorat, Paris Sud, Orsay*, 383p.
- Purser, B.H., 1980a.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 1). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 1. Société des EDITIONS Technip*, 366p.
- Purser, B.H., 1980a.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 2). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 2. Société des EDITIONS Technip*, 366p.
- Purser, B.H., 1983a.** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Edition Technip, Paris, tome I et II*, 389p.
- Pratt, B.R., 1994.** Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana: A test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology*, **22**, 1091-1094.
- Pratt, B.R., 1998.** Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology*, **117**, 1-10.
- Pratt, B.R., 2002.** Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada. *Sedimentary Geology*, **153**, 57-64.
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A., 1992.** Peritidal carbonates. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St. John's.* 303-322.
- Préat, A., 1984.** Etude lithostratigraphie et sédimentologique du Givétien Belge (Bassin de Dinant). *Thèse de Doctorat de l'ULB (inédit)*, 466p.

U

Uchman. A., Mikuláš. R., Rindsberg. A.K., 2011. Mollusc trace fossils *Ptychoplasma* Fenton and Fenton, 1937 and *Oravaichnium* Plicka and Uhrová, 1990: Their type material and ichnospecies. *Geobios*, **44**, 387-397.

R

Range, J.C., Cappetta, H., 2002. Vertebrates from the Cenomanian, and the geological age of the Draa Ubari fauna (Libya). *Annales de Paléontologie, Elsevier*, **88.88**, 79-84.

Ranger, M.J., Pemberton, S.G., 1988. Marine influence in the McMurray Formation in the Primrose area, Alberta; in, Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface, D. P. James, and D. A. Leckie, eds.: *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, **15**, 439-450.

Rat, P., 1972. Bourgogne - Morvan. *Guides géologiques régionaux. Masson et Cie, Paris*, 79-80.

Read, J.F., 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 195-212.

Read, J. F., 1985. Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **69 (1)**, 1-21.

Reinson, G. E., Warters, P.L.W., Osadetz, G., Bell, L., Price, P.R., Trollope, F., Campbell, R.I., Barclay, J.E., 1992. Devonian gas resources of the Western Canada sedimentary basin: Part I-Geological play analysis and resource assessment: *Geological Survey of Canada Bulletin*, **452**, 1-128.

Reyment, R.A., Dingle, R.V., 1987. Palaeogeography of Africa during the Cretaceous period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. **59**: 93-116.

Ricken, W., 1991. Time span assesement - An overview, *In: Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A., eds., Cycles and Events in Stratigraphy, Springer, New York*, 773-794.

Rhalmi, M., 2000. Le Cénomano-turonien au Sud du Haut Atlas Central marocain (Bassin de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud). Sédimentation, stratigraphie et diagenèse. *Thèse d'Etat. Université Cadi-Ayyad, Marrakech*, 220p.

Rhalmi, M., Pascal, A., Chellai, El., 2000. Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains. *Géologie Alpine*, **76**, 135-149.

Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédro. F., Conzalez. 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.

Roman, J., Roger, J., Platel, J.P., Cavelier, C., 1989. Les Echinoïdes du Crétacé et du Paléogène du Dhofar (Sultanat d'Oman) et les relations entre les bassins de l'océan Indien et de la Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 279-286.

Rossi-Ronchetti, C., Albanesi, C., 1961. Fossili cenomaniani del Gebe1 tripolitano. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **67**, 251-318.

Ruberti, D., 1997. Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist-dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles. *Sedimentary Geology*, **113**, 81-110.

Russell, D.A., 1996. Isolated Dinosaur bones from the Middle Cretaceous of the Tafilat, Morocco. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 4^e Série, Section C*, **18** (2-3) : 349-402.

S

Sadler, P.M., 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of the stratigraphic record. *Journal of Geology*, **89**, 569-584

Saint-Marc, P., 1977. Répartition stratigraphique des grands foraminifères benthiques de l'Aptien, l'Albien, du Cénomanien et du Turonien dans les régions méditerranéennes. *Revue Espagnole de Micropaléontologie*, **XIV**, 247-262.

Salgado, L., Canudo, J.I., Garrido, A.C., Ruiz-Omeñaca, J.I., Garcia, R.A., de la Fuente, M.S., Barco, J.L., Bollati, R., 2009. Upper Cretaceous vertebrates from El Anfiteatro area, Río Negro, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, **30** (3), 767-784.

