



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Laboratoire de Recherche n°82
« Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire, GéoBaBiSé »

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat **en Sciences**
En Sciences de la Terre

**GEOMETRIE DE LA SEDIMENTATION CRETACEE (ALBIEN – TURONIEN)
DES MONTS DE TIARET (FRENDIA, CHELLALA, NADOR...), CORRELATIONS
ET IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.**

Présentée et soutenue publiquement par :

M. BOUALEM Noureddine

Devant le jury composé de :

SEBANE Abbès	Professeur	Université d'Oran 2	Président
BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
REBOULET Stéphane	Professeur	Université de Lyon 1	Examineur
MAHBOUBI Mahammed	Professeur	Université d'Oran 2	Examineur
KHERROUBI Benali	Professeur	Université d'USTO	Examineur
BENYAHIA Mohamed	Professeur	Université de Sidi-Bel-Abbès	Examineur

Année 2017 - 2018

*A la mémoire de mon très cher et bien aimé papa, parti avant ma
soutenance.*

A ma très chère et bien aimée maman.

A ma petite et grande famille.

A tous ceux qui me sont chers.

Avant-propos.

Au terme de tout travail, il est d'usage de remercier tous ceux et celles qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué à sa réalisation. Cette tâche n'est pas des plus aisées. Ainsi la liste ci-dessous est loin d'être exhaustive.

Mes tous premiers remerciements s'adressent à Mr. Miloud BENHAMOU, mon Directeur de thèse, qui a bien voulu me faire confiance, et qui a su m'encourager grâce à son dynamisme et à sa disponibilité. Je le remercie pour les missions que nous avons faites ensemble et grâce à sa performance et sa perspicacité sur le terrain que j'ai complété mes interprétations fiables..

Mes remerciements sont adressés aussi à Mr. Abbès SEBANE, Professeur à l'Université d'Oran-2 qui a accepté de juger et de présider le jury et pour ses conseils bénéfiques.

Je remercie également Mr. Stéphane REBOULET (Université de Lyon 1) qui suivi de proche ce travail notamment la partie des ammonites, ses conseils et ses critiques étaient constructives, je le remercie d'avoir accepté d'être dans mon jury.

Pour l'honneur qu'ils me font de juger ce travail, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à : Mahamed MAHBOUBI, Professeur à l'Université d'Oran-2 ; Benali KHERROUBI, Professeur à l'USTO et Mohamed BENYAHIA, Professeur à l'université de Sidi Bel Abbès.

Cette thèse n'aurait pas abouti sans l'aide précieuse de certaines spécialistes paléontologues, notamment : James KENNEDY (Oxford University Museum of Natural History, Oxford, United Kingdom), Stéphane REBOULET (Université de Lyon-1), Bertrand MATRION et Francis AMEDRO (France) pour les ammonites, Emad NAGM (Université de Caire, Egypte) pour les bivalves. Sans oublier mon ami Dr.Mohamed BENDELLA (Université d'Oran- 2) pour la détermination de quelques ichnogenres. Qu'ils trouvent ici ma profonde gratitude.

Sans oublier d'implorer miséricorde et rendre hommage à mon ancien professeur Feu Larbi MEKAHLI (*Rabbi yarhamou*), qui nous a quitté subitement où on avait besoin de lui encore.

Je suis également reconnaissant envers toutes les personnes qui ont pu m'aider sur le terrain, m'apporter une aide technique au laboratoire, et m'ont aidé dans la réflexion de ce travail.

De manière plus indirecte, mais tout aussi essentiel je fais un clin d'œil à tous les copains et collègues qui m'ont supporté durant mon parcours universitaire.

A tous merci,

N. BOUALEM

Sommaire.

CHAPITRE I : GENERALITES.

I- INTRODUCTION GENERALE.....	2
II- PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE DES HAUTS-PLATEAUX DANS LE CONTEXTE DE L'ALGERIE NORD-OCCIDENTALE.....	4
III- PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE.....	7
IV- LES PRINCIPALES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES MONTS DE TIARET.....	7
A- Ensemble ante-mésozoïque, Socle et Substratum.....	7
B- Ensemble mésozoïque.....	9
C- Ensemble post-mésozoïque.....	15
V- HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	15
A- Historique général.....	15
B- Historique des travaux sur le Crétacé de la région de Tiaret.....	17
VI- METHODOLOGIE, OBJECTIFS DU TRAVAIL ET PERSPECTIVES.....	19
A- Méthodologie du travail et objectifs.....	19
B- Perspectives.....	21

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE : DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.

I- INTRODUCTION.....	25
II- ORGANISATION LITHOLOGIQUE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.....	27
A- Formation des argilo-gréseux de Sidi Ouadah.....	27
B- Formation des marno-calcaire de Mcherraf.....	28
C- Formation carbonatée de Cheurfa.....	29
D- Formation carbonatée de Freaou.....	29
A'- Formation argilo-gréseuse de Sebaâ Riouss.....	30
B'- Formation carbonatée d'Oued Touil.....	31
C'- Formation carbonatée de Ras Nokhra.....	31
III- DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.....	32
A- Secteur de Tiaret – Mellakou – Tagdempt.....	32
B- Secteur de Frenda-Medroussa (Louhou).....	46
C- secteur de Tousnina - Ledjdar.....	58
D- secteur de Sougueur - Nador.....	65
E- Secteur de Chellala.....	70
IV- CORRELATION ET SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	77

A- Corrélation locale.....	77
B- Corrélation régionale.....	79
C- Synthèse lithostratigraphique.....	85
V- APPROCHE STRUCTURALE.....	86

CHAPITRE III : BIOSTRATIGRAPHIE, PALEONTOLOGIE ET ICHNOFOSSILES.

I- INTRODUCTION.....	90
II- BIOSTRATIGRAPHIE.....	90
A- Secteur de Tiaret – Tagdempt – Mellakou.....	90
B- Secteur de Frenda – Medroussa (Louhou).....	92
C- Secteur de Tousnina – Ledjdar.....	96
D- Secteur de Chellala.....	104
III- PALEONTOLOGIE SYSTEMATIQUE DES AMMONITES CRETACEES.....	113
A- Introduction.....	113
B- Etude systématique.....	114
C- Discussion et remarques.....	131
IV- ATTRIBUTIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS.....	132
A- Etat de connaissances actuelles.....	132
B- Attributions biostratigraphiques.....	134
C- Corrélations.....	139
D- Discussion sur le problème des limites.....	143
E- Les bioévénements de l'intervalle Albien - Turonien.....	144
V- ICHNOFOSSILES.....	147
VI- PALEOBIOGEOGRAPHIE DU BASSIN CRETACE ET EVOLUTION DE LA BIOMASSE DE MARCOFAUNE.....	157

CHAPITRE IV : ANALYSE DES FACIES, ENVIRONNEMENTS ET STRATIGRAPHIE SEQUENIELLES.

I. INTRODUCTION.....	163
II. FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES.....	163
A- Introduction.....	163
B- Faciès.....	163
C- Notion de microfaciès.....	166
D- Analyse des faciès.....	166
E- Association de faciès et Interprétations paléoenvironnementales.....	177
F- Discussion : les facteurs contrôlant la mosaïque des faciès.....	179

II- DISCONTINUITES ET SEQUENCES SEDIMENTAIRES.....	180
A- Notions de discontinuités.....	180
B- Inventaire des discontinuités sédimentaires dans la région étudiée.....	180
C- Séquences de dépôts et cycles sédimentaires.....	183
D- Séquences et découpage séquentiel.....	185
E- Chartes eustatiques.....	194
IV- PALEOGEOGRAPHIE ET MODELE DE DEPOT DU CRETACE DE TIARET.....	198
IV- GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES.....	204
CONCLUSION GENERALE.....	224
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	229

ملخص.

تستند الدراسة الجيوطبقية ، والرسوبية ، والبيئة الأحفورية للأراضي الطباشيرية في منطقة تيارت على الملاحظات والتحليلات من خلال عشرين قطاعا ، موزعة في منطقة الدراسة بين تيارت - فرندا وكذلك منطقة قصر الشلالة.

نقترح نموذج للسحنات للسلسلة بأكملها ، من البيئات القريبة ، من الشواطئ ، إلى الترسبات القاصية الواقعة أسفل حد نشاط موجات العاصفة. يتم استخدام هذا النموذج والبيانات الميدانية لأداء الارتباطات على مستوى حوض تيارت الطباشيري ، وتطبيق أساليب الطبقة المتتالية. هذه الارتباطات تمكن من تقييد الأبعاد الهندسية " D 2 " و الجغرافيا القديمة لحوض تيارت أثناء الطباشيري العلوي. هذا يسمح بفهم المعايير المختلفة (حركية القارات، المستوى البحري العام) التي تتحكم في الترسيب.

تمت دراسة أربع تشكيلات: "تشكيل سيدي واضح" الموضوع ضمن الألبان؟، "تشكيل مشرف"؛ المكتشف لأول مرة وينسب إلى الألبان العلوي - السنومان السفلي، "تشكيل الشرفة" المتعلقة السنومان الأوسط - التيروني السفلي وأخيرا "تشكيل فراوو" من عمر التيروني - السنطونياني محتمل ؟

يعتبر الإطار الطبقي ، المدعوم بمجموعات جديدة من الأحافير ، معلما هاما في جيولوجيا الطباشيري لمنطقة تيارت. أدى تحليل المحاصيل الأحفورية الجديدة إلى وجود تنوع بيولوجي هام: 11 نوعًا من الأمونيات (معرفة على مستوى عام أو النوع) ، 15 نوعًا من ذوات الصدفتين تنتمي إلى 7 عائلات ، 8 أنواع من قنابيد البحر ، 4 عائلات من بطنيات الأقدام وأخيراً عائلتين من "inoceramids". يتطابق التوزيع الطبقي للأحافير المتواجدة مع تلك الموصوفة في نفس التشكيلات من نفس الحقبة في المناطق الأخرى المحيطة بالمتوسط، بالإضافة إلى ذلك ، تم تحديد العديد من أنواع الآثار المتحجرة لأول مرة في المنطقة.

كشف التحليل الرسوبي عن 17 سحنة ، تم تجميعها في 5 مجموعات حسب نظامين رسوبيين : فتاتي و كلسي. هذه الأنظمة الرسوبية تنتظم وفق العديد من متواليات متوازية غير المتكافئة من حيث التطور ، محدودة بقاءنقطاعات ذات قيمة إقليمية وتتكون من عدة متواليات أولية "طغيان - انحدار" مرتبة لإعطاء متواليات كبيرة مبينة انفتاحا كبيرا على البحر.

على مستوى علم الجغرافيا القديمة ، هناك مرحلتين متتابعين: (1) تتمثل المرحلة الأولى من خلال سهل على نطاق واسع مع قنوات المد في القاعدة وبيئة ساحلية مع تأثير المد والجزر في القمة. (2) خلال المرحلة الثانية ، يتغير شكل الترسيب بالكامل ، بسبب ارتفاع مستوى سطح البحر النسبي خلال الألبان العلوي - السنومان السفلي. في الواقع ، إنه ناتج عن طغيان بحري منخفض المستوى و معمم مع تجانس الرواسب الكلسية على كامل أرض ما قبل التل . أدى هذا الارتفاع في المنسوب البحري إلى إنشاء سطوح كلسي منحدر ، على حافة الهامش الجنوبي من التيتيس خالية من الترسبات الفتاتية، مع أعماق منخفضة ، ملوحة طبيعية وأكسجين طبيعي للمياه.

ويتأكد الاتجاه نحو الإنفتاح في بيئات الترسيب اتجاه الشمال بشكل واضح من خلال التغيير للسحن نحو الشمال (وحدة شوالاة طينية غالبا) و من خلال الأحافير القديمة عموما و الأمونيات خصوصا التي تشير بشكل واضح إلى مؤشرات حوض التيتيس القديم. وبالتالي ، أظهر التحليل الرسوبي والتحليل الحيوي للأحافير أن حوض التيتيس لعب دورا راجحا في حركية المحيطات. وقد كان مصدرا محتملا لكتل المياه العميقة والدافئة والمالحة خلال الحقبة ما بين الألبان والسنطونياني.

الكلمات المفتاحية: الجزائر ، تيارت ، العصر الطباشيري ، علم الطبقات ، علم الرسوبيات ، البيئة ، علم الحياة القديمة ، هندسة التشكيلات.

Abstract.

The lithostratigraphic, sedimentological and palaeobiogeographical study of the Cretaceous deposits of the Tiaret region is based on observations and analyzes through twenty sections, distributed in the study area between Tiaret - Freneda and the Chellala region.

We propose a facies model of the setting, from proximal environments, from shoreface, to distal deposits located below the action limit of storm waves. This model and the field data are used to perform correlations at the Tiaret Cretaceous basin scale, applying sequential stratigraphy methods. These correlations make it possible to constrain the 2D geometry and palaeogeography of the Upper Cretaceous Tiaret Basin. This allows to understand the different parameters (tectonics, eustatism) that control sedimentation.

Four formations were studied: the "Formation of Sidi Ouadah" reported to the Albian? the "Mcharref Formation"; identified for the first time and attributed to Upper Albian - Lower Cenomanian; the "Cheurfa Formation" related to the Middle Cenomanian - Lower Turonian and finally the "Freau Formation" of Turonian age? - Santonian ?

The stratigraphic setting, supported by new paleontological collections, is an important milestone in the Cretaceous geology of the Tiaret region. The analysis of new paleontological crops has provided important biodiversity: 11 species of ammonites, determined on a generic or specific level, 15 species of bivalves belonging to 7 families, 8 species of echinoids, 4 families of gastropods and finally 2 families of inoceramids. The stratigraphic distribution of the harvested fauna corresponds to that described in the series of the same age of the other peri-Mediterranean regions. In addition, several ichnogenres were identified for the first time in the Cretaceous of studied region.

Sedimentological analysis revealed 17 facies, grouped into 5 facies associations observed in two sedimentary systems: detrital and carbonate. These sedimentary systems are organized in several meso-sequences of unequal development, limited by discontinuities with regional value and composed of several elementary sequences "transgression-regression" stacked to give a geometrically retrogradant opening mega-sequence.

On the palaeogeographic level, two stages are superimposed: (i) the first stage is represented by a broad detrital plain with tidal channels at the base and a littoral environment with tidal influence at the summit; (ii) during the second stage, the deposition profile changes completely, in relation to a relative sea level rise during Upper Albian - Lower Cenomanian. Indeed, it results from a pellicular and generalized transgression with homogenization of the carbonated deposits on the all of "l'Avant-pays tellien". This eustatic rise led to the installation, at the edge of the southern margin of the Téthys, of a homoclinal carbonate ramp devoid of detrital terrigenous inputs, with low bathymetry, with normal salinity and oxygenation of the water.

The trend towards the opening of deposits towards the North is clearly confirmed by the lateral change of facies towards the North (Chouala unit frankly marly) and by the palaeobiogeographic affinity clearly tethysian fauna in general and ammonites in particular. Consequently, sedimentological and palaeobiogeographic analysis has shown that Tethys played a preponderant role in ocean circulation. It has been a potential source of deep, warm, salty water masses during the Upper Albian - Santonian interval.

Keywords: Algeria, Tiaret, Cretaceous, Stratigraphy, Sedimentology, Environement, Palaeobiographie, Geometry.

Résumé.

L'étude lithostratigraphique, sédimentologique et environnement paléobiogéographique des terrains crétacés de la région de Tiaret s'appuie sur des observations et des analyses à travers vingt coupes, réparties dans la région d'étude entre Tiaret – Frenda et dans la région de Chellala.

Nous proposons un modèle de faciès de l'ensemble de la série, depuis des environnements proximaux, de shoreface, jusqu'à des dépôts distaux situés sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Ce modèle et les données de terrain sont utilisés pour réaliser des corrélations à l'échelle du bassin crétacé de Tiaret, en appliquant les méthodes de la stratigraphie séquentielle. Ces corrélations permettent de contraindre la géométrie 2D et la paléogéographie du bassin de Tiaret au Crétacé supérieur. Ceci permet d'appréhender les différents paramètres (tectonique, eustatisme) qui contrôlent la sédimentation.

Quatre formations ont été étudiées : la "Formation de Sidi Ouadah" rapportée à l'Albien ?; la "Formation de Mcharref " ; identifiées pour la première fois et attribuée à l'Albien supérieur – Cénomaniens inférieur ; la "Formation de Cheurfa" rapportée au Cénomaniens moyen – Turonien inférieur et enfin la "Formation de Freaou" d'âge Turonien ?- Santonien probable ?.

Le cadre stratigraphique, appuyé par de nouvelles récoltes paléontologiques, constitue un jalon important de la géologie du Crétacé de la région de Tiaret. L'analyse de nouvelles récoltes paléontologiques a fourni une biodiversité importante : 11 espèces d'ammonites, déterminés sur le plan générique ou spécifique, 15 espèces de bivalves appartenant à 7 familles, 8 espèces d'échinides, 4 familles de gastéropodes et enfin 2 familles d'inocérames. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions périméditerranéennes. En plus, plusieurs ichnogènes ont été identifiés pour la première fois dans le Crétacé de la région d'étude.

L'analyse sédimentologique a permis de mettre en évidence 17 faciès, regroupés en 5 associations de faciès observées dans deux systèmes sédimentaires : détritique et carbonaté. Ces systèmes sédimentaires s'organisent dans plusieurs 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 géométriquement rétrogradante.

Sur le plan paléogéographique, deux stades se superposent : (i) le premier stade est représenté par une large plaine détritique à chenaux de marées à la base et par un milieu littoral à influence tidale au sommet ; (ii) au cours du deuxième stade, le profil de dépôt change complètement, en relation avec une hausse du niveau marin relatif durant l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieur. En effet, il résulte d'une transgression pelliculaire et généralisée avec homogénéisation des dépôts carbonatés sur l'ensemble de l'Avant-pays tellien. Cette montée eustatique aboutit à l'installation, en bordure de la marge sud de la Téthys, 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 le changement latéral des faciès vers le Nord (Unité de Chouala franchement marneuse) et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de la faune en général et les ammonites en particulier. Par conséquent, l'analyse sédimentologique et paléobiogéographique a permis de constater que la Téthys ait joué un rôle prépondérant dans les circulations océaniques. Elle a constitué une source potentielle de masses d'eaux profondes, chaudes et salées durant l'intervalle Albien supérieur – Santonien ?.

Mots-clés : Algérie, Tiaret, Crétacé, Stratigraphie, Sédimentologie, environnement, Paléobiogéographie, Géométrie.

Chapitre I

GENERALITES

Sommaire.

I- INTRODUCTION GENERALE.

**II- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ALGERIE
NORD-OCCIDENTALE.**

III- PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE.

**IV- LES PRINCIPALES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE LA
REGION DE TIARET.**

A- Ensemble ante-mésozoïque. Le socle.

B- Ensemble mésozoïque.

C- Ensemble post-mésozoïque.

V- HISTORIQUE DES TRAVAUX.

A- Historique général.

B- Historique des travaux sur le Crétacé de la région d'étude.

**VI- METHODOLOGIE, OBJECTIFS DU TRAVAIL ET TERMINOLOGIE
ADOPTEE.**

A- Méthode d'étude.

B- Objectifs du travail et perspectives.

I- INTRODUCTION GENERALE.

La région de Tiaret correspond à une large zone de transition entre le Tell au Nord et l'Atlas saharien au Sud (Fig. 1) ; elle est connue par son climat chaud pendant l'été et froid en hiver. La neige est toujours présente pendant les mois les plus froids (Décembre – Février) couvrant ainsi les Monts et les plateaux ayant près ou plus de 1000 m d'altitude. La couverture végétale est assez riche au Nord de la région, c'est-à-dire dans la partie sud-tellienne (forêt de Sdamas-Bassin de Louhou, ex forêt Domanial au Nord de la ville de Tiaret).



Fig. 1 : (A) ; Photo satellitaire et (B) situation géographique de la région d'étude dans l'Algérie nord-occidental. (Google Earth).

Au Sud c'est les Monts du Nador qui représentent une zone particulière malgré sa position proche du domaine atlasique (près-atlasique). Ils sont caractérisés par son couvert végétal et un climat modéré pendant l'été dû à l'Altitude importante de ce grand axe structural (1400 m).

Le réseau hydrographique est important dans cette région (Fig. 2), les grands Oueds coulent toute l'année, comme l'Oued Mina, Louhou, Touil, Dahmouni ou temporaires comme l'Oued Sousslem, Freau, Tiaret, Tagdemt, Aguir, el-Abd, ...etc. Ces cours d'eau sont reliés et forment un réseau hydrographique important qui alimente deux grands Oued (i) l'Oued Mina qui est orienté vers le Nord puis il se dirige vers le Nord Ouest et (ii) l'Oued Touil qui coule vers le Nord Est puis il s'oriente vers le Nord et le Nord Ouest.

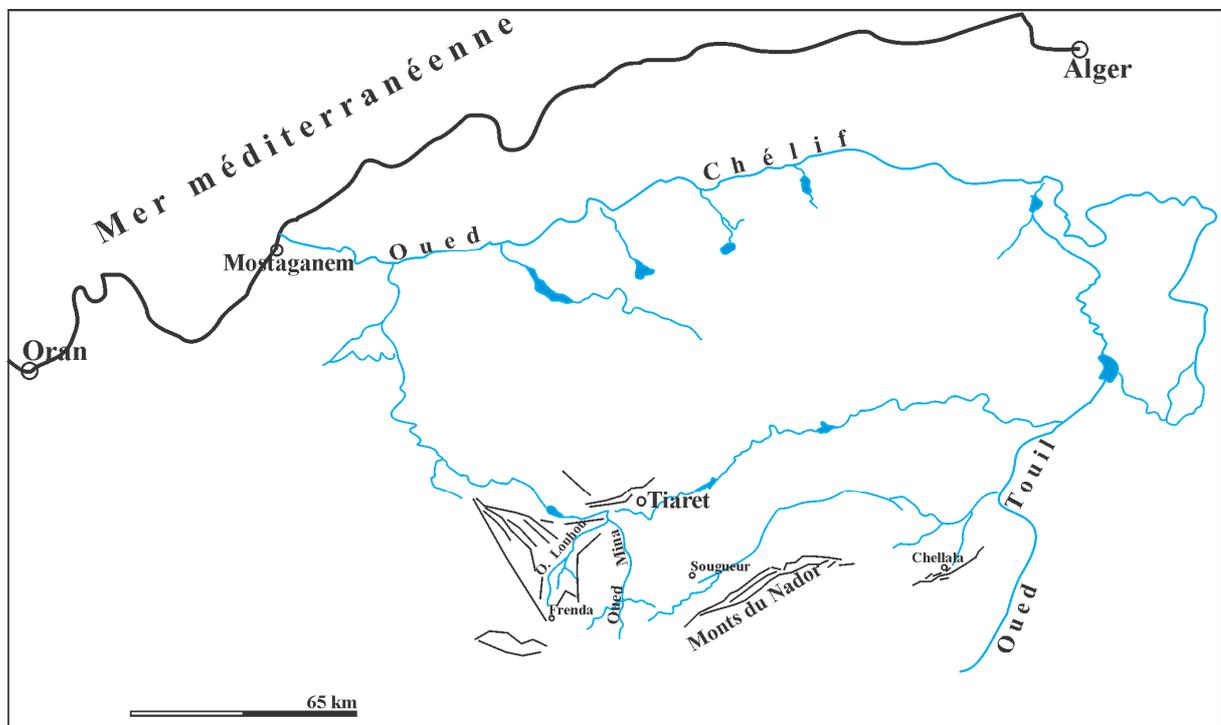


Fig. 2 : Schéma montrant les principaux cours d'eau de la région d'étude.

Ces deux principaux Oued et d'autres sont des grands affluents du Oued Chélif, lequel est considéré le plus long et important cours d'eau de l'Algérie. La région est également connue par ses sources (une dizaine environ). On cite par exemple, les sources de Tousnina (Eau minéral de Tousnina), Aïn Mcharref, A. Tnouflet, A. Salsoul, A. Hallouf.

Situant dans le Nord Ouest algérien, la région de Tiaret comprend les Monts de Tiaret (s.s.), les Monts de Frenda, les Monts du Nador, les Monts de Chellala, le Plateau de Sersou et le plateau d'Aïn Taga (f. fig. 1). Mise à-part les Monts au Nord de la ville de Tiaret qui font

partie de la bordure sud-tellienne, les Monts de la région de Tiaret (s.l.) sont appelés les Hauts-Plateaux à cause de leurs altitudes élevées (1000 m au moyenne).

Les Monts du Nador et de Chellala se situent dans une zone charnière entre l'Atlas saharien au Sud et les Hauts-Plateaux et l'Atlas tellien au Nord. En effet, le nom « région pré-atlasique » est bien mérité. Ainsi, on peut rattacher les terrains, généralement plats du Sud de la région (vers Aflou) au domaine des Hautes- plaines.

II. PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE DES HAUTS-PLATEAUX DANS LE CONTEXTE DE L'ALGERIE NORD-OCCIDENTALE.

De point de vu géographique, les Hauts-Plateaux représentent une zone intermédiaire qui se trouve entre l'Atlas tellien au Nord, et l'Atlas saharien au Sud. Ils comportent, d'Ouest en Est : les Plateaux oranais qui se localisent à l'Ouest du méridien de Theniet el Haad, les Hautes-Plaines algéroises qui s'insèrent entre les méridiens de Theniet el Haad et de Bousaâda et enfin la plaine de Hodna (S.N.R.E.P.A.L, 1952). (Fig. 3, 4).

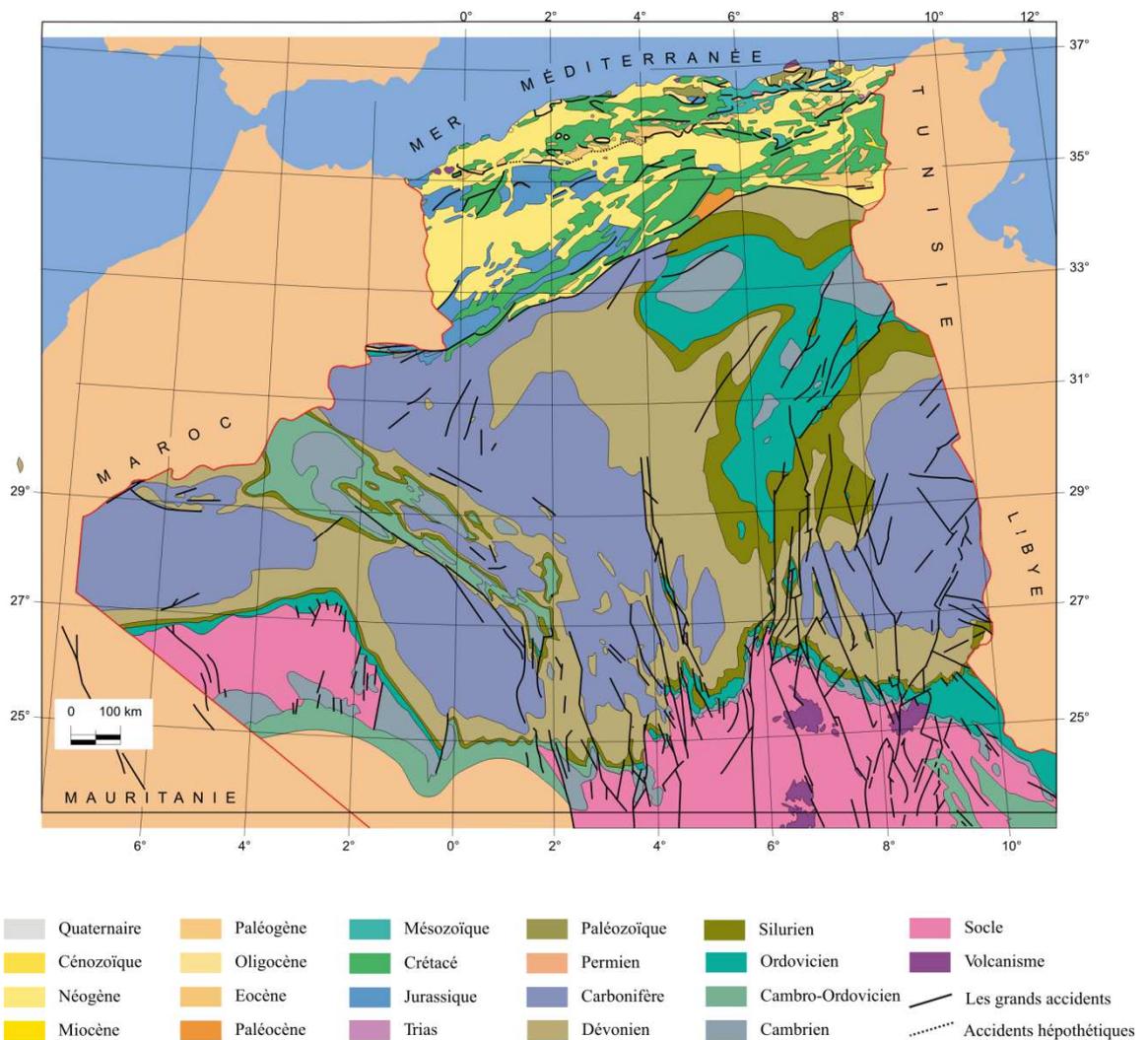


Fig. 03 : Carte géologique de l'Algérie (Sonatrach WEC Shlumberger, 2010).

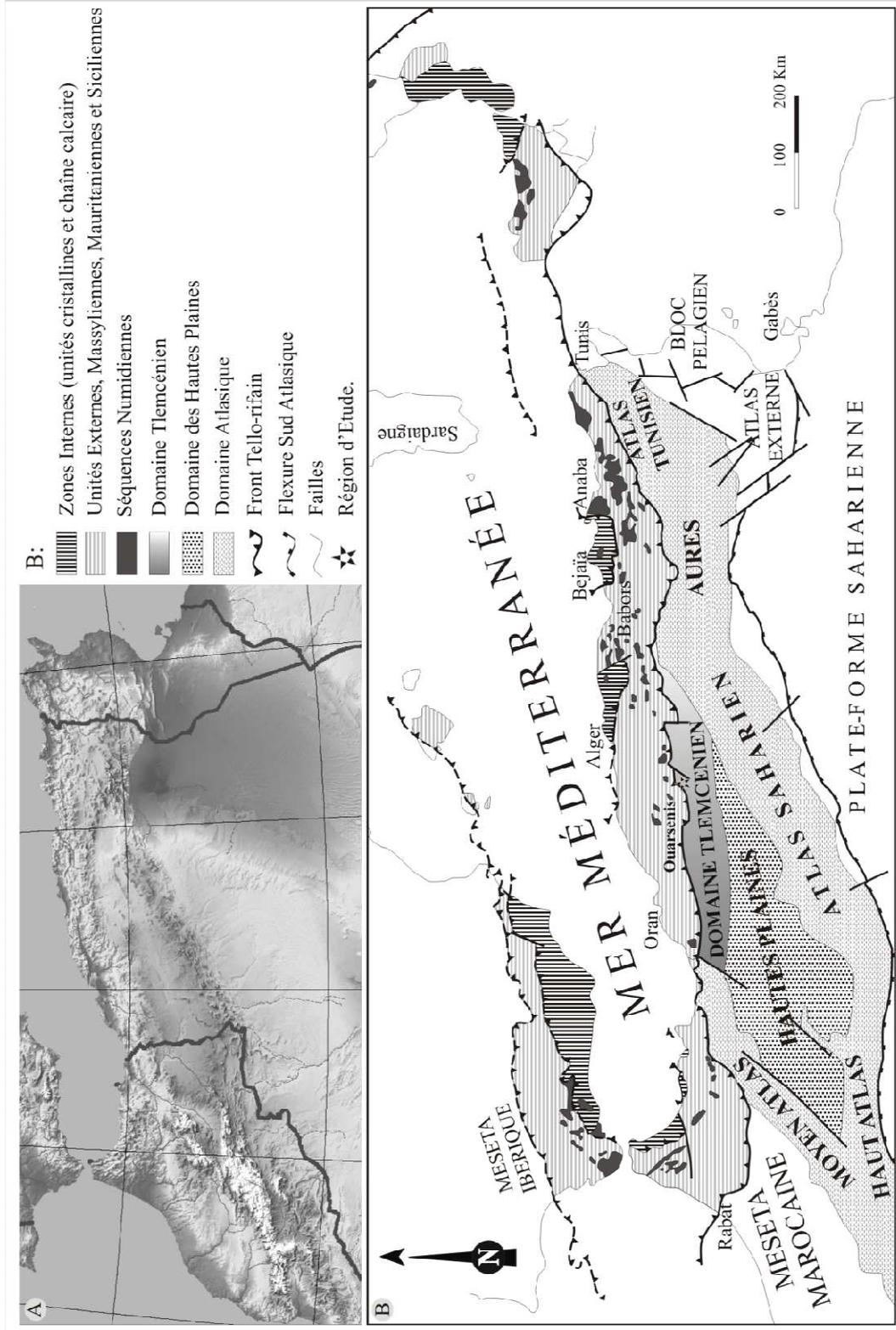
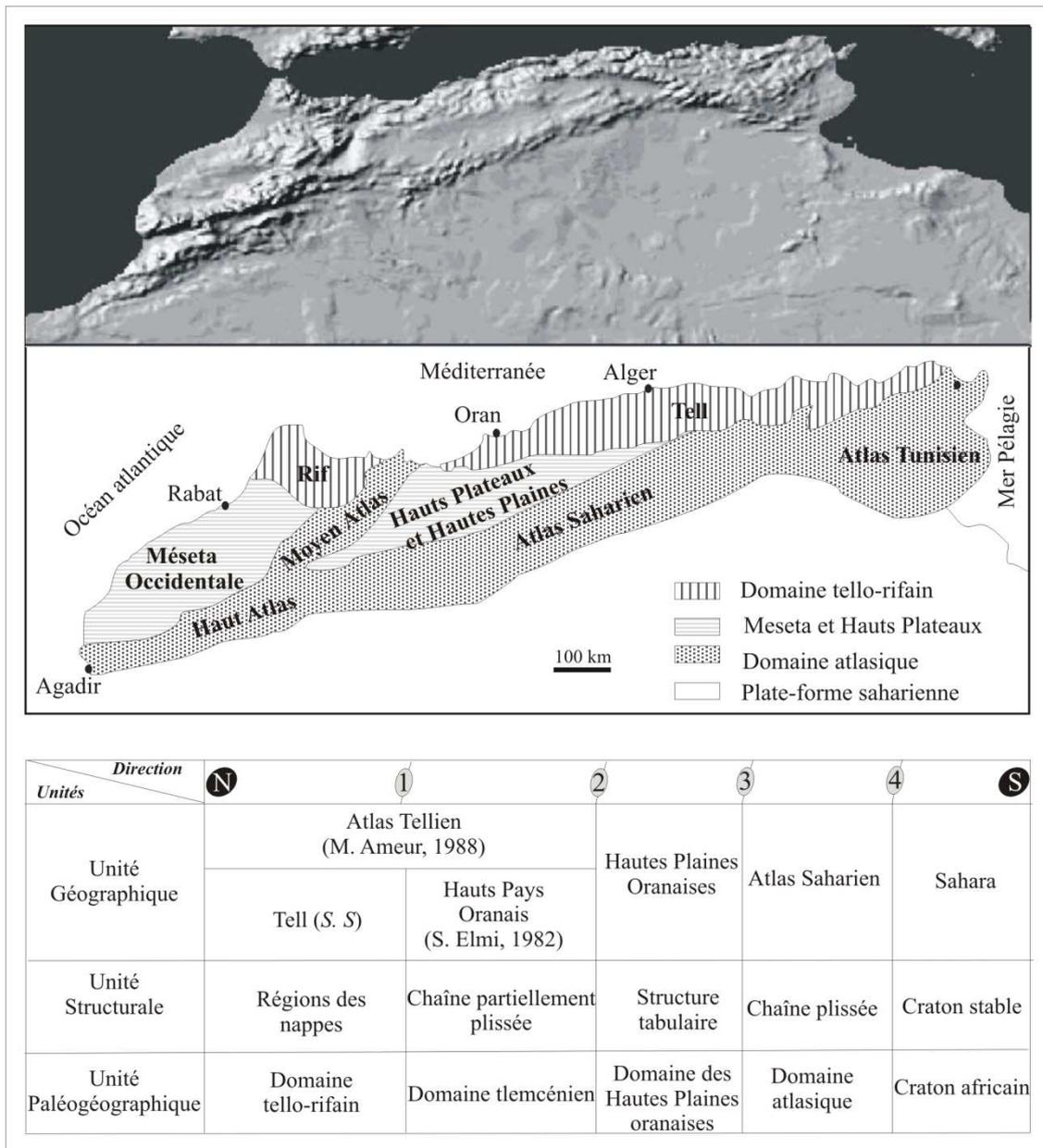


Fig. 4: Situation paléogéographique et géologique de la chaîne maghrébine. (Boccaletti *et al.*, 1985, modifiée)

Les "Hauts-Plateaux" ce sont des mégablocs ceinturés par des chaînes de montagnes, formant une unité géomorphologique particulière de l'Algérie nord-occidentale ; ils prolongent vers l'Est pour atteindre l'Atlas central. Ces régions tabulaires et plissées sont les témoins actuels, correspondant aux anciens fonds plus ou moins monoclinaux et résistants, limités par des fossés marginaux et intracratoniques ayant été fortement subsidents (Fig. 3 & 4).

De point de vue paléogéographique, l'Algérie nord-occidentale est subdivisée en cinq domaines paléogéographiques distinctes ; du Nord au Sud : domaine tellien (domaine tlemcenien inclus), les Hauts-Plateaux et les Hautes-Plaines oranaises, le domaine atlasique et enfin la plate-forme saharienne (Fig. 5).



Les principaux accidents : 1-accident hypothétique nord tellien; 2- accident hypothétique sud tellien 3- accident nord atlasique; 4- accident sud atlasique (accident saharien).

Fig. 5 : (a, b) ; photo satellitaire et schéma explicatif, (c) ; superposition des schémas géographiques, structuraux et paléogéographiques de l'Algérie occidentale (in Boualem, 2006).

III. PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

Au Sud du Tell plissé, et la séparant des Hautes-Plaines, vient une région tabulaire, d'altitudes moyenne élevée (de 1000 à 1300 m), de profondes vallées l'entaillent, et lui donnent véritablement une zone géomorphologique étendue de "Hauts-Plateaux" (Lucas, 1942 et 1952), dans laquelle s'intègre notre région d'étude (Fig. 6).

Les "Hauts-Plateaux" oranais se marquent par de vastes étendues de Crétacé et de Jurassique faiblement plissées. Le Crétacé y montre des épaisseurs réduites en comparaison de celles de l'Atlas saharien, au Sud. Le contraste entre l'Atlas saharien et les plateaux oranais est très net et manifeste.

Les Monts du Nador constituent un domaine particulier de par sa situation géographique (Prè-Atlas) ainsi que par son histoire géologique et paléogéographique comme étant la partie orientale du domaine tlemcenien (Benest, 1981, 1985, 1986). Cette situation géographique permet selon Ouared (1987) d'acquérir des affinités mixtes, résultant d'une dynamique en distension et de l'antagonisme entre les ouvertures méridionales (atlasiques) et septentrionales (tlemcenienne et telliennes), « *cette évolution conduit à le définir comme un domaine « atlasico-tlemcenien » où les évènements enregistrés sont décalés dans le temps et dans l'espace par rapport aux régions voisines* » (Op. cit.).

IV. LES PRINCIPALES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES MONTS DE TIARET (Fig. 7).

A. Ensemble ante-mésozoïque, Socle et Substratum.

Le Djebel Bechtout, à 100 km au NE de Tifrit, non loin de Tiaret, est une puissante barrière rocheuse, longue de 12 km. La roche éruptive qui constitue cette barrière est connue depuis 1890, où Welsch la décrit comme « une roche éruptive certainement antérieure et anté Jurassique » (Lucas, 1952). Il est presque entièrement formé par des roches éruptives anciennes (microgranulites) avec des filons de porphyrite micacée et de porphyrite andésitique (Welsch, 1890).

Ce massif éruptif, saillant au milieu du Miocène, est recouvert, à l'Ouest, par une série jurassique, puis crétacée, transgressive au Nord et à l'Est par des poudingues calcaires puissants, appartenant peut-être dans certains cas à l'Oligocène ; ailleurs au Burdigalien.

A l'Est, dans les Monts de Chellala et ses régions avoisinantes, quelques blocs conglomératiques, arrivés en surface à la faveur de diapirs triasiques, peuvent être considérés comme paléozoïques. Dans ce cas, des blocs permien ou permo-trias ont été signalés dans la région de Djelfa (Caratini, 1970 ; Joly, 1910 et Caire, 1957). Ces conglomérats sont composés de fragments de schistes ardoisés gris-bleu et de galets de quartzite gris ou brun (in ; Caratini, 1970).

Le Primaire de Tifrit ou de l'Oued Tifrit constitue « le môle de Tifrit », bloc de 15 km sur 20, entaillé par deux profondes vallées (Oued Tifrit, Oued Aïn Soltane) et font apparaître en boutonnière le socle primaire. Situé au Sud-Ouest des Monts de Frenda et dans la même ligne (Est - Ouest) avec l'axe du Nador, le môle de Tifrit est constitué par des roches éruptives

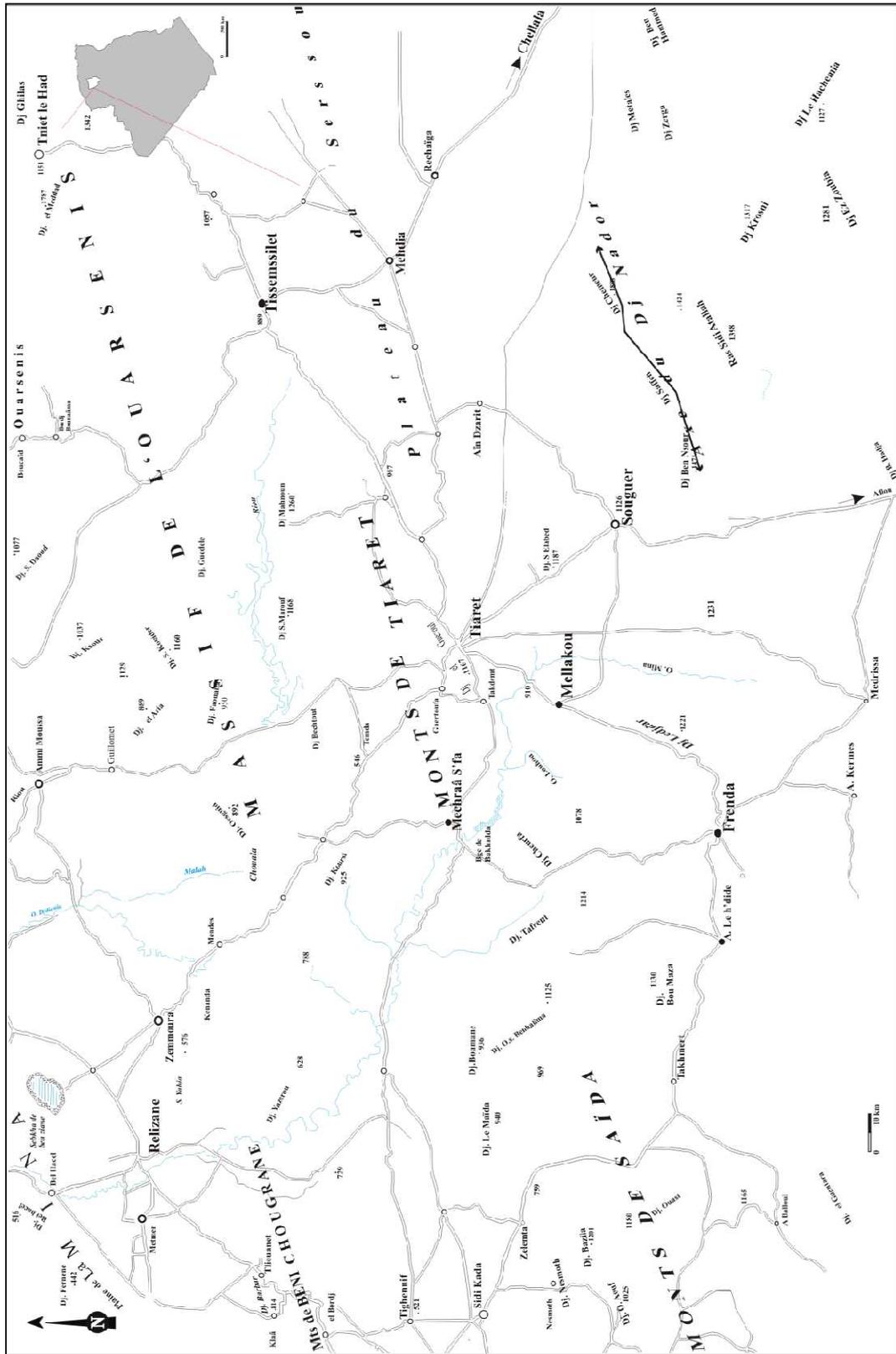


Fig. 6 : Carte géographique sommaire de la région d'études et ses régions limitrophes.

paléozoïques (granite, microgranite, rhyolites) et par une série paléozoïque allant du Silurien au Carbonifère (Lucas, 1952).

B. Ensemble mésozoïque.

Le Trias.

Le Trias se présente au centre de l'axe du Nador, sous un faciès habituel de schistes rouges, gypse, sel gemme, grès rouge, des cargneules, avec des calcaires jaunes. Il apparaît en position normale dans la boutonnière du Dj. Saffeh et au Sud de la maison forestière d'Aïn Harmela (Sud de Sougueur).

Dans les Monts de Chellala (ex, Dj, Zerga) ; le Trias comprend des gypses, des dolomies noires, cargneules, argiles bariolées et roches vertes. Il affleure fréquemment en lames injectées le long de contacts anormaux (S.N.R.E.P.A.L., 1952). Ce Trias du Dj. Zerga - essentiellement gypseux et dolomitique - présente toutes les caractéristiques du diapirisme ; il est discordant avec les terrains plus récents qui l'environnent (Auclair & Biehler, 1967).

Le Jurassique.

Le Lias, dans le Nador, il repose normalement sur les schistes rouges et les grès rouges du Trias, formé à la base d'une puissante série de dolomies cristalline, de calcaire marneux sublithographique à ammonites et rares brachiopodes, puis par des calcaires marneux rouges (ammonitico rosso) et marno-calcaires ;

Le Dogger, est représenté à la base, par des grès quartzeux roux, massifs peu fossilifères à rares ammonites (Deleau, 1948) et par les Calcaires du Nador au sommet;

Le Malm, dans le Nador, il est représenté par les Grès de Sidi Saâdoun, les Argiles de Faïdja, la série de Taga et les Marno-calcaires de Djebel el-Hech - Berraous - Tinigmar (Atrops & Benest, 1993). Vers l'Ouest, dans les Monts de Saïda, Daïa et de Tlemcen, la série comporte de bas en haut : les Argiles de Saïda, les Grès de Sidi Amar, les Dolomie de Tlemcen.

Caratini (1970) a subdivisé la couverture jurassique en : Groupe carbonaté inférieur (Lias et Dogger), Groupe grés-argileux (Callovien supérieur-Oxfordien pp.), Groupe marno-calcaire (Oxfordien terminal - Kimméridgien inférieur) et le Groupe carbonaté supérieur (Tithonique - Berriasien). Pour lui l'âge indiqué n'est qu'approximatif et peut être discuté dans chaque cas ;

Le passage Tithonique – Berriasien ; les « Marno-calcaires » de Mina sont rattachées au Tithonique - Berriasien grâce à des Calpionnelles (Ghali, 1984 ; Benest et Ghali, 1984).

Le Crétacé (Albien – Turonien). Etat des lieux.

Le Crétacé à prédominance marneuse, admet des intercalations (Unités) calcaires qui, avec le Jurassique, forment l'ossature des chaînons montagneux. La série sédimentaire semble déposée dans les paléo-dépressions jurassiques, formant ainsi une plate-forme entaillée par des vallées et fortement érodée vers la bordure nord de notre région (Bassin de Louhou).

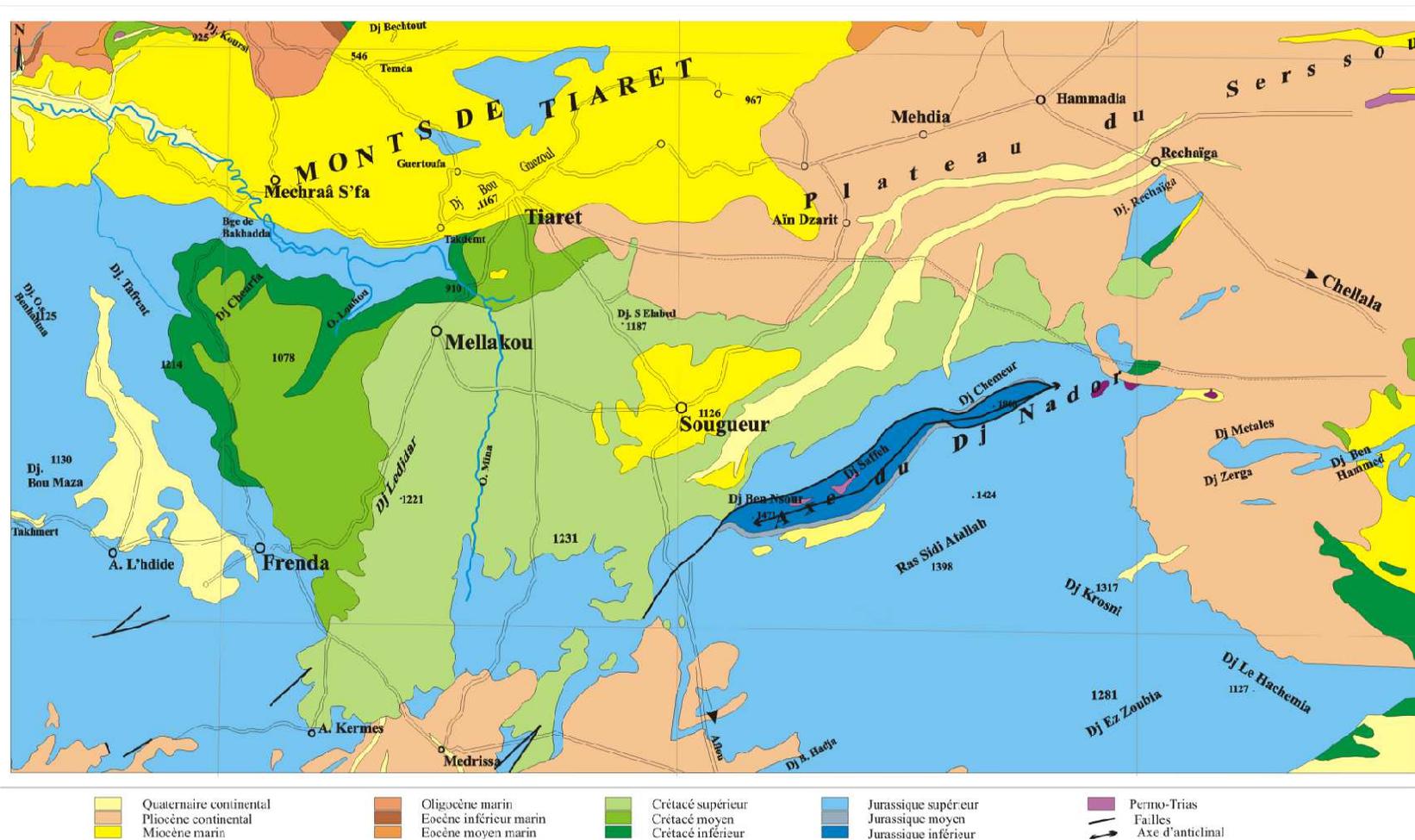


Fig. 7 : Extrait de la carte géologique de l'Algérie ; 1/500 000°, Serv. Carte. Géol de l'Algérie. 1951, (modifiée).