Salter, J.W., 1857. On fossil remains in the Cambrian Rocks of the Longmynd and North Wales. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **12**, 246-251.

Sanders, D., Pons, J.M., 1999. Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, **148**, 249-284.

Sanz-Rubio, E., Hoyos, M., Calvo, J.P., Rouchy, J.M., 1999. Nodular anhydrite growth controlled by pedogenic structures in evaporite lake formations. *Sedimentary Geology*, **125**, 195-203.

Sass, E., Bein, A., 1982. The Cretaceous carbonate platform in Israel. *Cretaceous Research*, **3**, 135-144.

- Sattler, U., Immenhauser, A., Hillga, H.R., Esteban, M., 2005.** Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology*, **52**, 339-361.
- Savi, P., Meneghini, G.G., 1850.** Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernenti la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi, In: Murchison R.L., *Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Apennini e dei Carpazi*. Stamperia granducale, Firenze: 246-528.
- Schaal, S., 1984.** Oberkretazische Osteichthyes (Knochenfische) aus dem Bereich von Bahariya und Kharga, Ägypten, und ihre Aussagen zur Palökologie und Stratigraphie. *Berliner Geowiss. Abh., A*, **30** : 1-79.
- Schäfer, W., 1954.** Dehnungsrisse unter Wasser im meerischen Sediment. *Senckenbergiana Ieth, Frankfurt*, **35**, 87-99.
- Schlotheim, E.F. Von., 1813.** Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen in geognostischer Hinsicht: Frankfurt, *Taschenbuch für die gesammte Mineralogie*, **7(1)**, 5-134.
- Schlund, J.M., 1956.** Carte géologique de Colomb-Béchar. Echelle 1/100. 000. *Rapport inédit du Bureau de Recherches Minières d'Algérie*.
- Scholle, P.A., Bebout., D.G., Moore, C.H., 1983.** Carbonate depositional environments, *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir, Tulsa, Oklahoma*, **33**, 780p.
- Schulze, F., Kuss, J., Marzouk, A. M., 2003.** Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, **50**, 505-527.
- Schulze, F., Lewy, Z., Kuss, J., Gharaibeh, A., 2003.** Cenomanian-Turonian carbonate platform deposits in west central Jordan. *International Journal of Earth Science, Geological Rundsch*, **92**, 641-660.
- Schulze, F., Marzouk, A.M., Kuss, J., Gharaibeh, A., 2004.** The late Albian-Turonian carbonate platform succession of west-central Jordan: stratigraphy and crisis. *Cretaceous Research*, **25**, 709-737.
- Schulze, F., Kuss, J., Marzouk, A.M., 2005.** Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*. **50**, 505-527.
- Schreiber, B.C., El Tabakh, M., 2000.** Deposition and early alternation of evaporites. *Sedimentology*, **47**, 215-238.
- Schröder, W., 1976.** Berengnungspro/ekt Bou Heurtma, Wasserentnahme aus dem Medjerda, hydraulische Modellver:uche (Sprinkler irrigation scheme Bou Heurtma, structure for taking water out of the Medjerda river, hydraulic model tests): Darmstadt, Technische Hochschule.

- Seilacher, A., 1984.** Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, **55**, 1-12.
- Seilacher, A., Seilacher, E., 1994.** Bivalvian trace fossils: a lesson from actuopaleontology. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **169**, 5-15.
- Seilacher, A., Buatois, L.A., Mángano, M.G., 2005.** Trace fossils in the Ediacaran-Cambrian transition: Behavioral Diversification, Ecological turnover and Environmental Shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**, 323-356.
- Serenó, P.C., Wilson, J.A., Larsson, H.C.E., Sues, H.-D., 1994.** Early Cretaceous dinosaurs from the Sahara. *Science*. **266**, 267-271.
- Serenó, P.C., Dutheil, D.B., Iarochène, M., Larsson, H.C.E., Lyon, G.H., Magwene, P.M., Sidor, C.A., Varricchio, D.J., Wilson, J.A., 1996.** Predatory Dinosaurs from the Sahara and Late Cretaceous Faunal Differentiation, *Science*, **272**, 986-991.
- Serenó, J.A., Wilson, J.A., Conrad, J.L., 2004.** New dinosaurs link southern landmasses in the Mid-Cretaceous. *Proceedings of the Royal Society of London*, **B 271**, **1546**, 1325-1330.
- Sharpe, D., 1850.** On the secondary district of Portugal which lies on the North of the Tagus. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, **6**, 135-195.
- Shearman, D.J., 1978.** Evaporites of coastal sebkha. In Dean. W.E, Schreiber (Eds). *Marine Evaporites Society Economic Paleontologists Mineralogists Short Course*, **4**, 6-42.
- Shinn, E.A., 1968.** Practical significance of birds-eyes structures in carbonates rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **38 (2)**, 215-223.
- Shinn, E.A., 1983a.** Tidal flat environment. In Scholle. A., Bebout. D.G., Moore. C.H (Eds) Carbonate depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 33*, 171-210.
- Shinn, E.A., 1983b.** Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary and Petrology*, **56**, 619-628.
- Shinn, E.A., Lloyd, R.M., Ginsburg, R.N., 1969.** Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas: *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 1202-1228.
- Sirna, G., Mastroianni, F., 1993.** Jurassic-Cretaceous nerineids of Campoli Appennino (Latium). *Estratto da Geologica Romana*, **29**: 139-153.
- Skelton, P.W., Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., 1995.** The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 107-136.

- Skelton, P.W., Gili, E., Rosen, B.R., Valdeperas, F.X., 1997.** The growth facies of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Espanole d'Histoire Naturelle*, **92(1-4)**, 225-239.
- Slaughter, B.H., Thurmond, J.T., 1974.** A Lower Cenomanian (Cretaceous) ichthyofauna from the Bahariya formation of Egypt, *Annals of Geology*, **4**, 25-40.
- Smith, A.B., Crimes, T.P., 1983.** Trace fossils formed by heart urchins: a study of Scolicia and related traces. *Lethaia*, **16**, 79-92.
- Smith, A.B., Bengtson, P., 1991.** Cretaceous echinoids from north-eastern Brazil. *Fossils and Strata*, **31**, 1-88.
- Smith, G.B., Lamanna, M.C., Mayr, H., Lacovara, K.J., 2006.** New information regarding the holotype of Spinosaurus aegyptiacus Strmer, 1915. *Journal of Paleontology*, **80(2)**, 400-406.
- Sonatrach., 1970.** Rapport final de la sismique réflexion conventionnelle. Parcelle E-15. *Sonatrach, Rapport inédit*.
- Sonatrach., 1971.** Rapport final de la sismique réflexion. Parcelle E-15. Mission Sh-706, équipe X-53. *Sonatrach, Rapport inédit*.
- Souhel, A., Canerot, J., Andreu, B., 1986.** Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen-supérieur et le Crétacé inférieur-moyen du synclinal d'Aït Attab (Haut Atlas Central-Maroc). *Revue de la Faculté des Sciences, Marrakech, PICG-UNESCO, n°183*, Marrakech 1985, *numéro Spécial*, **2**, 463-477.
- Souhel, A., Canerot, J., Andreu, B., 1989.** "Les Couches rouges jurassico-cretacees du Haut Atlas central (Maroc)." *Publication Occasionnelle - Centre International pour la Formation et les Echanges Geologiques = Occasional Publication - International Center for Training and Exchanges in the Geosciences*, **16**, 184p.
- Souquet, P., Déramond, J., 1989.** «Séquence de chevauchements et séquences de déposition dans un bassin d'avant-fosse. Exemple du sillon crétaé du versant sud des Pyrénées (Espagne).» *Comptes rendus de l'académie des Sciences, Paris*, **309**, 137-144.
- Southgate, P.N., 1982.** Cambrian skeletal halite crystals and experimental analogues. *Sedimentology*, **29**, 391-407.
- Sowerby, J., 1814.** Article XI, *Linnaean Society: London, Annals of Philosophy*, **4**, 448 p.
- Sowerby, J. In Sedwick, A and Murchison, R. 1832.** A sketch of the structure of the Eastern Alps. *Trans, Geological Society, London*, **2 (3)**, 301-420.

Spécht, R.W., Brenner. R.L., 1979. Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in: Upper Jurassic epicontinental mudstones, east-central Wyoming. *Journal of Sedimentary and Petrology*, **49(4)**: 1307-1322.

Strasser, A., Davaud. E., 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae geol.*

Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B., 1988. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, **128**, 201-221.