I- Secteur de Tiaret - Frenda : il fait partie du domaine tlemcenien oriental. Les coupes levées (par les prédécesseurs) se trouvent dans les localités suivantes : la localité de Tagdempt au Nord-ouest de la ville de Tiaret, région de Lejdar près de la route qui mène à Tousnina (feuille de Frenda W, 1/50 000°), localité de Sidi Ouadah, près du Marabout de Sidi Ouadah (route de Frenda-Mellakou-Tiaret, Feuille de Mechraâ Sfa, 1/50 000°), le grand massif de Djebel Cheurfa (route entre Frenda et Mechraâ Sfa, passant par Sidi Bakhti, Feuille de Mechraâ Sfa ; 1/50 000°) et la région de l'Oued Louhou (Feuille de Mechraâ Sfa). Trois formations ont été mises en évidence par [Ciszak \(1993, p. 296 - 306\)](#), il s'agit de :

- Formation des Argiles de Sidi Ouadah (Albien ?), (15 – 100 m).
- Formation du Djebel Cheurfa (Cénomaniens), (150 - 160 m).
- Formation de l'Oued Freau (Turonien), (100 - 110 m).

La série débute par des grès et des argiles : dépôts terrigènes de milieu fluvio-deltaïque. Au-dessus, viennent des dépôts de plate-forme carbonatée avec des marnes à passées de calcaires avec des huîtres et des barres de calcaire à rares ammonites vers le haut ; une seule forme a été récoltée. L'attribution stratigraphique s'est faite à partir de la microfaune par des orbitolinidés et d'autres foraminifères et avec des huîtres et échinides ([Welsch, 1890](#) ; [Ciszak, 1993](#)).

Formation de Sidi Ouadah (Albien) : Il s'agit de 30 - 40 m dans Dj. Cheurfa et 100 m environ dans la localité type (Marabout de Sidi Ouadah). Il correspond à une alternance de pélites plus ou moins argileuse grise, à lie-de-vin, et de grès grossiers ou fins, de teinte claire à la base, devenant ocre virant en roux vers le sommet, à stratifications parallèles ou obliques. Le tout, repose en discordance stratigraphique sur le Berriasien "Marno-Calcaires de l'Oued Mina".

Les argiles admettent des petits bancs de grès dolomitiques et rares minces couches de calcaire crayeux blanc qui renferme de la faune (foraminifères, ostracodes, charophytes, algues) (à djebel Cheurfa, [Ciszak, 1993](#)).

[Welsch \(1890\)](#), attribua cette formation au *Gault* inférieur ou à l'Aptien. [Ghali, 1984](#) puis [Benest & Ghali, 1985](#), mettent cette formation en corrélation avec les argiles de Ghriss déjà attribuées au Berriasien moyen, et considèrent comme en continuité stratigraphique sur les marno-calcaires de l'Oued Mina datée du Tithonique-Berriasien inférieur. [Peybernès et al. \(1986\)](#), rapportent les argiles de Sidi Ouadah à l'Albien.

Formation du Djebel Cheurfa (Cénomaniens), elle est subdivisée en 4 membres :

- Le membre A (110 - 120 m), à dominante marneuse avec de minces intercalations de calcaires grumeleux lumachelliques à la base, et des marnes avec des marno-calcaires gréseux à Ostréidés (zone à *Ostrea conica auct.* [Welsch, 1890](#)), et de petits bancs de calcaires micritiques au sommet, contenant des fragments de gastéropodes, d'échinodermes, associés à *pseudochafatella algeriana* Peybernès, Calvez et Ciszak, *Cuneolina gr. pavonia-parva...* etc ([Ciszak, 1993. p. 299](#)).

- Le membre B : une barre de dolomie rousse (5 - 6 m), massive jaunâtre au sommet.

- Le membre C ; 20 - 25 m de marnes à Ostréidés (zone à *Ostrea conica auct.*, [Welsch, 1890](#)) et des lumachelles.

Le membre D ; 20 - 30 m de dolomie qui se présente comme suite: une première barre massive (2.5 m) ; une alternance de 10 - 15 m d'épaisseur de marnes et de petits bancs de dolomie (zone à *Ostrea africana* Lamarck., [Welsch, 1890](#)) et une seconde barre de dolomie.

- **Formation de l'Oued Freaou** (Turonien) ; elle comprend 4 membres formés par des alternances de calcaires dolomitiques et des marnes.

- Le membre A correspond à des marnes bioclastiques à Ostréidés (*O. flabellata*) alternant avec des calcaires à strombidés constituant un niveau repère ([Ciszak, 1993. p. 304](#)).

- Le membre B correspond aussi à un ensemble marno-calcaire dolomitique ;

- Le membre C est formé par une alternance de dolomies et de marnes ;

- Le membre D contient des marnes et des dolo-calcaires à *Cuneolina. gr. pavonia parva*.

2- Secteur de Chellala : il fait partie des régions présahariennes (ou pré-atlasique). [Caratini \(1970\)](#) a travaillé sur plusieurs sites (Draâ Leben, S'baâ el H'dide, Oued Touil, Rass Nokhra...etc) et il a défini plusieurs groupes ou formations qui sont de bas en haut :

Pour le Crétacé inférieur :

- Groupe gréseux inférieur (Valanginien-Hautérivien- Barrémien) ;
- Groupe gréso-carbonaté moyen (Aptien) ;
- Groupe gréseux supérieur (Albien) ;

Pour le Crétacé supérieur :

- Formation des grès et des argiles avec des calcaires gréseux (Cénomaniens) ;
- Formation des calcaires marneux (Cénomaniens) ;
- Formation marno-calcaire (Cénomaniens - Turonien) ;
- Formation des marnes à Huîtres (Coniacien) ;
- Formation des calcaires poreux (Coniacien).

Le groupe gréseux inférieur est formé essentiellement par des grès massifs de granulométrie fine à moyenne, à intercalation d'argiles rouges. Les grès renferment quelques traces fossiles. A la base, on peut remarquer des passés de calcaire ou de dolomie à échinodermes et coraux. Ce groupe est bien visible dans les reliefs de Sebaâ Riouss, au SE du Chellala, autour du Koudiat Doghmane, et forme presque tout le substratum de la région comprise entre Dj Benhammad et Taguine. Vers l'Ouest, il existe entre les Djebel Rechaïga et Oum Zeboudj ainsi qu'au N de l'extrémité orientale du Djebel Nador, le Djebel el Koudiat ([Caratini, 1970](#)).

Le groupe gréso-carbonaté moyen. Dans les reliefs de Sebaâ Riouss et autour de l'anticlinal de Doghmane, il est essentiellement gréseux à la base, puis une formation de calcaire à foraminifères vient de surmonter les grès; au sommet il est gréso-carbonaté.

Groupe gréseux supérieur, observé dans le Sebaâ Riouss et les reliefs de Guelt es Stel – Taguine, de bas en haut on peut trouver une formation des grès grossiers à galets de quartz, une formation argilo-gréseuse et une formation de grès supérieurs.

Le Crétacé supérieur :

Formation des grès de l'Oued Touil ; (20 m) : grès, des argiles et des calcaires gréseux /marneux.

Formation des calcaires marneux de l'Oued Touil ; (63 m) : calcaires lités très poreux à *Nerinea blan fordiana* STOLICZAKA, *Turitella (Haustator) nodosa* ROMER, *cardita nicaisei* COQUAND.

Formation des marno-calcaires de Boutouidjine - Rass Nokhra, 30 m ;

- Marnes et des calcaires crayeux ;
- Calcaires lumachelliques, parfois dolomités à bivalves et Gastéropodes mal conservés ;

- Marnes jaunes et marno-calcaire contenant des *Exogyra delettei* COQUAND, *Alectryonia sphax* COQUAND, *A. dichotoma* BAYLE, *Arca (trigonoarca) diceras* SEGAL ? *Arca (trigonoarca) thevestensis* COQUAND.

- Corniche de base de Rass Nokhra, 9 m ; calcaire lité, dur, à débris de bivalves et d'échinodermes avec des *Textularidés*.

- **Formation des marnes à huîtres de Rass Nokhra ; 29m :** marnes jaunes, parfois gypseuses, riche en macrofaune et admettant de nombreux petits bancs de calcaires lumachelliques ; *Nucula capillata* COQUAND est le plus abondant.

- **Formation des calcaires poreux de Rass Nokhra ; 43 m :** calcaire légèrement marneux, parfois dolomitique, à *ostracodes* (*Cytherella* sp., *Ovocytheridea* sp. div, *cythereis* sp.) et des Bryozoaires.

Dans la coupe de l'Oued Touil, une ammonite de la famille des *Mammitinae* a été récoltée (Caratini, 1970, pp. 192-196) au niveau de la formation des marno-calcaires à huîtres (formation riche en faune).

On note que la nomenclature proposée par cet auteur est in significative, parfois le même nom est donné pour plusieurs formations, ou au sein de la même formation on trouve plusieurs sous-formations. Cette nomenclature sera modifiée ultérieurement dans le chapitre « Description de la série sédimentaire ».

3- Secteur du Sougueur.

Dans la coupe de Sidi Salah (Sud Ouest de Sougueur près de la route du Faïdja), la série présente un ensemble plus marneux à la base avec des niveaux centimétriques rouges vers le sommet, la base est invisible. L'ensemble se suit par une succession de bancs calcaires

dolomitiques. Ce deuxième membre commence par un banc de calcaire bréchiq, des marno-calcaires et des calcaires dolomitiques.

Dans la coupe d'Aïn Hermala, on a de bas en haut : des marnes verdâtres, une barre de calcaire gris dolomitique (10 m), des marnes à passées de calcaires et des marno-calcaires (8 m).

Au Nord, dans la montagne carrée (Dj. Sid el Abed), J. Welsch (1890) a décrit un Cénomancien, un Turonien et un Sénonien plus ou moins concordant.

4- Djebel Nador : le Crétacé du Djebel Nador est composé de calcaire poreux, jaune, bien lité et dolomitisé, avec des quelques passées de marnes. Dans les falaises bordant au sud de l'Oued Sousslem, Caratini a récolté : *Exogyra columba* LAMARCK, *ostrea* sp., *venus* sp., *Meretrix* sp., et des ostracodes : *Cytherella* cf. *ovata* ROMER, *Schuleridae* n. sp. OERTILI, *Bairdia* sp., *Paracypris* sp.

Près de la route reliant Tiaret-Aflou, dans l'Oued El Hasba (Feuille de la Fontaine, 1/100 000°), des mollusques ont été récoltés ; il s'agit de : *Glauconia lujani* COQUAND et *Trigonia peninsularis* COQUAND.

Djebel Milok : au Nord Ouest de la ville de Laghouat (Dj Amour, Atlas Saharien central) se trouve le Dj Milok, un site riche en ammonite du Crétacé ; Peron (1896) a récolté une importante faune d'ammonites du Crétacé supérieur. On cite par exemple : *Pachydiscus peramplus*, *P. Durandi*, *P. Rollandi*, *Sphenodiscus Requièni*, *Pseudotissotia Meslei* (Peron, 1896, pp. 17 - 19).

Monts de la Mina : sur des calcaires jurassiques reposent des marnes schisteuses grisâtres assez ternes, coupées de grès siliceux en lits très patinés à la surface (Bourehla, Oued Krelloug, Tliouanet). La faune d'ammonites récoltées par Dalloni (1952, p. 32 - 34) est citée ci-après.

Le Valanginien : A la base, la faune est typiquement valanginienne : *Phylloceras serum*, *Calliphylloceras semisulcatum*, *Lytoceras (protetragonites) quadrisulcatum*, *Saynoceras verrucosum*, *neolissoceras grasi*, *Bochianites neocomiensis*, *Oosterella stevenini*, *Thurmannites (Kelianella) pexyptychus*, *Neocomites neocomiensis*, *Duvalia lata*, *Belemnopsis bipartitus*....etc.

L'Hautérivien : même faciès avec des bancs de calcaires bien réglés : les *Phylloceras* sont nombreux, des *Astieria* très variés avec des formes hautériviennes d'*Oosterealla*, *Holcodiscus (spidiscus) intermedius*, *Aptychus angulicostatus*, *Belemnites* sp., *Duvalia dilatata*,etc.

Le Barrémien : bancs redressés de calcaires marneux blanchâtres/gris-clair peu épais ou même feuilletés à empreintes d'ammonites déroulées et riches en *Aptychus*. D'autres calcaires plus massifs, durs, bleuâtres et veinés de calcite alternent, avec des marnes plus ou moins argileuses à petites fossiles pyriteux avec : *Phylloceras* à *pelluler* (*P. infundibulum*), *P. baborense*, *P. ernesti*, *Lytoceras strangulatum*, *L. crebrisulcatum*, *Macroscaphites* sp., *Desmoceras (Barremites) gouxi*, *Uhligeella monicae*, *U. seguenzoe*, *Puzosia ouachensis*,

Selestites seranensis, *Pulchelia sauvageaui*, *P. changarnieri*, *P. (Heinzia) ouach. ansis*, *H. provincilia*, *Holcodiscus geronimoe*, *H. diversecostatus*, *H. (Astieridiscus) menglonensis*, *Duvalia* et *Belemnites*.

L'Aptien ; au milieu des marnes argileuses, l'élément détritique commence à prendre de l'ampleur, des lits de grès roux, quartziteux, ou tendres, lenticulaires, ou jaune vifs, indiquent une sédimentation troublées. La faune garde la même physionomie : *Phylloceras guettardi* ? *Ptychoceras loeve*, *Macroscaphites striatisulcatus*, *M. ficheuri*, *Desmoceras nabdalsa*, *strettostoma*, *Parahoplites furcatusn*, *Douvilleiceras martini*, *Duvalia grasi*.

Dans d'autres points, où les grès prennent plus d'importance, sont associés aux ammonites pyriteuses ; des rostres de *Belemnites*, *Exogyra aquilata*, *Plicatula placunea*, quelques brachiopodes et des échinidés (Dalloni, 1952).

Dans la coupe d'Ouled Barket, des assises de nature analogue appartiennent à l'Albien, Dalloni a recueilli, avec quelques formes précédentes, de rares céphalopodes (*Lytoceras subfimbriatum*), de nombreux petits mollusques admirablement conservés, etc. Au pied de Djebel M'naouer, les marnes contiennent de grandes ammonites ferrugineuses telles que *Hypacanthoplites milletianum*, *Puzosia mayorianum* ; de petits *Desmoceratidés* (*Latidorsella latidorsatum*, etc), *Hysteroceeras varicosum*, *Ptychoceras* sp., *Hamulina*.

Des Calcaires blancs si typiques du "Vraconien" (Albien supérieur) constituent ici, comme aux environs de Tliouanet (Koudiat Bernous), dans les vallées de la Mina et du Krelloug un précieux repère. Ils se dilatent en plaquettes et riche en empreintes d'organismes à leurs surfaces supérieurs.

Le Cénomanién : dans les marnes cénomaniennes, l'auteur cite une faune de petites formes : *Phylloceras seresitense*, *Lytoceras (Tetragonites) timotheanu*, *Turrilites costatu*, *Baculites baculoides*, *Neohibolites ultimus*, avec quelques oursins, *Typocidaris vesiculosa* et *Tetragramma variolare*.

C. Ensemble post-mésozoïque.

Le Miocène, le plus représenté dans la région, il est formé par des calcaires oolithiques à Pecten et Ostréidés et des marnes avec des molasses à la base. La transgression helvétique (Miocène), matérialisée par des poudingues de calcaires à intercalations marneuses, est présente un peu partout, entre Tiaret et Tagdempt, à Mcharref, au côté droit de la route vers Bouchekif....etc.

V. HISTORIQUE DES TRAVAUX.

A. Historique général.

Il est était préférable, parfois indispensable, avant d'entamer ce travail de consulter les travaux de nos prédécesseurs. Leurs travaux traçaient un chemin dont nous devant le reprendre pour apporter notre contribution aux travaux réalisés sur la région.

Les travaux sont largement nombreux pour les citer depuis 1830, sans compter les remarques préliminaires observées dans les lettres, poèmes et romans de la littérature arabe bien avant cette période.

[Savornin \(1931\)](#) a publié un travail très intéressant de 419 pages sur la géologie algérienne et nord-africain depuis 1830, « Collection du centenaire de l'Algérie », à cette occasion il a énuméré la liste de tous les auteurs ayant travaillé sur l'Algérie et l'Afrique du Nord depuis 1830 jusqu'à 1930, la liste bibliographique contient 85 pages (environ 950 références bibliographiques) dans ce travail, l'auteur a subdivisé les travaux en trois étapes :

- Première étape de **1830 - 1849** ; c'est la période des explorations et de reconnaissances ; les études se sont localisées aux minerais et la cartographie avec des observations géologiques générales,

- Généralisation des recherches de **1850 - 1889** ;

- Etudes approfondies de **1890 - 1930** ;

[M. Benest \(1985\)](#) a proposé quatre étapes depuis 1830. Son historique fait le point sur la qualité de ces travaux.

-**Avant 1877**, période de reconnaissance :

-**De 1877 - 1900**, période des analyses paléontologiques qui donnent lieu aux premières synthèses du Jurassique et du Crétacé.

-**De 1902 - 1952**, période des premières études stratigraphiques détaillées s'appuyant souvent sur des levés cartographiques de l'Algérie à 1/50 000.

-**Après 1952 (1952 - 1970)**, commence la période des études modernes, souvent liées aux recherches pétrolières.

Ainsi nous proposons dans ce travail, une autre étape qui commence après 1970, c'est la période des travaux spécialisés liées souvent à l'application de nouvelles méthodes et concepts en géologie pour des fins industriels et scientifiques. Cette période est marquée par les travaux intensifs réalisés de l'école lyonnaise et oranaise, parmi les auteurs de l'école lyonnaise on cite [Elmi \(1971, 1973, 1976, 1978, 1986,...\)](#), [Atrops \(1981, 1986,...\)](#), [Benest \(1981, 1982, 1985, 1986\)](#), [Bassoullet \(1973, 1976\)](#), [Guardia \(1975\)](#), [Baloge \(1981\)](#)...etc. Les travaux de l'école oranaise deviennent beaucoup plus nombreux depuis cette période, multidisciplinaires (sédimentologie, stratigraphie, paléontologie, pétrographie...) et couvrent toutes les ères géologiques (du Primaire au Tertiaire).

[Durant-Delga, \(2011\)](#), dans une note intitulée : « La recherche géologique française en Algérie du Nord après 1962 » a donné un aperçu succinct sur les résultats des travaux fut réalisés par les français et les algériens depuis 1962.

L'auteur citait l'historique des recherches scientifiques dans les établissements existaient à cette période (université d'Alger, d'Oran et de Constantine, le service géologique de l'Algérie, le service des mines...etc). A l'université d'Oran, il précise que c'est le sédimentologiste [Jean Delfaud \(1974, 1975...\)](#) et ses collaborateurs, qui ont travaillé sur la

région ouest. Parmi les sujets abordés, certains concernent des formations récentes (le Messinien récifal, thèse de [Saint Martin \(1990\)](#) ; le bassin miocène à quaternaire du Bas-Chélif, thèse de [Thomas \(1985\)](#), d'autres des formations plus anciennes (thèse de [Ciszak, 1993](#) sur le Tell oranais).

Il ajoute que des missions interuniversitaires amenèrent des biostratigraphes de Lyon, sous la conduite du professeur [Elmi, avec Atrops, Benest \(thèse, 1984\)](#), sur le Jurassico-Crétacé basal de l'Ouest algérien). « *Ce groupe eut une intense activité scientifique* ».

Les géologues pétroliers, surtout de la [S.N.REPAL \(1952, ...\)](#), jouèrent un certain rôle en Algérie du Nord : dans le Sud de l'Oranie, tant autour de Tiaret ([Augier, 1967](#)) qu'à l'Est de Tlemcen ([Auclair et Biehler, 1967](#)).

Dans l'Atlas saharien occidental, une monographie ([Bassoullet, 1969, thèse 1973](#)) concerna le Mésozoïque des Monts des Ksour (Aïn Sefra), la même région faisant l'objet d'une cartographie photogéologique ([Galmier ; thèse, 1970](#)). Plus à l'Est, [Caratini \(thèse, 1970\)](#) étudia, sur quatre coupures à 1/50 000, la zone de Chellala, au Sud des Hautes-Plaines algéroises. De plus, l'Atlas central a fait l'objet de quelques études lithostratigraphiques comme le travail de [Ritter, 1901](#) ; [Basseto et Coumes \(1966 - 1967\)](#).

Dans l'Atlas saharien oriental, à l'ouest de l'Aurès (thèse de géomorphologie de [Ballais, 1981](#)), [Guiraud \(thèse, 1973\)](#) donna un tableau du Mésozoïque et du Néogène dans la zone de contact entre Hautes-Plaines et Atlas, aux approches du Hodna, complétant par une analyse tectonique les travaux de [Bellion \(1967\)](#).

Plusieurs équipes se constituèrent, coordonnées par de jeunes professeurs ([Durand-Delga, 1956a](#) ; [Caire, 1953b](#) ; [Polvêche, 1955, 1956a, 1960](#)) ayant eux-mêmes réalisé leurs thèses en Algérie avant 1960.

Le groupe de l'Ouest, était formé de [Delteil \(1974\)](#) dans le Dahra occidental ; [Fenet \(1975\)](#) dans les Monts d'Oran et du Tessala et [Guardia \(1975\)](#) dans la Tafna à la frontière marocaine.

B. Historique des travaux sur le Crétacé de la région de Tiaret.

[A. Pomel et J. Pouyanne \(1882\)](#), feront les premiers qui ont étudié le Crétacé de la région de Tiaret (in [Welsch, 1890](#)), ils signalèrent - dans le texte explicatif de la carte géologique provisoire des provinces d'Alger et d'Oran- le Crétacé inférieur (Aptien) au Chellala et le Cénomaniens dans le plateau de Sdamas au nord de Frenda et dans la partie occidentale de Sersou en face de Tiaret.

C'est à [J. Welsch \(1890\)](#) ; qu'on doit les premières observations géologiques détaillées sur le Crétacé des environs de Tiaret – Frenda. Son travail fut remarqué par [Deleau \(1948\)](#) qui a écrit « *il a étudié avant 1830 la géologie de la région de Tiaret-Frenda, alors qu'il n'y avait ni route, ni gîte, ni carte, et il a observé, en particulier, la splendide transgression sénonienne dans le bassin de la Haute Mina* ». En 1890, [Welsch](#) publia sa thèse intitulée « Les terrains secondaires des environs de Tiaret et Frenda ». Une bonne partie de ce travail a été consacrée

au Crétacé dont il a subdivisé à partir des résultats de la microfaune (foraminifères et ostracodes) et la macrofaune (oursins et huîtres). Pour le Jurassique, l'étude lui a permis d'établir des relations étroites avec les couches analogues d'Europe. Il a mis en évidence l'étage oxfordien A identique à celui de l'Europe, avec la découverte des zones à *Bimammatus* et zone à *Tenuilobatus*.

Pour le Crétacé, J. Welsch a étudié toute la série « du Gault au Sénonien » dont un seul étage avait été signalé ; il a subdivisé la série en assises paléontologiques nettes en se basant sur 21 coupes levées tout au long des terrains crétacés de la région. Pour lui, la composition du Turonien a été bien exprimée : « un étage sur le quel on est si peu d'accord en Algérie ». Cet auteur a signalé un Crétacé supérieur dans la région de Frenda où il est transgressif à la fois sur le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur et l'Albien. De plus, il remarque que tout le plateau du Sersou, entre la chaîne du Nador et la région de Louhou, est constitué par le Sénonien. Les assises les plus élevés forment le Djebel Lakdar, au Nord-Est de Frenda et la montagne carrée (Dj. Sid El Abed) de la route de Tiaret Sougueur. Son travail remarquable est achevé par une histoire géologique de la région et une carte géologique.

Dalloni (1916, 1924, 1952, 1954) étudia en détail la faune d'ammonites du Crétacé de la l'Atlas tellien occidental entre l'Ouarsenis et le Bassin de la Tafna.

P. Deleau (1948) a mis en évidence dans le Djebel Tinigmar, au sud de l'extrémité sud des Monts de Chellala, un Valanginien à calcaires oolitiques. Il cite aussi, dans la région de Sougueur, l'Albien, qui est pour lui reconnaissable à son faciès de grès roux et de sable contenant souvent des dragées de quartz ; il affleure sous le même faciès plus au sud de la route de Tiaret – Aflou et dans la vallée de l'oued Louhou.

C. Caratini (1966, 1970a, 1970b, 1971). En 1970, Caratini publia sa thèse sur la géologie de la région de Chellala, dans sa partie crétacée. L'auteur a regroupé le Crétacé inférieur (Berriasien – Valanginien) avec le Jurassique supérieur, un tel regroupement qui ne paraît pas conforme à la coutume, se justifie pour lui en Algérie où les conditions de sédimentation se sont poursuivies, sans modification importante, ni hiatus du Tithonique jusqu'au sommet du Berriasien.

Dans l'absence de fossiles caractéristiques, l'auteur a adopté des subdivisions purement lithologiques pour le Crétacé inférieur, il distingue trois groupes marins et continentaux à prédominance de ces derniers, d'âge respectivement Valanginien –Barrémien, Aptien et Albien.

Le Crétacé supérieur de la région de Chellala selon Caratini représente une seule unité lithologique essentiellement marine et qu'il n'est pas toujours possible de préciser exactement les limites entre les différents étages, Au Nord-Est près de Sidi Laâdjel la coupe de l'Oued Touil permet à l'auteur d'observer huit formations dont six appartiennent au Cénomaniens, le reste serait donc Turonien.

En se basant sur les travaux de Welsch, Ciszak *et al.* (1986) proposent une interprétation de l'évolution séquentielle et paléoenvironnementale de la sédimentation mésocrétacée de la région de Frenda. Dans la thèse de J. Ciszak (1993), l'auteur a repris les coupes levées par

Welsch et essaya de faire des corrélations avec les cycles eustatiques de 3^{ème} ordre de [Vail et al., \(1987\)](#). Son travail est complété par des conclusions intéressantes en termes d'évolution de la marge méridionale téthysienne pendant le Crétacé.

VI. METHODOLOGIE, OBJECTIFS DU TRAVAIL ET PERSPECTIVES.

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 Tiaret dans un but d'enrichir les connaissances géologiques régionales. Les données utilisées sont principalement basées sur les travaux effectués sur le terrain. Toutefois, les recherches anciennes et récentes réalisées, ont été utilisées dans le présent travail, à des fins de localisations géographiques, corrélations stratigraphiques, de reconstitutions paléogéographiques et d'interprétations géodynamiques. En outre, ont été utilisés également les fonds topographiques à 1/50.000°, et les cartes géologiques 1/50 000° et 1/500 000° de la région.

Le support topographique et toponymique ainsi que la photographie satellitaire est utilisé pour la localisation des secteurs, des coupes et des affleurements remarquables.

A. 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 carbonatés et détritiques. Elle emploie des approches différentes mais complémentaires. Ainsi, l'examen de la série crétacée dans la région de Tiaret a amené à :

- reconnaître la succession lithostratigraphique dans les différents secteurs, à partir des 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 portées sous forme de coupes verticales et corrélations lithostratigraphiques, ainsi que par une description lithologique et biostratigraphique des coupes qui seront présentés dans le chapitre "Description de la série sédimentaire".

Toutefois, du fait de la grande superficie du domaine étudié et de l'abondance des coupes levées, il 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 à la localisation du *Google Earth*. 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.

Ainsi, pour cette étude, on a réalisé 250 sections polies et 220 lames minces dans les calcaires et les grès. Celles-ci ont permis la caractérisation des microfaciès sédimentaires. Les niveaux meubles ont été échantillonnés, traités à l'eau pour déliter les marnes, et tamisés sous l'eau pour séparer les fractions de 0.2 mm, 0.050 mm. Les refus des tamis ont été triés 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 8 ;

- proposer un découpage en formations lithostratigraphiques cartographiables là où il est nécessaire (ex ; secteur de Chellala). Au niveau du bassin de Louhou et le Plateau de Sersou occidental, 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. La région de Chellala à ses propres nomenclatures et ses formations sédimentaires ;

- établir un cadre stratigraphique, préalable indispensable à toute étude de dynamique sédimentaire, le plus précis possible à l'aide de la macrofaune/microfaune afin de corréler 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 Tiaret. La stratigraphie a été essentiellement documentée par des ammonites avec des échinides, des ostracodes et des foraminifères.

La détermination de la faune a été réalisée/suivie par des spécialistes de faunes crétacées : J. Kennedy (Oxford University Museum of Natural History, Oxford), S. Reboulet (CNRS-UMR 5276, Laboratoire de Géologie de Lyon: Terre, Planètes, Environnement, Université Claude Bernard Lyon), E. Nagm (Department of Geology, Faculty of Science, Al-Azhar University, Assiut, Egypt.). G. M. El Quot (Geology Department, Faculty of Science, Benia University, Benia, Egypt.) La détermination des traces fossiles a été effectuée sur place ou au laboratoire avec l'aide de M. Bendella (Université d'Oran 2, Mohamed Ben Ahmed.).

- établir des corrélations litho-biostratigraphiques entre les différentes coupes selon plusieurs directions (Nord-Sud, Est-Ouest) et faire des comparaisons avec les autres zones mésogéennes et domaines paléogéographiques avoisinants;

- établir un inventaire paléontologique (f. chapitre paléontologie & biostratigraphie). Les illustrations photographiques de quelques taxa d'ammonites, échinides, bivalves, gastéropodes et huîtres seront figurées dans le texte sous forme de planches/figures ;

- établir des limites des étages et sous-étages afin de proposer un cadre chronostratigraphique et biostratigraphique de la région basée sur la détermination de la faune/microfaune récoltée. De plus, la limite Cénomanién-Turonien sera discutée dans le volet de Biostratigraphie;

- 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 multiples facteurs : le régime de dépôt, l'activité biologique, la taphonomie 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) ;

- identifier les discontinuités sédimentaires à l'échelle du bassin ainsi les facteurs qui les contrôlent. En effet la reconnaissance et la compréhension des discontinuités sédimentaires, en terme de mise en place, de distribution verticale ou encore d'évolution latérale dans une série, constituent actuellement autant de problèmes fondamentaux en géologie sédimentaires ;

- reconnaître les séquences sédimentaires (élémentaires, génétiques), 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 ; établir les différents cortèges sédimentaire, élaborer un modèle sédimentologique logique et placer la région d'étude dans un cadre paléogéographique, en tenant compte de l'action conjuguée de l'eustatisme, climat et de la tectonique dans le contrôle de la sédimentation ;

- répertorier les niveaux anoxiques ou/et les hécatombes à travers toutes les localités étudiées. Cette approche permettra de discuter l'enregistrement des événements anoxique océaniques « EAO1 et 2 » à l'échelle de notre région d'étude ;

- établir la géométrie des corps sédimentaires des différentes séquences (mésoséquences/mégaséquences) sédimentaires de la série crétacée (Albien – Turonien) à travers plusieurs directions selon les schémas paléogéographiques et paléotectoniques de la région ;

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

B. Perspectives.

La détermination de la microfaune ainsi que les isotopes stables se sont des outils importants pour établir une stratigraphie intégrée de la région. De plus il ya des niveaux qui sont soupçonnés avoir de la matière organique et d'autres ressemblent à des niveaux condensés ou encore anoxiques, à ces faits, des analyses géochimiques sont à prévoir pour cerner toutes les données.

Ainsi, dans le plateau du Sersou oriental, la série est mal connue, un travail sera consacré pour cette région.

Dans notre région d'études, le travail au future se focalisera sur le Crétacé supérieur (Sénonien des auteurs). En effet j'ai levé plusieurs coupes, notamment celles du Ledjdar et Djebel Sid el-Abed, cette dernière est la plus intéressante ; le Sénonien affleure aussi dans la région de Louhou, Mellakou, mais il est plus important dans la région de Frenda.

Le travail sur le Crétacé inférieur de la région n'est pas aussi terminé ; dans ce sens, un travail sera consacré pour établir la limite entre le Tithonique et le Berriasien. D'autant plus, la limite supérieure du Berriasien présente un volet intéressant de point de vue chronologique.

Dans les régions environnantes (Monts de Beni Chougrane, Monts de Mina, l'Ouarsenis, Monts des Amour), il est important de faire des coupes de référence pour acquérir plus de données sur la paléogéographie et la paléobiogéographie du Crétacé, dans le but d'esquisser un schéma général et établir une synthèse sur le Crétacé de l'Algérie nord-occidental.

CHAPITRE II

**STRATIGRAPHIE :
DESCRIPTION DE LA
SERIE SEDIMENTAIRE.**

Sommaire.**I- INTRODUCTION.****II- ORGANISATION LITHOLOGIQUE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.**

- A- Formation des Argilo-gréseux de « Sidi Ouadah ».
- B- Formation marno-calcaire de « Mcharref ».
- C- Formation carbonatée de « Cheurfa ».
- D- Formation carbonatée de « Freaou ».

III- DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.

- A- secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdempt.
 - 1- Situation géographique.
 - 2- Description de la série.
Coupe de référence, Sidi Ouadah.
- B- Secteur de Frenda.
 - 1- Situation géographique.
 - 2- Description de la série.
Coupe de référence, Djebel Cheurfa, Tmalhet.
- C- Secteur de Sougueur – Nador.
 - 1- Situation géographique.
 - 2- Description de la série.
- D- Secteur de Tousnina - Ledjdar.
 - 1- Situation géographique.
 - 2- Description de la série.
Coupe de référence, Kef el Gatoura.
- E- Secteur de Chellala.
 - 1- Situation géographique.
 - 2- Description de la série.
Coupe de référence, Oued Touil.

IV- CORRELATION ET SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.**V- APPROCHE STRUCTURALE.**

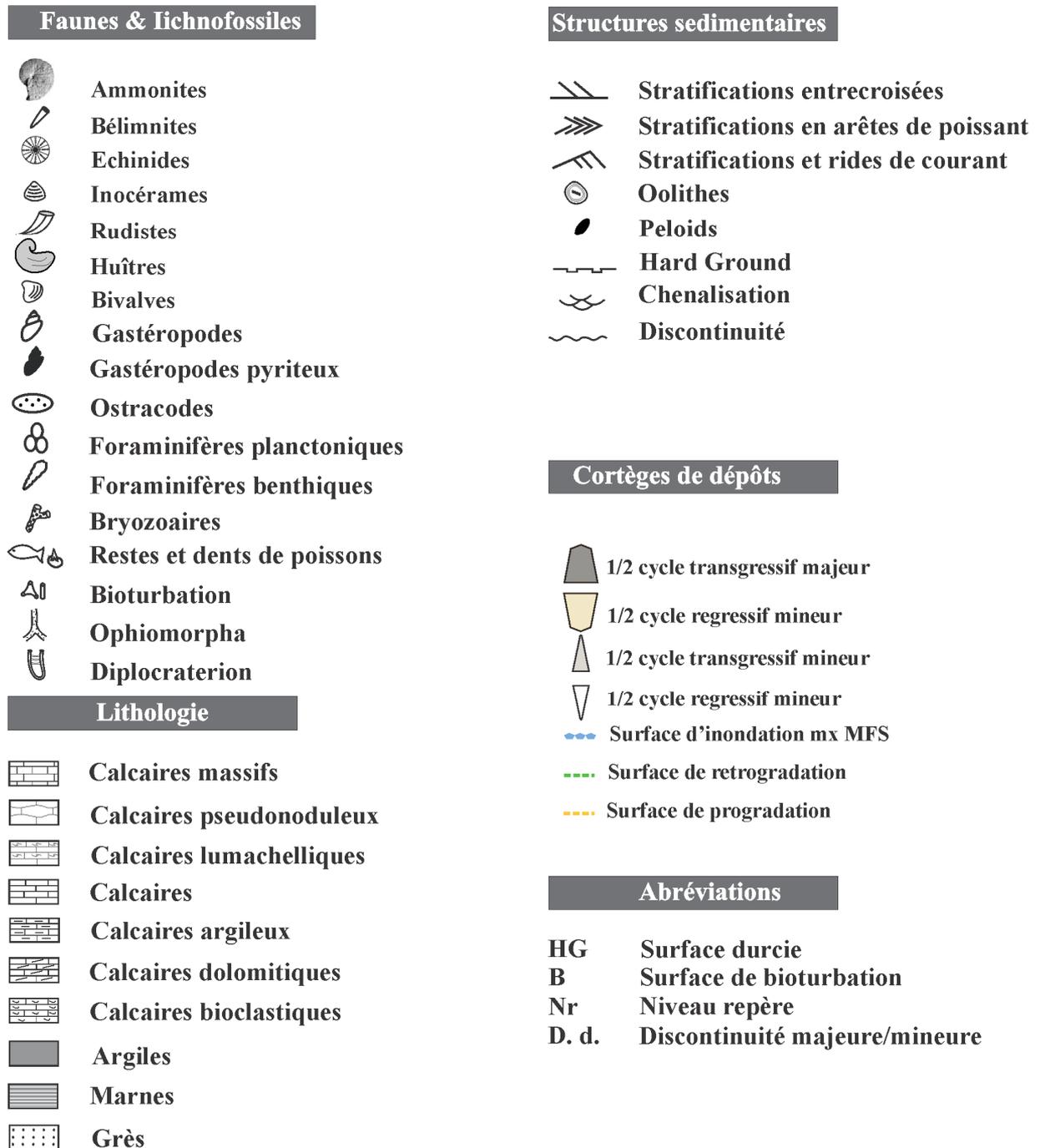


Fig. 08 : Légende et symboles utilisés dans les colonnes lithologiques.

I- INTRODUCTION.

Dans la région d'étude, le Crétacé affleure principalement entre les secteurs de Tiaret-Sud, Sougueur (au nord du Nador), Tagdempt, Mechraâ Sfa, Sidi Bakhti, Frenda et Ledjdar (fig. 9) ; y compris Medroussa et Mellakou au centre de ce cercle. Ce dernier forme ainsi le "Bassin de Louhou". Dans ces régions les reliefs sont occupés le plus souvent par le Cénomano-Turonien, avec l'Albien à la base, qui forme ainsi le piedmont des reliefs. Le Sénonien (*s.l.*) est repéré uniquement dans les alentours de Frenda, Tousnina et Sougueur où il forme de petites collines. C'est sur ces collines qui sont implantés depuis très longtemps des structures appelées communément Ledjdar. Le Djebel Sid el Abed de Sougueur en présente un bon exemple de Sénonien indifférencié. Au Sersou occidental, c'est aux terrains crétacés qu'appartient la majeure partie des couches qui constituent la région comprise entre Tiaret et Frenda. Ces couches se prolongent sur tout le plateau du Sersou, au sud de Tiaret jusqu'au Nador et au sud-ouest jusqu'à Frenda. Elles s'étendent également au Nord-Ouest dans la région forestière de Louhou (Welsch, 1890).

Dans ces régions le Crétacé moyen et supérieur est facilement reconnaissable sur le terrain. Les bancs de calcaires beiges, gris-verdâtre donnent à ces couches un aspect tout à fait caractéristique qui contraste surtout avec les teintes sombres du Sénonien sus-jacent.

Dans le Sersou oriental, la partie extrême sud du Sersou et le Nador, le Crétacé est moins fréquent. Néanmoins, vers l'Est les affleurements deviennent de plus en plus importants. En effet, à partir des Monts de Chellala et en allant vers l'Est et le Nord-Est (Monts de Hodna – Djelfa), la série reprend son ampleur avec des variations d'épaisseurs, de faciès et de faunes.

La série sédimentaire du Crétacé de la région étudiée présente une différenciation de faciès remarquablement observée d'un secteur à l'autre. Dans les coupes de Sidi Ouadah, Sar Ben Affène, Dj. Cheurfa, Tmalhet (Oued Louhou) et du Toubessine ; la série est très semblable, notamment pour l'ensemble carbonaté (formation du Cheurfa et de Freau). C'est dans le "Bassin de Louhou" qu'on trouve des coupes de référence avec plus de données litho- et biostratigraphiques. Vers le sud, la série devient plus détritique, avec l'apparition d'une série argilo-gréseuse bien développée (les coupes de Tousnina sud, Ledjdar et vers Medrissa). Pour les évaporites qui forment les assises des affleurements du Crétacé supérieur (" Sénonien"), on peut les trouver dans les coupes de Tousnina-Ledjdar et de Sougueur (Dj. Sid el Abed).

Mise à part le secteur de Chellala au Sud-est, on a jugé utile de garder les noms des formations proposées par Ciszak (1993). Cet auteur a repris quelques coupes de Welsch, (1890) pour les comparer avec les Monts de Daïa. En effet il a utilisé les noms de localités ou de Djebels pour les formations et selon les conditions d'affleurements.



Fig. 9 : Photographie d'ensemble de la région de Tiaret, A ; photo satellitaire (Google Earth -2015), B ; photo cartographique de la région d'étude et les régions limitrophes (Google Map -2015).

Comme formations sédimentaires, on peut les énumérer de bas en haut :

- Formation de Sidi Ouadah ;
- Formation des Marno-calcaires de Mcharref (nouvelle formation) ;
- Formation du Djebel Cheurfa ;
- Formation de l'Oued Freaou ;
- Formation de Mellakou ;
- Formation de Ledjdar.

Une nouvelle formation a été définie dans la localité de Mcharref (près de la source d'Aïn Mcharref et douar Brahmia), il s'agit de la "Formation de Mcharref". Elle est essentiellement marneuse et très fossilifère d'âge albien supérieur (Boualem *et al*, 2016).

Pour la région de Chellala et vu l'absence d'une nomenclature significative, on propose dans ce travail des noms de formations (*cf. infra*) sur la base de nos observations de terrain et sur les multiples noms ainsi données par Caratini (1970) ; de bas en haut se succède :

- Formation des Grès de Sebaâ Riouss ;
- Formation d'Oued Touil ;
- Formation de Ras en-Nokhra.

Nous décrivons par la suite les quatre formations de l'intervalle Albien – Turonien.

II- ORGANISATION LITHOLOGIQUE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.

- *Dans les secteurs couvrant toute la région de Tiaret - Frenda – Sougueur* : C'est à [Welsch \(1890\)](#) qu'on doit les premières descriptions litho-biostratigraphiques de la série sédimentaire du Crétacé des environs de Tiaret - Frenda. Il a subdivisé la série en quatre ensembles ; à savoir l'ensemble du Gault, Cénomaniens, Turonien et de Sénonien. Puis les coupes de références ont été reprises par [Benest \(1986\)](#) et [Ciszak \(1993\)](#). C'est ce dernier qui a donné les noms des formations utilisés jusqu'ici.

La série sédimentaire de la région d'étude est très proche dans tous les secteurs du Nord-Ouest et l'Ouest de la région d'étude avec quelques particularités d'ordre lithologiques et bio-faciologiques dans certaines coupes. On note à titre d'exemple une réduction d'épaisseur dans la coupe de Kef el-Gatoura dans le secteur de Ledjdar. Vers le Sud-Est, dans le Nador, la série est fortement réduite, alors que dans le Secteur du Chellala, elle est comparable avec la coupe-type de Sidi Ouadah dans l'ensemble. Néanmoins, on note un changement sur le plan du microfaciès et la rareté importante de la faune.

Mis à part la localité de Mcharref (entre Tiaret et Sidi Ouadah) où affleurent les marno-calcaires fossilifères albiens (Formation de Mcharref), la série sédimentaire à travers toutes les coupes de référence est formée par une trilogie lithostratigraphique. De bas en haut on a les formations de : Sidi Ouadah, Cheurfa et Freaou.

Cette trilogie sédimentaire se rétrécit sensiblement du NW (Bassin de Louhou) vers le SE (Tousnina et Sougueur), dans le Nador la série n'est représentée que par une vingtaine de mètres. Cependant le Crétacé supérieur « Sénonien » est plus évolué dans cette région (Sougueur, Sid el Abed, Tousnina, Ledjdar).

A- Formation des argilo-gréseux de Sidi Ouadah.

1- Présentation et définition.

Reprise par [Ciszak \(1993\)](#), ce dernier a nommé cette formation par le Marabout de Sidi Ouadah qui se trouve sur l'ancienne route reliant Tiaret et le village de Mellakou. C'est dans cette localité qu'affleurent les formations les plus épaisses avec des argiles et des intercalations des bancs massifs de grès.

2- Attribution stratigraphique.

La faune demeure rare. Néanmoins on a pu récolter quelques moules de bivalves et des empreintes de gastéropodes. L'absence de marqueur stratigraphique empêche de donner un âge précis. L'âge Albien est proposé par les auteurs en raison de sa position entre deux formations datées : les "Marno-calcaires de Mina" (Berriasien) et la "Formation carbonatée de Cheurfa" (Cénomaniens, Ciszak, 1993), avec laquelle les "Argilo-gréseux de Sidi Ouadah" sont en apparente continuité. Remarquons ainsi ; l'absence de tout l'intervalle Valanginien – Aptien par érosion ou par non dépôt qui devait exister à la base de cette formation. Vers le sommet on suppose que la "Formation de Mcharref" d'âge albien supérieur est mal présentée aussi dans la coupe-type de Sidi Ouadah. Compte tenu de cette disposition géométrique, nous avons rapporté la "Formation de Sidi Ouadah" à l'Albien (inférieur et moyen).

3- Limites.

Dans le secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdempt, cette "Formation de Sidi Ouadah" repose en discordance stratigraphique sur les "Marno-calcaires de Mina" (S. Ouadah, El Karia ; sur la route Tagdempt et Mcharref à gauche de la route de Tiaret). La même remarque est faite dans le flanc nord et ouest du Dj. Cheurfa, il s'agit d'un hard-ground ferrugineux couronnant un niveau de calcaire rouge à Nérinées qui constitue le sommet d'une assise à oncolithes du Berriasien moyen (Ciszak, 1993). Aussi, on peut voir quelques bioclastes emballés dans un faciès rougeâtre rubéfié. Néanmoins, le contact n'est pas net ; il se fait probablement par des marnes ou des argiles (quelques mètres) facilement altérables.

Sa limite supérieure est une discontinuité (changement de faciès) soulignant la base des marnes à huîtres lumachelliques cénomaniennes sus-jacentes. Le passage au Cénomaniens se fait par un sédiment argileux puis marno-lumachellique riche en huîtres, bivalves et gastéropodes. Mais, dans le Douar Brahmia le contact est net avec l'apparition des marnes gris-bleuté fossilifères de Mcharref.

B- Formation des marno-calcaire de Mcharref.

1- Présentation et définition.

C'est une nouvelle formation qui s'est mise en affleurement grâce à des travaux de réaménagement d'une autoroute périphérique à l'Ouest et au Sud de la ville de Tiaret. C'est une formation essentiellement marneuse et marno-calcaire très fossilifère affleurant près de la localité de Mcharref (Aïn Mcharref) d'où le nom de Mcharref.

2- Attribution stratigraphique.

La présence de certaines ammonites caractéristiques (*Mortoniceras pricei*, *Elobiceras Craginites*, *Mortoniceras inflatum*, *Mantelliceras mantelli*...etc.) a permis de rapporter cette

nouvelle formation à l'Albien supérieur -Cénomaniens inférieur basal (Boualem & Benhamou, 2017).

3- Limites.

Cette formation est caractérisée par son affleurement très localisé. Néanmoins, la limite inférieure est placée avec la disparition des argiles jaune-verdâtre azoïques de Sidi Ouadah et l'apparition des marnes gris-bleuté fossilifères de Mcharref (coupe de Mch-1, douar Brahmia) ; alors que la limite supérieure est cachée par les argiles arables (cultivables).

C- Formation carbonatée de Cheurfa.

1- Présentation et définition.

Définie par Ciszak (1993) ; elle affleure dans toutes les coupes à travers les secteurs de Tiaret – Frenda. Elle forme avec la formation de Freau l'ossature du massif du Cheurfa d'où vient le nom de Cheurfa, mais dans la région de Sidi Ouadah – Ras el Kef, nous trouvons un très bon affleurement au niveau du voûte de l'anticlinal de Sidi Ouadah. La série est redressée par les contraintes tectoniques tout en offrant des talus très intéressants.

2- Attribution stratigraphique.

Pour Ciszak, la "Formation du Cheurfa" est attribuable au Cénomaniens (par comparaison avec la "Formation de Tenfeld" dans les Monts de Daïa), mais débute déjà dans le « Vraconien » (Albien supérieur terminal). Cette attribution est confortée par les analogies observées entre les deux séries.

Dans ce travail, l'âge Cénomaniens moyen/supérieur est confirmé par les nombreux spécimens d'*Engonoceras dimbili* (coupe de Sidi Ouadah), et de *Placentoceras* sp. (coupe du Dj. Cheurfa) ; ammonites cénomaniennes récoltées dans les calcaires du premier membre, à la base et au milieu de la "Formation de Cheurfa".

3- Limites.

La limite inférieure est placée avec l'apparition des marnes lumachelliques à huîtres (banc n° 20 de la coupe de S. Ouadah). Pour sa limite supérieure, nous l'avons placée sur un niveau de calcaires gréseux à *Diplocraterions* surmontant le dernier banc de la formation (n°68). Une surface de ravinement qui interrompt les dolomies cénomaniennes, ainsi observée par Peybernès *et al.* (1986) est considérée comme limite supérieure.

D- Formation carbonatée de Freau.

1- Présentation et définition.

Le nom de cette formation provient de celui de l'Oued Freau, un affluent de l'Oued Louhou qui se situe dans la partie NNW de Mellakou.

2- Attribution stratigraphique.

Pour Welsch (1890), les marnes à *Ostrea rediviva* à la base de la formation relèveraient du Turonien inférieur mais pourrait débute dans le Cénomaniens supérieur. La microfaune

identifiée permettra à [Peybernès et al.\(1986\)](#) de proposer un âge Turonien. La détermination des échinides récoltés dans cette formation indique un âge turonien probable, mais la détermination des inocérames (récoltés dans la coupe de Khalouet Sbaâ) donne plus d'arguments pour la biostratigraphie.

3- Limites.

Sa limite supérieure est souvent cachée par des argiles (terre arable) ou par la végétation dans les reliefs. Comme le Sénonien est transgressif, une surface de discordance est considérée comme limite supérieure sous le Sénonien ([Ciszak, 1993](#)). De plus, on a observé (dans les coupes de Cheurfa, Tmalhet, Khalouet Sbaâ et A. Hallouf) des marnes jaune-verdâtre à passées de calcaires dolomitiques blanchâtres du Sénonien.

-Dans le secteur de Chellala : la série crétacée de cette région a été étudiée par [Caratini \(1970\)](#), composée par une trilogie sédimentaire classique ; ce dernier a proposé des subdivisions lithologiques en groupes et ensembles pour chaque localité à part, ce qui rend la nomenclature compliquée (ex : Groupes gréseux inférieurs et supérieurs, groupes carbonatés inférieurs et supérieurs, Grès de Sbaâ Riouss, ensemble carbonaté de Ras En-Nokhra...etc.). Nous proposons ici une nomenclature basées sur nos propres observations de terrain tout en unifiant les noms de chaque formation.

A'- Formation argilo-gréseuse de Sebaâ Riouss.

1- Présentation et définition.

Cet ensemble est visible dans de nombreux points de la région de Chellala, mais malgré les grandes surfaces d'affleurement, il est difficile de pouvoir en étudier la stratigraphie. En fait, les seules occupes naturelles s'observent dans les Sebaâ Riouss et dans son prolongement occidental, les reliefs de Guelt es-Stel – Taguine ([Caratini, 1970](#)), correspondent à un autre affleurement intéressant qui se situe dans la rive nord-est de l'Oued Touil entre el Guergouia et Hasbaïa à droite de la route vers Sidi Laâdjel, au Nord-Est de Chellala. Le premier à étudier en détail ces grès c'est [Caratini \(1970\)](#) en succédant [Joly \(1911\)](#) ; cette trilogie a été dénommée « Groupe gréseux supérieur », selon cet auteur, l'épaisseur des grès dans la région de Sebaâ Riouss atteint 100 m ; c'est pour cela qu'on propose ici dans ce travail le nom de Sebaâ Riouss pour les grès et les argiles qui précèdent les ensembles carbonatés de la transgression médiocrétacée.

2- Attribution stratigraphique.

L'âge précis de cette formation ne fut donné que par sa position stratigraphique entre deux ensembles bien datés, qui sont successivement le « Groupe grésocarbonaté moyen » d'âge aptien (bien que son attribution est donnée sans arguments paléontologiques, mais plutôt par comparaison avec des affleurements semblables dans (i) les Monts d'Ouled Naïl, datés par [Emberger \(1954, 1960\)](#), et (ii) dans le massif de l'Aurès par [Laffitte \(1939a\)](#) et l'ensemble du Crétacé supérieur daté à partir du Cénomaniens ([Caratini, 1970](#)). Néanmoins, il faut noter que ce dernier auteur donna un âge Albien pour les Grès de Sebaâ Riouss dans sa région type alors qu'ils les attribuent (les "Grès de l'Oued Touil") au Crétacé supérieur (Cénomaniens inférieur) dans la région de Hasbaïa, près de L'oued Touil (coupe de l'Oued Touil).

3- Limites.

Sa limite inférieure correspond à la disparition des niveaux carbonatés du "Groupe carbonaté moyen" de Caratini (1970) ; alors qu'inversement, le remplacement de ces faciès détritiques par des calcaires jaunes marins, en marque la limite supérieure (Caratini, 1970), mais la discontinuité est bien visible au-dessus du dernier banc ; elle est matérialisée par une surface durcie roux à Nérinées.

B'- Formation carbonatée d'Oued Touil.

1- Présentation et définition.

Près de l'Oued Touil, dans la rive nord, à côté du branchement de la route vers Khemisti et Ras en-Nokhra, se caractérise au-dessus d'un ensemble argilo-gréseux ("Formation de Sebaâ Riouss"/les "Grès de L'oued Touil" de Caratini), une formation carbonatée qui est bien calée par-dessus aussi. C'est l'endroit exemplaire où on a une trilogie sédimentaire, caractéristique de la sédimentation médio-crétacée.

2- Attribution stratigraphique.

Cette formation a été attribuée au Cénomaniens par des fossiles récoltés à Oued Touil, notamment des échinides *Cardita nicaisei* COQUAND, ostracés, exogyres et foraminifères (Caratini, 1970).

3- Limites.

Sa limite supérieure est marquée par un changement de faciès qui marque la fin d'une période (Cénomaniens) et le début d'une autre période (Turonien). Le dernier banc de la formation a une surface irrégulière qui pourrait être considérée comme discontinuité.

C'- Formation carbonatée de Ras Nokhra.

1- Présentation et définition.

C'est l'équivalent d'un ensemble formé par (i) la Corniche de base de Ras Nokhra, (ii) "Formation des Marnes à Huitres de Ras Nokhra" et (iii) "Formation des Calcaires poreux de Ras Nokhra" de Caratini (1970). C'est le troisième ensemble carbonaté de la trilogie sédimentaire du Crétacé (Albien – Turonien).

2- Attribution stratigraphique.

La faune récoltée dans cette formation par nos prédécesseurs (Pervinquiere, 1907 ; Laffitte, 1939a ; Emberger, 1960, Caratini, 1970) a permis de donner un âge Turonien mais avec incertitude, par les fossiles suivants : foraminifère *Hoplitoïdes ingens* VON KOENEN, échinides *Echinobrassus humei* FOURTAU, *Phymosoma shlumbergeri* COTTEAU, *Phymosoma baylei* PERON & GAUTHIER et *Hemiaster latigrunda* PERON & GAUTHIER et des ostacodes, *Cytherella* sp., *Ovocytheridea* sp., *Cythereis* sp. (Caratini, 1970).

3- Limites.

La limite supérieure, comme la limite inférieure est un changement de faciès qui annonce la fin de la période turonienne, la sédimentation est absente ou érodée. La transgression

sénonienne n'a pas donc atteint cette région et la mer sénonienne n'a pas pu franchir vers l'Ouest le seuil du Sersou (plateau du Sersou).

III- DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.

Notre travail s'est focalisé sur l'intervalle crétacé (Albien – Turonien) dans toute la région de Tiaret ; pour cela, nous avons sélectionné cinq grands secteurs selon les conditions d'affleurements, (fig. 10) :

- *Secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdempt* qui comprend le Sud de la ville de Tiaret, Sidi Ouadah, Mellakou et Tagdempt (secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdempt).
- *Secteur de Frenda-Medroussa* ou le « Bassin de Louhou » qui comprend la région Ouest de Medroussa, l'Oued Louhou et Djebel Cheurfa (Sidi Bakhti-Frenda).
- *Secteur de Ledjdar --Tousnina* vers le NE de Frenda.
- *Secteur de Sougueur – Nador*.
- *Secteur de Chellala* dans les monts de Chellala vers les limites Est et Sud-Est Tiaret.

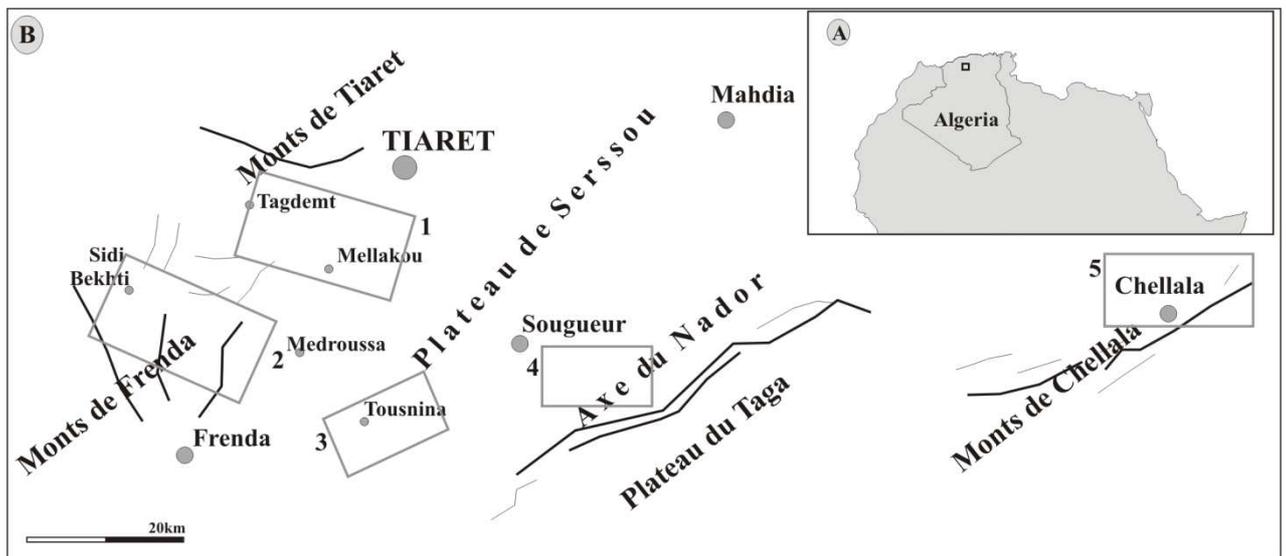


Fig. 10 : Carte toponymique montrant la répartition des différents secteurs étudiés dans la région de Tiaret 1 : Tiaret – Mellakou - Tagdemt ; 2 : Frenda – Medroussa - Louhou ; 3 : Tousnina - Ledjdar ; 4 : Sougueur - Nador ; 5 : Chellala.

Nous décrivons ici en détail les formations sédimentaires des coupes de référence, mais nous donnons des illustrations et des descriptions succinctes à chaque fois qu'il est nécessaire pour les autres coupes comme complément de description.

A- Secteur de Tiaret – Mellakou - Tagdempt (Fig. 11).

C'est le secteur le plus important de point de vue affleurements et son *continuum* : faciès et faunes, qui sont formés en grande partie du dépôt crétacé. Toute la région entre Frenda, Medroussa (Louhou), Tagdempt, Machraâ Sfa et Sidi Bakhti est occupée par des affleurements du Crétacé (dans le NNE, NE, l'E et le SE de Frenda). Ainsi, on peut le

considérer comme l'affleurement le plus étendu dans l'Avant-pays tellien du Nord-Ouest algérien.

Il est nécessaire de noter que la série est tantôt inclinée, tantôt sub-horizontale dans tous les terrains survolés. Mais entre Tagdempt et vers l'Est, la série devienne oblique avec un pendage qui dépasse 45° vers le Sud (dans les argilo-gréseux de Sidi Ouadah) et 60 à 70° vers le Sud dans l'ensemble carbonaté du Cheurfa et de Freauou. Parfois on assiste à un pendage qui dépasse 90° (début de renversement) au sommet de la formation de Cheurfa dans la région de Sidi Ouadah et Sar Ben Affène.

Une photographie satellitaire montre une série de trois bandes crétacées parallèles situées entre Douar Htatba à l'Ouest de Mellakou et le Nord de Sougueur à l'Est. Ces bandes représentent en effet, le flanc sud d'un anticlinal orienté WSW – ENE. Cette série présente un affleurement très intéressant depuis le Berriasien "Marno calcaires de Mina", l'Albien « de Sidi Ouadah » jusqu'au Cénomano-Turonien « Formations de Cheurfa et Freauou » avec une direction générale E-W et un pendage vers le Sud.

Sept coupes ont été levées dans ce secteur avec d'autres coupes de comparaison (fig. 11). La coupe de Sidi Ouadah sert de coupe de référence.

1- Situation géographique (fig. 11 et 12).

a- Coupe de Sidi Ouadah;

Située près du marabout et cimetière de Sidi Ouadah, la coupe (n°1) se situe à l'Ouest de la ville de Tiaret à environ 7 Km (dont les coordonnées sont : A : $35^\circ 17' 23.5''$ N - $1^\circ 16' 05''$ E, B : $35^\circ 17' 0.4''$ N - $1^\circ 16' 11''$ E). La série affleure le long d'une ancienne route passant près de l'Oued Mina vers le village de Mellakou. C'est dans le flanc nord de l'Oued qu'on peut suivre les bancs de la série (fig. 11 et 12).

b- Coupe de Sar Ben Affène 2;

Vers le NW de la petite localité de Sar ben Affène, se trouve un affleurement important, c'est en fait la partie ouest de l'axe de l'anticlinal qui commence au-delà de Sidi Ouadah, passant par Ras el Kef et Trik Freauou (fig. 11 et 12). Dans cette partie, il forme une tournante pour rejoindre le flanc nord où les bancs s'inclinent d'abord vers l'Ouest, puis ils s'orientent progressivement vers le Nord et Nord-Est (les coordonnées sont : A : $35^\circ 16' 26''$ N – $1^\circ 11' 13.5''$ E, B : $35^\circ 16' 16.6''$ N - $1^\circ 11' 24.00''$ E).

c- Coupe de Sar Ben Affène 1 ;

C'est la partie basale de la deuxième coupe (n° 2) de S.B. Affène, dans une région appelée el-Hamra (dont les coordonnées sont : A : $35^\circ 16' 41''$ N - $1^\circ 11' 23''$ E, B : $35^\circ 16' 26''$ N – $1^\circ 11' 13.5''$ E) où existe des argiles violacées et en lie-de-vin de la "Formation de Sidi Ouadah". C'est dans cette région, que se trouve le passage de la série inclinée ou redressée (S).

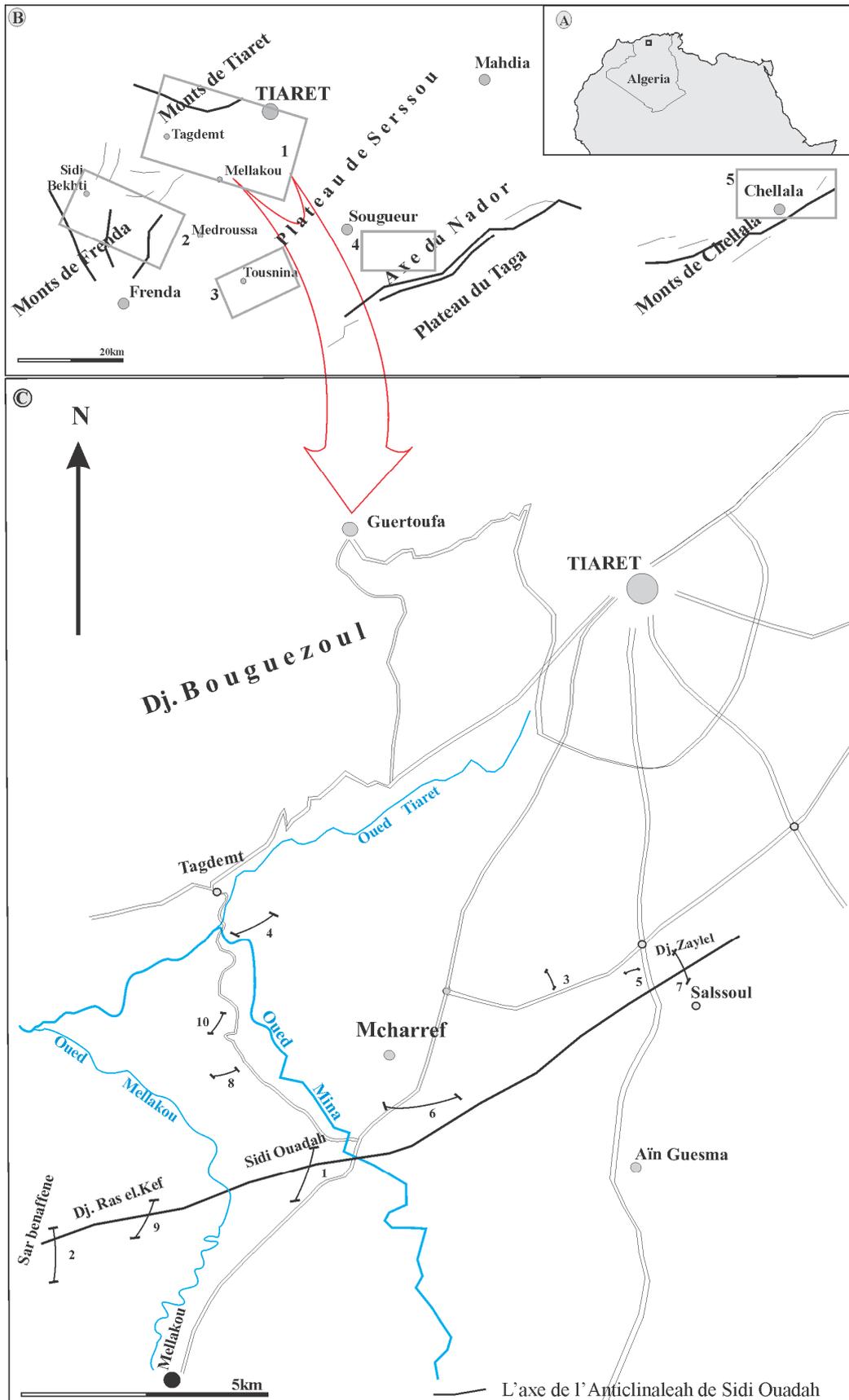


Fig. 11 : Situation de la région de Tiaret dans le Tell (A) et localisation des secteurs étudiés dans la région de Tiaret (B) avec la situation des coupes du secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdemt (C).

Ouadah et R. el Kef) vers la série sub-tabulaire du Bassin de Louhou (Aïn Hallouf, Oued Louhou, ...etc.).

d- Coupe de Tagdemt ;

La coupe (n°4) a été levée dans le côté Sud-Ouest du village de Tagdemt (dont les coordonnées sont : 35°19'45.8''N – 1°13'46''E), dans la rive Nord-Est de l'Oued Mina et près de l'Oued Tiaret (fig. 11 et 12), un affluent de l'Oued Mina, au piedmont d'une colline en face du village et qui fait partie du Djebel Bouzagza, on peut voir les premiers bancs de la formation de Freau jalonnés par les eaux de l'Oued Mina.

e- Coupes de Mcharref 1, 2 et 3 ;

La première coupe (Mch-1 ; n°6) a été levée juste à côté de la route reliant Mellakou – Tiaret, au Nord de S. Ouadah, dans le Dj. Ghoraf El Guenaïne (fig. 11 et 12). Les grès massifs et chenalés de S. Ouadah reposent sur les Calcaires de Mina par une hard ground (HG) rougeâtre à Nérinées (point : 35°17'44.5''N ; 1°17'03.8''E) et se poursuit vers le NE avec surtout des argiles violacées à passées de grès. Tout près de la route, on assiste à un contact anormal entre la série crétacée ("l'Argilo-gréseux de S. Ouadah") et le Miocène transgressif ("Poudingues calcaires et marnes").

Cette petite coupe est importante, car elle sert d'outil de calage stratigraphique. En effet les argilo-gréseux de cette coupe sont délimités à la base par la surface durcie rougeâtre à Nérinées qui surmonte les "Marno-calcaires de Mina" (Berriasien) et au-dessus par les "Marno-calcaires de Mcharref" d'âge Albien supérieur.

La deuxième coupe (Mch-2 ; n° 3, dont les coordonnées sont : 35°18'34.3''N ; 1°18'44''E) se situe à 3 km à l'Est de la route de Tiaret-Frenda (fig. 11 et 12), juste à côté d'une autoroute récemment réaménagée, le décapage du sol a mis en affleurement une importante série marno-calcaire fossilifère à ammonites. C'est le seul endroit où l'Albien présente autant de faciès si-diversifié et d'outils biostratigraphiques. Cette coupe est la plus fossilifère de toute la région (gisement de Mcharref). Un peu vers l'Est se trouve un autre affleurement dus aux travaux de décapage (Mch-3 ; n°7 dont les coordonnées sont : 35°18'43.1''N ; 1°19'34.8''E).

f- Coupe d'El Karia 1 et 2 ;

Ce sont des coupes (n° 8 et 10) complémentaires qui sert à suivre et à observer le prolongement des affleurements de notre série vers le côté Nord-Ouest. Pas loin de la cascade de Sidi Ouadah, après avoir passé un petit village el-Karia, la route de Tagdemt traverse une série (fig. 11 et 12) formée par les "Marno-calcaires de Mina" (point 35°18'34.3''N – 1°14'04''E) et les "Argilo-gréseux de Sidi Ouadah" (10 m). Puis au côté gauche, sur une colline, on peut observer la "Formation de Cheurfa" qui succède. Le plongement ici est vers le Sud, après quelques kilomètres vers le Nord-Est sur la route de S. Ouadah – Tagdemt, et en passant par un petit cours d'eau d'El Guerba, on peut observer au côté gauche de la route des bancs de grès de la "Formation de S. Ouadah" surmontés par quelques barres de calcaires gris

dolomitiques. Tous inclinés vers le NE, témoins de structure en pli-anticlinal de notre série du Crétacé.

g- Coupe du Djebel Zaylel ;

Au côté droit de la route vers Aïn Guesma, près de la source nommée Aïn Salsoul, il y a un affleurement de cette bande crétacée qui se prolonge vers l'Est jusqu'ici (Dj. Zaylel . Il ya une partie de la "Formation de Cheurfa" avec une série rapprochée, mais dans le replat les bancs de la "Formation de Freaou" devient de plus en plus espacés (Fig. 11 et 12).

h- Coupe de Ras el Kef.

A trois kilomètres de la coupe de Sidi Ouadah (Fig. 11 et 12) vers l'Ouest, se trouve Ras el-Kef (point 35°16'54.8''N – 1°13'46.5''E), sur le prolongement de l'anticlinal de Sidi Ouadah vers l'Ouest. La coupe (n° 9) présente la même série sédimentaire avec une légère diminution des épaisseurs.

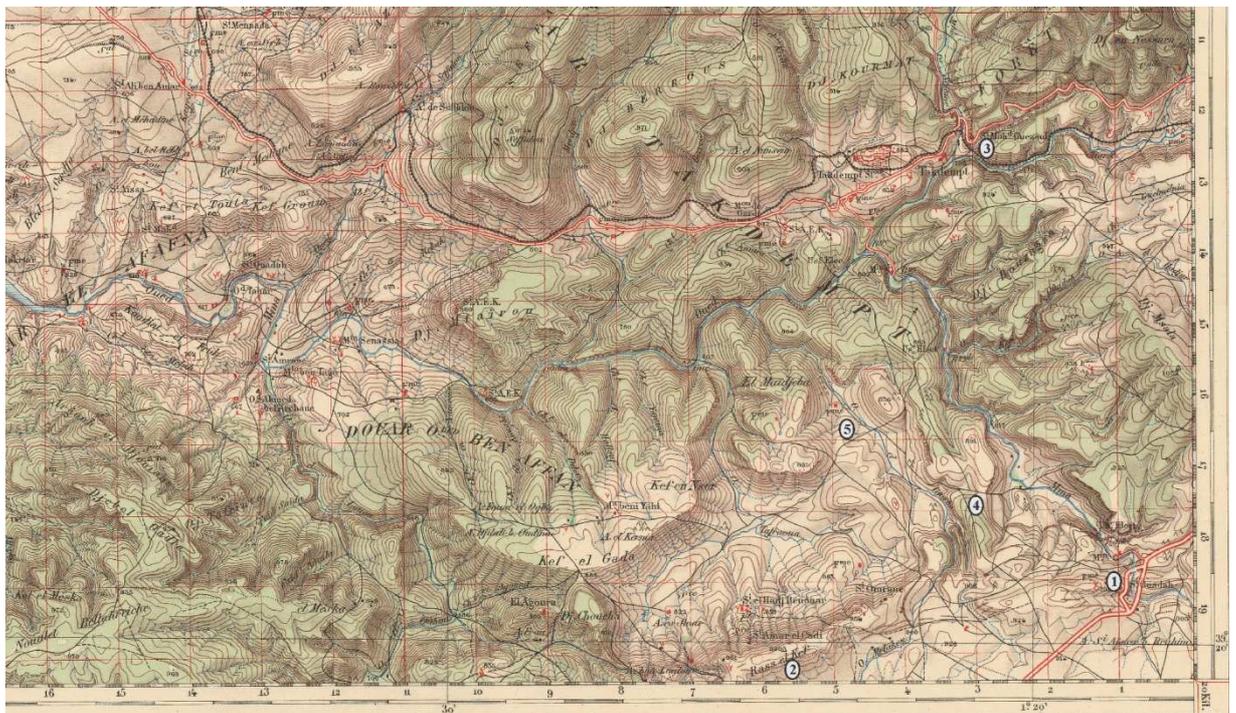


Fig. 12 : Extrait de carte topographique de Mechraâ Sfa (1/50 000°) montrant la localisation des coupes levées ; 1 : S. Ouadah, 2 : Ras el-Kef, 3 : Tagdemt, 4 : el-Karia-1, 5 : el-Karia-2.

2- Description de la série, Coupe de référence, Sidi Ouadah.

a- FORMATION DE SIDI OUADAH.

C'est une formation à dominance argileuse intercalée par des bancs et/ou des barres de grès et quelques niveaux de calcaires. De bas en haut on a (fig. 13, 14 et 15) :

- Membre I (10 m):

Argileux à la base, il admet quelques bancs de grès fins et de calcaires gréseux vers le haut (n° 4 - 6). Les argiles renferment des grains de sables souvent Rond-Mats (RM).

- 6 m d'argiles, jaunâtres, verdâtres ou gris-verdâtre, friables.

- 4 m d'argiles verdâtres admettant des lits de grès en plaquettes intercalées par des bancs de grès vert-jaunâtre, moyens, friables de 0.30 - 0.50 m d'épaisseur avec un niveau de calcaire micritique (0.50 m) de teinte gris-clair. Au sein de ce membre existe un niveau marno-calcaire et des marnes gris-bleuté qui ont livré avec des bioclastes quelques ostracodes et foraminifères.

- Membre II (11 m) :

- 3 m de calcaires gréseux à ciment sparitiques contenant des empreintes de gastéropodes (Nérinées) surmontés par des argiles.

- 8 m de calcaires sparitiques à microsparitiques grisâtres renfermant parfois des moules de gastéropodes (Nérinées) et séparés par des petits joints (n° 8 et 9).

Ces grès sont généralement fins à moyens de ciment calcaires ou argileux.

- Membre III (21 m) :

Les bancs de grès (n°10 - 12) devient massifs, avec souvent une structure en chenaux, la série se présente sous forme d'alternance (chenaux et inter-chenaux).

- 8 à 10 m d'argiles jaunâtres ;

- 2.50 – 3 m, barre de grès jaunâtres ;

- 5 m d'argiles surmontées par 0.80 m de grès (n° 11) jaunâtres à rides de courants et des stratifications horizontales planes ;

- 3 m d'argiles verdâtres renfermant des galets hétérométriques (de différente taille) de grès roux, des horizons ferrugineux et granules de fer (pyrite et hématite). Au-dessus vient une petite barre (1.20 m) de grès (n°12) verdâtre à tâches rouge-ocre ou en lie-de-vin, granules de fer (ou pyrite) qui devient en petits lits millimétriques rougeâtres. Au-dessus, les marnes argileuses sont riches en ostracodes avec quelques bioclastes et foraminifères.

- 2.50 m d'argiles friables violacées, roux ou en lie-de-vin, contenant des galets de quartz rappelant les dragées de quartz albiens, galets d'oxyde de fer, souvent arrondis et hétérogéniques, surmontées par des grès argileux friables (n°12), bioturbés, verdâtres à terriers branchus à la surface supérieure, des stratifications en arrêt de poissons, associé à des traces de fer et des horizons ferreux (il s'agit d'un caractère général de l'Albien de la marge sud-téthysienne, [Bulot & Ferry, 2007](#)).

- Membre IV : (70 m).

C'est le membre le plus important (n° 13 - 19) avec ses barres de grès métriques redressées vers le Sud. Des talus offrent d'excellent affleurement, à cause des travaux de réaménagement de l'ancienne route de Frenda en 1887 (aussi bien pour toute la coupe de S. Ouadah). On a :

- 20 à 30 m, ce sont des barres de grès en chenaux souvent rouges, parfois verdâtres ou jaunâtres, massives avec des surfaces irrégulières, parfois surmontés de niveaux en plaquettes (n°16), renfermant rarement des gastéropodes pyriteuses. Des argiles jaunâtres friables

s'intercalent entre les bancs de grès. Un banc de grès (n°18) rouge-brun dur achève ce membre. Le ciment est souvent siliceux parfois argileux à rares bioclastes et gastéropodes pyritisés.

- 40 m d'argiles jaunâtres friables contenant parfois des passées de grès. Vers le haut, le membre s'achève par 0.20 m de grès rouge-brun (n°19) très dur surmonté par 10 m environ d'argiles jaune-verdâtre, passant à des argiles marneuses à moules de bivalves, coquilles d'huîtres fragmentés et gastéropodes de la formation sus-jacente.

b. FORMATION DE MCHARREF.

Nouvellement définie, elle est essentiellement marneuse, admettant quelques bancs de calcaires argileux ou bioclastiques. Elle est définie grâce à la faune d'ammonites et malacofaune récoltée dans cette formation, présentant un gisement fossilifère très important. Elle est formée par deux membres.

- Membre inférieur (6 - 8 m).

À prédominance de marnes friables ; il s'agit d'une alternance marno-calcaire, avec plus de marnes sableuses gris-bleuté à la base (3 m). Cette alternance est composée par plusieurs termes, qui sont de bas en haut (Fig. 13 et 14) :

- 3 m de marnes friables gris-bleuté fossilifères (échinides, huîtres, bivalves, gastéropodes, ..) ;
- 0.60 m de calcaires gris-sombre bioclastiques (wackestone à packstone) à huîtres admettant parfois quelques traces de bioturbation (*Thalassinoïdes*) ;
- 0.80 m de calcaires gris-clair micritiques (biomicrite) riches en échinides (niveaux à échinides, fig. 14), intercalés par de rares lits marneux ;
- 0.80 m de calcaires gris-sombre bioclastiques, compacts, à huîtres et rares bryozoaires ;
- 0.40 m de calcaires argileux gris-clair micritique (mudstone) riches en ammonites (niveau à ammonites, fig. 14), à rares intercalations de lits marneux, surmonté par un niveau sombre (0.10 m) de marnes feuilletées ;
- 0.30 m de calcaires gris-sombre bioclastiques (wackestone à packstone), parfois bio-détritiques, indurés et fossilifères.

Ces bancs calcaires sont séparés par de minces niveaux marneux riches en microfaune (ostracodes, foraminifères planctoniques et benthiques).

Le membre renferme une riche faune d'ammonites (30 spécimens) : *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *pricei* (Sowerby, 1818), *Elobiceras* (*craginites*) aff. sp. *newtoni* Spath, 1925, *M* (*M*) *inflatum*, *Goodhalites* sp., *Stolistckaia* sp., cf. *Cantabrigites*...etc, associée à des bivalves (*Neithea quinque-costata*, *N. regularis*, *N. grandicostata*, *Limaria*, *Venericardia*, *Protocardia*, *Ceratostreon*, *Venuripus*, *Gryphées*, *Exogyres*) ; des échinides (*Macraster douvillei* (Gauthier, 1902), *M. Macraster obtritus* Lambert, 1931 ?, *M. Macraster longesulcatus* (Cotteau & Gauthier, 1895) ?), des Gastéropodes ; *Trochidea* et de rares bryozoaires. Notons également que ce membre est riche en Gryphées uniquement dans le gisement du Serrera (coupe Mcharref-3).

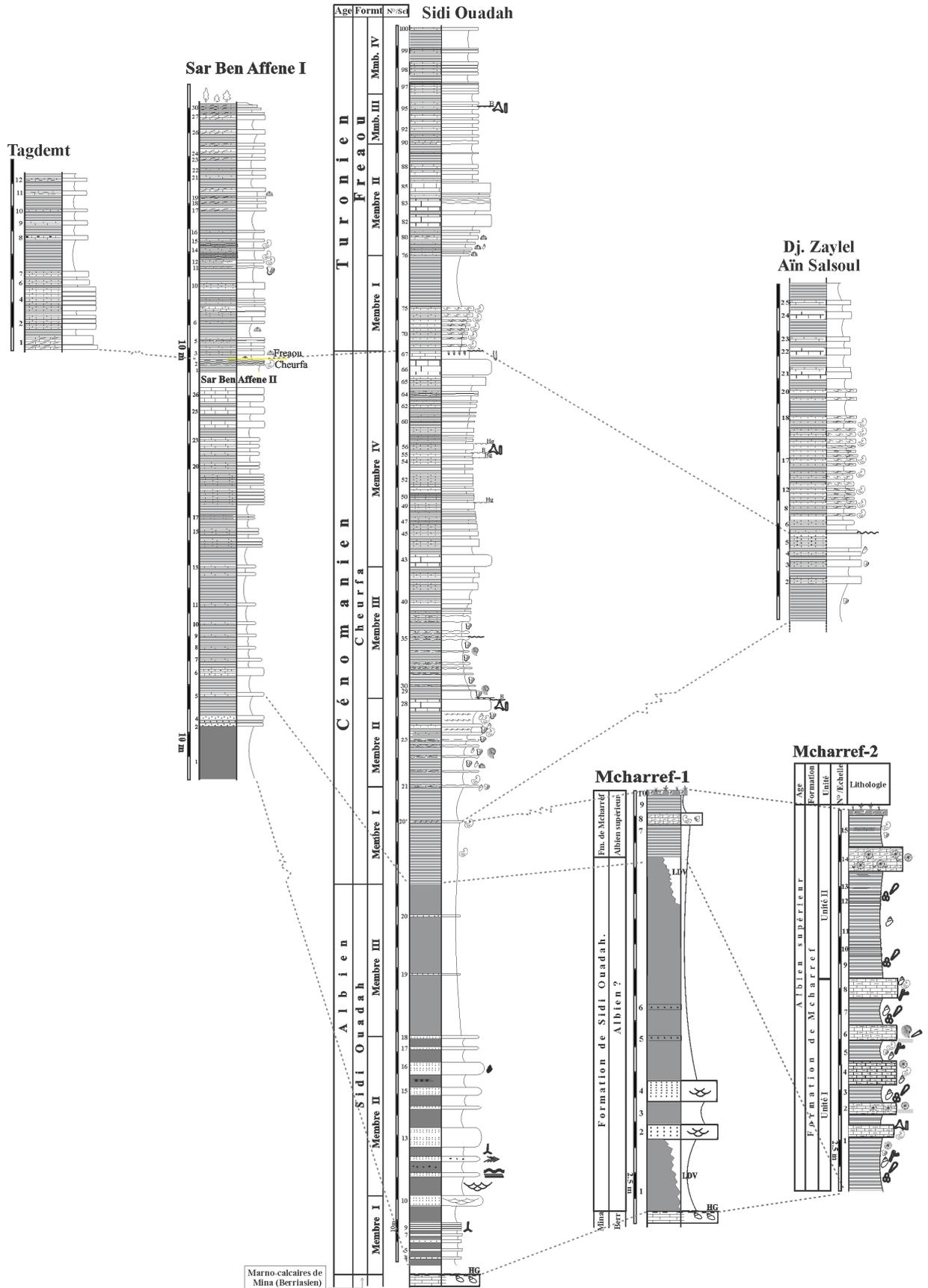


Fig. 13 : Colonnes lithologiques des coupes du secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou.

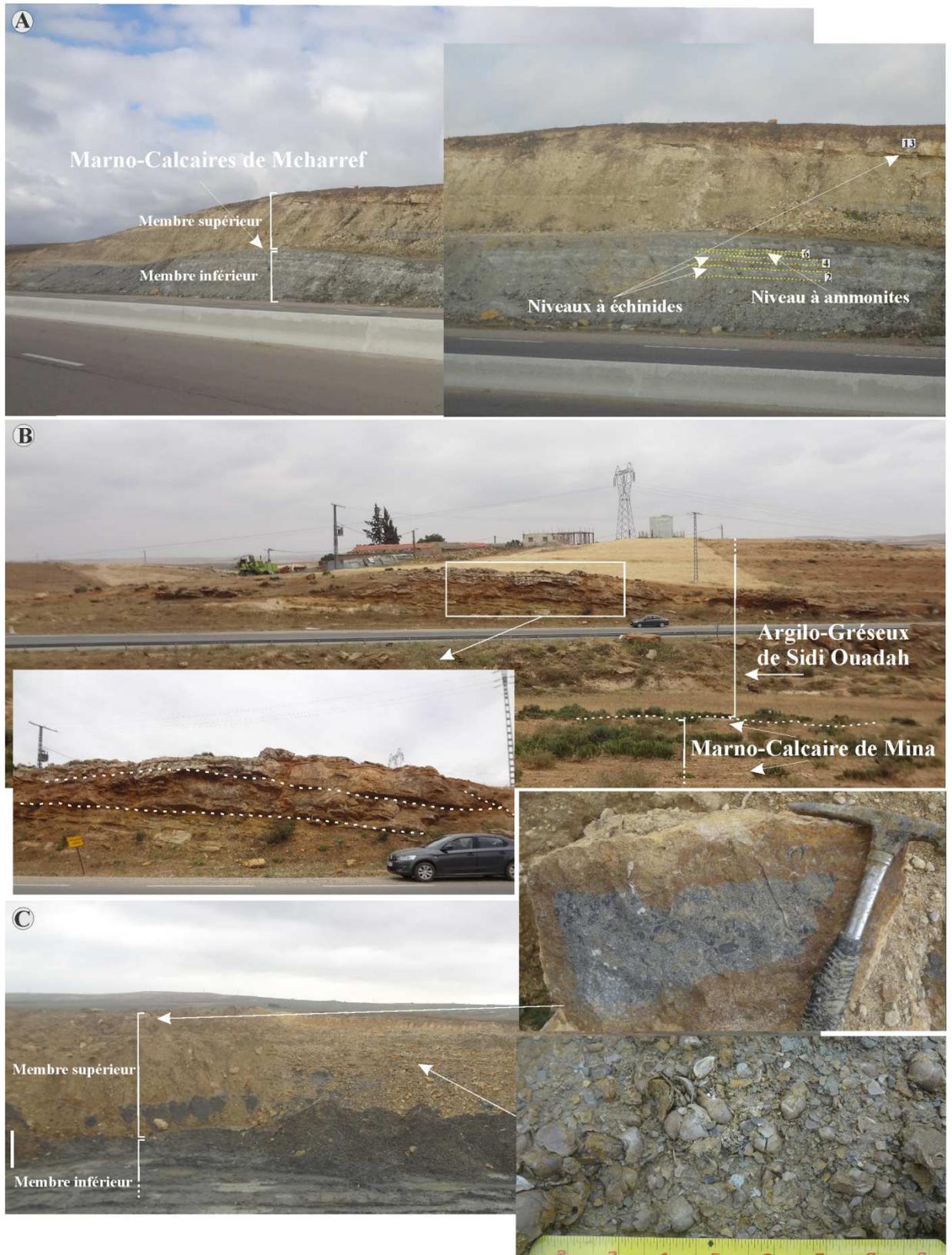


Fig. 14 : Photographies panoramiques des coupes étudiées ; (A) Coupe de Mcharref-2, le détail montre la série avec les niveaux fossilifères (n°2- 6 et 13), (B) Coupe de Mcharref-1 avec le Berriasien en bas (Fm. de Mina) montrant des grès chenalisés, (C) Coupe d'Aïn Guesma (barre = 1.20 m) montrant des niveaux riches en bivalves (c1) et des calcaires bioclastiques dolomitisés (c2) (dolomitisation tardive fissurale).

- Membre supérieur (10 m).

Ce membre est plus marneux et formé par (i) 10 m de marnes grisâtres parfois jaune-verdâtres, friables avec des passées d'ordre centimétrique de marnes gris-verdâtre, indurée à la base ; (ii) un banc de calcaire argileux (3 m) de teinte jaunâtre ou jaune-kaki, de texture packstone bioclastique passant à un grainstone, à ciment sparitique et renfermant des oursins et des bivalves. Dans la coupe de Serrera (Mch-3), ce banc carbonaté de 0.40 m est plutôt dolomitique (dolomie fissurale) de teinte gris-jaunâtre à gris-sombre, très dur, bioclastique, composé de débris de bivalves et d'huîtres, à ciment microsparitique (fig. 13). Enfin, la succession se termine par des marnes argileuses friables (1 m) qui constituent le substrat de la terre arable sur laquelle on peut récolter isolément des huîtres et des moules internes de bivalves.

c. FORMATION DE CHEURFA.

Elle est subdivisée en quatre membres (fig. 13,15 et 16) :

- Membre I (21 m).

Il est essentiellement marneux avec un niveau bio-accumulé d'huîtres et renfermant des gastéropodes et des bivalves. On a de bas en haut :

- 3 à 4 m de marnes et d'argiles grisâtres (changement de faciès).
- 0,50 m de marnes lumachelliques grisâtres pétris d'huîtres (n°20), à ostracodes et bioclastes ;
- 6 à 8 m de marnes friables gris-clair cachées par des argiles cultivables à moules de gastéropodes de grande taille (n° 20').

- Membre II (20 m).

Ce membre est formé par une alternance de calcaire gris bioclastique à ammonites et des marnes verdâtres. Les calcaires se présentent en bancs massifs pseudonoduleux, lumachelliques avec parfois une stratocroissance observée dans les niveaux lumachelliques. Souvent, on observe des marnes surmontées par des bio-accumulations à huîtres et des calcaires microsparitiques dolomités avec de la bioturbation donnant une surface cariée parsemée d'oxyde de fer à la surface supérieure. Il s'agit généralement des wackestone à bioclastes de bivalves, gastéropodes et quelques foraminifères. Néanmoins, il existe quelques niveaux micritiques (mudstone ou wackestone). Ce membre a livré la première ammonite du Cénomaniens moyen ?. De plus ; la faune est surtout présentée par des huîtres, bivalves, gastéropodes de grande taille et rares échinides. Les marnes renferment quelques formes d'ostracodes et des foraminifères. On a de bas en haut :

- 11 m, plusieurs bancs (n° 21 à 25) de calcaire gris pseudonoduleux, bioclastiques, microsparitiques à sparitique contenant des gastéropodes, des huîtres (niveau accumulé) et des moules internes de bivalves, avec un niveau de calcaire brun, gréseux, dolomitique dure et un niveau de calcaire gris-clair, micritique à rares ammonites. Les marnes sont souvent jaunâtres, argileuses renfermant des bivalves et gastéropodes, rares échinides (n° 22') avec des petits niveaux lumachelliques et des passées indurées d'argiles. La microfaune, généralement moins

fréquente, est souvent épigénisée, les niveaux n° 21 et 25 présentent quelques ostracodes et foraminifères avec des bioclastes.

- 9 m ; 3 bancs (n° 66) de calcaires massifs micritiques très bioturbés à la surface, surmontés par des marnes riches en ostracodes, foraminifères benthiques, radioles d'oursins et bioclastes et des calcaires lumachelliques (n° 27). Succédée par une barre jaunâtre de calcaire argileux massif devenant gréseux au sommet (n° 28). Les bancs s'alternent avec des marnes jaunâtres à huîtres, à bivalves et à gastéropodes.

- Membre III (30 m).

Plus marneux, il s'agit d'une alternance légèrement dilatée de marnes jaune-verdâtre intercalées par des bancs massifs de calcaires gris-clair. Il s'agit des wackestones dolomitiques à bioclastes de bivalves et d'échinodermes, rarement mudstone. Les marnes renferment souvent des ostracodes avec quelques foraminifères et bioclastes (n° 30', 31', 32', 37', 39') et parfois des gastéropodes juvéniles (n° 37'), mais la microfaune devient très rare à partir du niveau n° 40'.

- 14 m (n°29 - 35) de marnes jaunâtres fossilifères et des calcaires gris-clair, gréseux, dure, pseudonoduleux, bioclastiques, sparitiques parfois il devient lumachelliques au sommet et renfermant des moules internes de bivalves et de gastéropodes de grande taille. Il existe trois formes d'ammonites récoltées dans ce terme (n°29, 34 et 34'). Les bancs 30, 31 et 32 se terminent par une surface bioturbée et cariée.

- 16 m (n° 36 - 42) de marnes jaunâtres parfois verdâtres fossilifères et des calcaires dure micritiques fossilifères, bioclastiques, parfois sparitique à micro-sparitiques, gris-clair, beiges parfois argileux, souvent dolomitiques à aspects gréseux, avec un banc de plusieurs niveaux (5) de calcaire gris-brun et rosâtre (n° 40). Vers le sommet, les calcaires devient plus argileux (n° 41, 42) avec une texture micritique (mudstone) dolomitique et azoïque.

- Membre IV (49 m) :

Il s'agit des calcaires généralement crayeux, de teinte jaune, jaune-verdâtre ou beige micritique (mudstone azoïque) parfois dolo-microsparitique séparés par des marnes verdâtres. La macrofaune et microfaune devienne ici très rare ou totalement absente.

- 3 m de calcaire en barre massive (n° 43), gris-brunâtre, sparitique, très dure surmontés par des lits de calcaires argileux jaune-verdâtre.

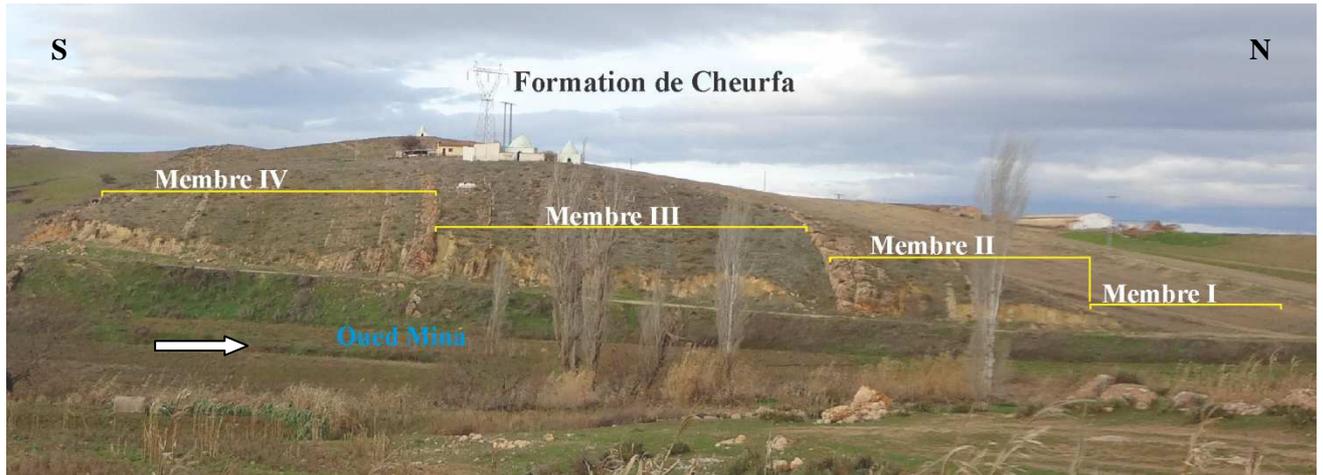


Fig. 15 : Photographie panoramique de la "Formation de Cheurfa" (coupe de Sidi Ouadah).

- 40 m (n° 44 - 65) de calcaires beiges et gris-clair argileux avec des marnes jaunâtres. Les bancs de calcaires sont souvent crayeux de teinte clair (vert ou beige), rarement en lie-de-vin, micritique de structure massive, parfois pseudonoduleux (n°52, 59, 64). Leur surface supérieure est souvent durcie, siliceuses avec des traces de fer (oxyde de fer), rarement bioturbées. Les marnes sont généralement de couleur jaune-verdâtre parfois en lie de vin, friables ou indurées, avec rarement une structure en couteau (45') et ne renfermant que quelques bioclastes (n° 58') ou rarement des dents de vertèbres (poissons ; n° 56').

- 6 m (n° 66 - 67) de calcaire en barre massive, légèrement argileux, beige, oolithique à la base, mudstone azoïque au centre, puis elle devient wackestone à bioclastes vers le sommet. Le dernier banc n° 67 de calcaire lie-de-vin dans une texture également oolithique avec aussi des mudstone contenant quelques bioclastes - est tapissé par un niveau centimétrique à terriers en U (*Diplocraterions*).

Les figures 15, 17 et 18 sont des photographies panoramiques montrant l'agencement des formations sédimentaires dans la coupe de Sidi Ouadah (avec leur membre, fig. 15), coupe géologique de la coupe de Sidi Ouadah (fig. 17) et coupe géologique de la coupe d'el-Karia (18).

d. FORMATION DE FREAOU.

Elle est formée par quatre membres ; on a de bas en haut (fig. 16 et 19) :

- *Membre I (21 m).*

- *Terme a (10 m)* ; est formé par une alternance de calcaires lumachelliques (wackestone à bioclastes) gris-clair à huîtres, des calcaires bioclastiques à surfaces cariée et des marnes calcareuses jaunâtres (n°68 - 75). Les bancs se présentent sous forme de structure en *onlap*.

- *Terme b (11 m)* ; des marnes cachées par des combes argileuses.