Stromer, E. 1914. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wu"sten A"gyptens, II. Wirbeltier-Reste der Baharije-Stufe (unterstes Cenoman), 1. Einleitung und 2. *Libycosuchus*. Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, *Mathematische-physikalische Klasse*, **27**, 1-16.

Stromer, E., 1915. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromer in den Wusten Agyptens. II. Wirbeltier-Reste der Baharije-Stufe (unterstes Cenoman). 3. Das Original des Theropoden *Spinosaurus aegyptiacus* nov. gen., nov. spec. *Abhandlungen der Koniglich Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Physikalische Klasse*, **28**, 1-32.

Stromer, E. 1936. Baharije-Kessel und Stufe mit deren Fauna un Flora. Eine ergnzende Zusammenfassung. In : Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den W"sten gyptens. VII. *Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math, -naturw, Abt. (N.F.)*, **33**, 1-102.

T

Tabaste, N., 1963. Etude de restes de poissons du Cretace saharien. *Memoire, IFAN 68, melanges Ichthyologiques*, 437-485.

Tamura, T., Masuda, F., 2003. Shallow-marine fan delta slope deposits with large-scale cross-stratification: the Plio-Pleistocene Zaimokuzawa formation in the Ishikari Hills, northern Japan. *Elsevier, Sedimentary Geology*, **158**, 195-207.

Taquet, P., 1976. Geologie et paleontologie du gisement de Gadoufaoua (Aptien du Niger). *Compte Rendue de l'Academie des Sciences. Paris*, **271**, 437-485.

Taquet, P., Russell, D.A. 1998. New data on spinosaurid dinosaurs from the Early Cretaceous of the Sahara. *Compte Rendue de l'Academie des Sciences, Paris*, **327(5)**, 347-353.

Taylor, A., Goldring, R., 1996. Short course in trace fossil analysis: interpretation and application. *Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau*, 221p.

Tebutt, G.E., Conley, C.D., Body, D.W., 1965. Lithigenesis of a distinctive carbonate rock fabric: *Contributions to Geology*, **4**, 1-13.

Thomel, G., 1972. Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **116**, 204p.

Tong, H., Buffetaut, E., 1996. A new genus and species of pleurodiran turtle from the Cretaceous of southern Morocco. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **199 (1)**: 133-150.

Toledo, C.E.V., Bertini, R.J., 2005. Occurrences of the fossil Dipnoiformes in Brazil and its stratigraphic and chronological distributions. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **8(1)**: 47-56.

Torell, O., 1870. Petrificata Suecana Formationis Cambricae. *Lunds. Univ. Årsskr*, **6**, 1-14.

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

Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology, *Blackwell Scientific Publications*, Oxford. 482p.

Trashliev, S., 1969. Structures of the Tortonian gypsum rocks in northwestern Bulgaria. *Sedimentary Geology*, **3**, 291-316.

V

Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Media Villa, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques du bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8 II (7)**: 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.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Sarg, F.J., Loutit, T.T., et Hardenbol, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., *Sea Level Changes: an Integrated Approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **42**, 39-45.

Videt, B., Néraudeau, D., 2003. Variabilité et hétérochronies chez l'exogyre *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801) (Bivalvia : Ostreoidea : Gryphaeidae) du Cénomaniens et du Turonien inférieur des Charentes (SW France). *Compte Rendu Palevol*, **2**, 563-576.

Vila, J.M., 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiennes. *Thèse Es-Sciences*, Paris VI, 665p.

Vilas, L., Mas, R., Garcia, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N., Rincon, R., Elizag, E., Fernandez Calvo, C., Gutierrez, G., Meléndez, F., 1982. Ibérica Suroccidental. In: *El Cretacico de Espana. Universidad Complutense*, Madrid, 457-513.

Visser, M. J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. *Geology*, **8**, 543-546.

Vrielynck, B., Brouysse, P., 2003. Le visage changeant de la terre. Communication de la Carte Géologique du Monde, *Edition UNESCO*.

W

Walker, RG et Plint, AG., 1992. Vagues et la tempête dominés par les systèmes marins peu profonds. En Walker, RW, et James, NP (dir.), *Les modèles de faciès: la réponse aux changements de niveau de la mer: Saint- Johns, Terre-Neuve-corrosion*, *Geological Association of Canada*, 219-238.