- *Membre II (25 m).*

À la base (terme a) ; il s'agit d'une alternance de calcaires verdâtre/jaunâtres, pseudonoduleux ou massif, souvent argileux (mudstone à bioclastes) qui s'alternent avec des marnes jaunâtres renfermant quelques nodules avec à la base des échinides et quelques rares

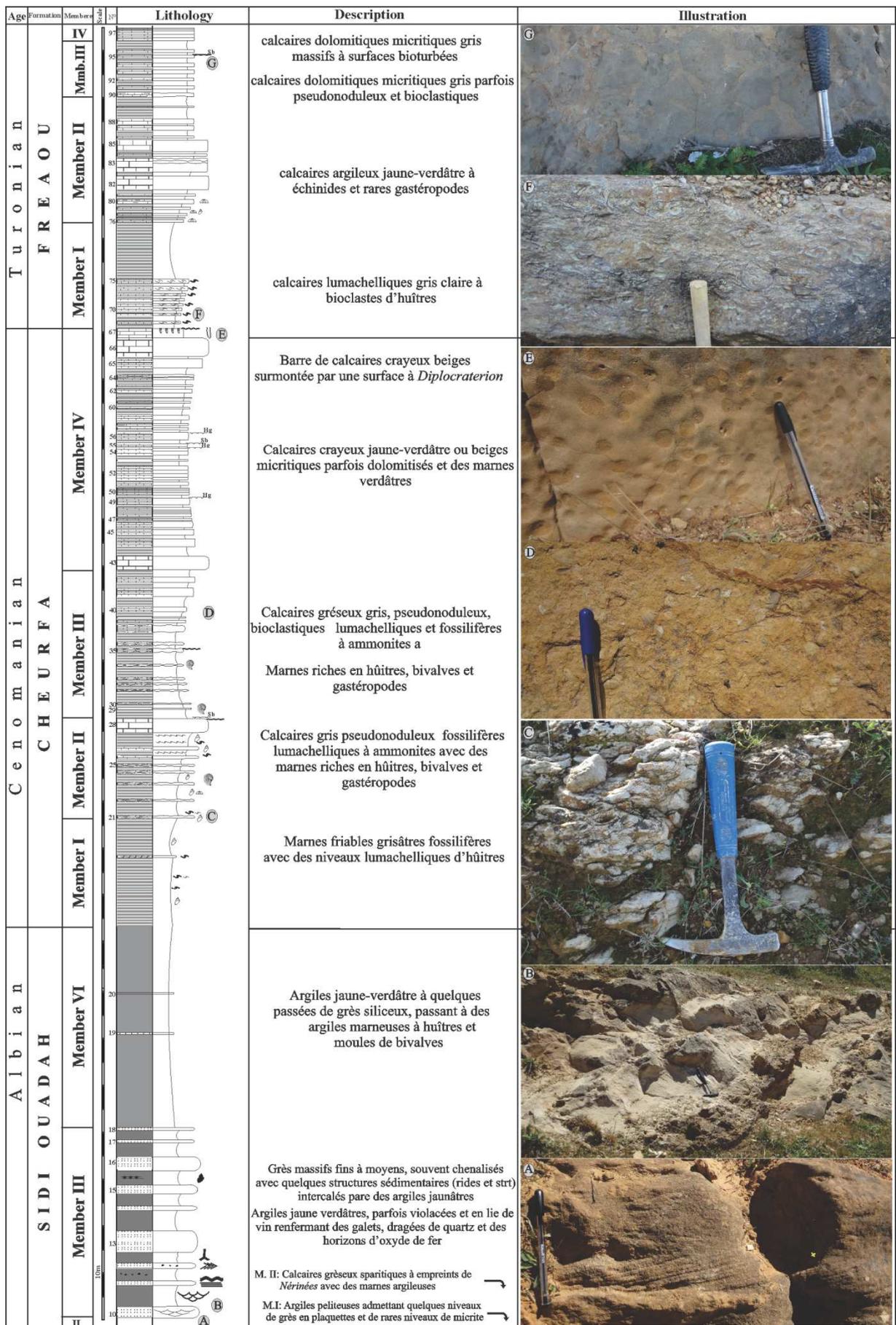


Fig. 16 : Colonne lithostratigraphique, description et illustration de la coupe de Sidi Ouadah.

gastéropodes. Au sommet (terme b) la sédimentation devient marneuse avec quelques niveaux rares de calcaire argileux. Les marnes (n° 75') sont riches en ostracodes et des foraminifères benthiques.

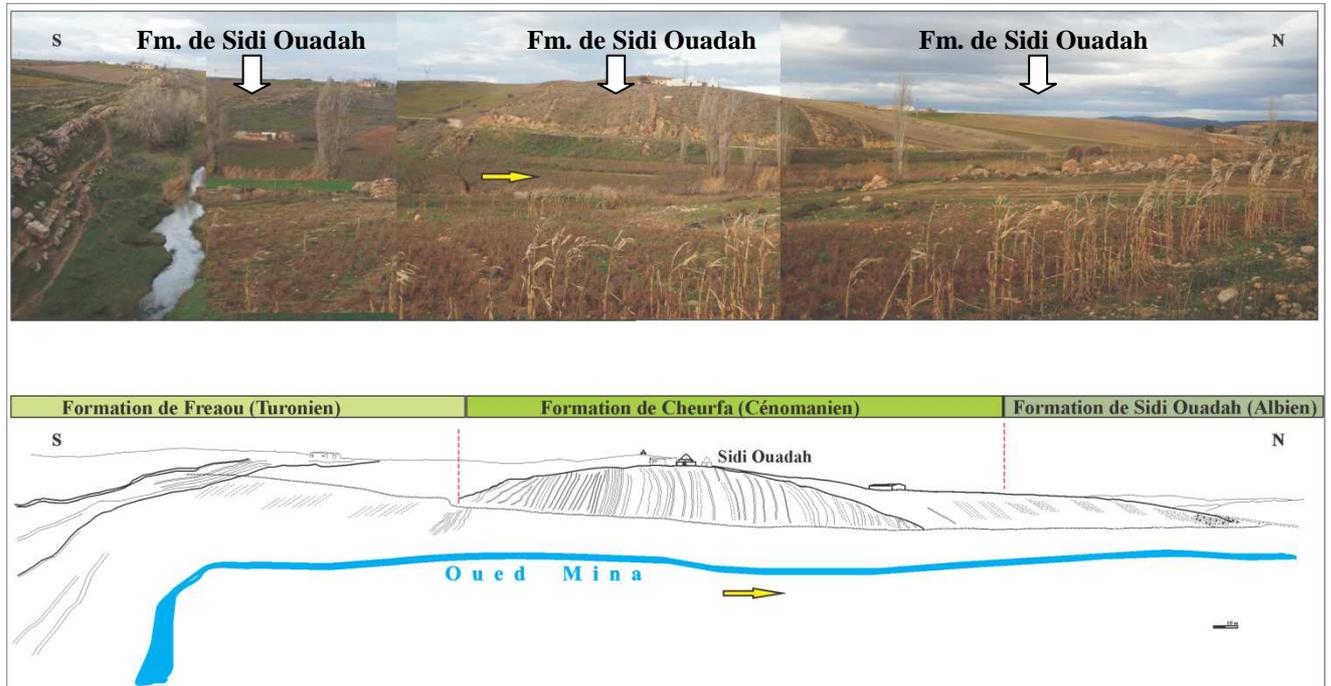


Fig. 17 : Photographie panoramique et schéma géologique de la coupe de Sidi Ouadah.

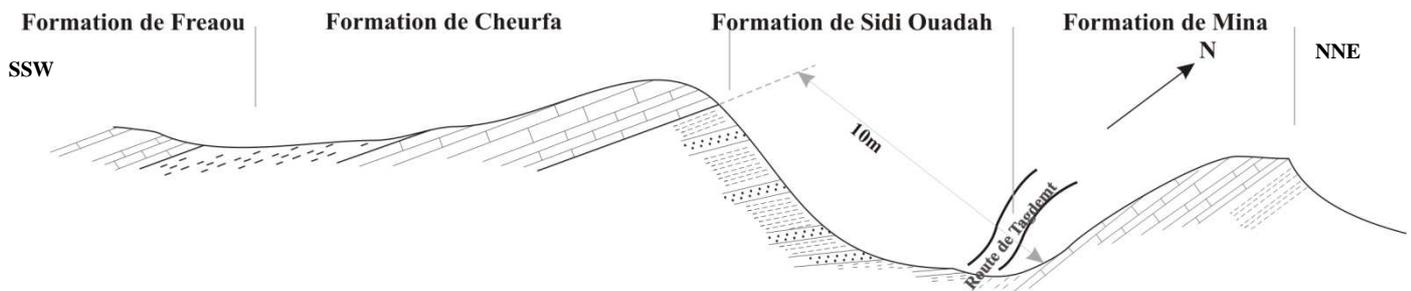


Fig. 18 : Coupe géologique (à main levée) d'el-Karia-1 (Sidi Ouadah).

- *Terme a* (6 m), (n°76 - 81) ; c'est une alternance de calcaires argileux de teinte clair, micritique (mudstone à bioclastes et rares foraminifères) avec des bancs décimétriques (0.60 - 0.80 m) et des marnes fossilifères (76'), renfermant quelques niveaux d'oursins (n°76' et 77') et rares gastéropodes de petites tailles (n°78'). Le niveau n° 77 est oolithique.

- *Terme b* (10 m), (n°82 - 85) ; les bancs deviennent métriques avec trois barres de calcaires argileux rarement pseudonoduleux et des marnes jaunâtres fossilifères (84') à nodules marneuses

- *Terme c* (9 m), (n°86 - 89) ; quatre bancs décimétriques de calcaires pseudonoduleux biomicritiques intercalés par des marnes jaunâtres fossilifères (n° 88'). Le dernier banc (n° 89) devient plus argileux.

- **Membre III (11 m).**

Dans le terme *a* (n° 90 - 96, 10 m) les niveaux de calcaires deviennent compacts, dolomitiques, parfois micritiques ou microsparitiques, pseudonoduleux, bioclastiques et gréseux, qui s'alternent avec des marnes indurées, admettant parfois des lits de calcaires noduleux. Un niveau micritique à surface irrégulière au sommet achève le terme (n° 96), le terme *b* (3 m) est marneux.

- **Membre VI (n° 97 - 100, 16 m).**

C'est une alternance de calcaires massifs micritiques (mudstone dolomitique) et rarement microsparitiques, à surfaces bioturbées et des marnes, souvent cachées ou érodées.

- *Terme a* (10 m) est formé par trois barres métriques (2 à 3 m) de calcaires massifs. Chaque barre est constituée par plusieurs bancs centimétriques ou décimétriques, intercalés par des marnes.

- *Terme b* (6 m) il commence par des marnes souvent érodées (4 à 5m) et s'achève par des calcaires (n° 100, 2 m) micritiques de couleur gris-clair.

A partir de ce dernier banc (n° 100), la série se cache sous les argiles cultivables, on ne peut suivre la continuité que près du village de Mellakou où les « Marnes de Mellakou » affleurent sur la bordure gauche de la route vers le NE du village.



Fig. 19 : Photographie panoramique de la "Formation de Freaou" (coupe de Sidi Ouadah).

B- Secteur de Frenda-Medroussa (Louhou).

1- Situation géographique (fig. 20, 21 et 22).

a- Coupe de Djebel Cheurfa.

Dans le côté Ouest du Djebel Cheurfa (fig. 20, n° 1 et 2) et à gauche de la route reliant Frenda – Mechraâ Sfa, se trouve le petit village de Sidi Bakhti, vers le Nord-Est de ce dernier

s'écoule l'Oued Medroussa. C'est à partir de ce petit cours d'eau que la coupe a été levée ; au Nord de la piste qui mène à Mssaghid dans une direction SW- NE. Les coordonnées sont : A ; 35°14'32''N, 0°59'19.5''N, 35°14'57.3''N, 0°59'53.3''E.

b- Coupe de Tmalhet.

Sur la route reliant Medroussa (Louhou) – Sidi Bakhti qui traverse le bassin de Louhou, et avant d'arriver à l'Oued Louhou, on passe par l'Oued Zekhnine (c'est la continuité de l'Oued Aguir qui prend ses eaux dans les sources de Tnouflet plus loin vers le SW), un affluent de l'Oued Louhou, au point où O. Zekhnine rejoint O. Louhou se trouve Bled Nador vers le côté NW. La coupe a été levée près de Kef Bouabdellah en se dirigeant vers Tmalhet (dont les coordonnées sont : A ; 35°12'56''N, 1°06'18.5''E, B ; 35°13'29.5''N, 1°06'02.6''E) ; le sommet du relief (fig. 21, n° 5).

c- Coupe d'Aïn el Hallouf – Guelt Nil.

A partir du village de Medroussa, si on se dirige vers l'Ouest sur la route d'El Karia et Sidi Bakhti, on passe d'abord, par des grandes plaines de terre cultivable, puis on commence à descendre dans le bassin de la vallée de Louhou, c'est la zone montagneuse de la région, qui est couverte par la forêt. On passe premièrement, par Aïn Hallouf et Khalouet Sbaâ (à droite de la route) puis à gauche de la route, on passe par une piste qui mène à Guelt Nil. La coupe levée commence d'abord ici à Guelt Nil dans l'Oued Aguir (35°11'51.5''N, 1°08'03.2''E) et se dirige vers le massif d'El Gaâda au SW (fig. 21, n° 1 et 2), (35°11'26''N, 1°08'31.7''E) à gauche de la route, près d'Aïn Hallouf (côté Est).

d- Coupe Khalouet Sbaâ.

C'est une coupe de comparaison faites dans le Djebel el-Assa à droite de la route dans un endroit appelé Khalouet Sbaâ (35°11'39.9''N, 1°08'53''E) (fig. 21, n° 3). C'est là, qu'on a récolté plusieurs formes de bivalves/inocérames et d'échinides dans la formation de Freaou, au niveau de la deuxième barre de calcaires dolomitiques.

e- Coupe de Toubessine.

A droite de la route (Medroussa-Oued Louhou), il y a un chemin qui parcourt le flanc SW du Djebel el-Assa et se dirige vers le flanc NW pour arriver à Douar Toubessine (fig. 21, n° 4). Avant d'arriver à Toubessine, on peut observer déjà des marnes blanchâtres sous les barres de calcaires dolomitiques et qui sont très riches en faunes (bivalves et échinides).

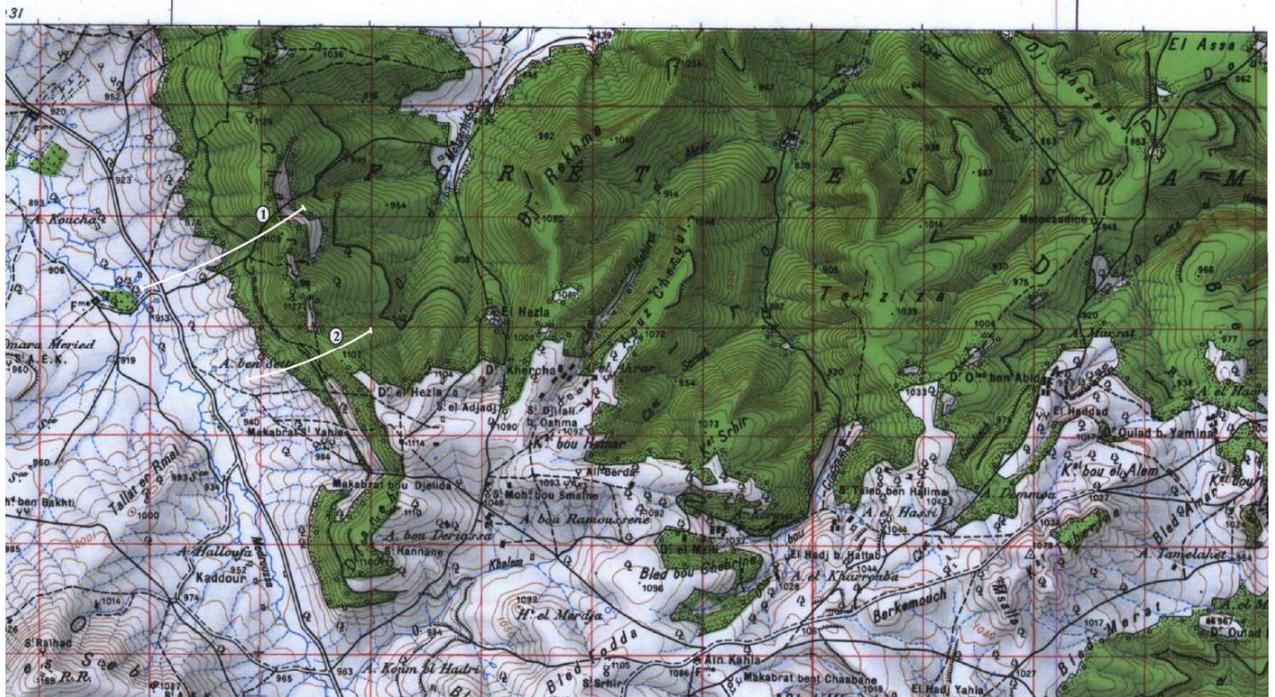


Fig. 20 : Extrait de la carte topographique de Mellakou (1/50 000^e) montrant les deux coupes levées dans le Djebel Cheurfa (1 et 2 traits de coupes).



Fig. 21 : Extrait de la carte topographique de Mellakou (1/50 000^e) et position des coupes levées (1 : A. el-Hallouf ; 2 : Guelt Nil ; 3 : Khalouet Sbaâ ; 4 : Toubessine ; 5 : Tmalhet).

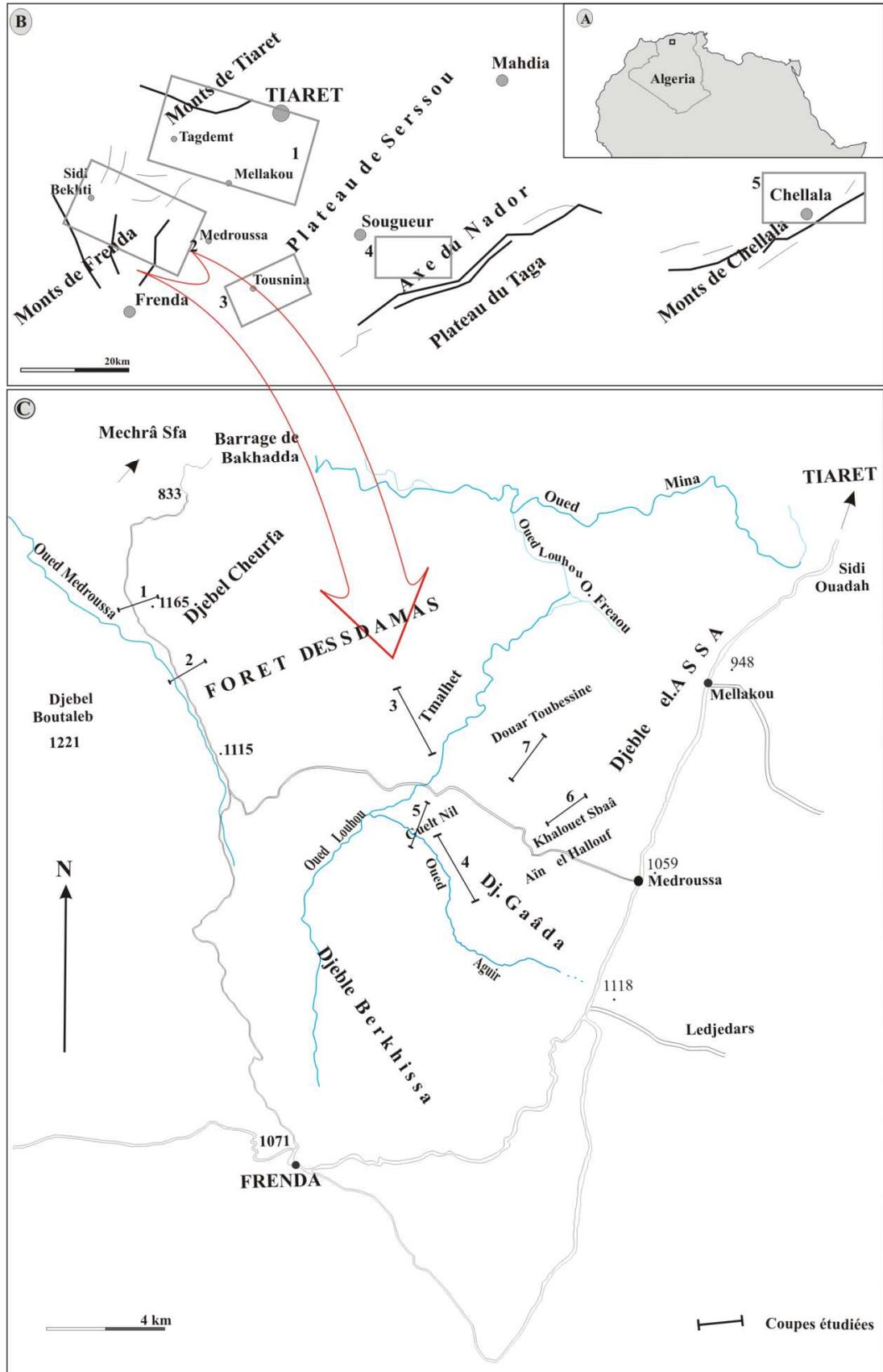


Fig. 22 : Situation de la région de Tiaret (A) et ses secteurs étudiés (B) ; position du secteur de Frennda - Medroussa (Louhou) dans la région de Tiaret et Situation des coupes levées (C).

2- Description de la série, Coupe du Dj. Cheurfa et Tmalhet.

2.1- Coupe du Djebel Cheurfa (fig. 23).

a- FORMATION DE SIDI OUADAH.

- *Membre I (10m).*

Il est gréseux à la base et argileux vers le haut, il forme la base de la formation, jalonné par le ravin de Medroussa. Il est formé par 10 m de grès rouges (n° 1 - 5') bruns, dure à veines ou filons rouges ou verdâtres, rarement jaunâtres et altérés, séparés par des argiles rouges brunâtres renfermant parfois des concrétions de calcaires (fig. 24).

- *Membre II (2 m).*

C'est un banc de grès roux surmonté par un niveau de calcaires gris-clair.

- *Membre III ; (14 m).*

Il est formé par des argiles beiges blanchâtres renfermant parfois quelques coquilles d'huîtres séparées par deux bancs de grès (n° 8 et 9) en plaquettes gris-clair, devenant verdâtres, massifs, à aspect noduleux vers le sommet.

- *Membre IV (8 m).*

Il s'agit de grès fins rouges très indurés (n°10), ou jaune-rosâtre altérés à la base, stratifiés vers le sommet (n°11) séparés par des argiles beiges blanchâtres et renfermant des fragments de bivalves. Le passage vers le sommet se fait par des marnes grisâtres à huîtres.

b- FORMATION DE CHEURFA.

- *Membre I (8 - 10 m).*

À prédominance marneuse, il contient :

- 0,50 m, de calcaires micritique gris-clair.
- 8 à 10 m, de marnes argileuses beige-clair riches en fossiles (bivalves, huîtres, gastéropodes, radioles d'oursins). (n° 12').

- *Membre II (15 m).*

C'est une alternance espacée de calcaires gris bioclastiques pseudonoduleux, riches en fossiles (bivalves, gastéropodes, ostracodes, foraminifères) et des marnes très fossilifères (n° 14', 17') à quelques passées de calcaires,

- *Membre III (4 m).*

Il est formé par une petite barre (1,50 m) de calcaires gris micritique massifs, surmontée par des marnes et marno-calcaires renfermant des huîtres, bivalves, gastéropodes. C'est probablement dans ce membre où appartient le seul spécimen d'ammonites « *Placenticeras* sp. » récolté dans cette coupe.

- *Membre IV (10 m).*

- 6 m : Calcaires bioclastiques (n° 20), 1,20 m de calcaire gris-brun argilo-gréseux, dolomitique à la base, micritique vers le sommet, intercalés par des marnes jaunâtres.

- 4 m : Barre massive constituée de plusieurs bancs de calcaires argilo-gréseux dolomitique et bioclastiques. La texture des carbonates est wackestone à bioclastes, rarement des mudstones.

C- FORMATION DE FREAOU.

- Membre I (15 m).

Il contient 8 m de marnes blanchâtres souvent cachées par la végétation, surmontées par 6 à 7 m de calcaires (n°23 - 25) dolomitiques, dure, gris, pseudonoduleux à la base et deviennent massif au sommet avec des marnes beiges blanchâtres, azoïque à rares bioclastes.

- Membre II (24 m).

Est formé par 7 m de marnes blanchâtres, formant une combe puis une alternance (14 m) de calcaires (n°26 - 31) argileux à aspect crayeux de couleur beige blanchâtre avec des marnes fiabiles blanchâtres.

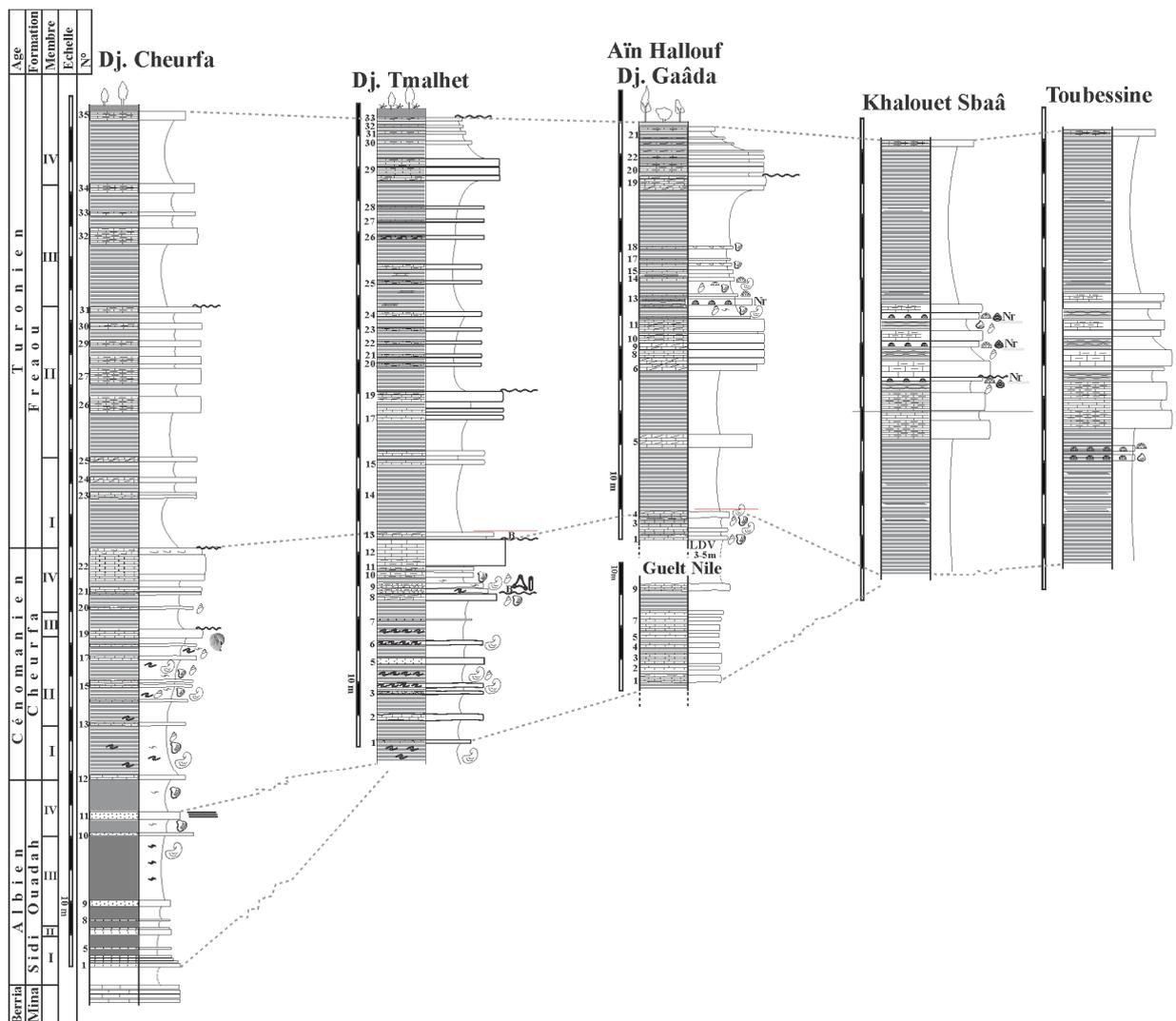


Fig. 23 : Coupes lithologiques du secteur de Frenda - Medroussa (Louhou).

- Membre III (19 m).

Il contient 11 m de marnes blanchâtre sous forme de combe, surmontées par 3 bancs (8 m) de calcaires (n°32 - 34) argileux crayeux, de 0.50 à 1.20 m d'épaisseur, beiges blanchâtres séparés par des marnes friables blanchâtres.

- Membre IV (12 m).

I s'agit de 10 m de marnes blanchâtres surmontées par 1.50 m de calcaires en bancs décimétriques. Dans ce membre les calcaires sont généralement azoïques de ciment micritique.

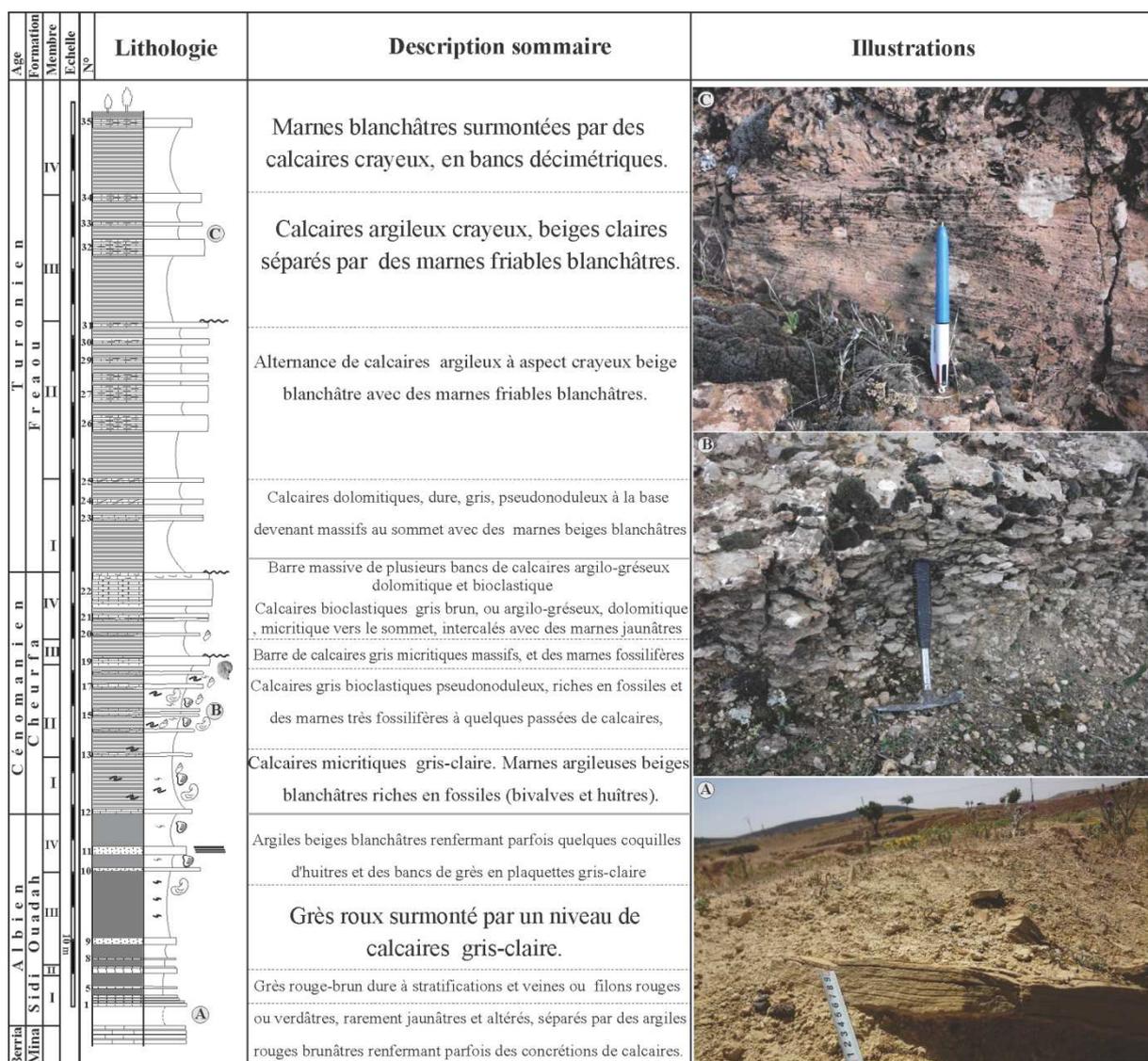


Fig. 24 : Coupe lithostratigraphique, description et illustration de la coupe de Djebel Cheurfa.

2.2. Coupe de Tmalhet.

C'est une coupe levée au milieu du bassin de Louhou, près de l'Oued Louhou, de bas en haut se succède (fig. 25) :

a-FORMATION DE SIDI OUADAH.

Elle est cachée par les alluvions de l'Oued Louhou. A quelques mètres de la route, les premiers bancs qui apparaissent appartient à la base de la formation de Cheurfa.

b-FORMATION DE CHEURFA.**- Membre I (16 m).**

C'est une alternance de 16 m (n° 1 – 4) de marnes pétries de fossiles (ostracodes, foraminifères, huîtres, bivalves et gastropodes) et quelques lumachelles d'huîtres intercalées par des calcaires bioclastiques, ou micritiques pseudonoduleux (fig. 26).

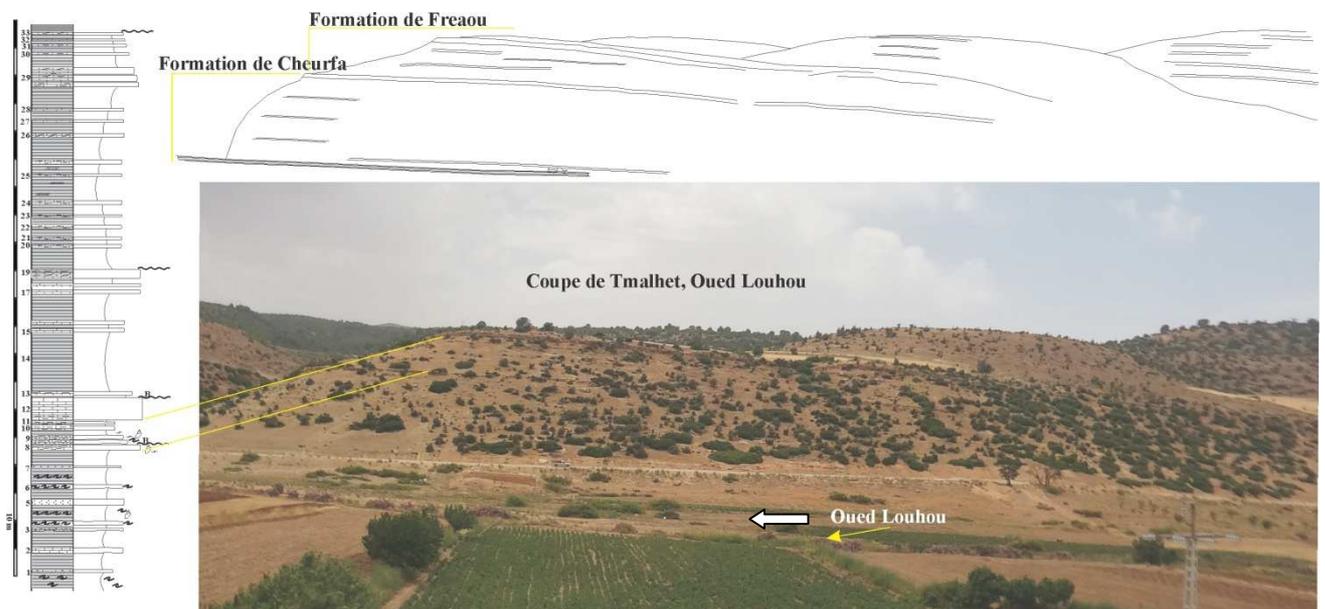


Fig. 25 : Photographie panoramique et colonne lithologique de la coupe de Tmalhet (Oued Louhou).

- Membre II (10 m).

Il est formé par des grès (n° 5 - 7) gris-jaunâtre ou gris-verdâtre tendres, fin intercalés par des marnes fossilifères (ostracodes et foraminifères) à huîtres et gastéropodes avec des lumachelles d'huîtres.

- Membre III (2 m).

Il s'agit d'une barre (n°8) de calcaire dolomitique (dolomicrite) à grandes gastéropodes (niveau à *Strombidés* de Ciszak, 1993) qui couronne la première colline. Ce membre est surmonté par un petit niveau (0.20 m) de calcaires argileux micritiques à microfilaments.

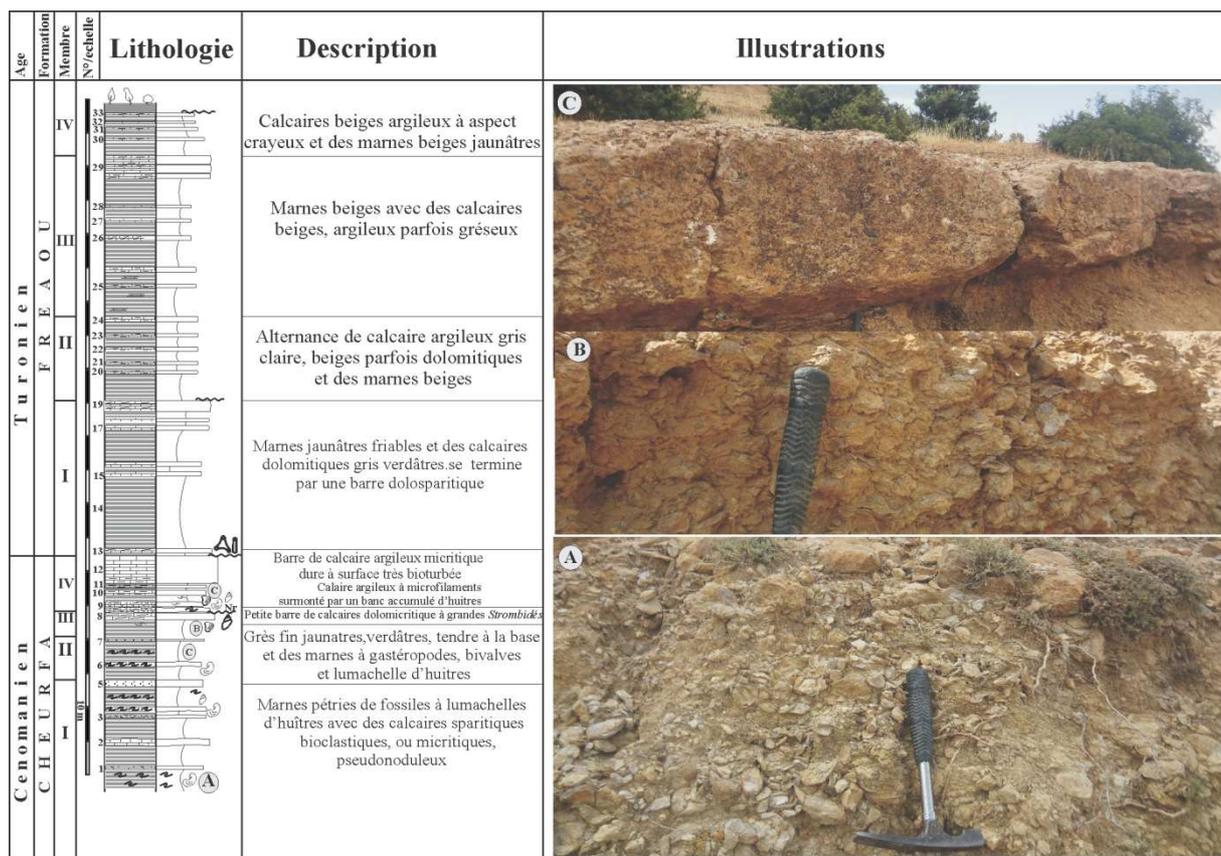


Fig. 26 : Coupe lithostratigraphique et description sommaire de la coupe de Tmalhet, secteur du Frenda-Medroussa-Louhou.

- Membre VI (8 m).

Il est formé par une alternance (n°9 – 13) contenant : 0.60 m de marnes à nodule de calcaires gris-verdâtres ; 1.80 m de lumachelle d’huîtres de teinte gris-bleuté ; 3.50 à 4 m de marnes jaunâtres intercalées par deux bancs décimétriques de calcaires argileux (n°10 et 11) et 4 m de calcaire argileux micritique (en barre) très dure à surface très bioturbée (fig. 27).

Dans ce membre, il y a deux niveaux à tendances anoxiques (Kef Bouabellah). Le premier est un calcaire à microfilaments, tandis que le deuxième est un niveau accumulé formé essentiellement d’huîtres qui pourrait être une hécatombe (fig. 27). Les marnes sont peu fossilifères avec rares ostracodes et bioclastes.

c- FORMATION DE FREAOU.

- Membre I (24 m).

À prédominance de marnes, il est formé par une alternance (n°13 - 19) de calcaires dolomitiques gris-verdâtres, décimétriques, parfois gréseux et altérés avec des marnes jaunâtres. Une petite barre (n° 19) de calcaire dolosparitique termine le membre (fig. 26 et 27).

- Membre II (17 m).

C’est une alternance de calcaires (n°20 – 24) argileux gris-clair ou beiges, parfois dolomitiques et altérés, séparés par des marnes beiges.

- Membre III (23 m).

C'est des marnes beiges (n°25 - 29) qui s'alternent avec des calcaires argileux, beiges, parfois gréseux présentant des laminations (n°29).

- Membre IV (10 m).

; n°30 - 33 ; il est formé par des niveaux de calcaires décimétriques, beiges, argileux, qui deviennent sparitique, gris vers le sommet, avec des marnes friables, jaune, beiges admettant des passées de calcaires crayeux. C'est les niveaux qui couronnent la grande colline de Tmalhet. Dans cette formation, le lavage des marnes n'a livré aucune faune sauf quelques rares bioclastes dans le niveau n° 28''.

Dans la coupe de Khalouet Sbaâ (fig. 28), nous avons en affleurement trois niveaux fossilifères surmontant la deuxième barre de calcaires dolomitiques de la "Formation de Freau". Il s'agit des marno-calcaires légèrement friables riches en échinides et des Inocérames en association avec quelques rares rudistes calcitisés, moules de bivalves et gastéropodes. Ces niveaux à Inocérames sont intéressants et permettent une attribution biostratigraphique.

On note également que la petite coupe de Douar Toubessine (Djebel el-Assa, fig. 28) offre plusieurs formes d'échinides qui sont bien préservés. Nous avons récolté cette faune d'échinides dans des marnes blanchâtres friables, associée à de nombreuses bivalves et gastéropodes. Probablement ces fossiles se situent juste au-dessous de la deuxième barre de la "Formation de Freau". Donc il y a une succession de niveaux fossilifère qui pourraient être un outil biostratigraphique important.



Fig. 27 : Photographie Panoramique (A) de la "Formation de Cheurfa" avec ses membres (Tmalhet) et sa limite supérieure (B) dans Kef Bouabdellah (Dj. Tmalhet).

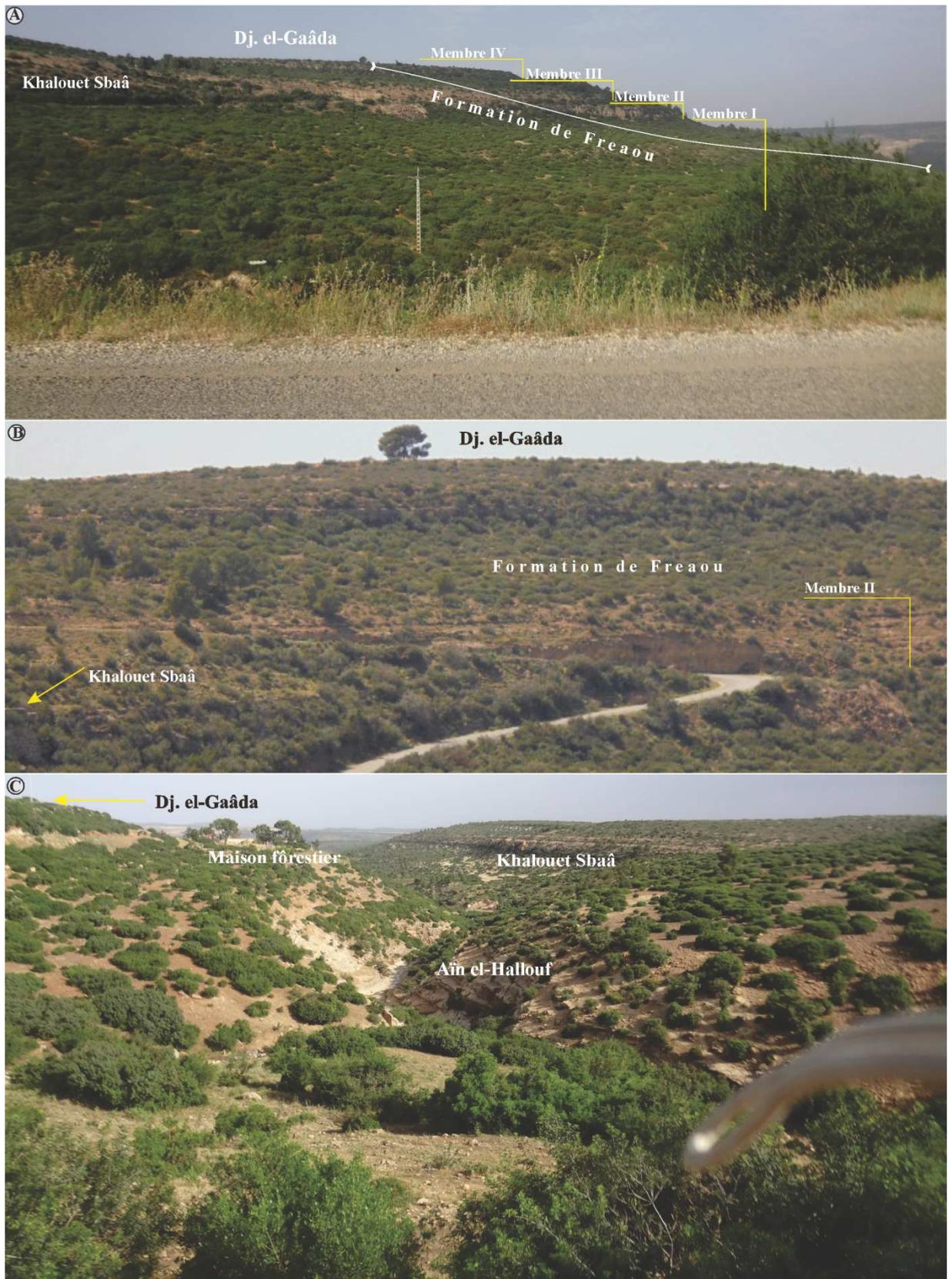


Fig. 28 : Photographies panoramiques de la coupe d' Aïn el-Hallouf (Gaâda) (A et B), Le détail de A, C : (droit à gauche) Khalouet Sbaâ (Dj. El-Assa), Aïn el-Hallouf et Dj. El-Gaâda

C- secteur de Tousnina - Ledjdar.

C'est le prolongement du Crétacé du "Bassin de Louhou", vers le SW de Medroussa ; dans le Sersou occidental, à gauche de la route vers Medrissa. La série présente en général, les mêmes caractéristiques ; mais elle est remarquablement réduite. Le plateau du Sersou occidental est jalonné par une série de Kef (escarpements), là et pour la première fois, j'ai levé trois coupes différentes et qui m'ont permis de mettre en équivalence la "Formation de Sidi Ouadah" (pour les argilo-gréseux) et l'équivalent des "Formations de djebel Cheurfa et de la "Formation de Freaou" (pour les deux ensembles carbonatés). Le côté Est de la route de Louhou-Medrissa est surtout occupé par des séries de petits reliefs aux petites crêtes qui s'appellent Ledjdar, avec des gypses et des marnes à la base les "Marnes de Mellakou" et des calcaires dolomitiques au sommet les "Dolomies de Ledjdar".

1- Situation géographique des coupes (fig. 29, A, B & C).

a- Coupe de Kef el Gatoura.

C'est la coupe la plus intéressante dans cette partie du plateau du Sersou occidental (fig. 29, C et fig. 30), elle représente toute la série mais avec des épaisseurs réduites. Sur la route reliant Medroussa – Frenda, il y a un branchement qui mène à Medrissa, à quelques kilomètres de celui-ci (2 – 3 km), au côté droite de la route, il y a un escarpement (kef) connu sous le nom d'el-Gatoura (35°06'30.9''N, 1°10'12.75''E), jalonné par une petite source qui coule depuis la route vers le ravin (ech-Chaâbet), avec une direction de la coupe NW-SE.

b- Coupe de Kef el Hachia.

Au sud de la première coupe, à 3 km, il y a un autre escarpement avec des falaises intéressantes tout près de la route jalonnée par des eaux de sources. Les falaises sont complètement de grès intercalés par des petits joints d'argiles. En face vers le côté ouest de la route, il y a des affleurements formant des petites collines, traversées par le petit cours d'eau de Belgdour. C'est à partir de ce cours d'eau et vers la colline que la coupe d'el-Hachia (35°04'28.9''N, 1°10'14.3''E) a été levée, de direction W-E.

c- Coupe de Kef el Ghaïcha.

Toujours vers le sud, à 2 km seulement, la route passe par Djebel el Ghaïcha. Ce sont des collines d'argiles couronnées par des barres de grès souvent altérés et bioturbés et formant ainsi des petites falaises.

d- Coupe de Kef ech-Chenngar - Tousnina.1

Elle se trouve au Sud-Ouest du village de Tousnina, c'est un autre affleurement de la série crétacée avec surtout des marnes à la base et quelques bancs de dolo-calcaires au sommet (35°05'24.42''N, 1°15'46.3''E).

e- Coupe de Tousnina 2.

C'est une coupe levée dans le côté SE de village, près de la route vers Sougueur. Ici le "Sénonien " est gréseux avec un dépôt plus développé (grès riche en figures hydrodynamiques). Le Cénomano-Turonien est présenté par des marnes grisâtres à la base.

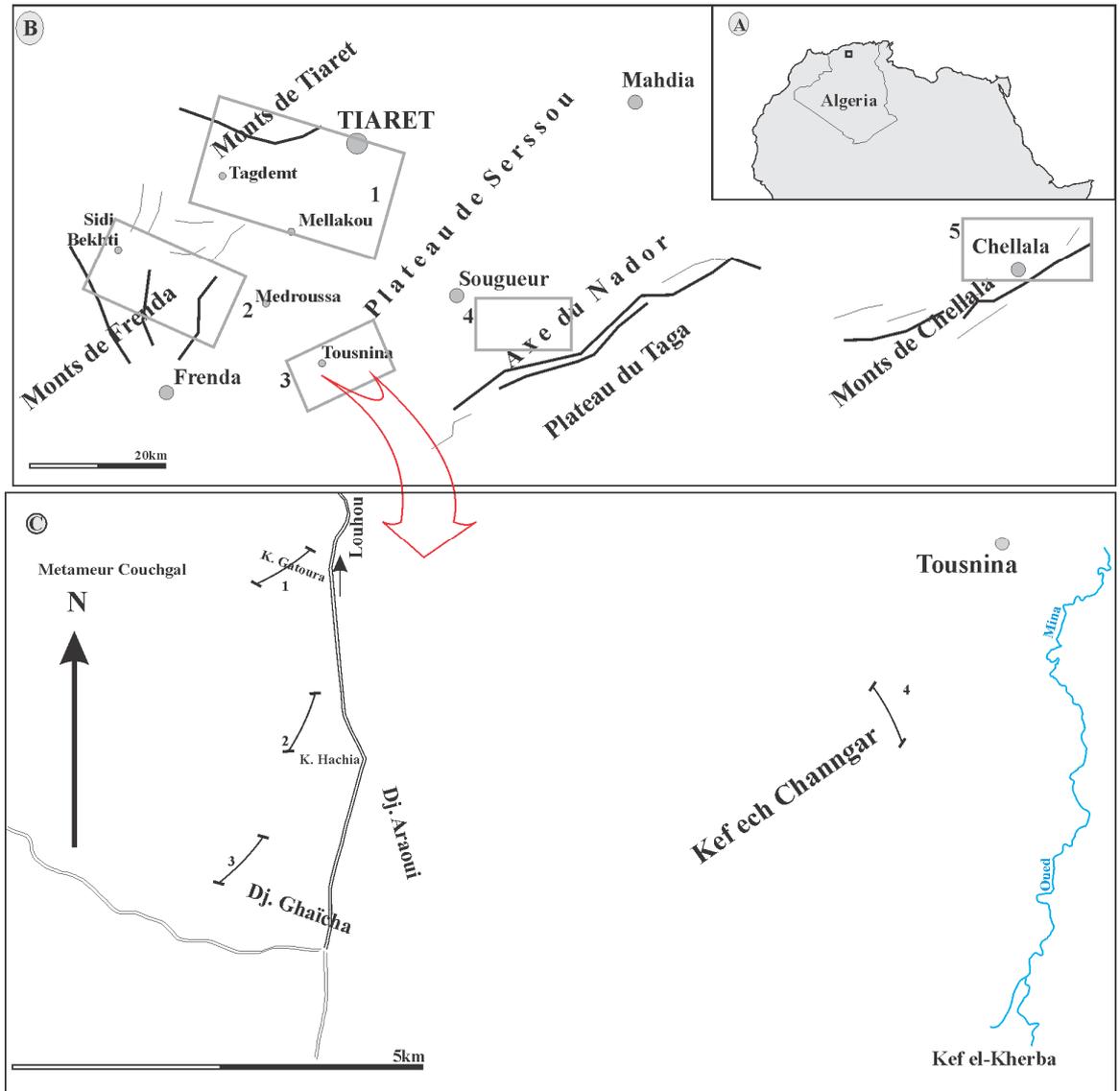


Fig. 29 : Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Tounsinna - Ledjdar dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B). Les coupes de Tounsinna ne figurent pas dans ce schéma.

2- Description de la série.

2.1. Coupe de Kef el-Gatoura (fig. 31 & 32).

A la base de la coupe, elle est représentée par argiles péliteuses à passées des grès, et clôturée par un banc (0.40 m) de grès jaunâtres fins à moyen. On a :

- 20 m d'argile jaune verdâtres parfois grisâtres ;
- 0.40 m de grès jaunâtre fin à moyen ;

Cet ensemble argilo-gréseux peut correspondre à la "Formation de Sidi Ouadah".

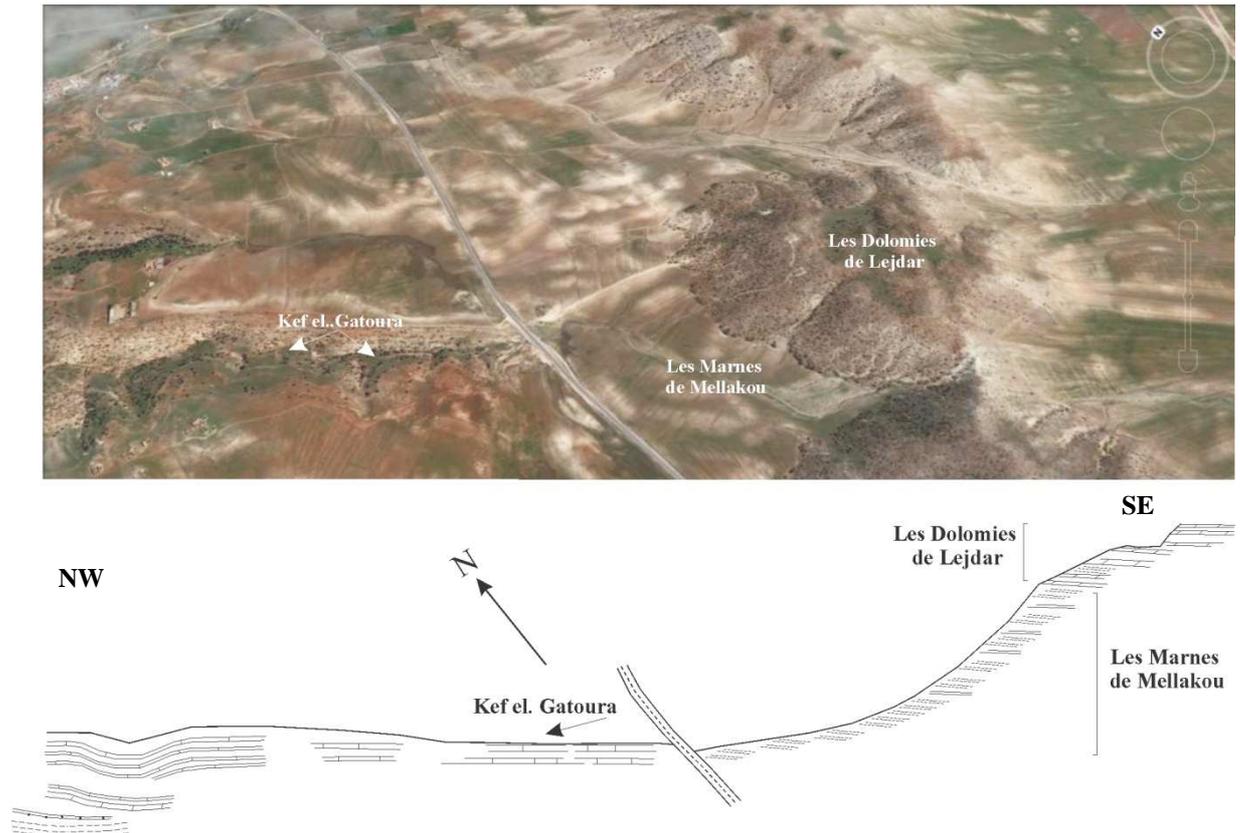


Fig. 30 : Photographie satellitaire (Google Earth) et coupe géologique de la série de Kef el-Gatoura.

L'ensemble précédent est suivi par une alternance de bancs de calcaires et marnes qui se présentent comme suivant (fig. 32) :

- 0.30 m, calcaire gris bioclastique surmonté par des marnes verdâtres ;
- 0.4 m, calcaire argileux micritique surmonté par des marnes verdâtres fossilifères (bivalves, gastéropodes et oursins) ;
- 0.30 m, calcaire argileux fossilifère et des marnes fossilifères ;
- 1 m, calcaires en plusieurs petits bancs, parfois gréseux avec des surfaces bioturbées et des marnes fossilifères. Cette alternance représente l'équivalent de la "Formation de Cheurfa" (fig. 33).

Vers le sommet, la série se poursuit avec :

- 1.20 m, calcaires argileux, micritiques contenant des échinides (oursins), surmontés par des marnes riches en oursins.

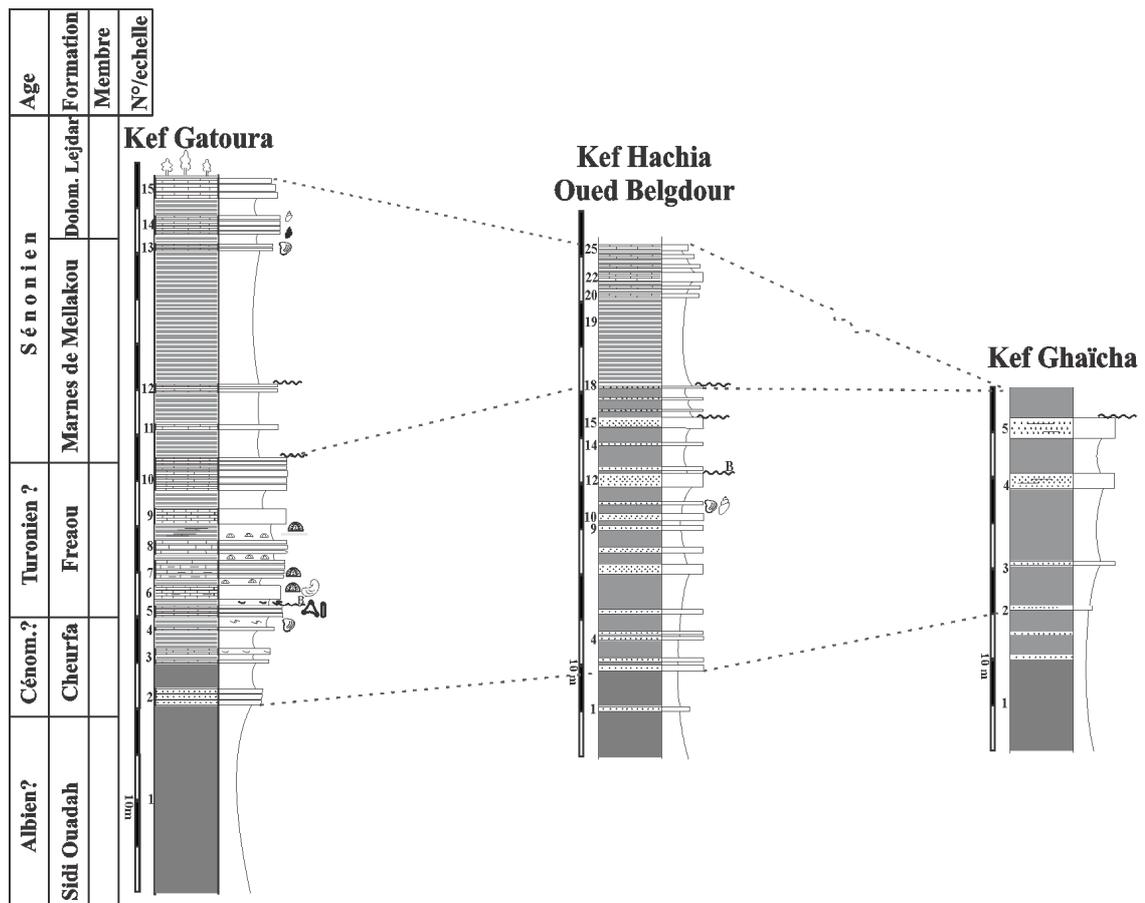


Fig. 31 : Colonnes lithologiques des coupes du secteur de Tousnina – Ledjar.

- 2 m, une barre de calcaires argileux en plusieurs bancs riches en oursins, surmontée par un inter-banc (0.2) marneux ;

-1.50 m, calcaires pseudonoduleux à la base, argileux et massifs au sommet surmontés par des marnes jaune-verdâtre à échinides et moules internes d'oursins montrant des remplissages géopétales.

- 1.5 m, calcaires argileux massifs et des marnes (2 m) jaune-verdâtre à oursins.

- 3 m, barre de plusieurs bancs de calcaires argileux dolomitiques.

- 0.20 m, calcaires dolomitiques clôturant les marno-calcaires de cette coupe. Ces derniers bancs de calcaires argileux massifs (n°5 - 10) peuvent être l'équivalent de la "Formation de Freaoou".

Vers le sommet l'ensemble se continue avec les "Marnes de Mellakou" puis les "Dolomie de Ledjar". Ces deux formations ont été définies par [Ciszak, 1993](#) (fig. 34, C).

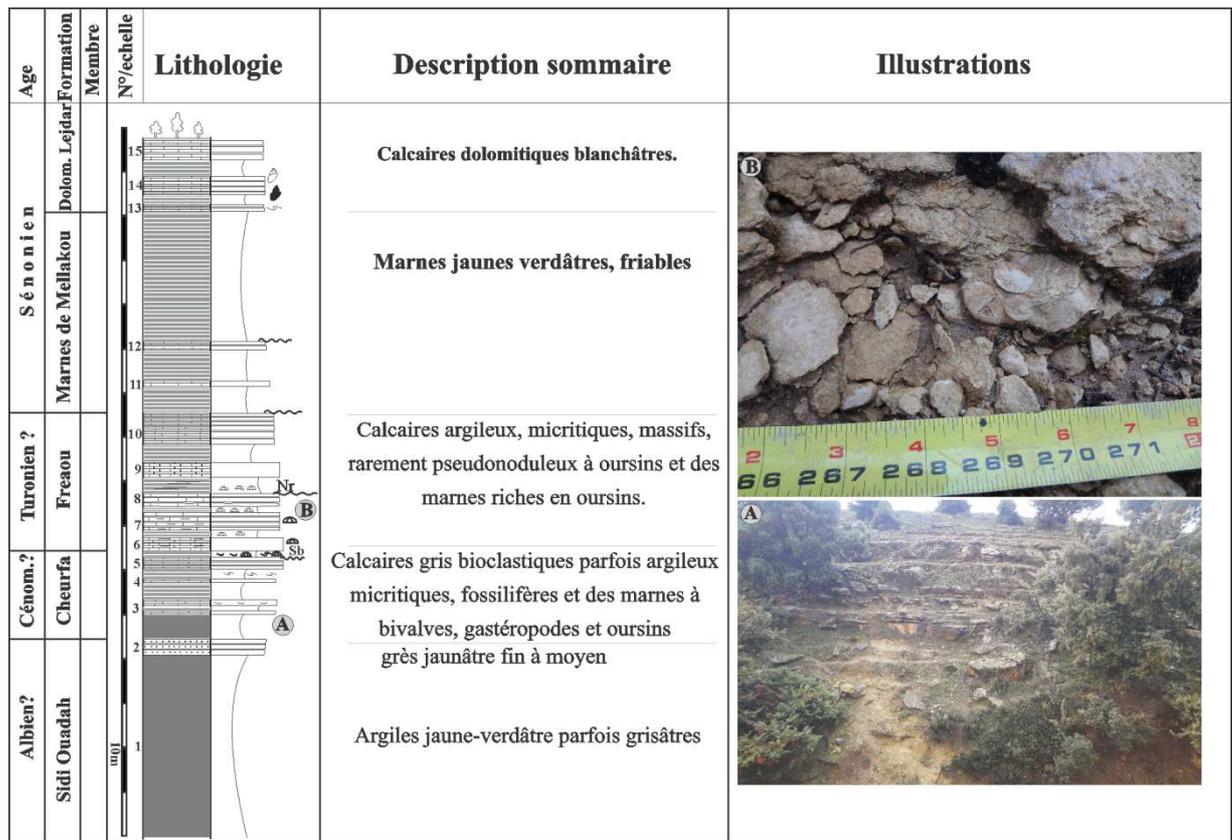


Fig. 32 : Colonne lithostratigraphique et description sommaire de la coupe de Kef El Gatoura, secteur du Tousnina - Ledjdar.

2.2. Coupe de Kef el-Hachia.

Il serait intéressant de décrire cette coupe, car elle représente l'équivalent de celle de Kef el-Gatoura, mais elle est sous l'influence terrigène (des argilo-gréseux) avec quelques intercalations de bancs calcaires gréseux, parfois dolomitiques. Le microfaciès montre des calcaires argilo-gréseux, poreux, dolomitiques, souvent de ciment sparitique, rarement micritique (H 13) intercalés par des niveaux de grès-calcaires poreux de teinte rougeâtre.



Fig. 33 : Photographie panoramique de la coupe d'el-Hachia près de l'Oued Bel-Guedour (A) et photographie de la coupe de Kef el-Gatoura. Notons la stratonomie des marnes jaune-verdâtre avec des bancs épais de calcaires au sommet.



Fig. 34 : Photographies panoramiques des coupes de Kef el-Gatoura (Ledjdar) (A, B) et Douar el-Hachia (coupe de Kef el-Hachia près de l'Oued Bel-Guedour (C, D).

D- secteur de Sougueur - Nador.

Dans ce secteur les affleurements sont rares, parfois réduites vers l'Est (Sougueur et l'Axe du Nador) aussi bien pour le Cénomano-Turonien que pour le "Sénonien". Une partie de la série carbonatée du Cénomano-Turonien est observée dans la localité d'Aïn Mesbah (au Nord-ouest de Sougueur, au côté gauche de la route vers Tiaret).

1- Situation géographique (fig. 35).***a- Coupe de douar Mina - Boukrima.***

Bien que cette coupe fait partie de la région de Mellakou (côté Sud-Est, Fig. 35, C) mais elle sera rattachée aux coupes de ce secteur pour mieux présenter la série sédimentaire. La coupe (Douar Mina, dont les coordonnées sont : 35°11'58.5''N, 1°18'06''E), se trouve près de la route reliant Mellakou – Sougueur (côté droite de la route vers Sougueur) à l'endroit où le cours d'eau d'Oued Laâyoun rejoint l'Oued Mina. Puis à cause d'une lacune de visibilité, la suite de la série sera reprise légèrement vers l'Est (Douar Boukrima, 35°11'53''N, 1°18'35.3''E) au côté sud d'Oued Laâyoun.

b- Coupe d'Aïn Hermla.

Sur la route de Sougueur - Faïdja, à quelque kilomètres au Sud de Sougueur, se trouve quelques affleurements, témoins de la transgression médio-crétacée qui atteint les reliefs de l'axe du Nador (les coordonnées sont : 35°09'26.4''N, 1°34'25.5''E).

c- Coupe d'el Gâda.

Au côté droite de la route entre Sougueur et Tousnina et avant d'arriver au petit village de Tousnina, il y a une petite carrière à agrégats installée dans l'endroit nommé el-Gaâda, en face de la rive nord d'Oued Yate. Sur l'autre rive, on peut observer des argiles ou des marnes grise et gris-verdâtre à quelques passées de calcaires qui seraient du Cénomano-Turonien. Mais sur la rive droite la série est plutôt "sénonienne" avec des niveaux conglomératiques à la base, surmontés par un ensemble gréseux bien développé riches en figures sédimentaires.

d- Coupe de Koudiet el Hadjedj.

C'est un petit affleurement qui sert pour vérification et de comparaison, située à droite de la route reliant Sougueur et Tousnina.

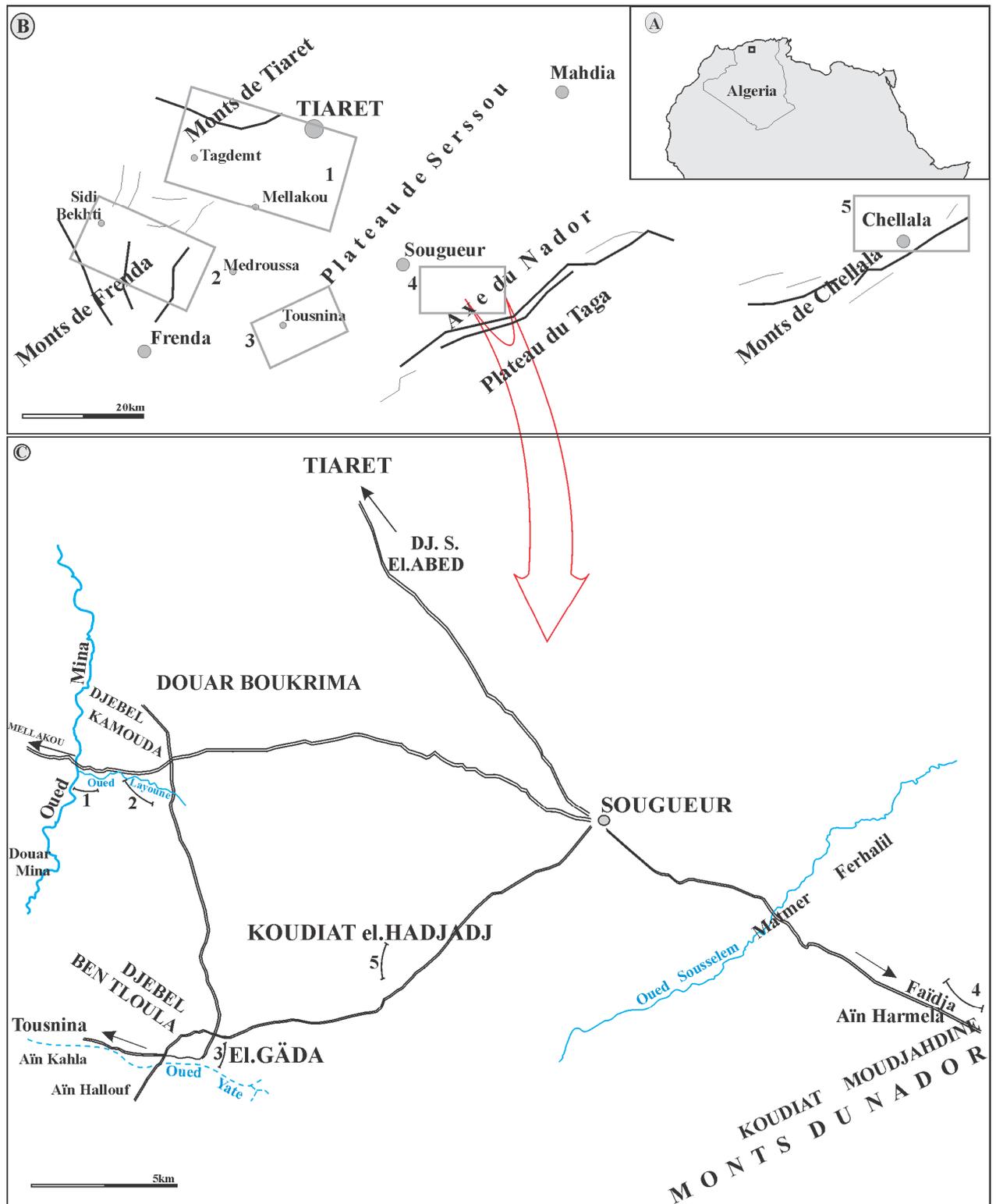


Fig. 35 : Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Sougueur - Nador dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B).

2- Description de la série.

2.1. Coupe de Douar Mina – Boukrima.

L'affleurement dans la première coupe (la base de la coupe ; Douar Mina) se présente sous forme d'un plis-anticlinale de direction NNE – SSW. Le pendage des couches sédimentaires est inversé de part et d'autre de la charnière ou l'axe du pli (N20° - 45°WNW). A cet endroit, c'est l'équivalent de la "Formation de Cheurfa" avec des barres de calcaires, surmontées par un ensemble de calcaires lumachelliques à huîtres rappelant la succession des bancs en *onlap* qui vient juste au-dessus de la "Formation de Cheurfa". De bas en haut, on a (fig. 36) :

- 2 m, barre de calcaires gris dolomitiques massifs (n° 1) ;
- 2.80 m, Barre de calcaires gris-brun dolomitiques massifs ;
- 4 m de calcaires et marno-calcaires gris-verdâtre, argileux ;
- 2 m, Barre de calcaires argileux gris-verdâtre ;
- 2 m de calcaires et marno-calcaires argileux gris-verdâtre ;
- 1 m de calcaires et marno-calcaires argileux gris-verdâtre ;
- 0.80 m de calcaires bruns sublithographiques ;
- 3 m, empilement de 8 bancs de calcaires micritiques gris-brun (n° 9).

Les interbancs sont des marnes et marnes indurées. Ces bancs pourraient être corrélables avec le membre III de la "Formation de Cheurfa" (fig. 36).

La série se poursuit par 10 bancs centimétriques de calcaires micritiques ou microsparitiques à bioclastes noirs d'huîtres. Ce membre correspond au membre inférieur (I) de la "Formation de Freau".

A la fin du banc n° 19, la série est totalement cachée par les argiles où les bancs se plongent sous les dépôts alluviaux de l'oued Mina. Mais à quelques centaines de mètres vers l'Est, on peut observer quelques bancs qui apparaissent dans les flancs de l'Oued Laâyoun. C'est à partir de ce point et au flanc sud qu'on a pu reprendre la coupe. De bas en haut on a (fig. 36 et 37) :

- 1.50 m de calcaires gris-brun dolomitiques, surmontés par des marnes indurées, gris-verdâtre à lits laminés ;
- 6.50 m, quatre (4) bancs de calcaires gris-verdâtre ou rosâtres, dolomitiques, laminés, le dernier banc est une petite barre (n° 5) de dolo-calcaires dures rouge-brun. Les marnes sont parfois beige-verdâtre friables ;
- 2.50 m, 3 bancs de calcaires fins micritiques (n°6 et 7) gris-verdâtre qui deviennent laminés et dolomitiques au sommet (n°8) ;
- 1 m de calcaire gréseux de couleur grisâtre (n°9) ;
- 8 à 10 m de calcaires dolomitiques gris-brun ou verdâtres, argileux.

2.2. Coupe d'Aïn Hermla (Nador).

La série présente la succession suivante (fig. 36) :

- 10 à 15 m de marnes argileuse grisâtres ;
- 10 m, plusieurs bancs décimétriques de calcaires massifs grisâtres surmontés par barre ;
- 5 m de marnes jaunâtres friables renfermant parfois quelques passées de calcaires ;
- 0.80 m de calcaires surmontés par des marnes (2 m) ;
- 0.60 m de calcaires violacés gréseux surmonté par des marnes (1 m) friables ;
- 4 à 5 m ; cinq bancs de calcaires gris séparés par des joints centimétriques de marnes.

La série devient marneuse et se disparaît sous les argiles cultivables. On note également, ici que le Crétacé (partie sud-ouest du Nador) est en discordance sur le Jurassique de l'axe du Nador (Koudiet Moudjahdine).

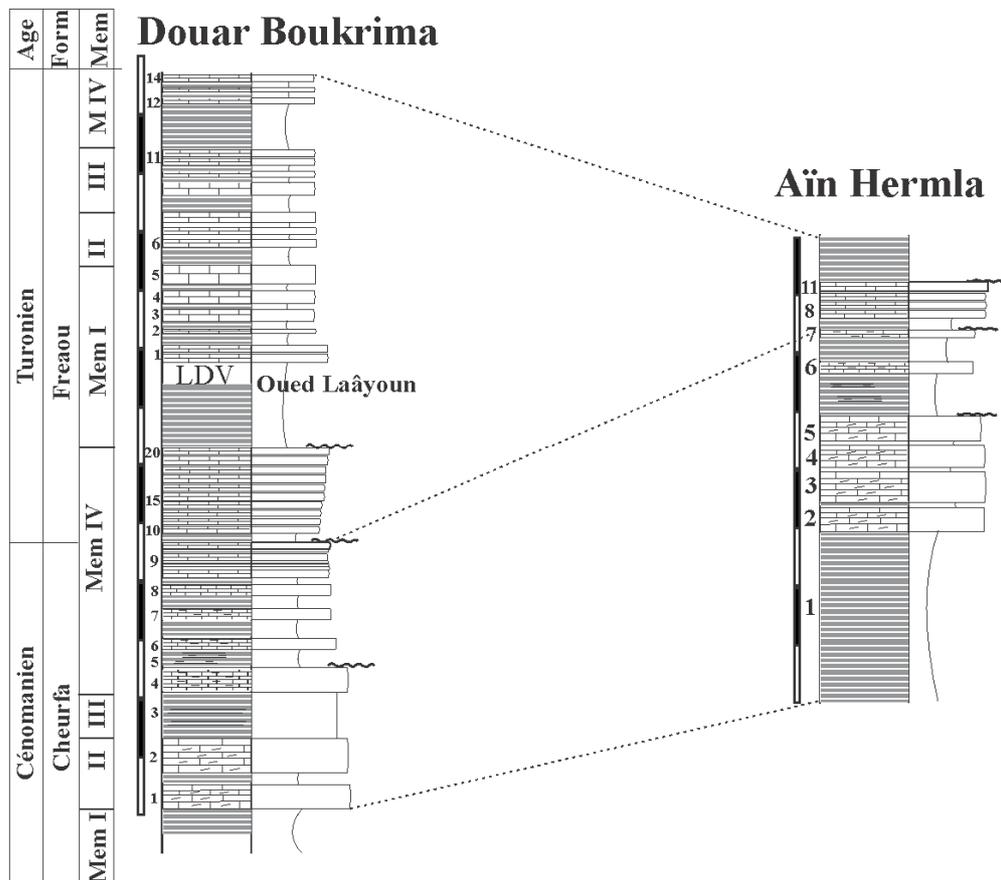


Fig. 36 : Colonnes lithologiques du secteur du Sougueur – Nador.



Fig. 37 : Photographies panoramiques de la coupe de Douar Boukrima – Douar Mina.
Ligne rouge : Trait de coupe.

E- Secteur de Chellala.

1- Situation géographique (fig. 38 et 39).

a- Coupe de Sboâ el Hdid.

A l’Ouest de la ville de Ksar Chellala (2 à 3 km), existe un plateau appelé Sboâ el-Hdid (Fig. 38). La coupe a été levée au côté SW du plateau (35°12’17.5’’N, 2°16’53’’E), où se trouve une carrière à agrégats (fig. 39, C). Par rapport à la coupe de référence, c’est une série réduite ; de plus, elle est coiffée par la transgression helvétienne car au sommet de la coupe on trouve des grandes masses de calcaires bréchiques et poudingues déposées en discordances stratigraphiques sur le Crétacé.

b- Coupe de Draâ Lben.

Environ 5 km au Nord-Ouest de Ksar Chellala (fig. 39, B), au côté gauche de la route vers Rechaïga se trouve le plateau de Draâ Lben (35°13’36.8’’N, 2°15’30.2’’E). La série est plus ou moins continue, mais la partie supérieure est absente (Turonien ?).

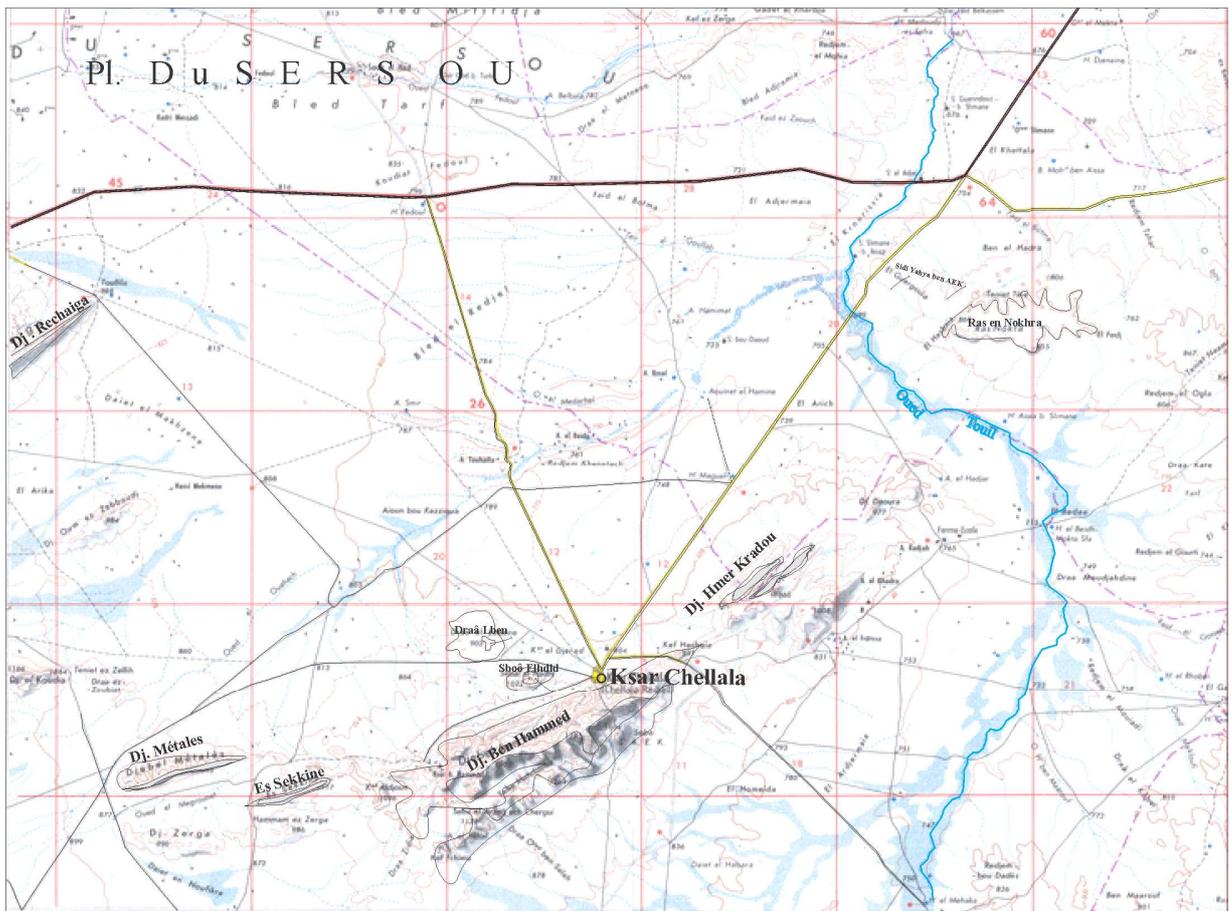


Fig. 38 : Extrait de la carte d’Algérie 1/200 000° montrant la région de Chellala.

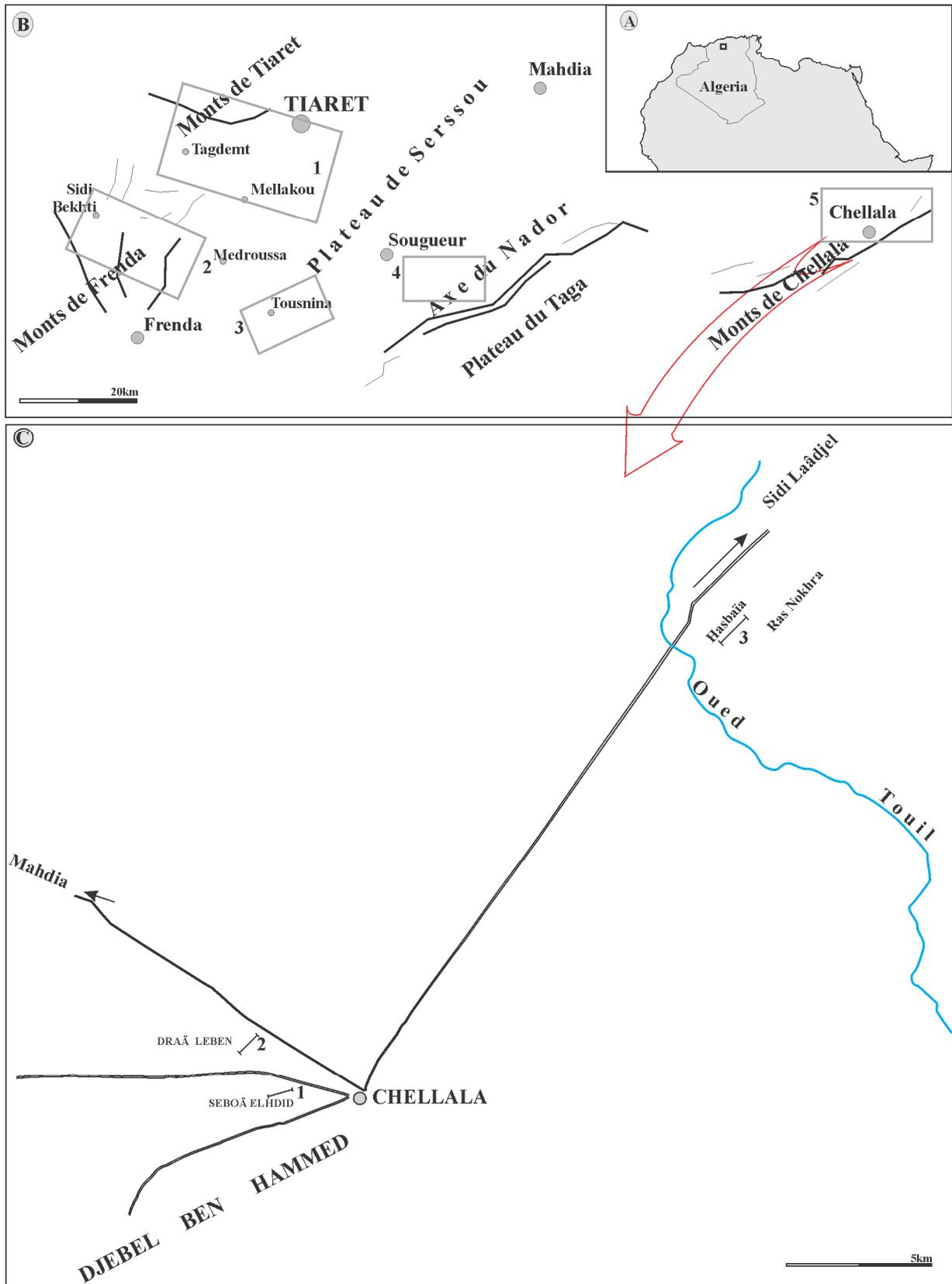


Fig. 39 : Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Chellala dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B).

d- Coupe de l'Oued Touil.

Sur la route reliant Ksar Chellala et Sidi Laâdjel vers le Nord-Est, à environ 20 km au NE de Ksar Chellala (fig. 38 et 39, B) se trouve un chemin qui mène à Khmisti en passant par Hasbaïa (Sidi Yahya Ben AEK) et puis Ras en-Nokhra. Près de ce chemin et au côté droite de l'Oued Touil se trouve des affleurements crétacés avec une série complète (Albien – Turonien ?). La coupe a été levée à partir de la route (A : 35°22'39.7''N, 2°28'00.5''E ; B : 35°22'48.7''N, 2°28'11''E) et jusqu'au petit monticule où se trouve Sidi Yahya Ben Abdelkader (35°22'37.9''N, 2°28'51.5''E).

2- Description de la série.**2.1. Coupe de l'Oued Touil ; coupe de référence (Fig. 40 & 41).****a-FORMATION DE SEBA RIOUSS.*****- Membre inférieur (plus de 10 m).***

Il contient des argiles rouge-brun ou jaunâtres, généralement friables à quelques passées de grès rouges. Ce membre forme la plaine d'inondation de l'Oued pendant les périodes de crue. Sa partie inférieure est toujours émergée par les eaux (fig. 41).

- Membre supérieur (8 m).

Il est constitué de grès rouge-bruns fins à moyens, avec une bioturbation de terriers en réseau. Parfois, les grès sont sableux peu friables qui s'alternent avec des argiles friables rouges ou jaunâtres. Le dernier banc de ces grès rouges est surmonté par une surface rougeâtre durcie riche en gastéropodes, bivalves et fragments d'huîtres.

b-FORMATION D'OUED TOUIL.***- Membre inférieur (10 à 11 m).***

Il est formé par des marnes argileuses et calcaires crayeux, on a de bas en haut (fig. 41, 42 et 43) :

- 2 à 3 m de marnes argileuses, friables admettant quelques passées de calcaires crayeux ;
- 0.40 m de calcaires beiges crayeux en plaquettes à moules de bivalves ;
- 0.90 m de calcaires crayeux jaunâtres massifs ;
- 1 m de calcaires argileux, beiges ou jaunâtres un peu induré, disposés en plaquettes ou lits centimétriques, avec des terriers horizontaux à la surface supérieure ;
- 1 m de calcaire beige en barre massive (n° 10), crayeux, dure, dolomitique avec des bioturbations à la surface.

- Membre médian (16 m).

Il est constitué par :

- 5 m de marnes beiges ou jaunâtres ;

- 3 m de calcaires (n°11 et 12) jaune-brun dolomitiques, crayeux à traces de bioturbations et des marnes jaunâtres ;
- 2.50 m ; barre de calcaires sparitiques, dolomitiques blanchâtres ou beiges à surface bioturbée ;
- 5.50 m de calcaires crayeux blanchâtres, ou beige-jaunâtre, parfois dolomitiques.
- **Membre supérieur (10 à 12 m).**

Ce membre commence par 3 m de marnes friables généralement beiges, jaunes ou blanchâtres renfermant quelques foraminifères et ostracodes. Elles sont surmontées par des marno-calcaires dont :

- 1.20 m de dolo-calcaires (calcaires dolomitiques) (n° 18) gris-brun, très dure à surface bioturbée ;
- 1.50 m de dolocalcaires gris-jaunâtre à surface bioturbée à moules d'organismes ;
- 0.80 m, un banc de dolocalcaires (calcaires fortement dolomitisés) rouge-brun à surface irrégulière.

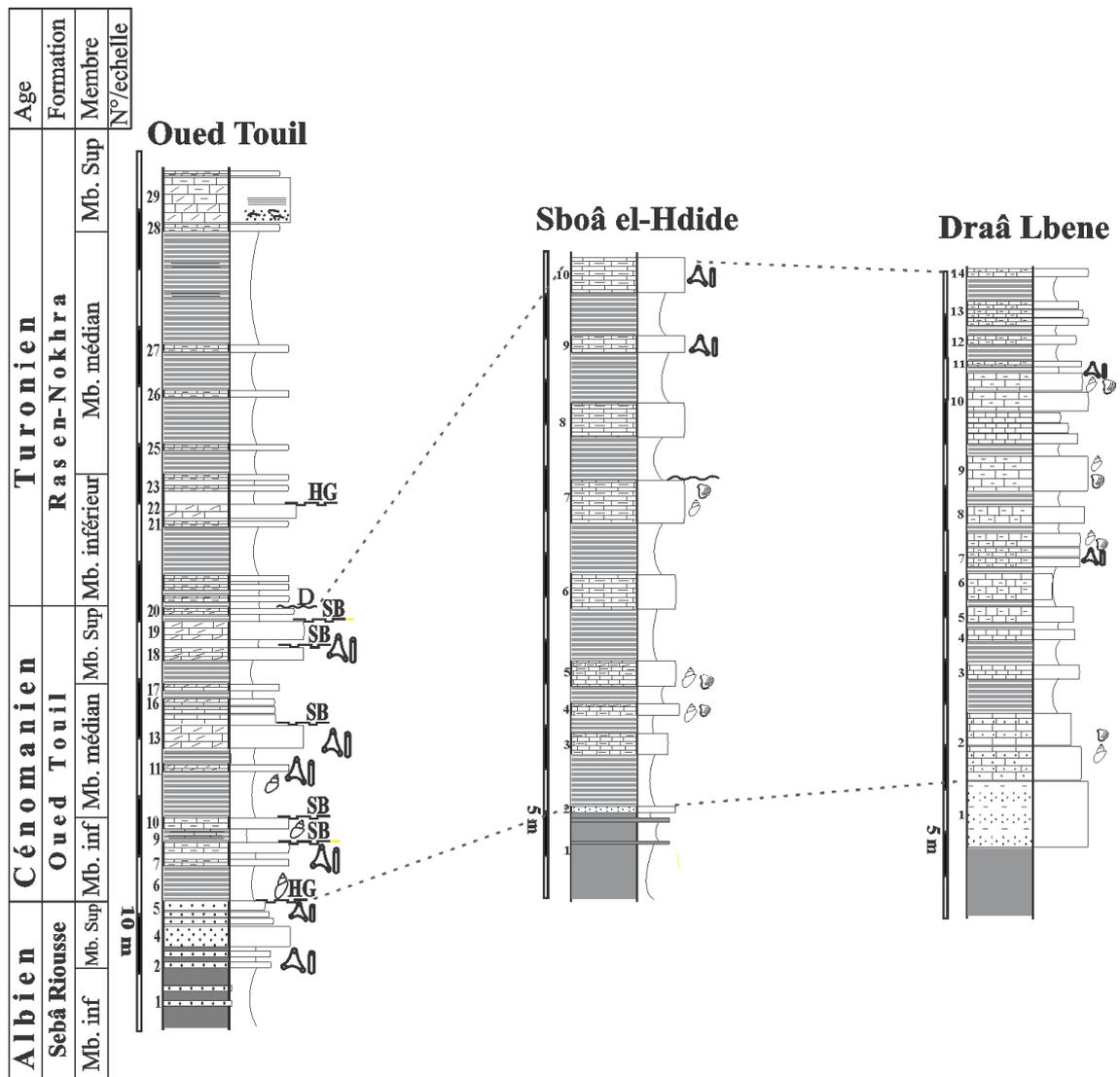


Fig. 40 : Colonnes lithologiques du secteur de Chellala.

c-FORMATION DE RAS EN-NOKHRA (fig. 41, 42 et 43).

- Membre inférieur (12 à 15 m).

Ce membre commence par des marno-calcaires et 3 m de marnes friables, jaune-verdâtre contenant des foraminifères, ostracodes et radioles d'oursins. Puis vient une petite barre (1.20 m) de dolocalcaires gris-brun dure. C'est la corniche de base de [Caratini \(1970\)](#).

- Membre médian (25 à 28 m).

Ce sont des marnes et marno-calcaires ou parfois des marnes indurées, blanchâtres, verdâtres ou beiges. Ces marnes sont séparées par quelques bancs (5 bancs visibles) de calcaires beiges ou jaunâtres, crayeux.

- Membre supérieur (8 m).

Il commence par 0.40 m de calcaires beiges crayeux suivis par une épaisse (4 m, n° 29) barre de calcaires jaunâtres, dolomitiques et biodétritiques à la base, laminés au milieu, devient massifs et micritiques au sommet. Enfin, La série se clôture par un banc (0.30 m, n° 30) de calcaires jaunâtres crayeux laminés. A noter qu'il n'y a pas une discontinuité nette qui marque la fin de la sédimentation.

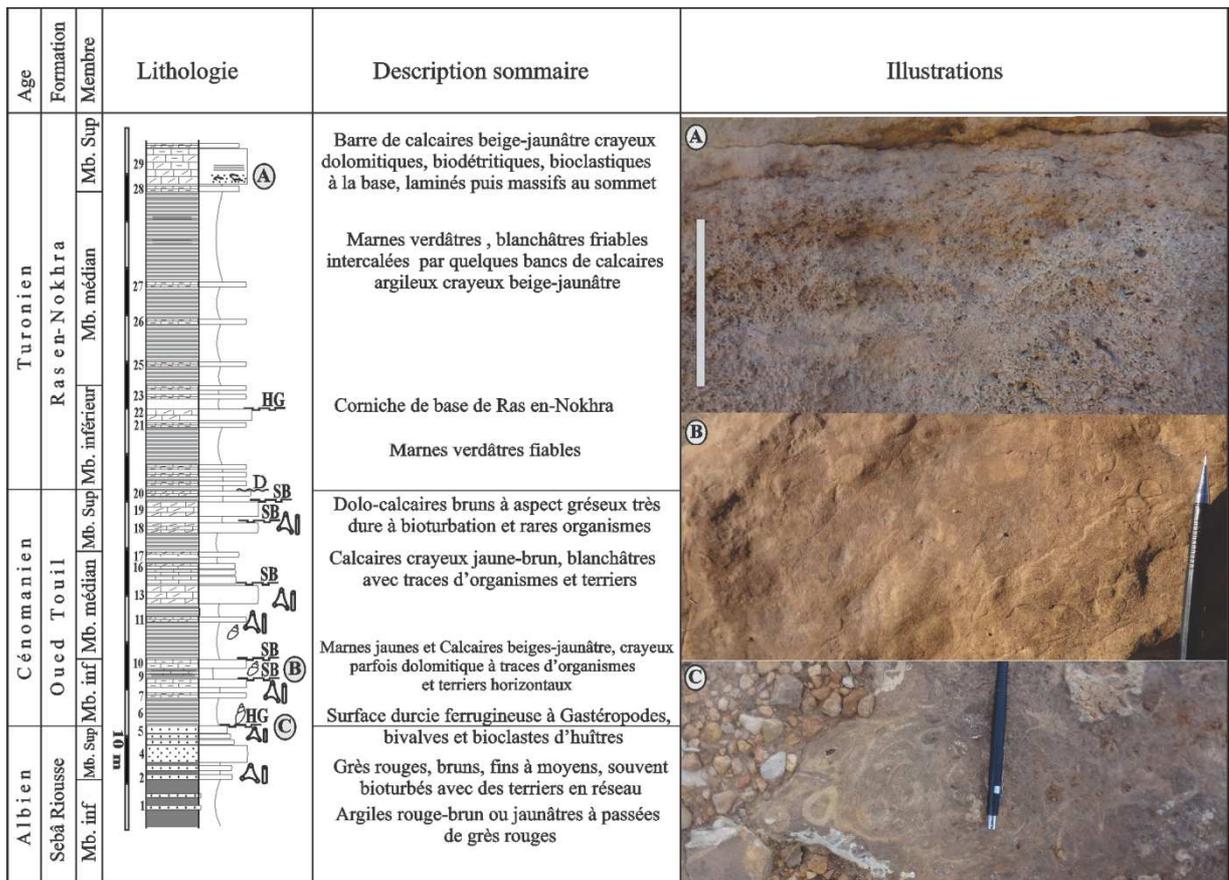


Fig. 41 : Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Touil et illustrations photographiques (barre =10 cm).