Warren, J.K., 1982a. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, **29**, 609-637.

Warren, J.K., 1982b. The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia. *Journal of Sedimentology and Petrol*, **52**, 1171-1201.

Warren, J.K., 1983. Tepees, modern (southern Australia) and ancient (Permian-Texas and New Mexico)-a comparison. *Sedimentary Geology*, **34**, 1-19.

Warren, J.K., 1999. Evaporites. Their evolution and economics. *Blackwell Science*, Oxford, 1-438.

Wellnhofer, P., Buffetaut, E., 1999. Pterosaur remains from the Cretaceous of Morocco. *Paläontologische Zeitschrift*, **73** (1/2), 133-142.

Wendy, J., Matthews, G.H, Bruce, D.T., John, R. Underhill. L., 2007. Controls on fluviolacustrine reservoir distribution and architecture in passive salt-diapir provinces: Insights from outcrop analogs. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, **91**(10): 1367-1403.

Wenz, S., 1980. A propos du genre Mawsonia, Cœlacanthe géant du Crétacé inférieur d'Afrique et du Brésil. *Mémoire de la Société Géologique de France*, **139**, 187-190.

Werner, C. 1989. Die Elasmobranchier - Fauna des Gebel Dist Member de Bahariya Formation (Obercenoman) der Oase Bahariya, Ägypten. *Palaeo Ichthyologica*, **5**, 112p.

Werner, C. 1994a. Der erste Nachweis von Gymnophionen (Amphibia) in der Kreide (Wadi-Milk-Formation, Sudan). *N.Jb. Geol. Paläont, Mh*, **10**: 633-640.

Werner, C. 1994b. Die kontinentale Wirbeltierfauna aus der unteren Oberkreide des Sudan (Wadi-Milk-Formation). *Berliner Geowiss, Abh, A* : **13**, 201-249.

Wiedmann, J., 1988. Plate tectonics, sea level changes, climate - and the relationships to ammonite evolution, provincialism, and mode of life. In: Wiedmann, J., Kullmann, J. (Eds.), Cephalopods. *Present and Past. Schweizerb, art'sche Verlagbuchhandlung, Stuttgart*, 737-765.

Wiese. F., Schulze. F., 2005. The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841) in the Middle East: taxonomie and palaeoecology remarks. *Elsevier, Cretaceous Research*, **26**, 930-946.

Wilson. J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York*, 470p.

Wonham, J. P., Elliott, T., 1996. High-resolution sequence stratigraphy of a mid-Cretaceous estuarine complex: The Woburn Sands of the Leighton Buzzard area, eds., Sequence stratigraphy in British geology: *Geological Society of London, Special Publication*, **103**, 41-62.

Woodward, H., 1883. On a New Genus of Fossil "Calamary" from the Cretaceous Formation of Sahel Alma, near Beirut, Lebanon, Syria. *Geological Magazine*, **10**, 1-5.

Wright, V.P., Burchette, T.P., 1996. Shallow-water Carbonate environments. In Reading. H.G (ed.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy, Oxford (*Blackwell*). 325-394.

Z

Zaghib-Turki, D., 1987. Les échinides du Crétacé de Tunisie. Paléontologie générale: systématique, paléoécologie, paléobiogéographie. *Thèse de Doctorat, Université de Tunis*, 613p.

Zenker, J.C., 1836. Historisch-topografisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in seiner naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. J. C. Zenker, Jena.

Žitt. J., Kopáčová. M., Nekovařík. C., 2003. Epibionts of mollusc shells from the Korycany limestones (Late Cenomanian, Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **78 (1)**: 41-52.

ملخص :