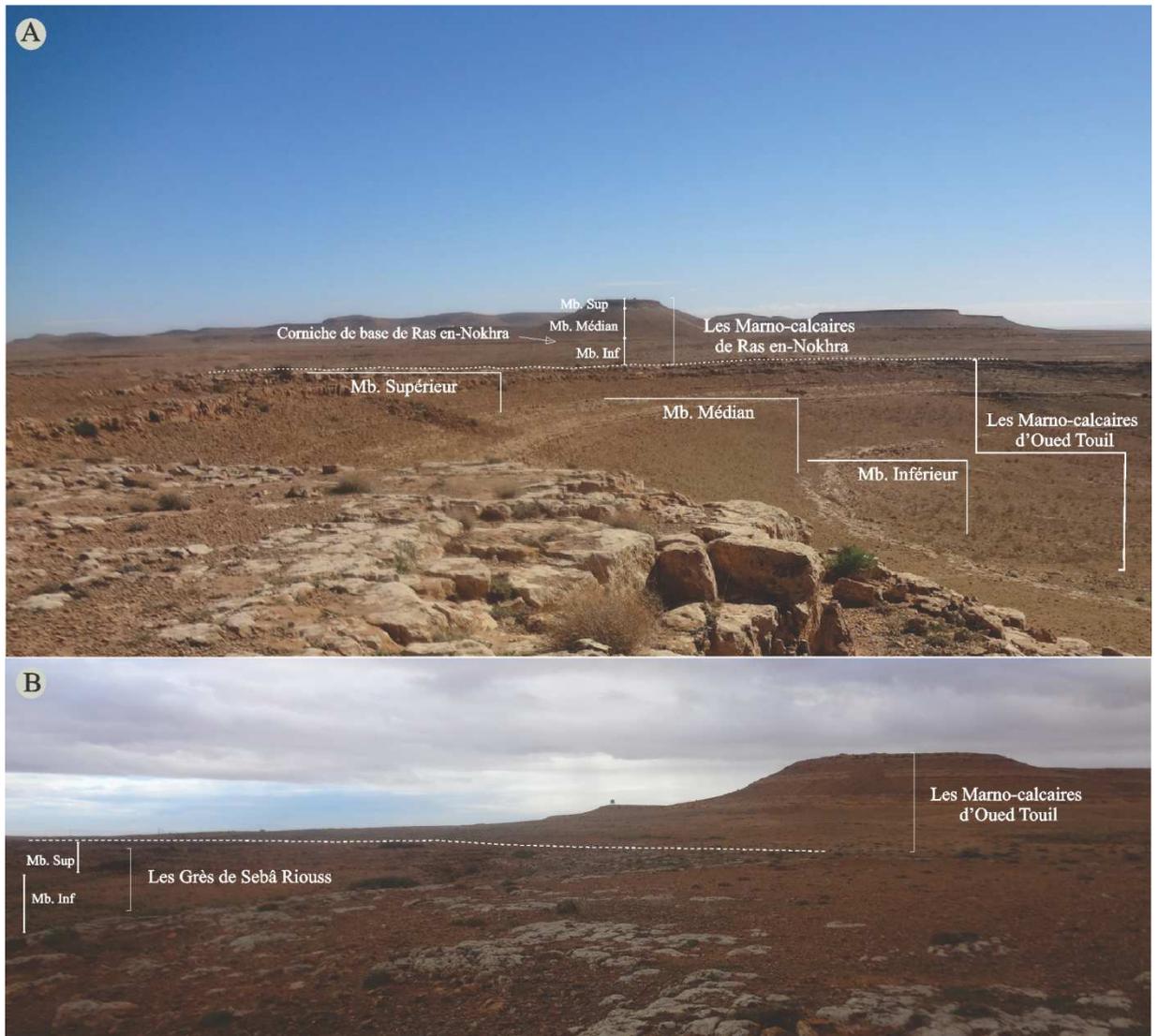


Fig. 42 : Photographies panoramiques de la coupe d'Oued Touil dans la région de Hasbaïa montrant les formations de (i) "Formation d'Oued Touil" et (ii) la "Formation de Ras en-Nokhra" (A) et (i) les "Grès de Sebâ Riouss" avec les "Marno-calcaires d'Oued Touil" (B).

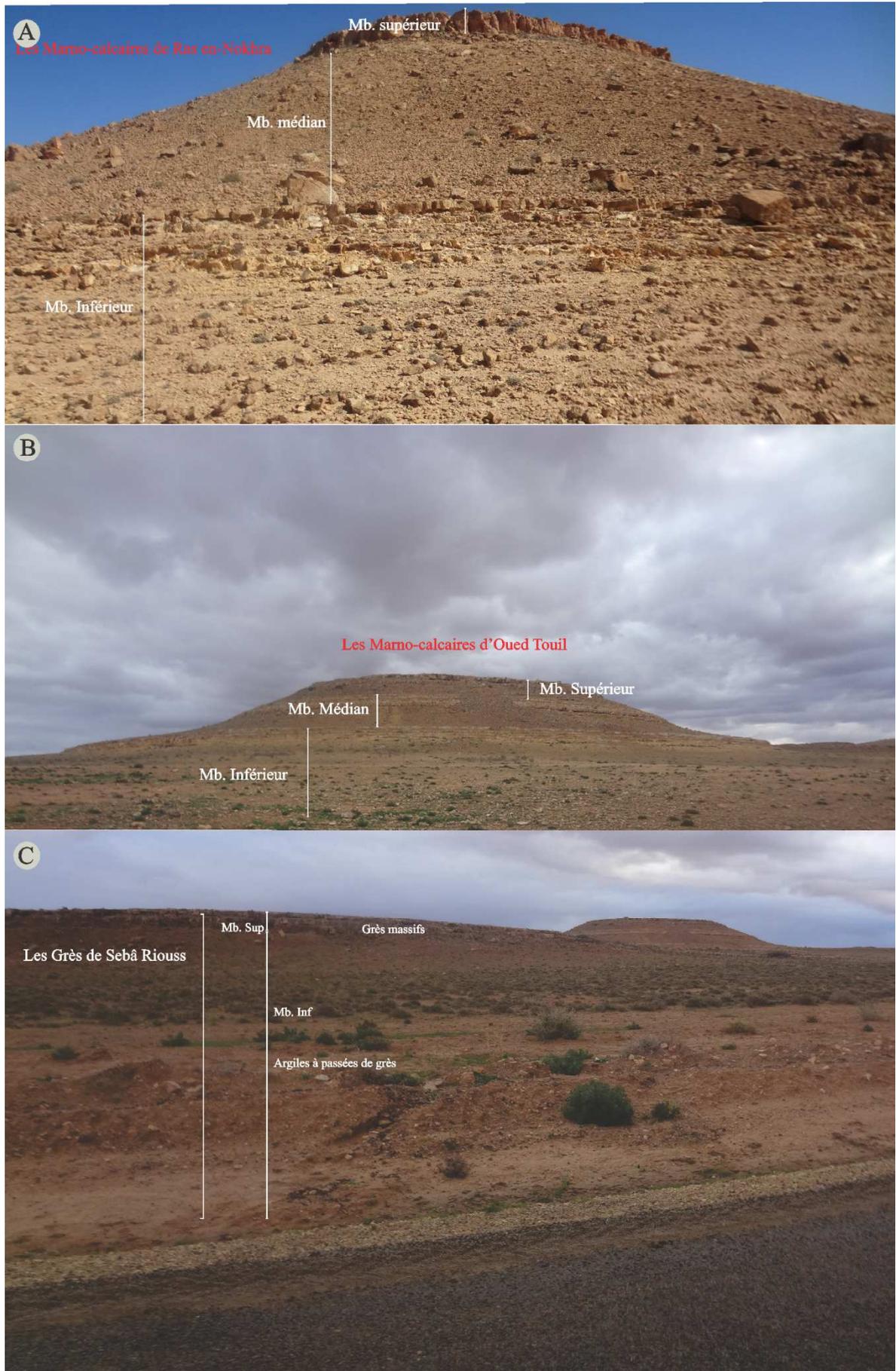


Fig. 43 : Photographies panoramiques de la coupe d'Oued Touil, de bas en haut ; "Formation des Grès de Sebaâ Riouss"(C), les "Marno-calcaire d'Oued Touil" (B) et la "Formation de Ras en-Nokhra" (A).

IV- CORRELATION ET SYNTHÈSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.

Les multiples corrélations (locales ou régionales) établies entre les coupes et secteurs de la région d'étude montrent certains changements latéraux du point de vue faciès et épaisseurs.

A. Corrélation locale.

Secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou ; A l'échelle de formation sédimentaires, c'est bien le plus plausible où on peut suivre la succession sédimentaire depuis le Berriasien ("Formation de Mina") jusqu'au Turonien ("Formation de Freau"). C'est le seul endroit où le contact est visible entre les "Marno-calcaires de Mina" et les "Argilo-gréseux de Sidi Ouadah". De plus et vu la nature structurale des affleurements, il y a un changement important d'épaisseurs, la "Formation de Sidi Ouadah" en est un exemple. Les grès observés dans la coupe d'El Karia-2 (avec seulement une dizaine de mètres) présentent la base de la série sédimentaire prolongée jusqu'à la coupe de Tagdemt, comme étant le flanc nord de l'anticlinal de Sidi Ouadah. Aussi, nous avons vu que la nouvelle "Formation de Mcharref" existe uniquement dans le secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou, plus précisément dans le Sud de la ville de Tiaret (fig. 44). Outre, la coupe de référence de Sidi Ouadah et la coupe de Sar Ben Affène sont autant riche en faciès et en faunes, les niveaux à échinides présentent un outil important pour la biostratigraphie et la corrélation.

Secteur de Frenda – Medroussa (Louhou) ; il est diversifié de point de vu faciès. Dans la coupe de Djebel Cheurfa, la série est complète avec la trilogie sédimentaire à rares ammonites appartenant à la "Formation de Cheurfa". La coupe de Tmalhet présente quelques faciès à affinités anoxiques à la fin de la "Formation de Cheurfa" (n° 8 et 9). Dans la coupe d'Aïn Hallouf (Dj. Gaâda) il y a un niveau à échinides qui pourrait être corrélables avec celles du Khalouet Sbâ (Dj. el Assa). Cette faune d'échinides est associée avec des inocérames et rares rudistes (fig. 45).

Secteur de Chellala ; plus loin vers l'Est, ce secteur présente les mêmes formations sédimentaires (trilogie sédimentaire) mais avec des faciès assez différents, le contraste entre ce secteur et les autres est très net. La coupe d'Oued Touil sert de coupe de référence avec une succession complète et continue, par contre les deux autres coupes (Draâ Lben et Sboâ Hdid) semblent raviniées par-dessus par la transgression helvétique (fig. 46).

Pour les autres secteurs, la corrélation est plus significative tant régionale que locale, la coupe de Kef Gatoura présente un jalon important situant entre plusieurs domaines, avec des faciès différents et des niveaux à échinides.

Dans les coupes de Tousnina, l'intervalle étudié (Albien – Turonien) est moins développé que le Sénonien, aussi cette remarque est faite dans l'axe du Nador où la série est réduite en quelques mètres de marnes surmontées par deux assises de calcaires dolomitiques. L'avancé de la transgression médio-crétacée semble interrompu ici par les paléo-reliefs jurassiques (Monts du Nador).

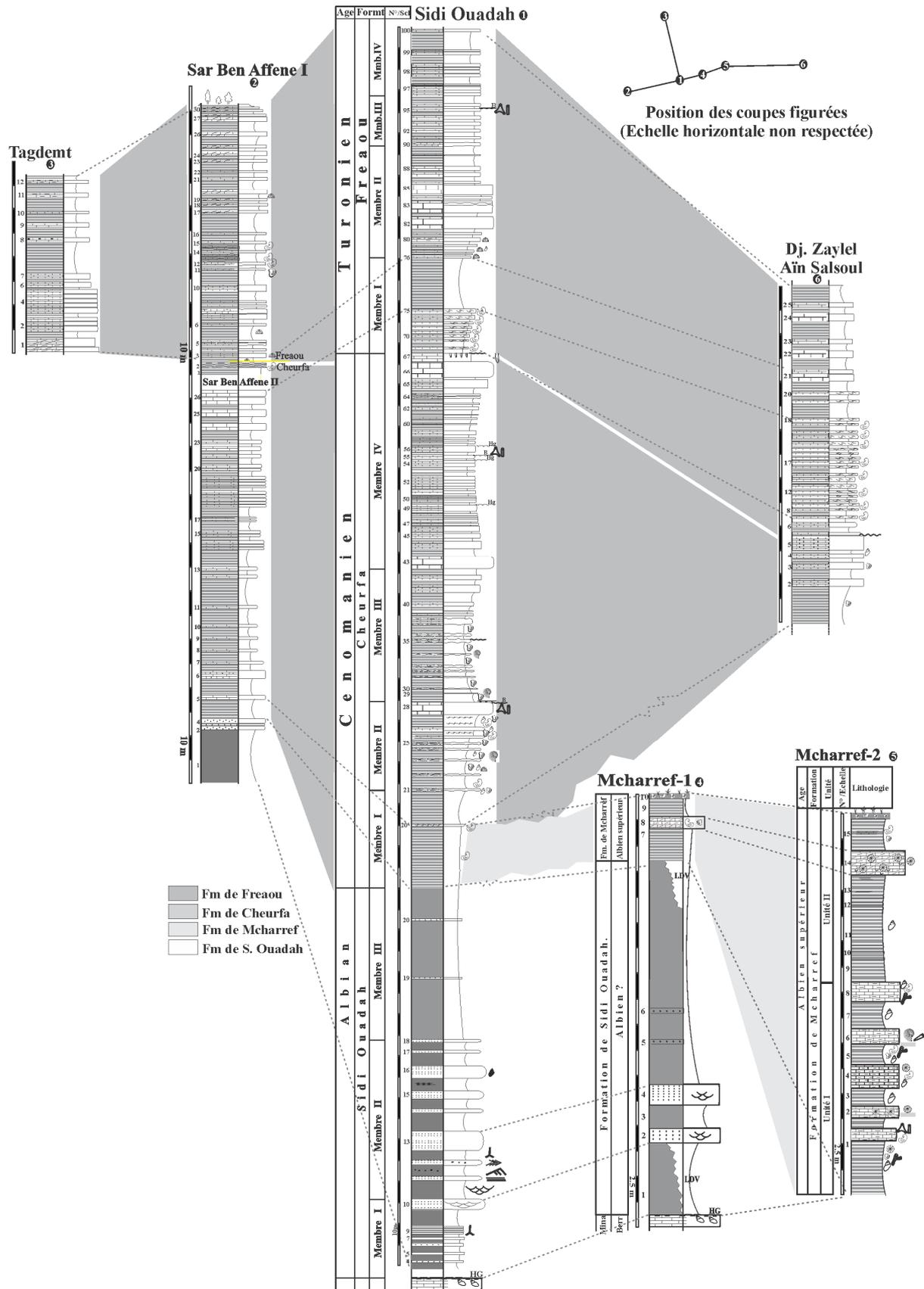


Fig. 44 : Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou.

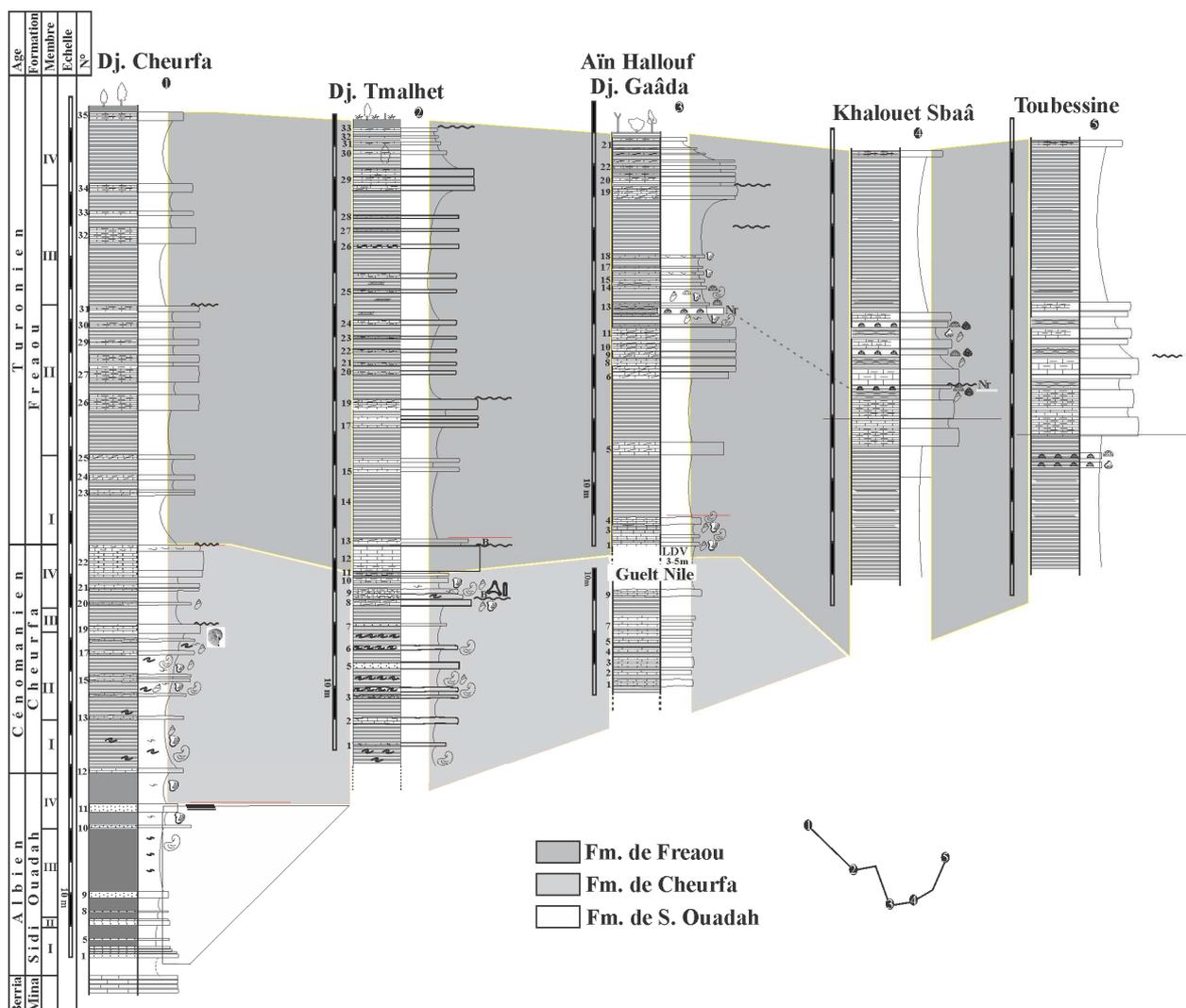


Fig. 45 : Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Frenda – Medroussa (Louhou).

B. Corrélation régionale.

Cette corrélation est plus significative selon des directions bien choisies, on a :

La corrélation de direction N – S (fig. 47) entre la localité de Sidi Ouadah (coupe de Sidi Ouadah), Djebel Gaâda (coupe d’Aïn Hallouf) et Kef Gatoura à Ledjdar, nous montre des changements importants tant lithologiques et stratonomiques, que fossilifères. La localité de Sidi Ouadah étant la plus épaisse (ex : Fm. de Cheurfa fait plus de 110 m), est plus riche en faunes benthique et planctoniques, avec quelques ammonites indiquant une plate-forme carbonatée plus ou moins profonde.

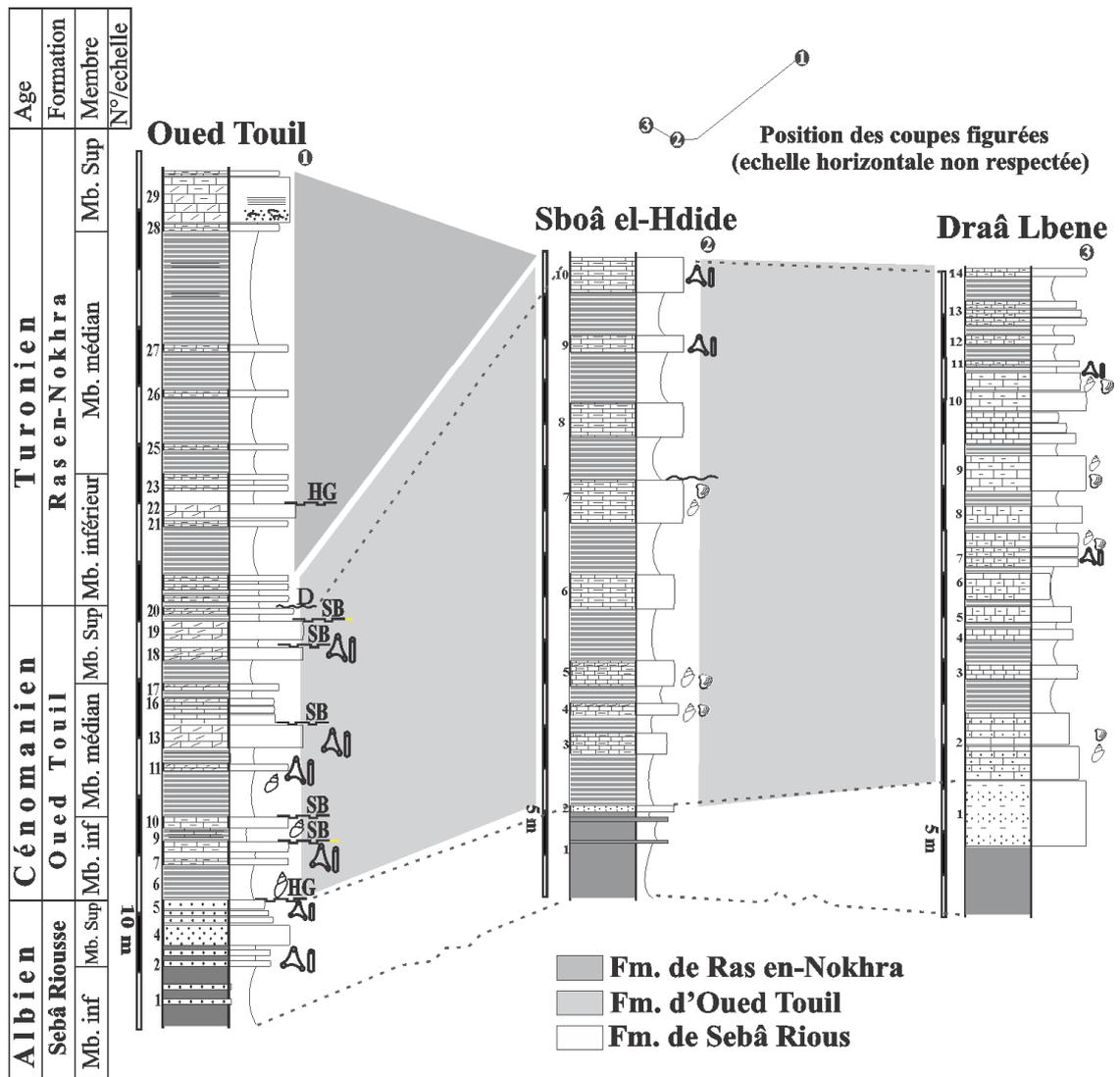


Fig. 46 : Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Chellala.

Mais en allant vers le Sud les épaisseurs commencent à s'amenuiser avec un contenu faunistique moins important (coupe d'Aïn Hallouf). Dans la région de Ledjdar, la série sédimentaire crétacée (Albien – Turonien) est réduite en dizaine de mètres (ex ; l'équivalent de la F. de Cheurfa fait 10 m) mais relativement riche en échinides et moules internes d'échinides, indication d'un milieu plus proximal par rapport aux deux premières coupes.

La corrélation de direction W – E (1) entre la localité de Sidi Ouadah (coupe de Sidi Ouadah), Djebel Zaylel (ou Aïn Salsoul) et Oued Touil à environ 120 km vers l'Est est intéressante (fig. 48), car elle présente des affleurements dans deux régions différentes mais aussi dans les deux extrémités Ouest et Est du grand plateau de Sersou. Il est clair que le Crétacé est absent ou très réduit dans la partie entre l'Est de la ville de Tiaret (vers Mahdia et Hammadia) et la plaine de l'Oued Touil (le Sersou oriental). Mais au-delà de l'Oued Touil et vers l'Est, la série reprend son importance avec des épaisseurs considérables et rares niveaux fossilifères (coupe d'Oued Touil).

La corrélation de direction W – E (2) entre la coupe d’Aïn Hallouf (bassin de Louhou), Kef Gatoura, Aïn Hermla (dans le Nador) et Djebel Draâ Lben (fig. 49) enregistre aussi les mêmes remarques signalées dans la corrélation précédente ; de plus, cette direction passe par le Nador où la série sédimentaire marque son *minima* d’épaisseur (la coupe d’Aïn Hermla).

La corrélation de direction NW – SE ; elle passe par trois unités (fig. 50) ou structures géologiques dominantes : Le Bassin de Louhou vers le NW (coupe de Sar Ben Affène), présentant ainsi la plate-forme. Le Sersou occidental (coupe de Dr. Boukrima), étant un large paléo-fond stable et monoclinal de la mer jurassique et le Nador (coupe d’Aïn Hermla) qui représente un paléo-relief important, lequel, la transgression médio-crétacée n’arrivait pas à le franchir.

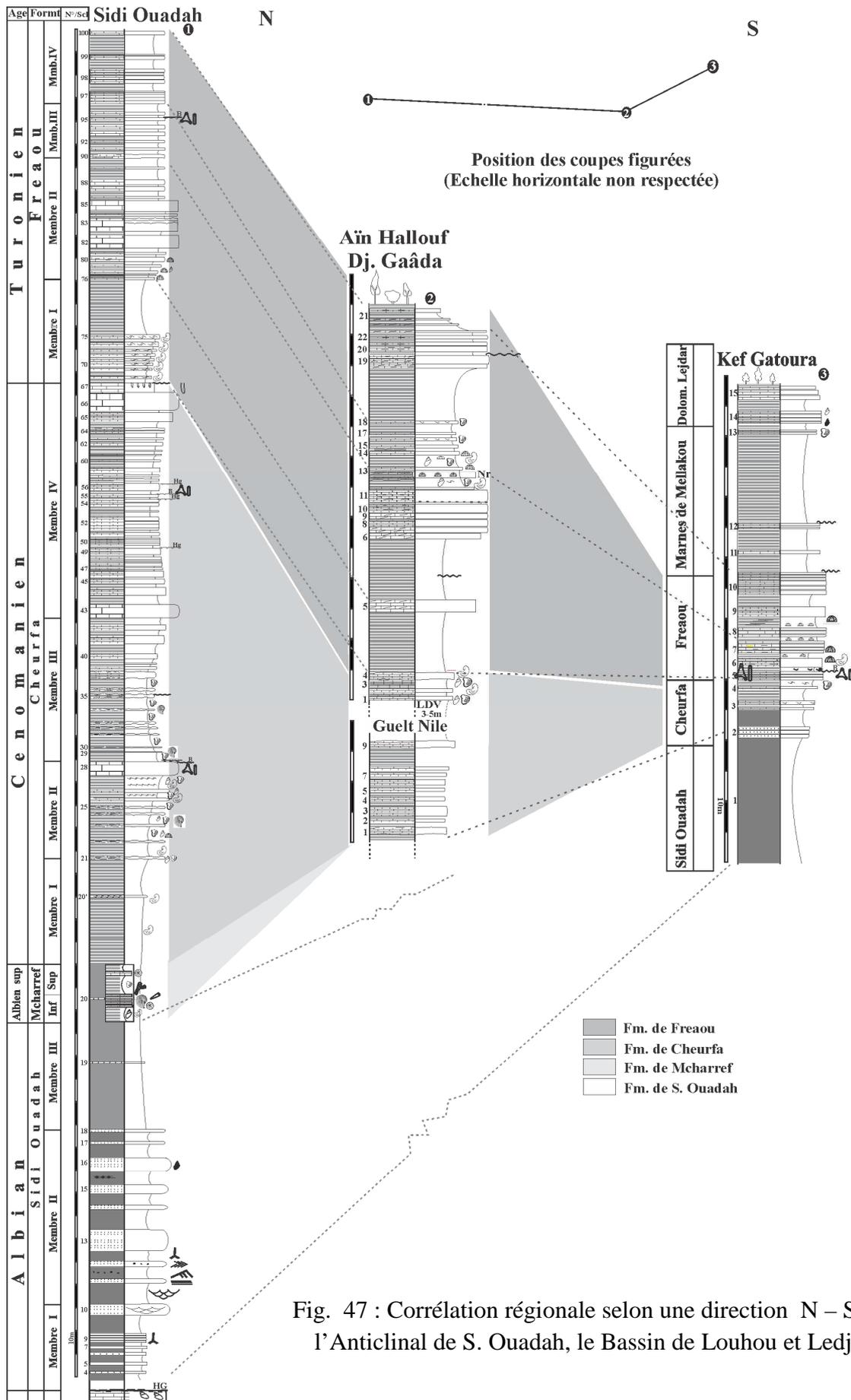


Fig. 47 : Corrélation régionale selon une direction N – S entre l’Anticlinal de S. Ouadah, le Bassin de Louhou et Ledjar.

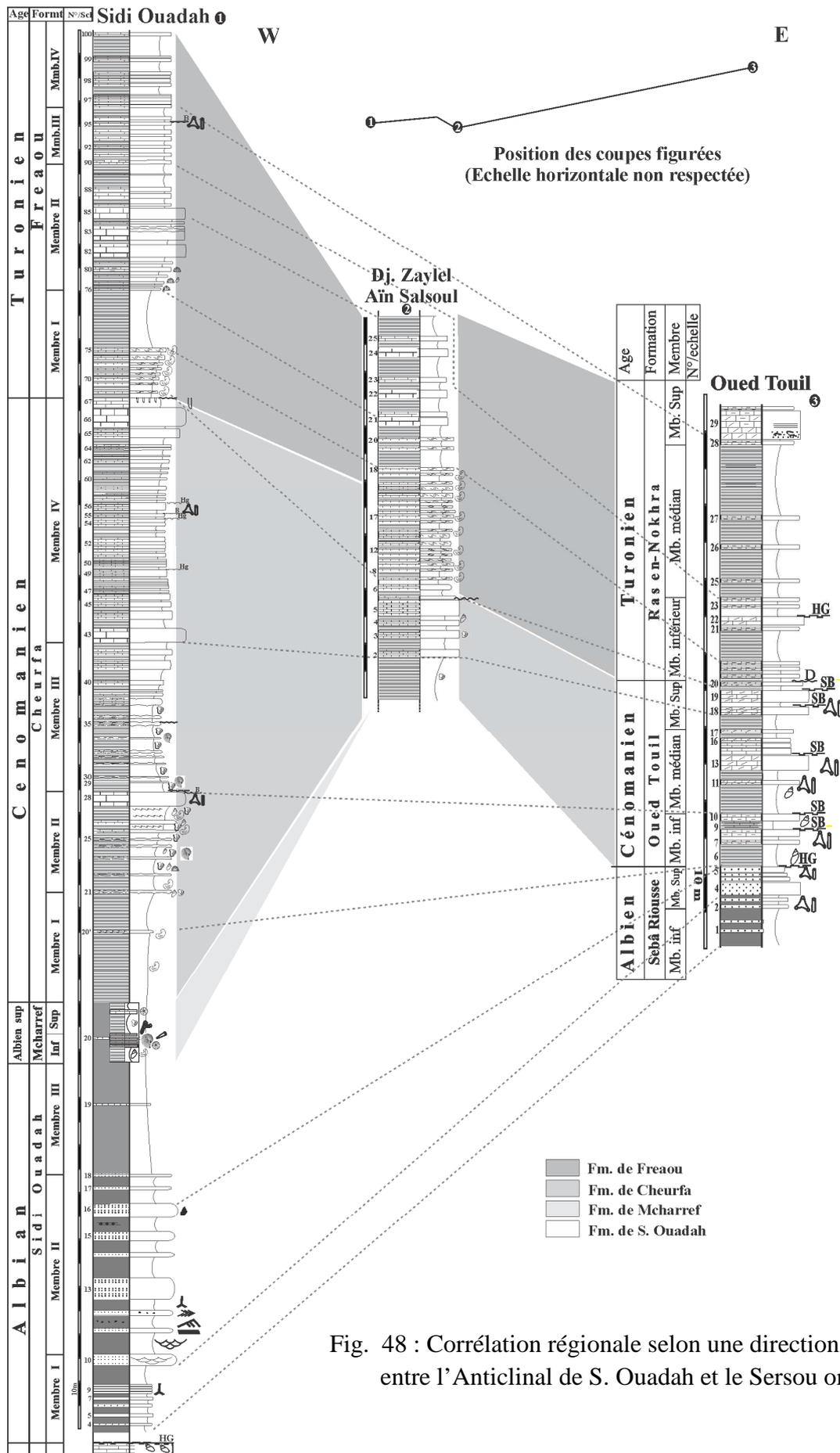


Fig. 48 : Corrélation régionale selon une direction W – E (1) entre l’Anticlinal de S. Ouadah et le Sersou oriental.

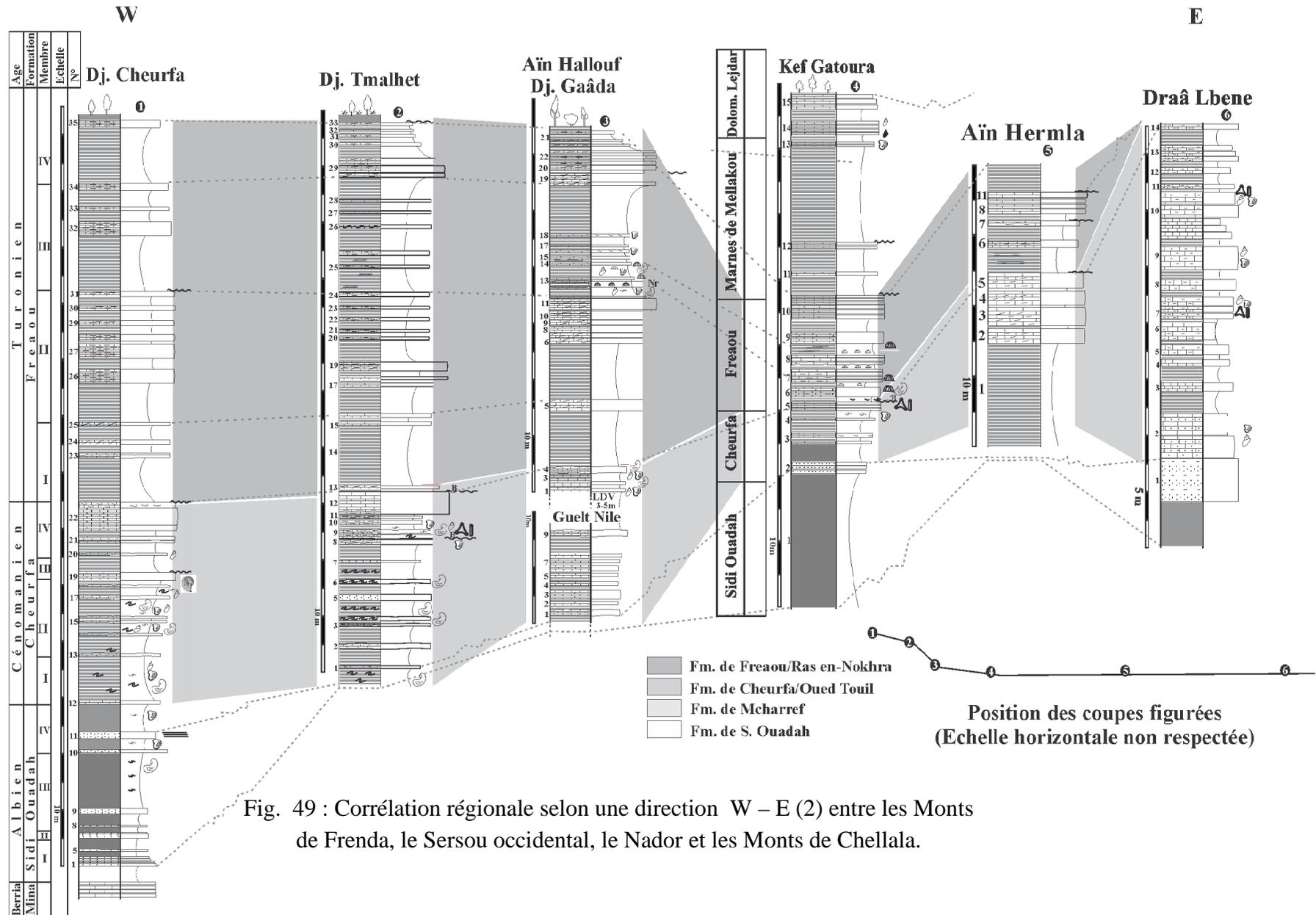


Fig. 49 : Corrélation régionale selon une direction W – E (2) entre les Monts de Frenda, le Sersou occidental, le Nador et les Monts de Chellala.

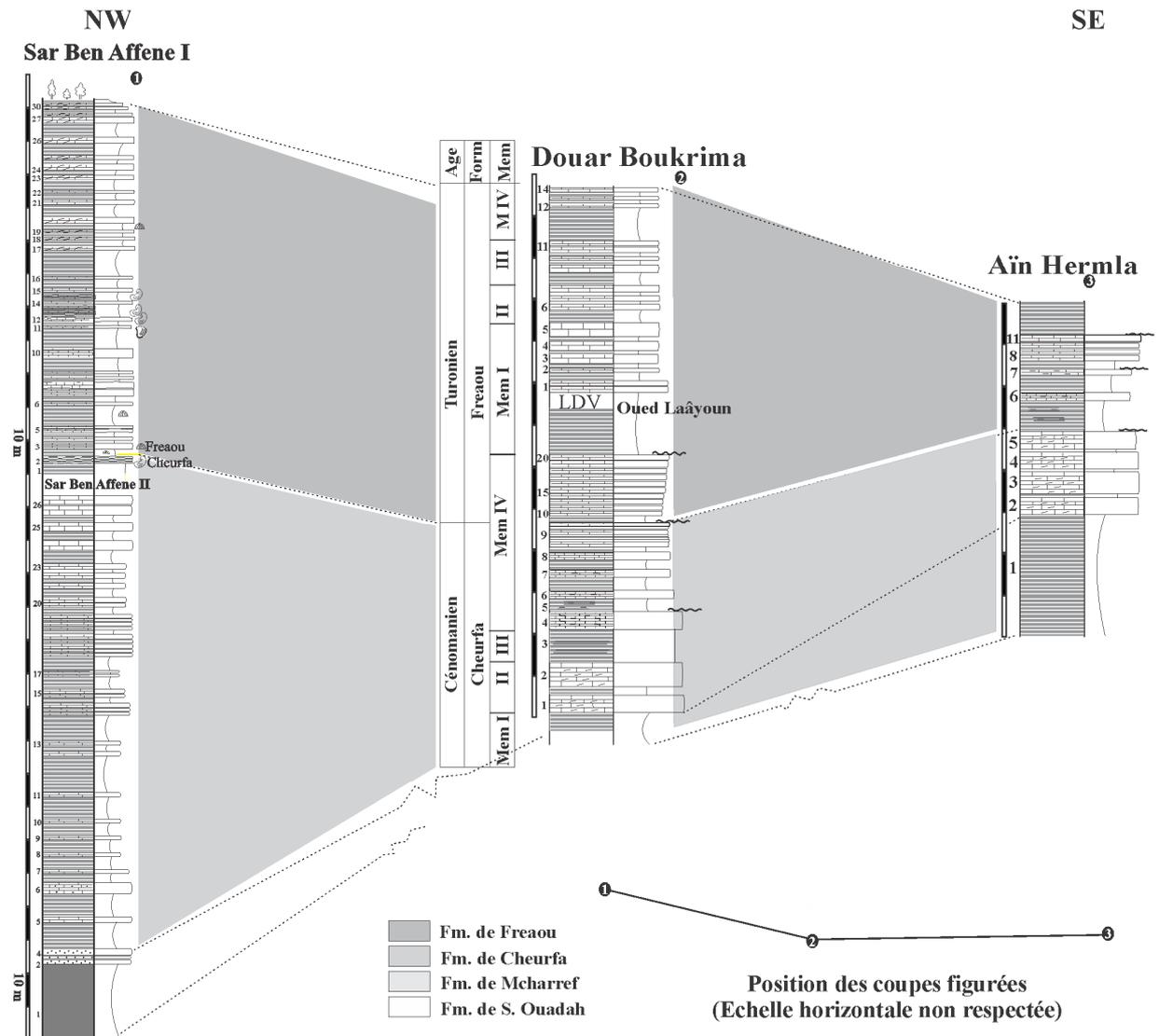


Fig. 50 : Corrélation régionale NW – SE entre l’anticlinal de S. Ouadah, le Sersou occidentale et le Nador.

C. Synthèse lithostratigraphique.

La "Formation de Sidi Ouadah" connu par ses argilo-gréseux chenalisés est présente dans les coupes de référence (S. Ouadah, Cheurfa, Sar Ben Affène, O. Touil) ; sa limite inférieure est bien visible dans les secteurs de Tiaret (S. Ouadah et Mcharref) et de Frenda (Cheurfa), mais dans la région d’Oued Touil, c’est la limite supérieure qui est visible avec un faciès roux ferrugineux à grandes Nérinées.

La formation de Mcharref est une nouvelle formation mis en évidence dans ce travail. Elle surmonte les argilo-gréseux de Sidi Ouadah (contact unique dans la coupe de Mch-1, Douar Brahmia). C’est la formation la plus fossilifère (considérée comme gisement) qui traduit franchement la grande transgression médio-crétacée (Intervalle transgressif).

La "Formation de Cheurfa" est caractérisée surtout par ses faciès à huîtres (marnes, calcaires lumachellique ou calcaires bioclastiques) et la présence des grands gastéropodes. Les ammonites sont très rares et les faciès dominants sont celles de haute énergie.

La "Formation de Freaou" présente aussi une autre phase de transgression mais la faune est relativement rare ; elle est connue par ses niveaux à échinides et Inocérames (Khalouet Sbaâ).

V- APPROCHE STRUCTURALE.

Il existe deux types d'affleurement dans les terrains crétacés de la région de Tiaret.

Le premier type correspond à des petits ou grands plis anticlinaux de cœur jurassique, avec des flancs éloignés et des voûtes parfois remplis d'argiles plus récentes. L'anticlinal de Sidi Ouadah en représente l'exemple, il y aussi le petit anticlinal de Douar Mina ou encore l'anticlinal de Msala.

Dans la coupe de Sidi Ouadah, les bancs inférieurs plongent de 20 à 30°, mais l'inclinaison augmente rapidement à mesure qu'on monte dans la série, puis elle devient renversée vers la limite entre la "Formation de Cheurfa" et celle de "Freau". Aussi bien pour la coupe de Sar Ben Affène, où on assiste à un renversement des bancs à l'échelle de la "Formation de Cheurfa", car ici le flanc SW de l'anticlinal forme un coude pour rejoindre l'autre flanc NE (fig. 51 & 52, A et B). Au-delà de ce coude vers l'Ouest et SW l'inclinaison diminue rapidement et, finalement, elle ne dépasse guère 10° au sommet de la coupe de Sar Ben Affène (d'el Mzioued).

Le même phénomène fut remarqué par [Welsch \(1890\)](#) dans la coupe de Chaâbet Freau, sur la rive droite du ravin, où les assises sont encore plus redressées que sur la rive gauche, quelques bancs sont presque verticaux. Il y a eu là probablement refoulement et compression des couches crétacées contre les formations plus anciennes. Egalement à Douar Mina, on assiste au même phénomène avec un anticlinal de direction NNE-SSW (Fig. 52, C).

Le deuxième type concerne surtout le "Bassin de Louhou" où les affleurements sont le plus souvent de structure tabulaire ou légèrement inclinée (10° environ). Les affleurements du plateau de Sersou occidental et oriental sont également tabulaires. Aussi bien pour la région de Chellala, on assiste à des structures généralement de structure horizontale.

Pour l'Anticlinal de Sidi Ouadah, l'axe principal de la structure est orienté ENE-WSW, le côté oriental est relativement tranquille, et plongeant au Nord sous les dépôts actuels, mais il est bien visible au côté sud avec un pendage (45°) sensiblement marqué vers le Sud. Il n'en est pas de même pour la terminaison WSW où les couches se redressent dans le Djebel El Hamra (Sar ben Affène). Même dans la coupe de Sidi Ouadah, on assiste à un renversement de pendage à la fin de la "Formation de Cheurfa". L'ensemble est affecté par des décrochements d'amplitude généralement faible.

En conclusion, le Crétacé est souvent transgressif sur le Jurassique dans notre région, il occupe les anciennes dépressions jurassiques par des dépôts généralement tabulaires ou légèrement monoclinaux. Mais parfois, la série est affectée par des mouvements compressifs

avec soulèvement qui donnent naissance à des plis anticlinaux de voûtes ouvertes et larges. Ce dernier phénomène est fréquent surtout vers le Sud.

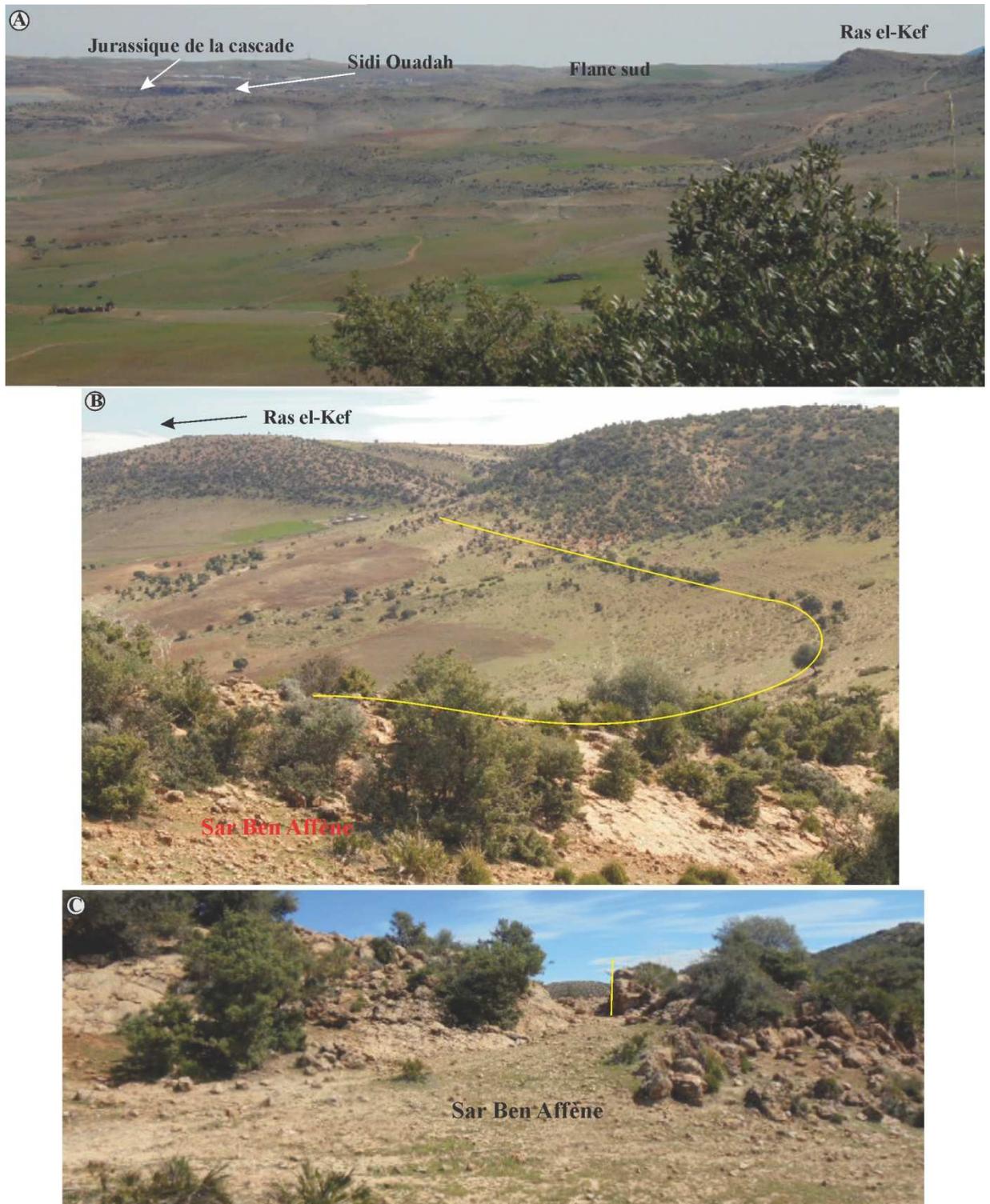


Fig. 51: (A) Photographie du flanc sud de l'anticlinale de sidi Ouadah, (B) photographie montrant la partie SW de l'anticlinal avec refoulement des couches (C) dans Dj. el-Hamra, coupe de S. Ben Affène.



Fig. 52 : Photographies montrant les deux flancs depuis el-Hamra (A et B), photographie de l'anticlinal de Douar Mina (C).

CHAPITRE III.

**BIOSTRATIGRAPHIE,
PALEONTOLOGIE ET
ICHOFOSSILES**

Sommaire.**I- INTRODUCTION.****II- BIOSTRATIGRAPHIE,****A- Secteur de Tiaret - Tagdempt**

- 1- Coupe de Mcharref-2
- 2- Coupe de Mcharref-3.
- 3- Coupe de Sidi Ouadah
- 4- Coupe de Sar ben Affène.

B- Secteur de Frenda (Medroussa - Sidi Bakhti)

- 1- Coupe de Cheurfa
- 2- Coupe de Tmalhet (Oued Louhou)
- 3- Coupe de Toubessine.
- 4- Coupe de Khalouet Sbaâ

C- Secteur de Tousnina - Ledjdar.

Coupe de Kef El Gatoura.

D- Secteur de Chellala.

- 1- Coupe de l'Oued Touil
- 2- Coupe de Ras Nokhra.

III- PALEONTOLOGIE SYSTEMATIQUE DES AMMONITES CRETACEES.**A- Introduction****B- Etude systématique des ammonites.****C- Paléoécologie****IV- ATTRIBUTIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS.****A- Etat de connaissances actuelles.**

- 1- L'Albien.
- 2- Le Cénomaniens.
- 3- Le Turonien.

B- Attributions biostratigraphiques.**C- Discussion sur le problème des limites.****D- les Bioévénements de l'intervalle Albien - Turonien.****V- ICHNOFOSSILES.****VI- PALEOBIOGEOGRAPHIE.**

I- INTRODUCTION.

La biostratigraphie est une discipline basée sur la détermination, l'études et l'âge des organismes, elle est basée dans ce travail sur les organismes récoltés à travers les différentes coupes et affleurements crétacés de notre région d'étude, nous tenons dans ce chapitre à citer les espèces (si possibles) et les genres ainsi déterminés, des différents organismes tell que les ammonites, les inocérames, les échinides, les bivalves/huîtres, les gastéropodes, les ostracodes et les foraminifères. Cette citation est agrémentée par des illustrations de quelques spécimens les plus significatifs, puis nous étudions en détail les ammonites récoltées dans le volet « Paléontologie ». L'attribution biostratigraphique est proposée sur la base de cette étude paléontologique avec une interprétation paléobiogéographique. Un inventaire des traces fossiles sera aussi entamé à la fin de ce chapitre.

II- BIOSTRATIGRAPHIE.

A- Secteur de Tiaret – Tagdempt – Mellakou.

1- Coupes de Mcharref-2 & 3.

Dans la coupe de Mch-2 on a pu récolter plusieurs formes d'ammonites albiennes (*cf. infra*) trouvées tous dans le banc n° 06. La détermination a donné les formes suivantes : *Elobiceras (Craginites) sp. aff. newtoni* Spath, 1925 ; *Mortoniceras (Mortoniceras) inflatum* (Sowerby, 1818) ; *Mortoniceras (Mortoniceras) pricei* (Spath, 1922) ; *Mortoniceras sp.* ; *Goodhalites sp.* ; *cf. Cantabrigites sp.* ; *Discohoplites sp.* ; *Stolizskaia sp.* ; *Mantelliceras mantelli* ? (J. Sowerby, 1814).

Ces ammonites que nous allons étudier en détail dans le volet « Paléontologie » sont figurées dans les planches 18 - 22.

Outre les ammonites, il y a aussi dans le membre inférieur et supérieur de la Formation de Mcharref une riche faune d'échinides et de bivalves. Pour les échinides, on cite (Pl. 11, 12) : *Macraster douvillei* ? (Gauthier, 1902) ; *M. Macraster obtritus* ? Lambert, 1931 ; *M. Macraster longesulcatus* (Cotteau & Gauthier, 1895) ; Quand aux bivalves/huîtres, ils sont représentés par (Pl. 1-5) : *Neithea quinque-costata* ; *N. regularis* ; *N. grandicostata* ; *Limaria* ; *Venericardia* ; *Protocardia* ; *Ceratostreon sp.* ; *Ilymatogyra africana* ?(Lamarck) ; *Restellum corinatum* ? ; *Venuripus* ; Gryphées ; *Amphidonte conica* (Sowerby, 1813) ; *Plicatula auressensis* ? ; *Rhynchostreon suborbiculatum* ?(Lamarck, 1811).

En outre, la formation de Mcharref contient aussi une riche faune de foraminifères et d'ostracodes avec quelques gastéropodes (*Trochidea, Nerineidea*) et rares bryozoaires.

2- Coupe de Zaâroura (Tiaret-ville).

Cette coupe, découverte récemment représente un autre affleurement de la formation fossilifère de Mcharref au sein de la ville de Tiaret (après l'extension vers l'Ouest), elle est riche en huîtres et gastéropodes, on a pu récolter : *Pycnodontes sp.* ; *Venericardia sp.* ; *Nerinea*

bicatenata ? (Coquand) ; *Naticidae* sp. ; *Plicatula auressensis* ? ; *Ceratostreon* sp. ; *Rhynchostreon suborbiculatum* ? (Lamarck, 1811).

3- Coupe de Sidi Ouadah.

Dans cette coupe de référence (pour l'intervalle Albien – Turonien, la faune est présentée surtout par des bivalves/huîtres et des gastéropodes. Les ammonites, les foraminifères et les échinides sont relativement rares. On note aussi que cette faune est concentrée surtout dans la "Formation de Cheurfa".

Dans la base de la "Formation de Sidi Ouadah" existe quelques rares gastéropodes (moules de Nérinées, n° 03). Au sommet, la faune devient fréquent avec des gastéropodes comme dans le niveau n° 17, elles sont présentés en petites formes ferrugineuses avec souvent des moules de bivalves (bancs n° 18,19).

Dans la "Formation de Cheurfa", le premier membre renferme quelque huîtres (*Ostrea* sp.) et gastéropodes (*Connus* sp.) avec quelques moules internes de bivalves indéterminables. Tandis que le deuxième membre contient deux spécimens d'ammonites (bancs n° 23 & 29) indéterminables associées avec (Pl. 6) : *Ceratostreon* sp. ; *Venericardia* ; *Neithea quinque-costata* ; *N. regularis* ; *N. grandicostata* ; *Limaria* ; *Glycymeris (marrotianus?)* ; *Plicatula auressensis* (Coquand, 1862) ? ; *Tetragramma radiolar?* (Brongniart, 1822) ; *Protocardia* ; *Ostrea* sp ; *Venuripus* ; *Striostrea paucichomata* ? ; *Curvostrea rouvillei* (Coquand, 1862) ; *Amphidonte conica* ? (Sowerby).

Le troisième membre contient les ammonites : *Metengonoceras dumbli* (Cragin, 1893) (banc n° 34 & 34') indiquant le Cénomaniens supérieur basal, de la zone à *Nigericeras cauvinii* (cf. tableau 1) associées avec : *Ceratostreon* sp. ; *N. regularis* ; *Neithea quinque-costata* ; *N. grandicostata* ; *Limaria* ; *Cucullaea diceras* f. *Cucullaeridae* ; *Plicatula* sp. ; *Venericardia* ; *Protocardia* ; *Amphidonte conica* ? (Sowerby,) ; *Ceratostreon* sp. ; *Venuripus*.

Ce membre a été rapporté par Ciszak (1993) au Cénomaniens supérieur grâce à des Alvéolinidés avec *Cisalveolina fraasi* (Reichel).

Dans le quatrième membre (les Calcaires crayeux et dolomitiques), la faune est presque absente, on n'a pas pu récolter de macrofossiles. Ce membre a été rapporté au Cénomaniens supérieur (Welsch, 1890 ; Ciszak, 1993).

La "Formation de Freau" contient dans sa base (membre I, les Marnes à *Ostrea rediviva* de Welsch) des calcaires lumachelliques et des lumachelles à huîtres surmontées par des marnes cachées par des argiles cultivées. Ce membre serait d'âge Turonien inférieur mais qui pourrait débiter au Cénomaniens supérieur (Welsch, 1890). Les niveaux fossilifères se trouvent dans le deuxième membre (terme inférieur) où on a récolté des échinides associés à des gastéropodes (c'est l'équivalent du terme b du membre B de Ciszak ou le T3 de Welsch). Les niveaux n°75', 84', 88' renferment une riche faune d'ostracodes avec quelques rares foraminifères. Les fossiles sont les suivants : *Ceratostreon* sp. ; *Pygorhynchus* sp. ; *Coenholectypus larteti* ? (Cotteau) ; *Cythereis namousensis* BASS. & DAM, 1976 ; *Tetragramma radiolar* (Brongniart, 1822) ; *Nérinées* ; *Ovocytheridea* cf. *reniformis*.

Dans l'assise T2 de Welsch, l'auteur a récolté plusieurs formes d'échinides et d'huîtres, on cite par exemple : *Echinobrissus pseudo minimus*, Peron et Gauthier ; *Cyphosoma Delamarrei* ; *Hemiaster Fourneli* ? Desh ; *Hemiaster oblique-truncatus*, Peron. et Gauthier ; *Pterocera* sp.

4- Coupe de Sar Ben Affène.

Les seules formes d'échinides récoltés se situent au niveau de la "Formation de Freau" dans le premier membre, vers le haut, la faune est rare, j'ai donc récolté (Pl. 13, 14) : *Tetragramma radiolar* ? (Brongniart, 1822) ; *Hemiaster syriacus* ? (Conrad) ; *Pygorhynchus* sp. ; *Mecaster pseudo fourneli* ? (P. & G, 1878) ; *Heterodiadema lybica* ? (Agassis & Desor).

On note ici que dans cette région (Ouest de Mellakou), Welsch (1890) a levé une coupe intéressante (coupe de Chaâbet Freau), dans laquelle il a subdivisé la série en : (i) assises cénomaniennes (**C1** ; calcaires marneux à *Ostrea conica*, **C2** ; calcaires marneux à *O. flabellata*, **C3** ; calcaires gréseux à *O. Olisiponensis*), (ii) assises turoniennes (**T1** ; marnes à *O. rediviva*, **T2** ; calcaires à *Turritella pustulifera*, **T3** ; calcaires et marnes à *O. proboscidea* et *O. cudicrensis* ; **T4** ; calcaires dolomitiques) et assise du Santonien (**S1** ; marnes jaunes à *Bothriopygus Coquandi*).

Dans l'assise **T2** (équivalent du membre **II** de la formation de Freau) l'auteur a trouvé en plus les huîtres des échinides : *Hemiaster oblique-truncatus*, Per. et G. ; *Hemiaster* sp. ; *Holactypus serialis*, Desh. ; *Cyphosoma cf Theuestense*, P. et G. ; *Echinobrissus pseudo minimus*, P. et G.

Egalement l'assise T3 (membre III de Freau) renferme des *Ostrea* et des : *Hemiaster fourneli* ? Desh. ; *H. oblique - truncatus*, P. et G. ; *Echinobrissus pseudo minimus*, P. et G. et des bivalves : *Cerithium pustuliferum*, Bayle ; *Pterocera*, sp. ; *Trigonia limbata*, D'Orb. ; *Cyprina aculecarinata*, Coq.

On souligne également à l'Oued Talrempt (coupe n° 13 de Welsch), l'auteur a recueilli *Ostrea Olisiponensis*, Sharpe et des *Ostrea flabellata*, d'Orb (dans l'assise C₆, dans l'assise T₂ il a trouvé plusieurs formes de rudistes *Sphaerulites Sharpei*, Bayle, un peu vers le haut de la série les fossiles étaient en abondance, ce sont principalement : *Hemiaster Fourneli*, Desh.; *Hemiaster oblique-truncatus*, P. & G.; *Hemiaster latigrunda*, P. & G. ; *Epiaster* ou *Micraster* ; *Trogonia limbata*, d'Orb. ; *Ostrea lateralis*, Nillson ?.

B- Secteur de Frenda – Medroussa (Louhou).

1- Coupe de Cheurfa.

Au niveau de la formation de Cheurfa, on a pu récolter une seule ammonite ; *Placenticeras* sp. du Cénomaniens supérieur, avec quelques huîtres et gastéropodes (Pl. 10). Dans les autres formations, la faune est très rare.

A la base de cette formation (n°12 de la coupe de Cheurfa) existe un niveau d'huître amalgamé renfermant des petits spécimens d'ostreidés avec quelques rares bivalves et

gastéropodes. Juste au-dessous, dans des marnes argileuses de la formation de Sidi Ouadah, Ciszak (1993) a pu récolter quelques *Marinella lugeoni* (Ciszak, 1993), microorganismes cités auparavant dans l'Hauterivien.

2- Coupe de Tmalhet (Oued Louhou).

Les fossiles sont en abondance dans la formation de Cheurfa. Un peu au-dessus du premier banc, juste à coté de la route, dans la rive gauche de l'Oued Louhou, il y a des huîtres (ostracés), moules de bivalves et des gastéropodes de grandes tailles, ce sont principalement (Pl. 07) : *Ceratostreon* sp. ; *Neithea quinque-costata* ; *Ostrea flabellata* ? d'Orb. ; *Ostrea* sp. ; *Curvostrea rouvillei* ? (Coquand, 1862); *Exogyra (Costagyra) olisiponensis* ? (Sharpe, 1850).

Welsch a cité (dans la coupe de vallée de Louhou) les fossiles suivants : *Ostrea Boussingaulli*, d'Orb. ; *Trigonia caudata* ? Brom. ; *Ostrea cf. flabellata*, d'Orb. ; *Ostrea proelonga*, Sharpe; *Ostrea pantagruetis*, Coquand. ; *Ostrea falco* Coquand.

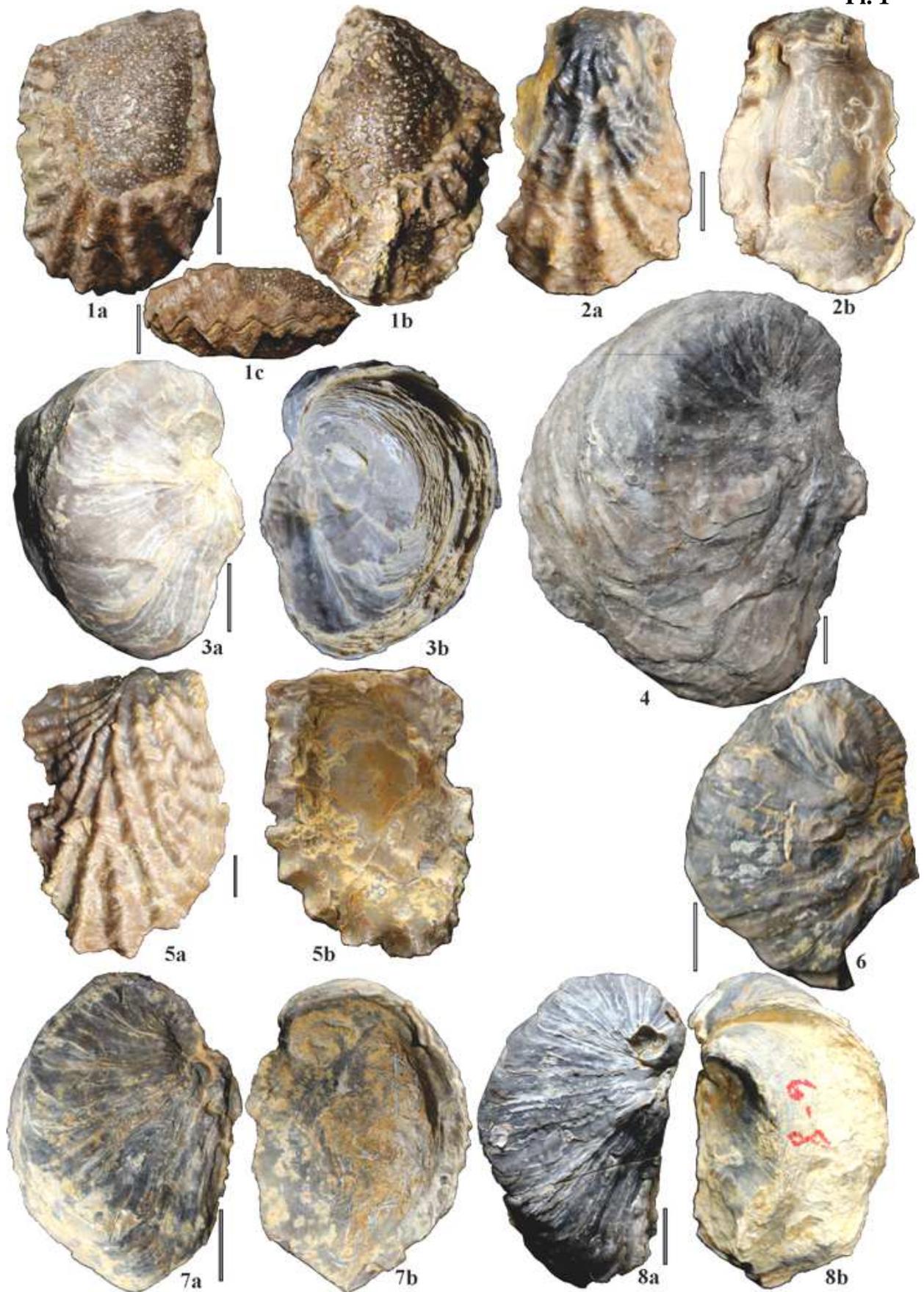
3- Coupe de Toubessine.

Au-dessous de la deuxième barre de la formation de Freau, il y a des marnes blanchâtres friables riche en échinides et moules de bivalves, on a pu déterminer des : *Hemiaster syriacus* ?(Conrad) ; *Mecaster* ? sp. ; *Neithea quinque-costata* ; *Pectinides* ; *N. regularis* ; *Veneridae*.

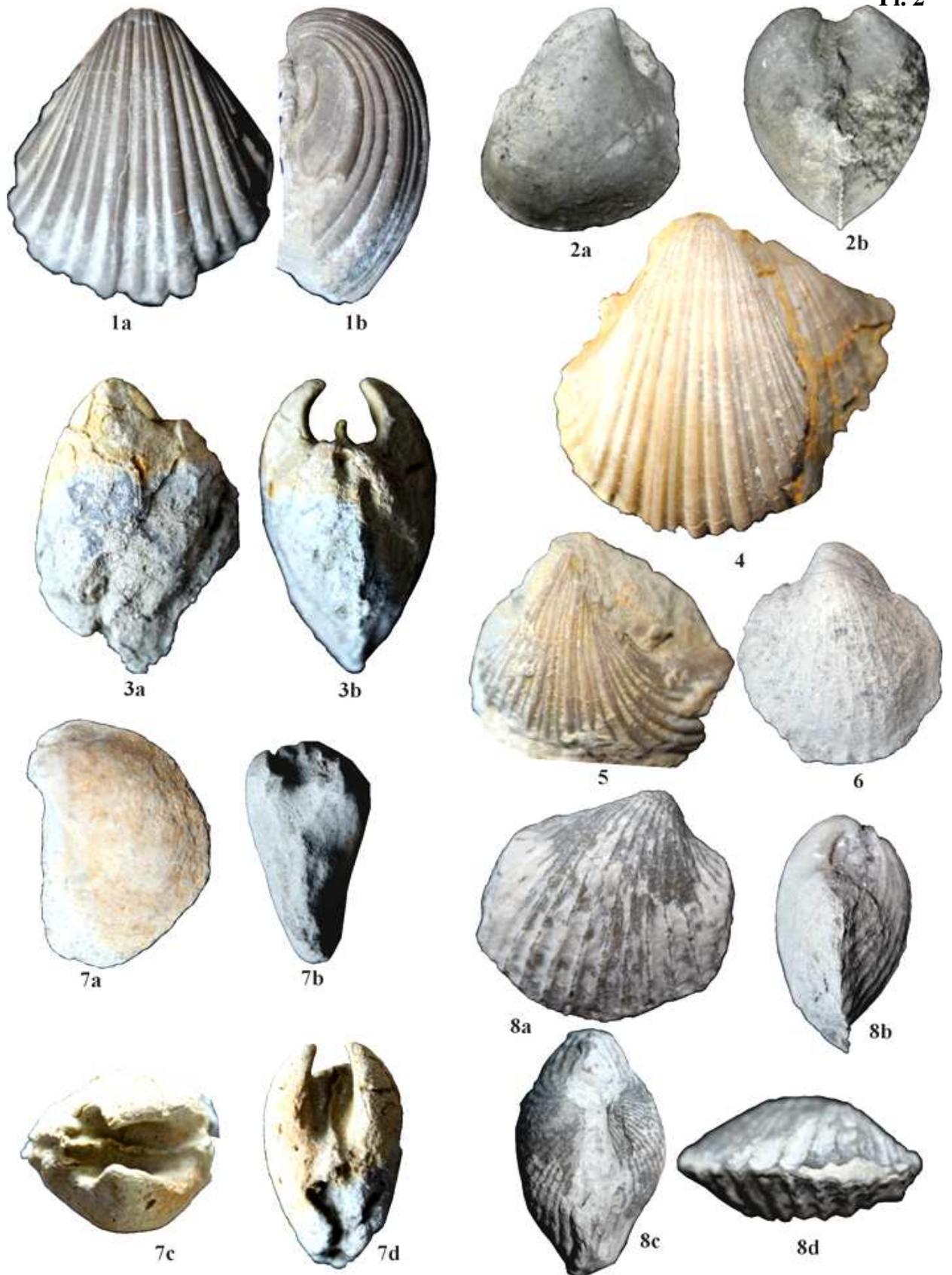
4- Coupe de Khalouet Sbaâ.

C'est une portion de coupe dans le massif d'el Assa à droite de la route, à quelques centaines de mètres au NE d'Aïn Hallouf. Au sommet de la deuxième barre de calcaires dolomitiques, dans un faciès mixte (de calcaires friables marneux et des marnes calcareuses légèrement indurées), au-dessous des bancs massifs durs de calcaires, s'intercalent trois niveaux fossilifères riches en bivalves/inocérames, échinides, gastéropodes et rares huîtres et rudistes. On a pu récolter (Pl. 08, 09 pour les bivalves /Pl. 16, 17 pour les échinides) : *Actinoceramus* sp. ; *Pygorhynchus* sp. ; *Hemiaster syriacus* ?(Conrad) ; *Nerinea bicatenata* ? (Coquand) ; *Inoceramus*? sp. aff. *I. costatus* Nagao and Matsumo ; *Trigonia* sp.

Welsch (1890) cite dans les coupes de la vallée de Louhou (Oued Louhou, Chaâbet Freau et Oued Talrempt) la faune suivante : *Ostrea rediviva* (dans l'assise T1 ; Marne à *O. rediviva*), *Cerithium pustuliferum*, *Sphaerulites Sharpei* (dans l'assise T2), *Hemiaster latigrunda*, *Hemiaster oblique-truncatus*, *O. proboscidea* et *Trigonia limbata* (dans l'assise T3 ; calcaires et marnes jaunes). L'assise T4 est azoïque par contre à Tnouflet (coupe n°16), l'auteur a trouvé au-dessus de l'assise T3 à *H. latigrunda* des : *Ostrea boucheroni*, *O. proboscidea*, *var-parva*. Ces fossiles indiquent l'âge Santonien (selon Coquand et Peron in Welsch, 1890).



Pl. 01 : Quelques bivalves récoltés dans la coupe de Mcharref-2, (1) ; *Restellum* sp. (a ; valve gauche. b ; valve droite, (2-5) ; *Restellum corinatum* ?; (3, 4, 6-8) ; *Amphidonte conica* ? (Sowerby, 1813). (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).



Pl. 02 : Quelques bivalves récoltés dans la coupe de Mcharref-2, (1,4) ; *Neithea quinque costata* ? , (2) *Veneridae* ; (3,7) ; *Cucullaea* sp.,;(5) ; *Neithea* sp., ; (6, 8) ; *Glycerimidea*.

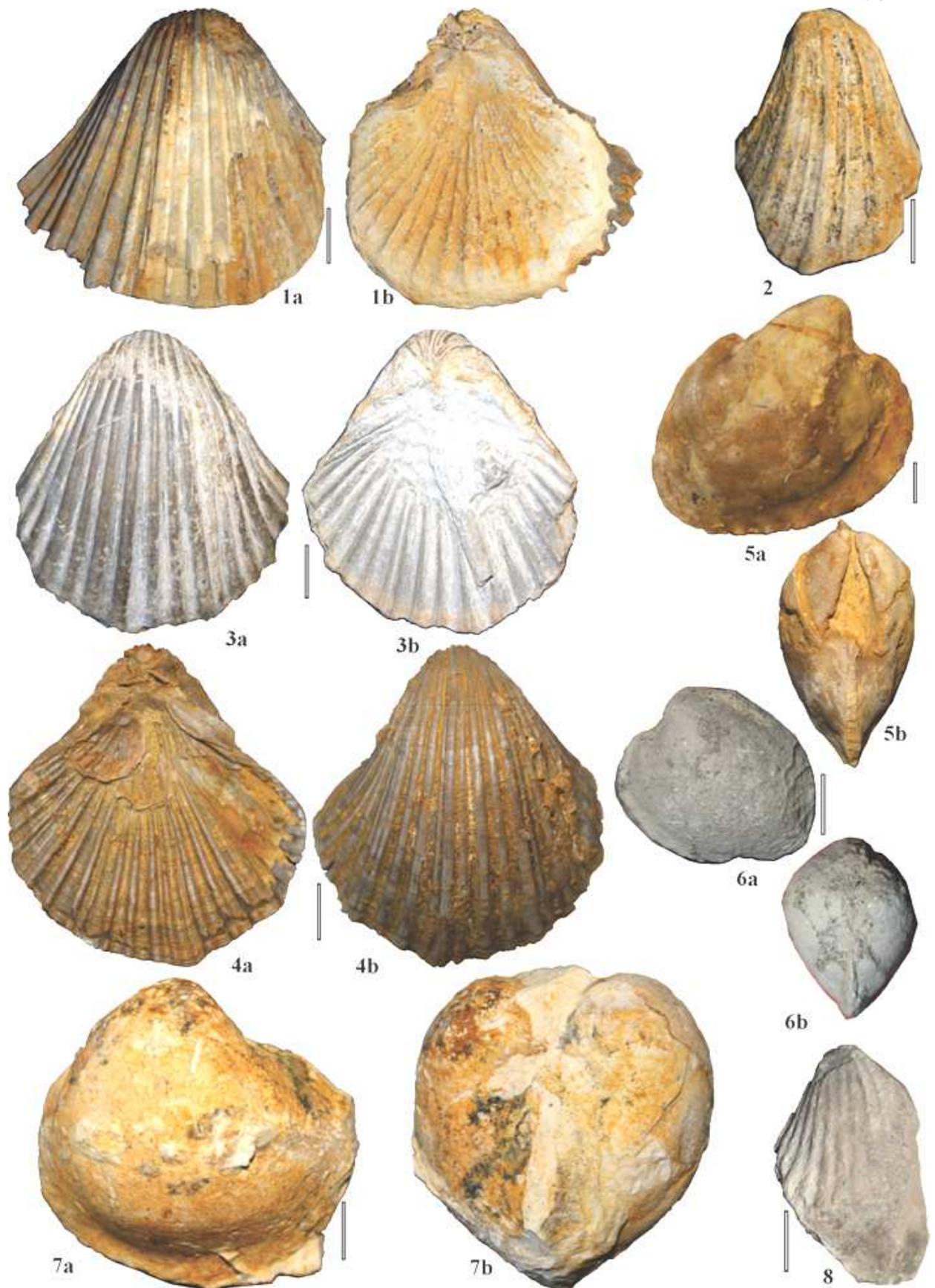
C- Secteur de Tousnina - Ledjdar.

1- Coupe de Kef el-Gatoura.

Dans la partie moyenne (l'équivalent de la Fm. de Cheurfa), la macrofaune est rares, sauf quelques moules internes de bivalves (*Venericardia*, *Limaria*). Cependant, et juste un peu vers le sommet (l'équivalent de la Fm. de Freauou) il y a une riche faune d'échinides, souvent mal préservée (moules internes à remplissage géopétale), se sont principalement (Pl. 15) : *Pygorhynchus* ? sp. ; *Hemiaster* ? sp. ; *Cythereis namousensis* BASS. & DAM, 1969 ; *Venericardia* ; *Limaria*.

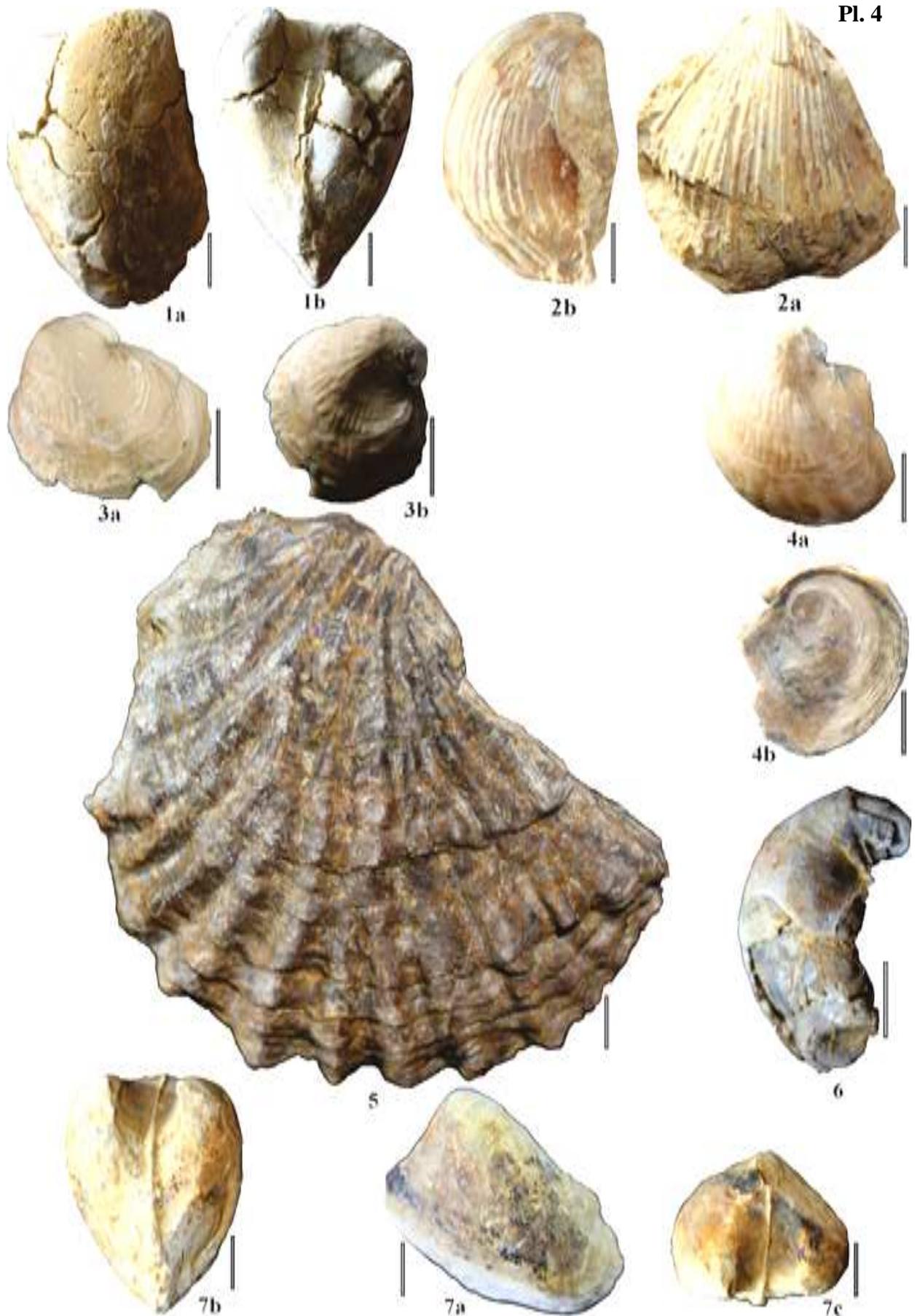
Tableau 1: Quelques zonations d'ammonites du Cénomanién supérieur dans différents domaines (selon Hancock, 2003 ; Gale et al., 1999 ; Courville, 1993 ; ...etc. in Ammonites.fr ; site d'internet, Chatelier H., 2017).

	Mer interne américaine	Europe du nord ouest		Nigéria		
		Zones	Sous-zones	Zones	Sous-zones	Horizons
Cénomanién Sup	<i>Nigericeras scotti</i>				<i>Vascoceras tectiforme</i>	<i>Vascoceras tectiforme</i>
	<i>Neocardioceras juddii</i>					<i>Vascoceras glabrum</i>
	<i>Euomphaloceras clydense</i>				<i>Nigericeras cauveni</i>	<i>Nigericeras bulbosum</i>
	<i>Euomphaloceras septemseriatum</i>		<i>Metoicoceras gestlinianum</i>	<i>Nigericeras cauveni</i>		<i>Vascoceras gr. gamai</i>
					<i>Nigericeras gadeni</i>	<i>Nigericeras kwayaensisi</i>
	<i>Vascoceras diartanum</i>					<i>Nigericeras gadeni</i>
						<i>Metengonoceras dumbli</i>

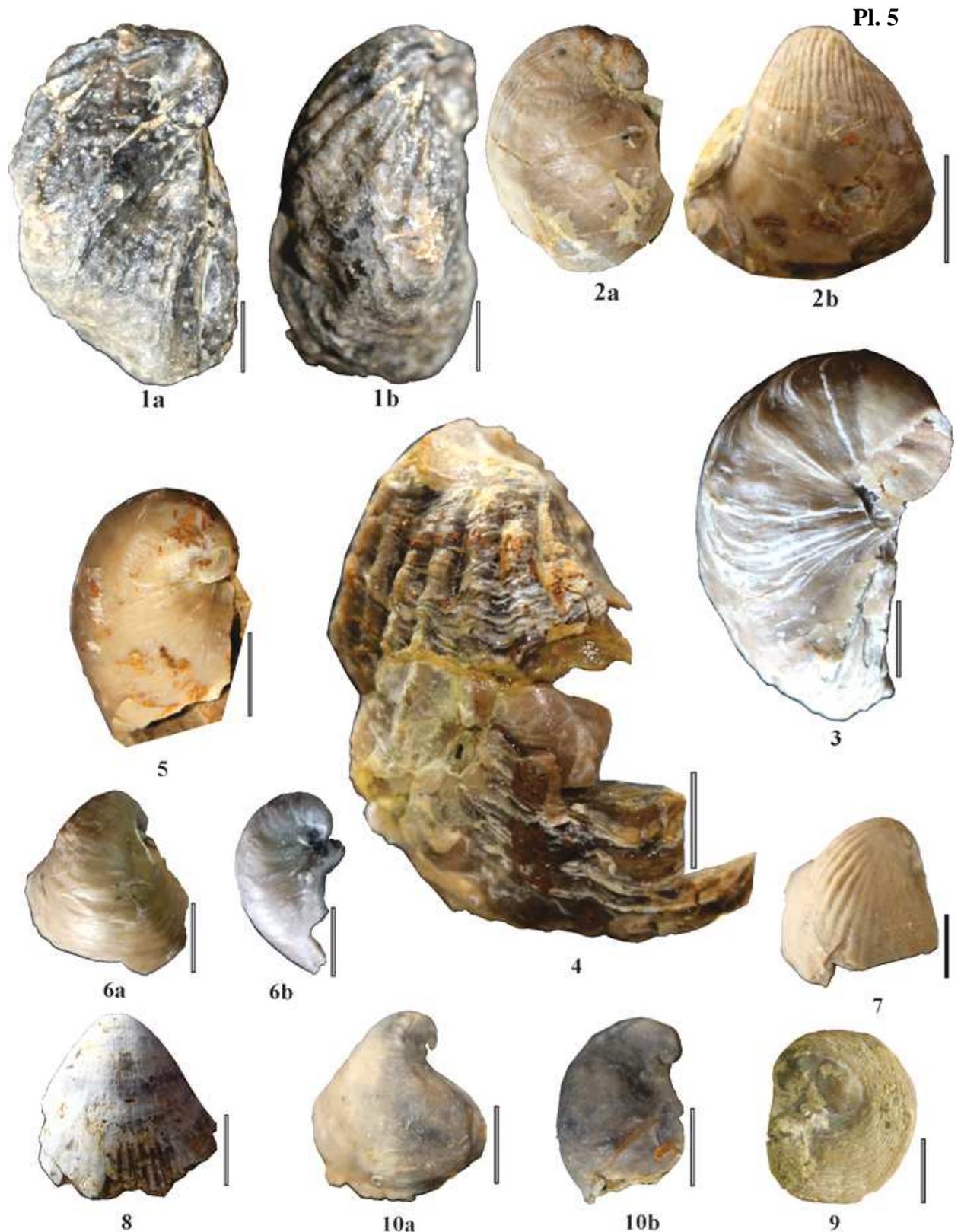


Pl. 03 : Quelques bivalves récoltés dans la coupe de Mcharref-2, (1-4, 8) ; *Neithea quinque-costata* (Sowerby), (5) ; *Cucullaea diceras* f. *Cucullaeridae* ? ; (6) ; *Veneridae* ; (7) ; *Protocardia* sp. (white barre = 2 cm, grey barre = 1cm).

Pl. 4



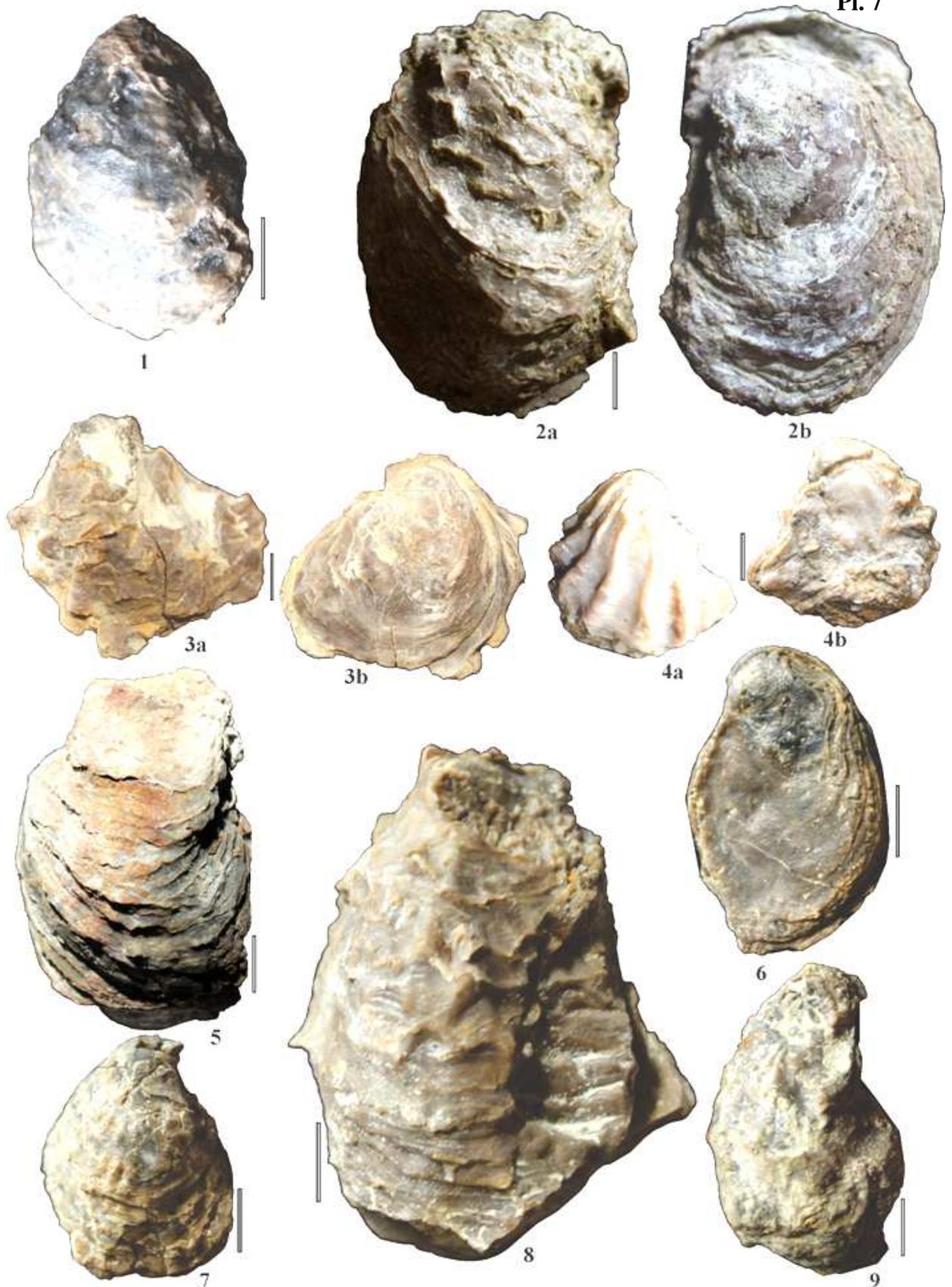
Pl. 04 : Quelques bivalves récoltés dans la coupe d'Aïn Guesma, (1,7) ; *Cucullaea diceras* f. *Cucullaeridae* ; (2) ; *Neitheia quinque-costata* ; (3, 4) ; *Rhynchostreon suborbiculatum* ? (Lamarck, 1801) ; (5) ; *Plicatula auressensis* ? ; (6) ; *Pycnodonte* ? sp., (white barre =2 cm, grey barre=1cm).



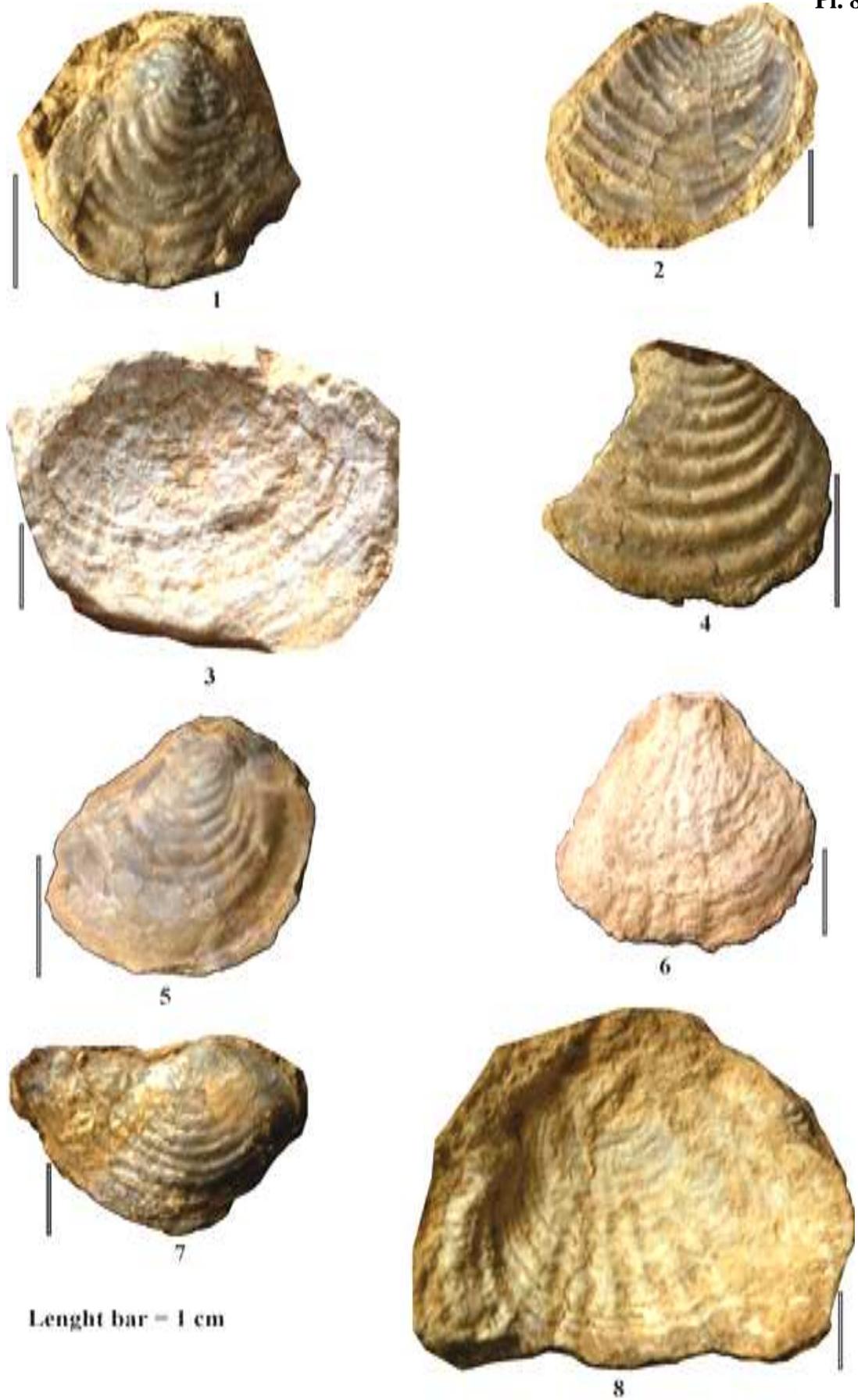
Pl. 05 : Quelques bivalves récoltés dans la coupe d'Aïn Guesma, (1) ; *Gyrostrea delettrei* ? (Coq, 1962); (2) *Pycnodonte (phygraea) vesicularis* ?, (3) ; *Amphidonte conica* (Sowerby, 1813), (4) ; *Plicatula* sp. ; (5, 6, 10) ; *Pycnodonte* sp. ; (7) ; *Rhynchostreon suborbiculatum* ? (Lamarck, 1801) ; (8) ; Pectinides ; (9) ; valve droite d'un *Amphidonte* sp., (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).



Pl. 06 : Quelques bivalves/huîtres de la coupe de Sidi Ouadah. (1) ; *Plicatula auresensis*? (Coquand, 1862), (2,7) ; *Striostrea paucichomata* ?. (3) ; *Curvostrea rouvillei* (Coquand, 1862). (4-6) ; *Amphidonte conica* ? (Sowerby, 1813). (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).



Pl. 07: Illustration de quelques bivalves/huîtres de la coupe de Tmalhet (Oued Louhou). (1,5); *Curvostrea rouvillei* ? (Coquand, 1862). (2, 7, 8); *Exogyra (Costagyra) olisiponensis* ? (Sharpe, 1850); (3,4); huîtres *indet.*, (6); valve gauche d'un *Curvostrea* sp., (9); *Gyrostrea delettrei* ? (Coq, 1962). (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).



Pl. 8: Illustration de quelques inocérames de la coupe de Khalouet Sbaâ. (1, 2, 4, 5, 7); *Inoceramus* sp. (3, 6, 8); *Actinoceramus* sp., (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).



Pl. 9: Illustration de quelques inocérames de la coupe de Khalouet Sbaâ. (1- 3, 5, 6, 8); *Inoceramus* sp. ; (4, 7); *Actinoceramus* sp., (white barre =2 cm, grey barre= 1cm).

D- Secteur de Chellala.

1. Coupe de l'Oued Touil.

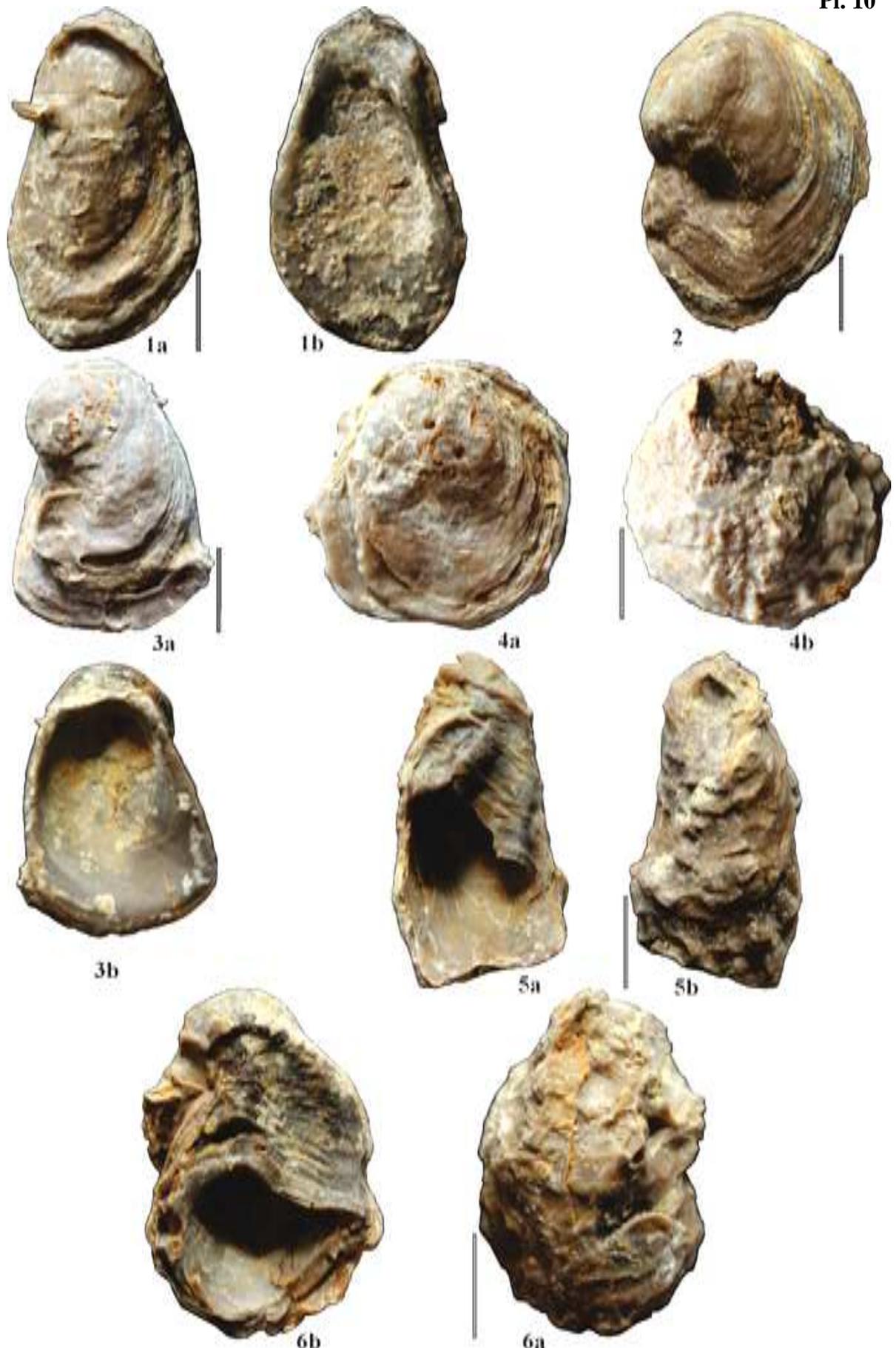
La macrofaune est généralement rare, mis à part quelques bivalves et gastéropodes mal conservés, la microfaune est représentée surtout par des ostracodes, rares foraminifères et quelques restes de poisson (coupe de Sboâ el Hdid). Dans la coupe d'Oued Touil (près de S. Laâdjel), étant la coupe de référence, Caratini (1970) a pu récolter plusieurs formes de bivalves, gastéropode, échinides, ostracodes et foraminifères dans les différentes formations.

Au niveau de la "Formation d'Oued Touil" (coupe d'Oued Touil, formations 2-5 de Caratini, 1970) Il s'agit de : *Nerinea blanfordiana* Stoliczka ; *Turitella (Haustator) nodosa* Romer ; *Cardita nicaisei* Coquand ; *Exogyra delectrei* Coquand ; *Alectryonia syphax* Coquand ; *Alectryonia dichotoma* Bayle.