*يخص هذا البحث العصر الطباشيري لمنطقة بشار (جنوب غرب الجزائر) من الناحية الليتوستراتيغرافيا و الجغرافيا القديمة ، والطبقات الصخرية و البيئة القديمة . هاته الدراسة تركز على ملاحظات وتحليلات لسبعة عشرة (17) *يخص هذا البحث العصر الطباشيري لمنطقة بشار (جنوب غرب الجزائر) من الناحية الليتوستراتيغرافيا و الجغرافيا القديمة ، والطبقات الصخرية و البيئة القديمة . هاته الدراسة تركز على ملاحظات وتحليلات لسبعة عشرة (17) مقطعاً جيولوجياً ممتداً على نحو 150 كلم ، من منطقة بن زيرق شرقاً إلى بوكايس ومريجة غرباً .
* هاته الدراسة سمحت لنا بتمييز تشكيلتان مؤطرتان بسطوح عدم توافق ذات أهمية واسعة:
تشكيلة " مارن وجيس سفلي " ذات عمر سينوماني سفلي وتشكيلة "كلس سيدي محمد بن بوزيان" منتسبة للسينوماني الأعلى ولتيروني السفلي.
*الإطار الستراتيغرافي لهاته الدراسة يركز على اكتشاف عدة مستحاثات التي تم تصنيفها من قبل مختصين لمحتجرات العصر الطباشيري .
تحليل هذه المستحاثات سمح لنا بتمييز مجموعة من بقايا الفقريات ، و صنف من الامونيت ، وعشرين صنف من الصدفيات ، واربعة أنواع من الروديست، و سبع عائلات من قدميات الأرجل ، وصفان من النوتيل ، و سبع أنواع من قنادل البحر .
التوزيع الستراتيغرافي لهاته المستحاثات هو نفسه المذكور في مناطق عدة لحوض البحر الأبيض المتوسط وفي الصحراء . زيادة على ذلك 11 نوعاً من البصمات لكائنات متحجرة قد تم اكتشافها .
*دراسة هذه الرسوبيات اعتمد على تعريف و مناقشة اثنتا عشرة سحنة التي تم دمجها في سبع عائلات منتسبة إلى ثلاث انظمة رسوبية فتاتي ، ومختلط و كلسي .
كما تم تمييز ثلاث مراحل من الجغرافيا القديمة:
-المرحلة الأولى معرفة بتواجد أنهار ملتوية في الجنوب و نضام ساحلي ذو ترسبات فتاتية في الشمال:
- المرحلة الثانية تتميز بانتشار واسع لسبخة ساحلية ذات تأثير قاري في الجنوب وتأثير بحري ملموس في الشمال .
-خلال المرحلة الثالثة: النظام الرسوبي يتغير جذرياً نتيجة الاجتياح البحري المعروف خلال العصر السينوماني العلوي حيث نميز توضع نضام كربوناتي على جغرافيا مكونة من منصة بحرية ذات اندثار خفيف جداً .
ان التحليل الرسوبي و الانتشار القديم للفقريات يبين لنا بأن المحيط التيتش كان له دور كبير في تموين المنطقة بالماء خلال المرحلة الممتدة من السينوماني إلى التيروني السفلي .

الكلمات المفتاحية : الجزائر ، بشار ، قير ، حوض الطباشيري ، ليتوسراتيغرافيا ، باليوسراتيغرافيا ، علم الرسوبيات ، الجغرافيا القديم.

Résumé

Ce travail concerne une étude lithostratigraphique, paléobiogéographique, sédimentologique et environnementale des terrains crétaqués de la région de Béchar. Cette étude s'appuie sur des observations et des analyses sur dix-sept coupes, réparties le long de deux directions orientées Est-Ouest, entre Ben Zireg et l'axe Meridja-Boukais sur une distance de 150 km.

Deux formations ont été identifiées et encadrées par des discontinuités d'ampleur régionale : la Formation des "Marnes à gypse inférieures" rapportée au Cénomanién inférieur et la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" attribuée au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur.

Le cadre stratigraphique est fondé sur de nouvelles récoltes paléontologiques, dont la détermination a été assurée par des spécialistes des faunes du Crétacé. L'analyse des nouvelles récoltes paléontologiques a fourni des restes de vertébrés déterminés sur le plan générique ou spécifique, une espèce d'ammonites, vingt espèces de bivalves, quatre genres de rudistes, sept familles de gastéropodes, deux nautilus et neuf taxons d'échinides. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions méditerranéennes et sahariennes. En plus, onze ichnogènes ont été identifiés régionalement pour la première fois.

L'étude sédimentologique repose sur la méthode de définition des faciès. Elle a permis de mettre en évidence 22 faciès, regroupés en 7 associations de faciès appartiennent à trois systèmes sédimentaires : détritique, mixte et carbonaté.

Ces systèmes sédimentaires s'agencent dans trois méso-séquences à développement inégal, limitées par des discontinuités à valeur régionale et composées de plusieurs séquences élémentaires "transgression-régression" empilées pour donner une mégaséquence d'ouverture.

Ainsi, trois stades paléogéographiques se superposent :

- Le premier stade est représenté par des chenaux fluviaux méandriques modestes au Sud et par un milieu littoral à influence tidale au Nord ;

- Le deuxième stade correspond à un paysage de sebkha côtière (ou plate-forme péritidale) à influence continentale au Sud et débordée par les tempêtes au Nord ;

- Lors du troisième stade, le profil de dépôt change radicalement, en relation avec une hausse du niveau marin relatif durant le Cénomanién supérieur. En effet, il résulte d'une transgression pelliculaire, sur une surface plus ou moins aplanie, et généralisée avec homogénéisation des dépôts carbonatés sur l'ensemble du sillon préafricain. Cette montée eustatique aboutit à l'installation, en bordure du craton saharien, d'une rampe carbonatée homoclinale dépourvue d'apports détritiques terrigènes, à bathymétrie faible, avec une salinité et une oxygénation normales des eaux.

La tendance à l'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord, est nettement confirmée par l'organisation d'ensembles des unités constituant le talus marneux (les "Marnes à gypse inférieures") et la barre calcaire (les "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane"), et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échinofaune et de la malacofaune, ainsi que par la présence de Neolobites vibrayeanus. Par conséquent, l'analyse sédimentologique et paléobiogéographique nous ont permis de constater que la Téthys a joué un rôle prépondérant dans les circulations océaniques. Elle a constitué une source potentielle de masses d'eau profonde, chaude et salée durant l'intervalle Cénomanién-Turonien inférieur.

Mots-clés : Algérie, Béchar, Guir, Bassin crétaqué, Lithostratigraphie, Paléobiogéographie, Sédimentologie, Paléogéographie.

Abstract

Constituting one of the major sedimentary components of the South-atlasic Cretaceous, the study area is situated in Béchar province in southwest of Algeria, it is near to the boundary between Algeria and Morocco and is a part of "preafrican through".

This research has been focused on the stratigraphic and palaeobiogeographic data and sedimentological description of the Cretaceous series that level in the Béchar area, which unconformably overlies the Paleozoic bedrocks. Based on their lithologic, paleontologic and sedimentologic characteristics, the Cretaceous succession can be subdivided into two lithostratigraphic formations: the "Marnes à gypse inférieures" formation allotted to the lower Cenomanian and the "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" formation assigned to the upper Cenomanian-lower Turonian age.

The taxonomic work in the present study is resulted in identification of six taxa of vertebrate, twenty species of bivalves, four genera of rudists, six families of gastropod, two species of nautilids and nine taxa of echinoids.

The stratigraphic distribution of the identified fauna is matches well with that known in the other series of same age in the Mediterranean and Saharan areas. The marine fossil assemblage suggests a Tethyan palaeobiogeographic affinity and the vertebrate fauna is announced in various places of North Africa.

Moreover, eleven ichnogenera were identified for the first time: Altichnus, Arenicolites, Catenichnus, Diplocraterion, Monocraterion, Planolites, Protovirgularia, Rhizocorallium, Scolicia, Skolithos and Thalassinoides.

The stratigraphic fill of the Cretaceous Guir basin is composed of numerous facies types that reflect a wide range of depositional settings. A total number of 22 facies was recognized in the Cenomanian-Lower Turonian formation of the Béchar area, and have been grouped into seven facies associations and three sedimentary systems: The detrital system named "Continental Intercalaire" in previous studies; the mixed system and the carbonate system.

The study of the vertical facies variations in the Cenomanian-Lower Turonian series in the Béchar area lead to the recognition of three transgressive-regressive sedimentary sequences (that are labeled MS1, MS2 and MS3), bounded by different types of discontinuities.

Thus, three paleogeographic stages are superimposed:

- The first stage is represented by fluvial channels at the South and by a coastal environment in the North;

- The second stage corresponds to a landscape of coastal sabkha (or péritidale platform) with continental influence in the South and overflowed by the storms in the North;

- At the third stage, the profile of deposit changes radically, in relation to a rise of the relative sea level during the Upper Cenomanian. It settled a homoclinical ramp platform on the whole of the preafrican trough.

Key-word: Algeria, Béchar, Guir, Cretaceous Basin, Lithostratigraphy, Palaeobiogeography, Sedimentology, Palaeogeography.