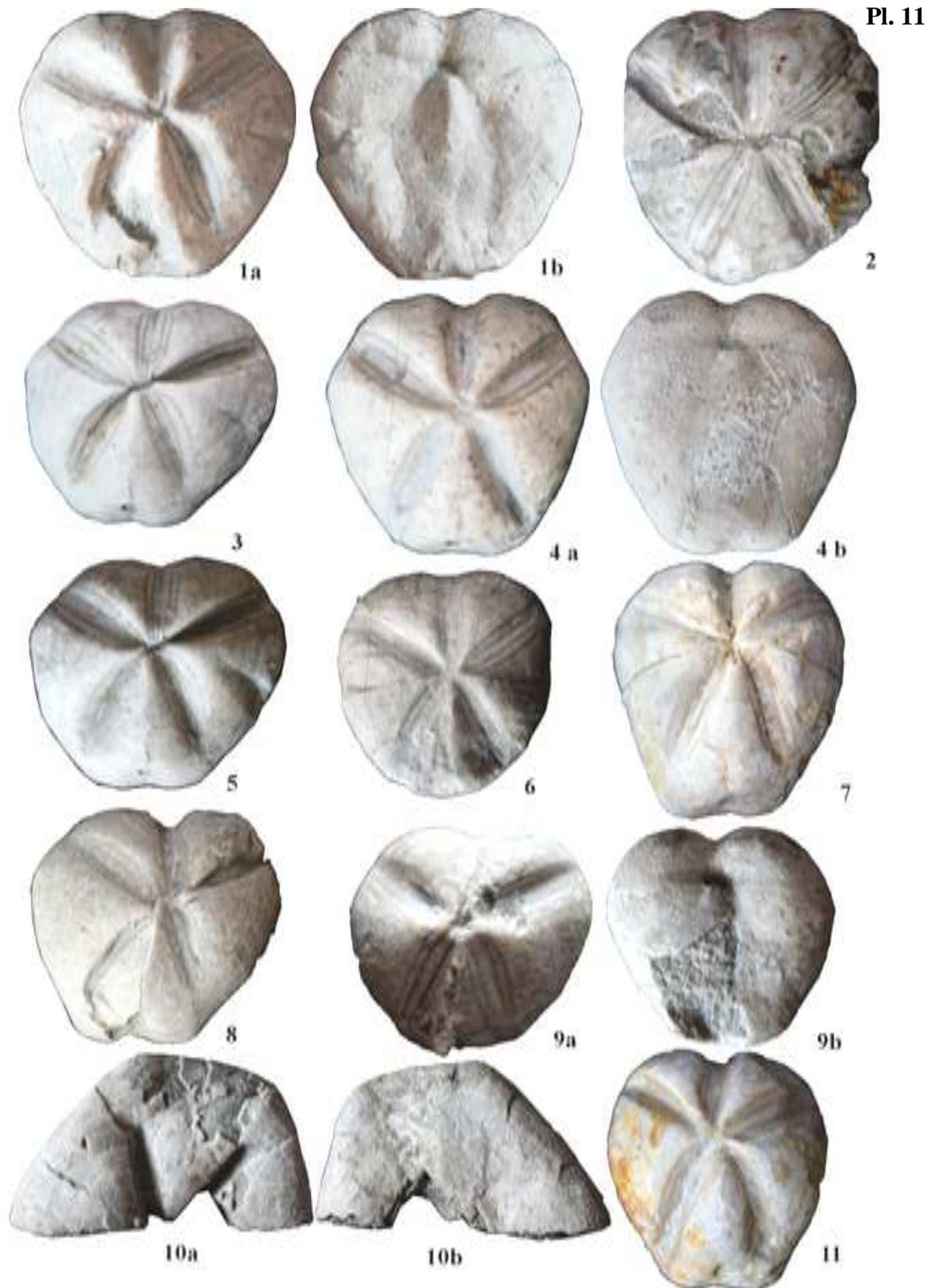
Dans la "Formation de Ras Nokhra" (formations 6 – 8 de Caratini, coupe d'Oued Touil), l'auteur a trouvé plusieurs formes de mollusque, notamment : *Phymosoma baylei* P. et G. ; *Hemiaster latigrunda* P. et G. ; *Exogyra delectrei* Coq. ; *Exogyra africana* Lamarck ; *Nucula capillata* Coq ; *Cythereilla* sp. ; *Plicatula batnensis* Coquand. ; *Plicatula fourneli* Coq. ; *Cyprina picteti* Coquand ; *Globorotalia cf. linnei* d'Orb.

2. Coupe de Sboâ el Hdid – Draâ Lben.

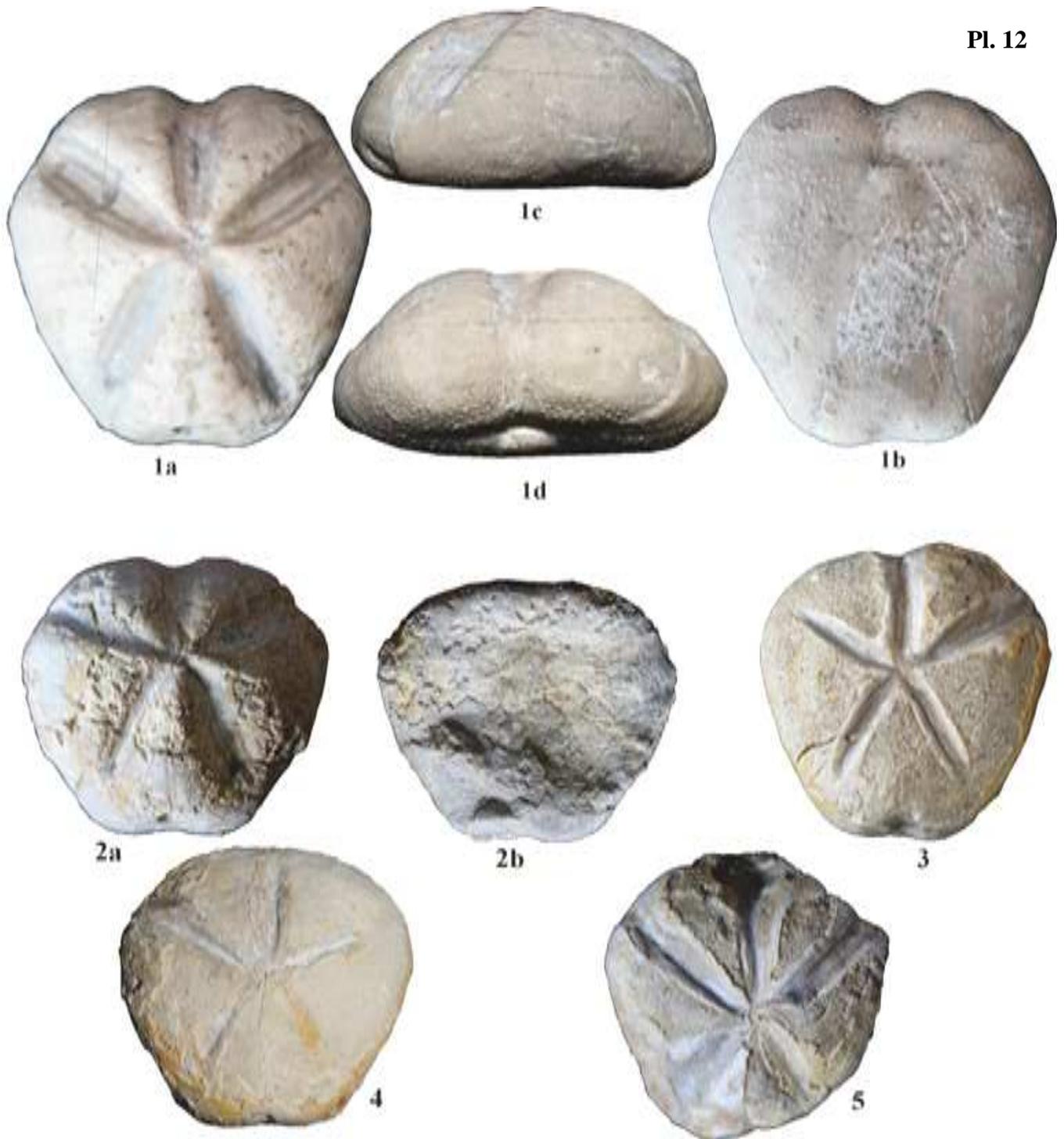
A la base de la coupe de Sboâ el Hdid et juste au-dessus du dernier banc du grès, les marnes argileuses ont livrés une riche faune d'ostracodes avec quelques radioles d'oursins et restes de poisson (dents).



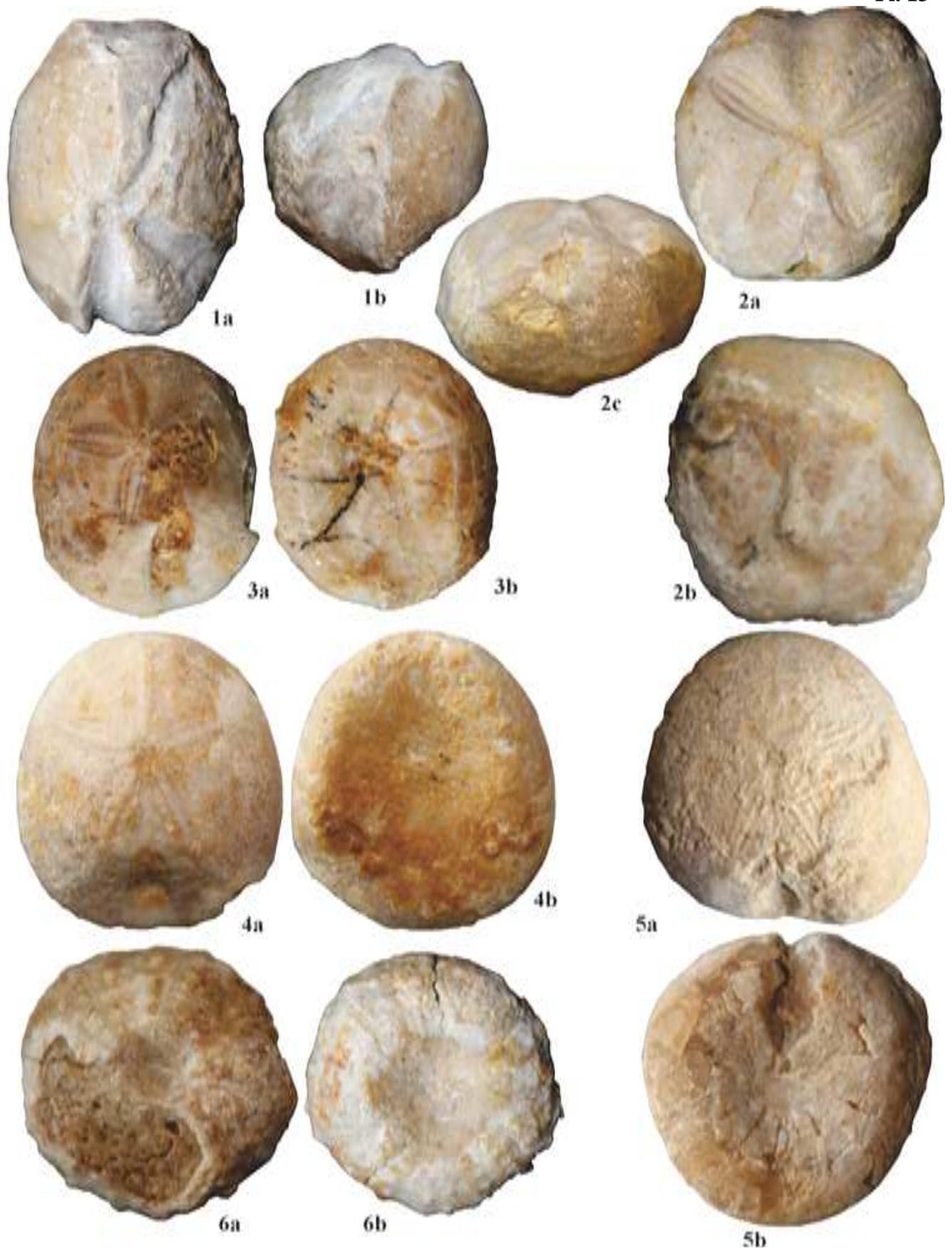
Pl. 10: Illustration de quelques bivalves/huîtres de la coupe du Dj. Cheurfa. (1, 5); *Curvostrea rouvillei*? (Coquand, 1862). (2, 7-8); *Exogyra (Costagyra) olisiponensis*? (Sharpe, 1850); (3, 4); *Ostrea* sp.; (6); valve gauche d'un *Curvostrea* sp., (white barre = 2 cm, grey barre = 1cm).



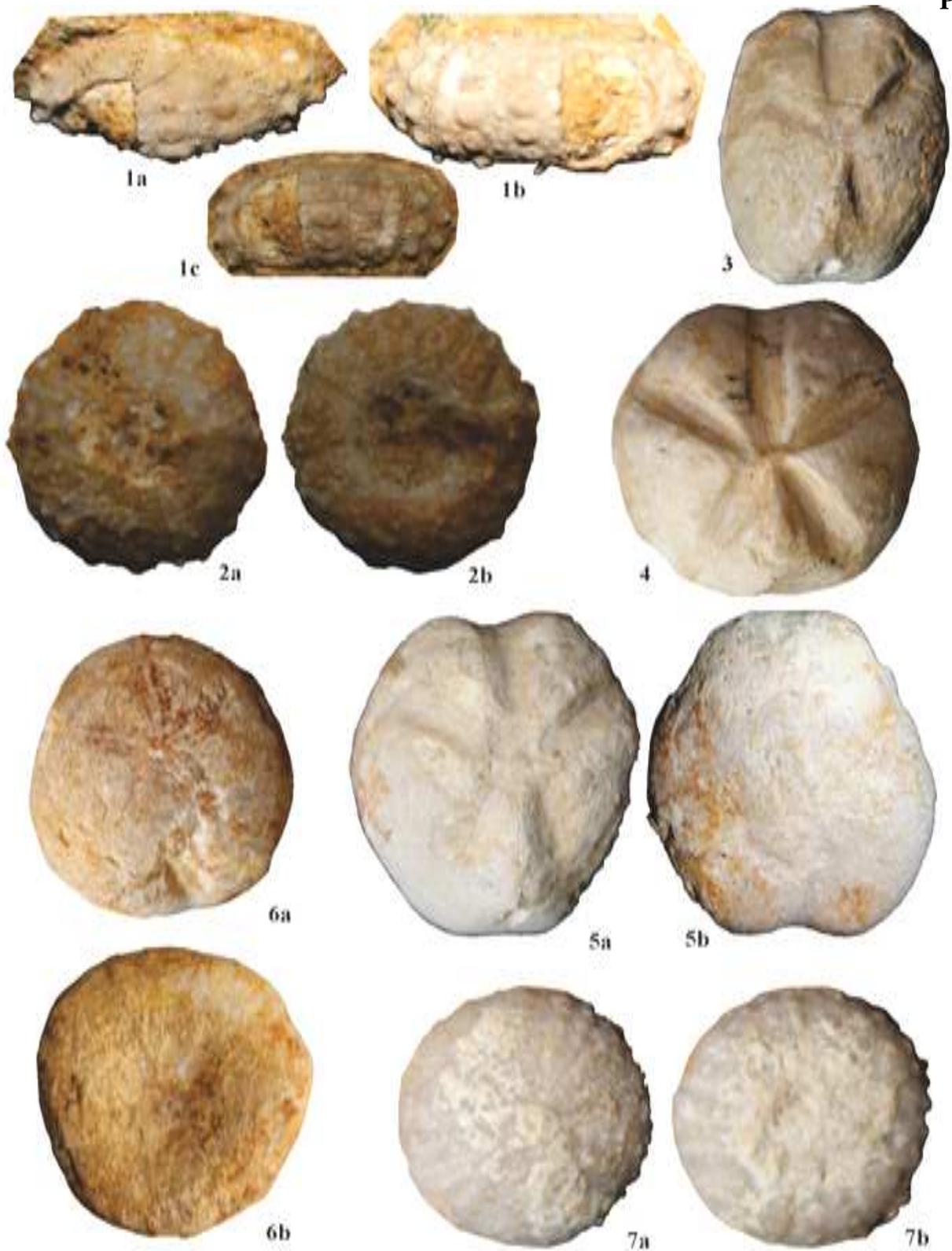
Pl. 11 : Illustration de quelques échinides récoltés de la coupe de Mch. 2 (membre inférieur), (1, 3-5, 7-11) ; *Macraster douvillei* ? (Gauthier, 1902), (2,6) ; *Macraster longesulcatus* ? (Cotteau & Gauthier, 1895).



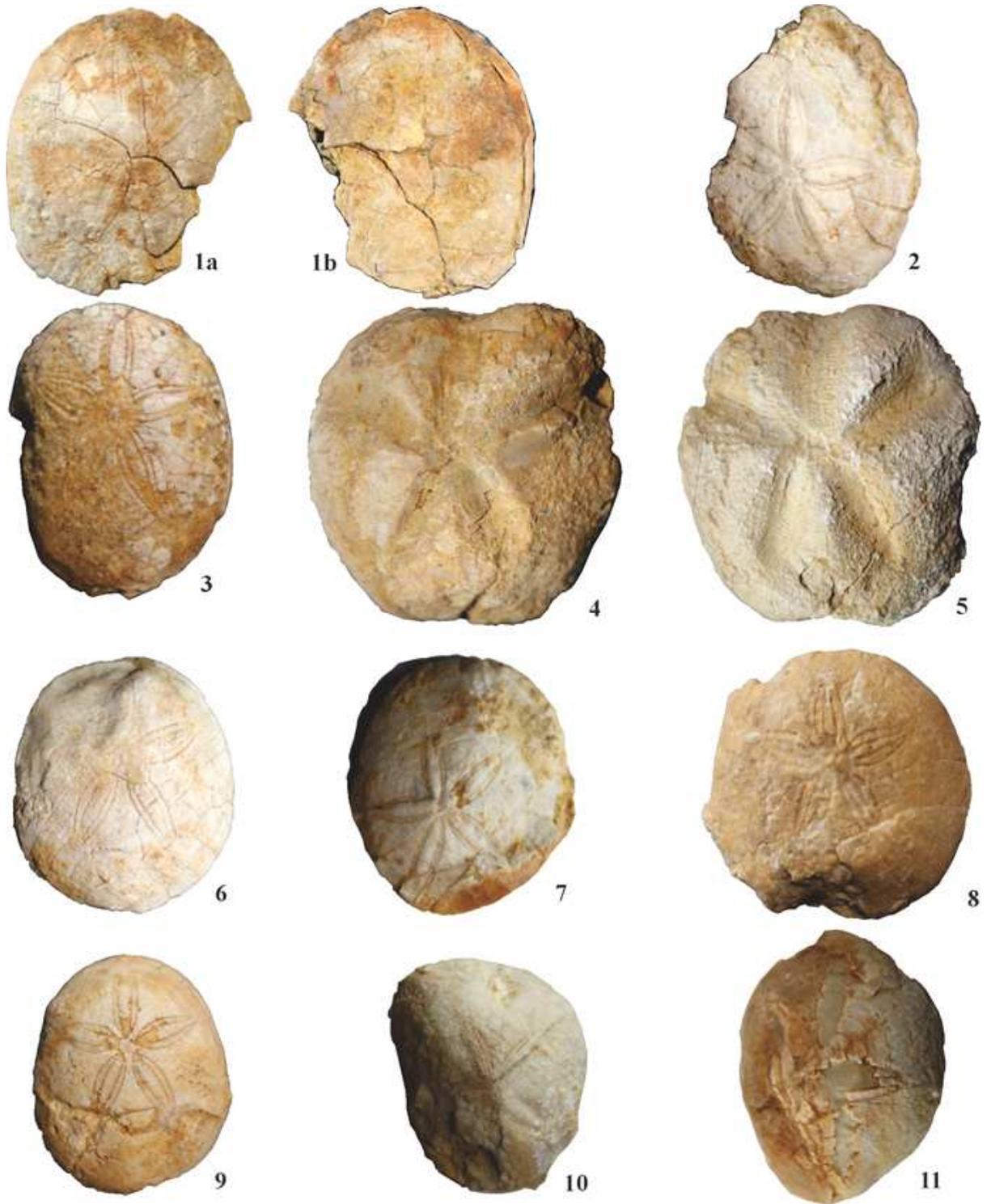
Pl. 12 : Illustration de quelques échinides récoltés : (1) ; *Macraster douvillei* ? (Gauthier, 1902) , a ; vue apicale, b ; vue orale, c, d ; vue latérale (coupe de Mch. 2, membre inf.), (2, 4) ; *Macraster douvillei* ? (Gauthier, 1902), (3,5) *Macraster* sp. 2-5 échinides récoltés dans le membre sup. de Mch 2.



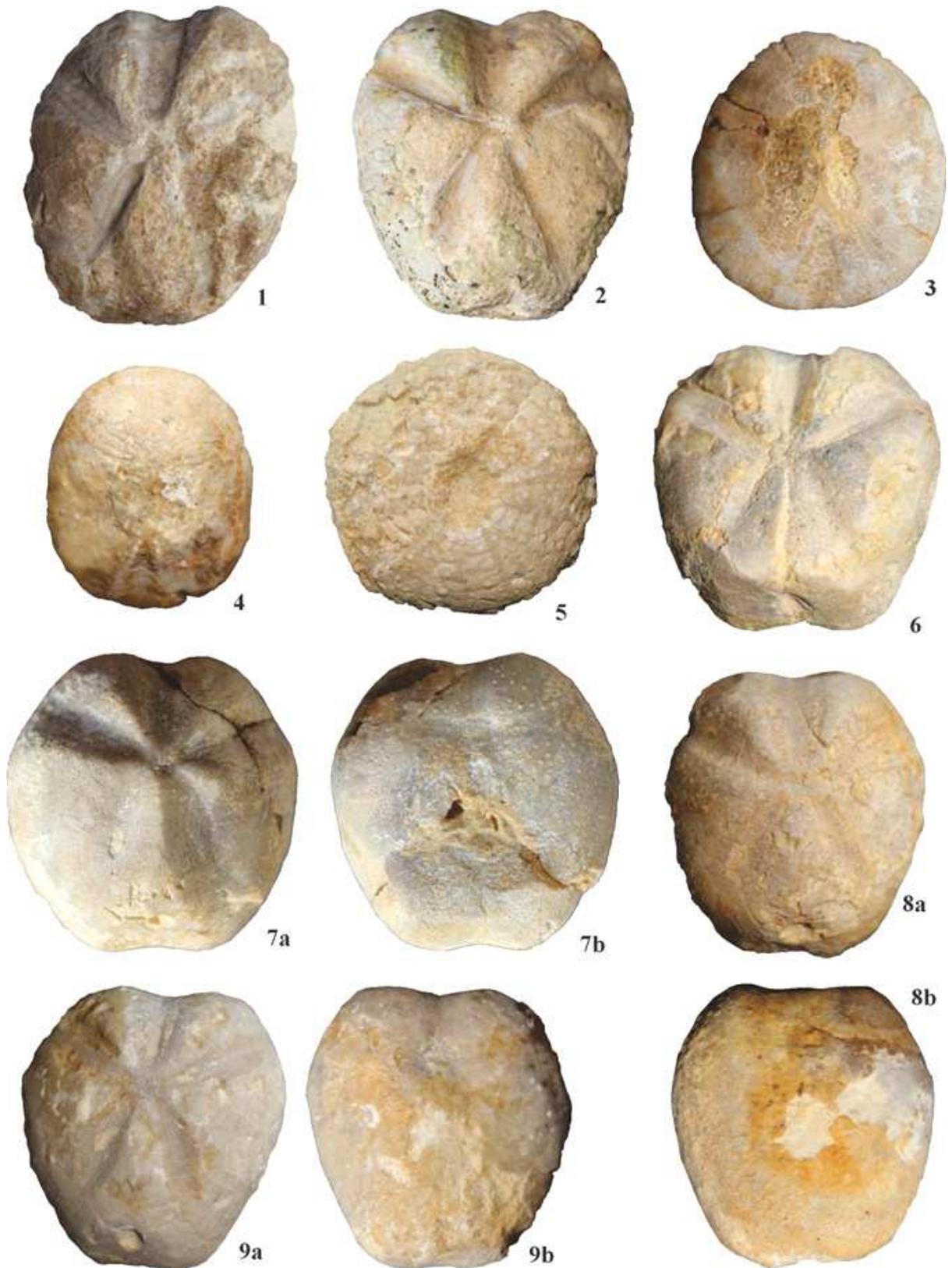
Pl. 14 : Echinides de la coupe de Sar Ben Affene. (1); *Hemiaster syriacus*? (Conrad), (2); *Mecaster pseudofournelli* ? (Peron & Gauthier), (3-5); *Pygorhynchus*? sp., (6); *Tetragramma variol* ? (Brongniart, 1822).



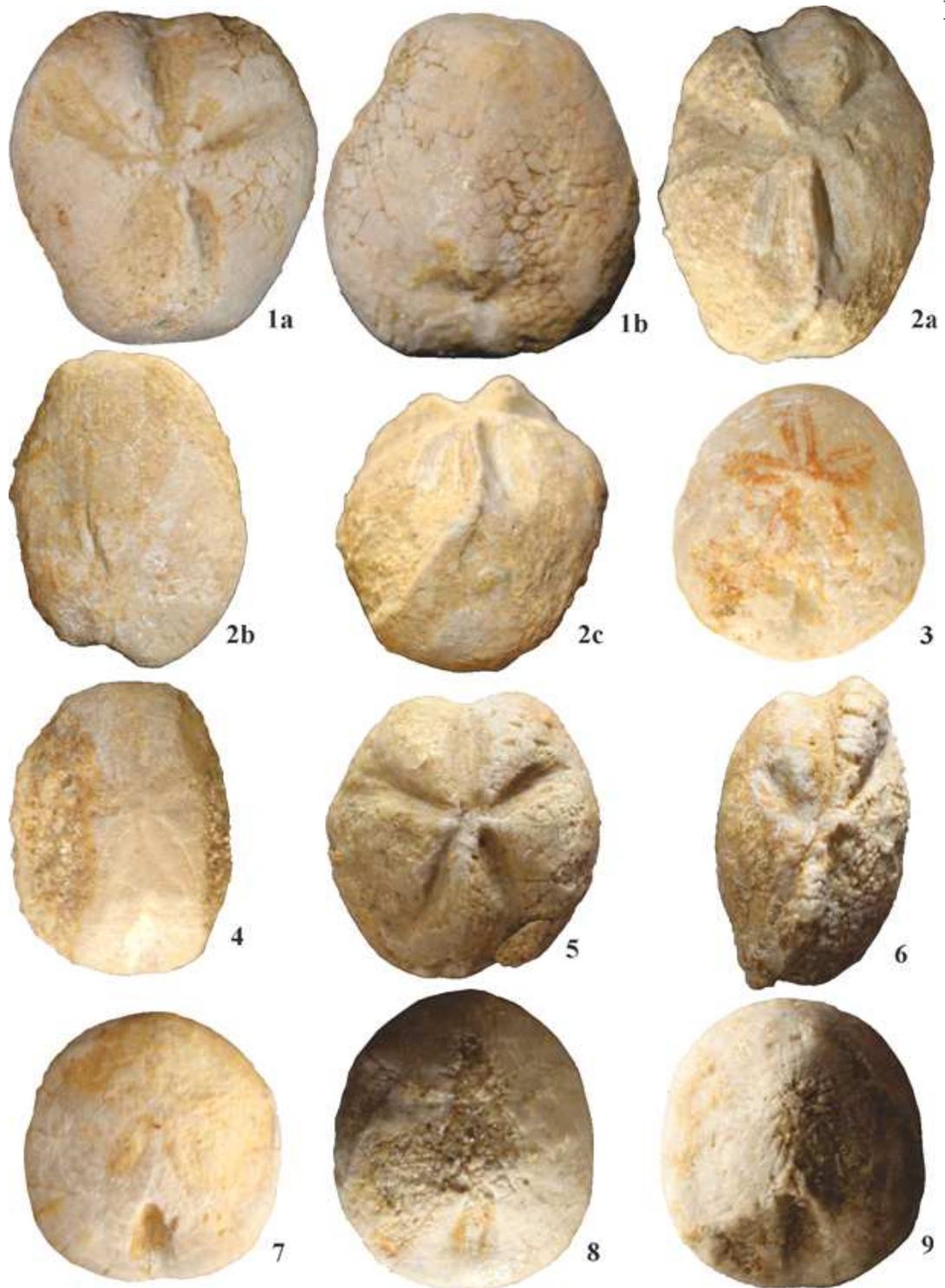
Pl. 14 : Echinides de la coupe de Sar Ben Affene. (1, 2, 7) *Tetragramma variol* ? (Brongniart, 1822), (3, 5) *Hemiaster syriacus* ? (Conrad), (4) *Mecaster pseudofournelli* ? (Peron & Gauthier), (6) *Pygorhynchus*? sp.



Pl. 15 : Echinides récoltés de la coupe de Kef el Guatoura, (1-3, 6-11) ; *Pygorhynchus* sp. ; (4, 5) ; *Hemiaster* ? sp.



Pl. 16: Echinides récoltés de la coupe de Khalouet Sbaâ, (1, 2, 6-9); *Hemiaster* ? sp, (3, 4) *Pygorhynchus* sp., (5) *Tetragramma* ? sp.



Pl .17 : Echinides récoltés de la coupe de Khalouet Sbaâ, (1, 2, 5, 6) ; *Hemiaster* ? sp. , (3, 4, 7-9); *Pygorhynchus* ? sp.

III- PALEONTOLOGIE SYSTEMATIQUE DES AMMONITES CRETACEES.

A. Introduction.

La faune d'ammonites récoltée jusqu'ici, bien que, pas vraiment riche, néanmoins, très importante, aussi bien pour ce travail que pour la région d'étude, il faut noter que l'assemblage mis en évidence dans l'intervalle Albien supérieur – Cénomaniens moyen est inédit et représente une nouveauté importante. La plus part des espèces recueillis sont en faite, cités pour la première fois. Cette étude, qui a été réalisée avec l'aide de : J. W. Kennedy, F. Amédéo, Matrimon et S. Reboulet concerne le gisement de Mcharref (coupe de Mch-2 ; l'Albien supérieur – Cénomaniens inférieur) et les quelques ammonites cénomaniennes de la Formation de Cheurfa (coupe de Sidi Ouadah et coupe du Djebel Cheurfa, cf. chapitre II).

L'Albien de la localité étudiée (Mcharref) est relativement riche en faune (*versus* d'autres régions de l'Algérie nord-occidental, comme par exemple l'Albien des Monts de Daïa, Ciszak, 1993 où on a jamais récolté d'ammonites), les ammonites en présentent une partie importante (Boualem et Benhamou, 2016), un nouvel assemblage est mis en évidence et a offert des marqueurs biostratigraphiques allant de l'Albien supérieur basal jusqu'à la partie inférieure du Cénomaniens inférieur. Par contre, dans le Cénomaniens - Turonien les ammonites sont rares, les quelques formes trouvées caractérisent le Cénomaniens moyen.

Pour étudier cet assemblage, nous utiliserons la terminologie de Gale *et al.* (2011) et Amédéo (1981 et 1992) pour les *Mortoniceras*, la biozonation adoptée est celles de la zonation standard de « Kilian Group (Reboulet *et al.*, 2011), illustré par le tableau 2 ci-dessous. Les individus étudiés sont trouvés en place ou juste près du niveau à ammonites, duquel ils proviendraient, après avoir déplacés par des travaux de réaménagement. Les mesures citées ci-après (D : diamètre de la coquille ; H : hauteur de l'ouverture ; O : diamètre de l'ombilic ; E : épaisseur de la coquille à l'ouverture) sont prises en mm. L'étoile (*) indique que la valeur citée est estimée.

Ces ammonites sont numérotées et déposées temporairement dans la collection du laboratoire de Géodynamique des bassins et bilan sédimentaire jusqu'à l'aménagement du musée de l'histoire naturel d'Oran. La numération comprend : une lettre **A** (ammonites), le numéro de l'ammonite récoltée, la coupe dans laquelle on a récolté cet individu et enfin le numéro du banc (ex : **A 01 Mch-2 06**).

Tableau 2 : Tableau de quelques zonations d'ammonites (modifiée par Gale *et al.* 2011) et zonation standard de l'Albien supérieur.

Latil, 1995		Owen, 1999		Amédéo <i>et al.</i> 2004	Gale <i>et al.</i> 2011	Reboulet <i>et al.</i> 2011 zonation standard
<i>S. dispar</i>	<i>S. dispar</i>	<i>S. dispar</i>	<i>A. briacensis</i>	<i>A. briacensis</i>	<i>A. briacensis</i>	<i>A. briacensis</i>
	<i>N. blancheti</i>		<i>M. perinflatum</i>	<i>M. perinflatum</i>	<i>M. perinflatum</i>	<i>M. perinflatum</i>
<i>M. inflatum</i>	<i>C. auritus</i>	<i>M. inflatum</i>	<i>M. rostratum</i>	<i>M. fallax</i>	<i>M. rostratum</i>	<i>M. rostratum</i>
	<i>H. varicosum</i>		<i>C. auritus</i>	<i>M. inflatum</i>	<i>M. fallax</i>	<i>M. fallax</i>
	<i>H. orbigny</i>		<i>H. varicosum</i>	<i>M. inflatum</i>	<i>M. inflatum</i>	<i>M. inflatum</i>
	<i>D. cristatum</i>		<i>H. orbigny</i>	<i>M. pricei</i>	<i>M. pricei</i>	<i>M. pricei</i>
			<i>D. cristatum</i>	<i>D. cristatum</i>	<i>D. cristatum</i>	<i>D. cristatum</i>

B. Etude systématique des ammonites.Ordre **Ammonoidea** Zittel, 1884Sous-ordre **Ammonotina** Hyatt, 1889Superfamille **Acanthoceratoidea** de Grossouvre, 1894Famille **Brancoceratidae** Spath, 1934Sous famille **Mortoniceratinae** Douvillé, 1912***Elobiceras (Craginites) sp. aff. newtoni*** SPATH, 1925

Pl. 18, fig. 1, a - c

2011 *Elobiceras (Craginites) newtoni* Spath, 1925 ; Gale *et al.*, p. 79, figs. 21 B-E, 22 A-J, 25 F, 31 G, 32 D, 34 J, 37 K)**Dimensions :**

spécimen	D	H	O	E
A22 Mch2 6	145	51	52*	35

Synonymie : *Euspectroceras strigilis* Hoepen, 1946, p. 202, figs 175 - 177.**Nombre d'exemplaire :** 1 (coupe de Mch-2, banc n° 6) pas en place.

Commentaire : Cet individu est incomplet ; seule la chambre d'habitation est préservée. Il a une forme relativement évoluée avec un ombilic large, et une section sub-rectangulaire. Les côtes sont simples à l'ombilic et ne se bifurquent pas sur les flancs ; elles ont un tracé plutôt rigide, légèrement projetées vers l'avant à l'approche du ventre. Sur cette partie haute des flancs, l'ornementation des côtes est caractérisée par la présence de petits tubercules étirés dans le sens spiral (3 à 4 par côte qui ont alors un aspect strié). La carène ventrale est faiblement élevée.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Cette espèce est connue dans l'Albien supérieur basal, la zone à *Mortoniceras pricei* (Gale *et al.*, 2011), zone utilisée dans la zonation standard (Reboulet *et al.*, 2011). Cette espèce serait présente sur les marges nord et sud-téthysienne (Gale *et al.*, 2011 ; ce travail), en Amérique du Nord, Atlantique sud central (Nigeria, Angola, Brésil), en Afrique du Sud et à Madagascar (Riccardi, 1991).

Genre ***Mortoniceras*** Meek, 1876***Mortoniceras (Mortoniceras) pricei*** (Spath, 1922)

Pl. 19, fig. 1; a, b.

Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A24 Mch2 6	46	21	17*	11

Nombre d'exemplaire : 1 (coupe de Mch-2, banc n° 6) pas en place.

Commentaire ; Forme évoluée, à deux tubercules par côtes (pl. 19, fig. 1a). C'est une espèce à carène élevée, rebords latéro-ventral arrondi, tour à section carrée ou rectangulaire, flanc légèrement plat. La costulation est flexueuse dans les tours internes et moyen, plus gracile que chez *M. inflatum*, mais à fort bulla ombilical et absence de tubercule latéral, un tubercule latéro-ventral interne à plusieurs étirement (stries) dans le sens spiral.

Distribution stratigraphique : Cette espèce est connue dans l'Albien supérieur basal ; elle est l'espèce-indice de la zone à *Mortoniceras pricei* (Gale et al., 2011), zone utilisée dans la zonation standard (Reboulet et al., 2011). Cette espèce serait présente sur les marges nord et sud-téthysienne, en Europe de l'Ouest et central, Crimée, Caucase, Maroc, Nigeria, Zululand, Texas, Madagascar, Venezuela (Kennedy et al., 1999).

Mortoniceras (Mortoniceras) inflatum (J. Sowerby, 1818)

Pl. 19, figs. 2, 4 -5, Pl. 20 fig. 9.

Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A05 Mch2 6	44	13	17*	15
A30 Mch2 6	38	12	12	11
A06 Mch2 6	51*	20	35*	22*
A29 Mch2 6	17	5	4	7

Nombre d'exemplaire : 4 (coupe de Mch-2, banc n° 6) en place.

Commentaire : Plus ou moins évoluée, à section du tour carrée ou rectangulaire. Cette espèce présente 3 tubercules par côte (dans la chambre d'habitation), dont un tubercule latéral atténué, (c'est le caractère principal de zonation phylétique des *Mortoniceras* selon Amédéo, 1992), côtes fort et grossières, naissant généralement divisés d'un tubercule ombilical dans les tours jeunes, puis simples (pour le stade adulte). Un tubercule mi-latéral éventuel, généralement faible, tubercules ombilical et un tubercule latéro-ventral interne qui présente des étirements ou des petites stries dans le sens spiral (comme chez les *Elobiceras*), carène plus ou moins saillante.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Cette espèce est connue dans l'Albien supérieur basal, c'est un index de zone (zone à *Mortoniceras inflatum*, Gale et al., 2011). Sa distribution géographique est mondiale, elle serait présente sur les marges nord et sud-téthysienne (Gale et al., 2011 ; ce travail), en Amérique du Nord, Atlantique sud central (Nigeria, Angola, Brésil), en Afrique du Sud et à Madagascar (Riccardi, 1991).

Pl. 18: (1); *Elobiceras (Craginites) sp. aff. newtoni* (Spath, 1925), A22 Mch2- 6 (x 1), **a** : vue ombilicale, **b** : vue ventrale, **c** : vue latérale.



a



b



c

Genre *Mortoniceras* Meek, 1876

Mortoniceras sp.

Pl. 19, figs. 3, 6 – 9, Pl 20, fig. 8.

Dimensions ;

spécimen	D	H	O	E
A02 Mch2 06	240 *	75 *	81	45
A27 Mch2 06	81 *	49 *	40*	35*
A25 Mch2 06	13	6	4	5
A13 Mch2 06	24*	11*	12*	11*
A15 Mch2 06	25*	10*	.	10*
A28 Mch2 06	19	7	10	6

Nombre d'exemplaire : 6 (coupe de Mch-2, banc n° 6) non en place.

Commentaire : plusieurs individus (formes juvéniles ou des tours internes) ou parfois des formes fragmentaires présentant des caractères en communs avec les *Mortoniceras*, mais pas assez claires pour arriver à l'espèce. La forme des coquilles est généralement évoluée à section carrées ou rectangulaires, avec un ombilic larges. Les côtes naissant généralement divisés d'un tubercule ombilical dans les tours jeunes. Le ventre porte toujours une carène plus ou moins élevée.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : les *Mortoniceras* sont connus dans l'Albien supérieur, la zone à *Mortoniceras pricei* jusqu'à la zone à *perinflatum* (Gale *et al.*, 2011), zones utilisée dans la zonation standard de l'Albien. Ce sont des ammonites cosmopolites, à répartition mondiale (Kennedy *et al.*, 2008 ; Benzaggagh *et al.*, 2017 ;...etc.).

Sous famille **Mortoniceratinae** H. Douvillé, 1912

Genre *Goodhalites* Spath, 1932

Goodhalites sp.

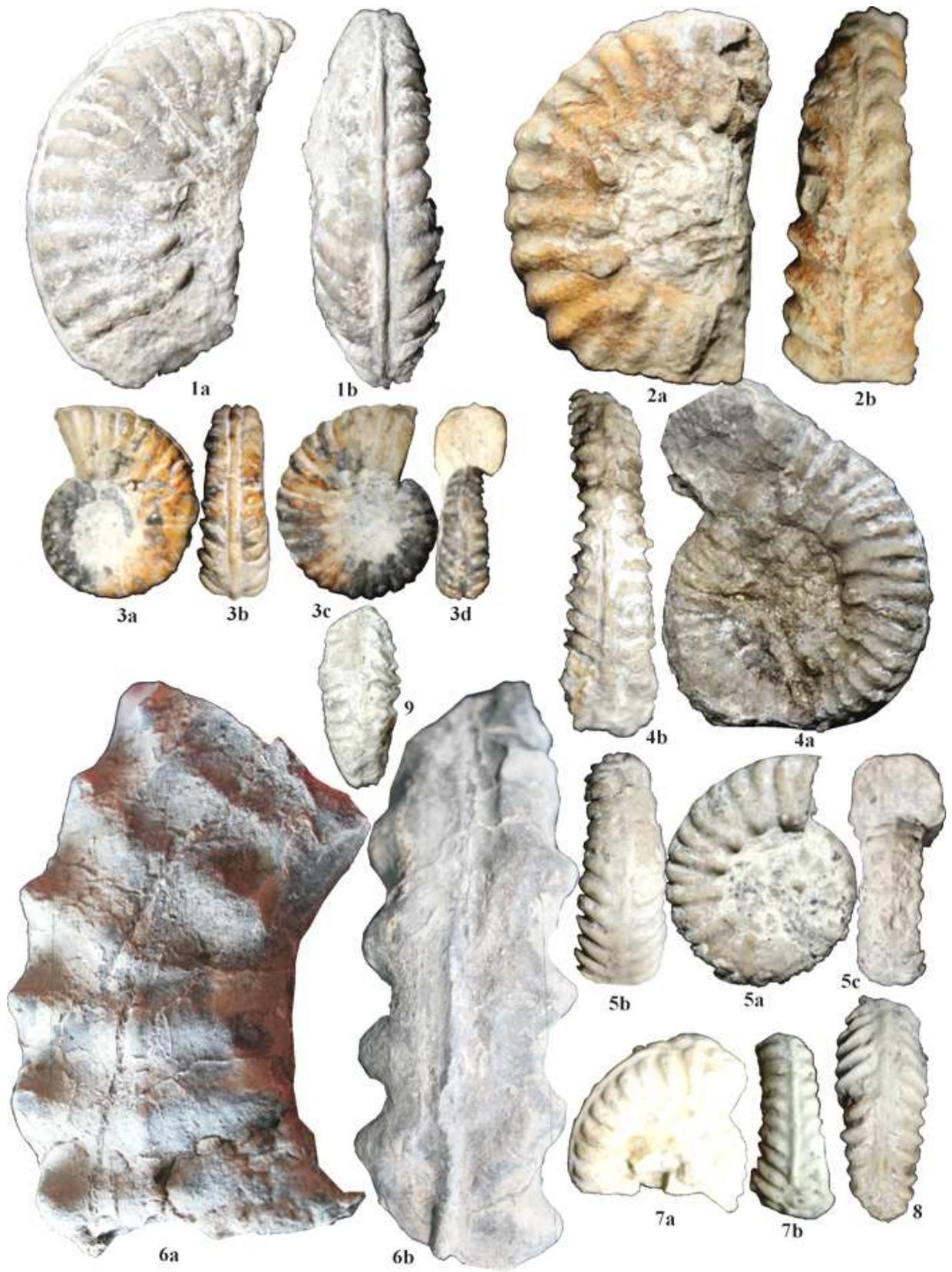
Pl. 21, figs. a-d.

Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A01 Mch2 06	142	49	60	30

Nombre d'exemplaire : 1(coupe de Mch 2, banc n° 6) en place.

Pl. 19: (1) *Mortoniceras (M) pricei* (Spath, 1922), A24 Mch2-6 (x 1.1). (2, 4, 5) ; *Mortoniceras (M) inflatum* (J. Sowerby, 1818). 2; A 05 Mch2-6 (x 1.2). 4; A 31 Mch2-6 (x1), 5; A30 Mch2-6 (x 1.3). (3, 6 – 9); *Mortoniceras* sp., 3; A25 Mch2-6 (x1), 6; A02 Mch2-6 (x 0.6), 7; A28 Mch2-6 (x 1.2), 8; A15 Mch2-6 (x 1.2), 9; A29.. Mch2 (x 1.2).



Commentaire : Légèrement involute, ou évolutive dans les premiers tours, à tendance de se fermer au stade adulte. Coquille à section ovale à sub-rectangulaire et comprimée, les côtes sont faibles par rapport au flanc, naissant divisé d'un tubercule ombilical, sinueuses et projetées à l'approche du ventre, marquant ainsi un tubercule latéro-ventral externe et latéro-ventral interne faible et atténué, pour disparaître après (au niveau de la chambre d'habitat). Au moins quatre tubercules : ombilical et latéral dans les tours internes, plus latéro-ventral interne et latéro-ventral externe. Ventre légèrement plat contenant une carène légèrement saillante.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Ce genre est connue généralement dans l'Albien supérieur, la zone à *Mortoniceras inflatum* (Wright *et al.*, 1996 ; Henderson & Henderson & Kennedy, 2002, Reboulet *et al.*, 2011). Ce genre est présent sur les marges nord et sud-téthysienne comme la France, l'Algérie. Il est observée également en Angola, Australie, Colombie, Mexique, Mozambique, Venezuela, et en Madagascar (Henderson & Kennedy, 2002 ; ce travail). Egalement certaines espèces de *Goodhalites* sont signalées dans la zone à *Mortoniceras inflatum* de province téthysienne (Rawson *et al.*, 1999 ; Owen, 1999) et dans le bassin de Benguela – Angola (Tavares *et al.* 2007).

Sous famille **Brancoceratinae** Spath, 1934

Genre *Cantabrigites* Spath, 1933

Cf. Cantabrigites sp.

Pl. 20, figs. 1-5.

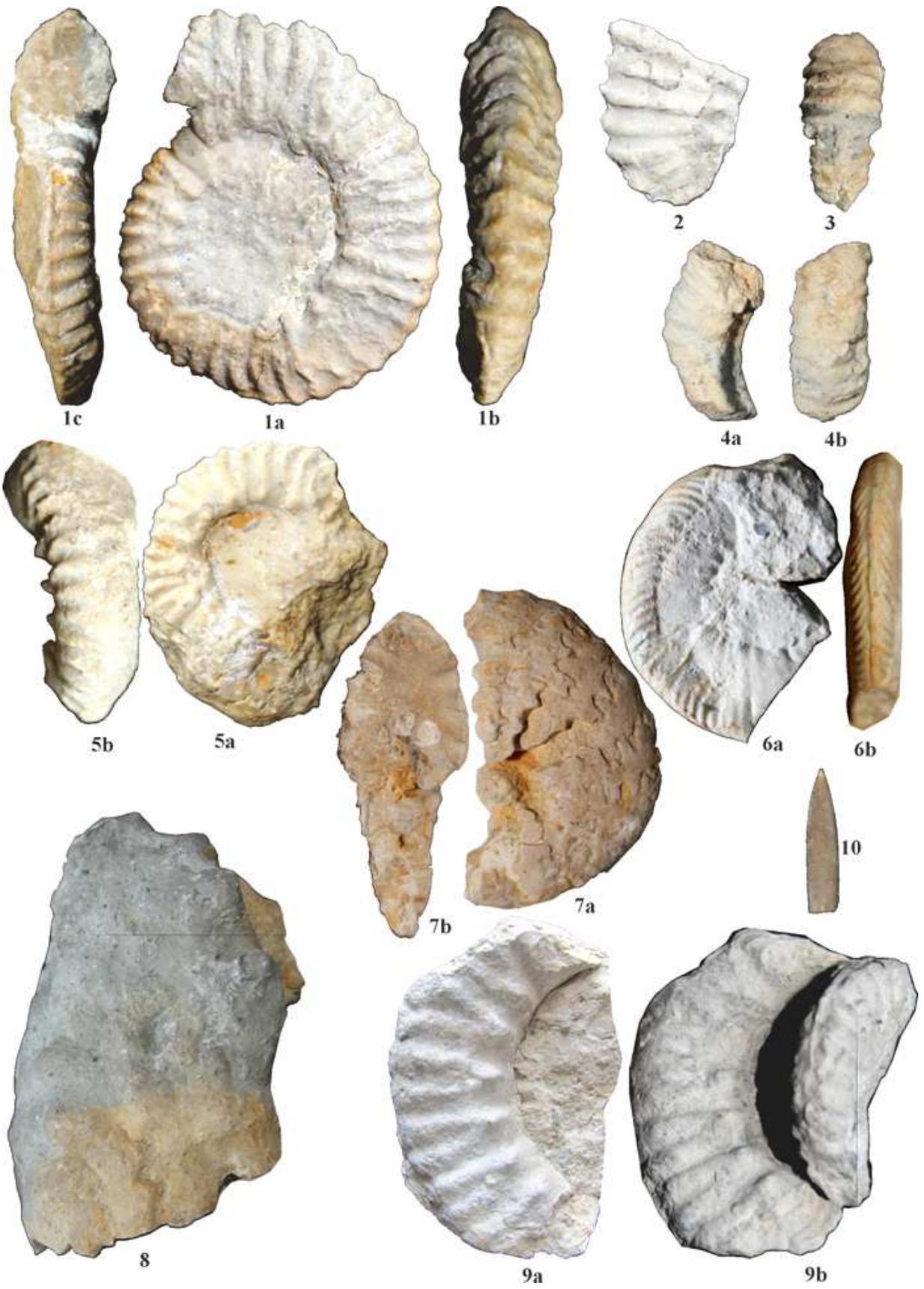
Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A23 Mch2 06	46	21	17	11
A07 Mch2 06	29	10	19	11
A 12 Mch2 06	31*	16*	13*	6*
A17 Mch2 06	33*	12*	14*	10*
A16 Mch2 06	21*	8*	9*	7*

Nombre d'exemplaire : 5 (coupe de Mch-2, banc n° 6) non en place.

Commentaire : Cet individu (Pl. 20, fig. 1) est incomplet, évolutive, de petite taille, comprimé. La chambre d'habitation est peu préservée, avec des côtes bifurquées dans les premiers tours, tendant à devenir simple par la suite, de forme arquées, légèrement projetées vers l'avant à l'approche du ventre, tendant à devenir droites et simple. En majorité non tuberculées, l'ombilic est plus ou moins large, et possédant une section sub-rectangulaire. Ventre arrondi ou fastigié, sans carène ventrale.

Pl. 20: (1 – 5) ; *Cf. Cantabrigites* sp., 1 ; A23 Mch2-6 (x1.2), a, b, c : vue ombilicale, ventral et dorsal, 2 ; A12 Mch2-6 (x 1.2), 3 ; A16 Mch2 (x 1.2), 4 ; A17 Mch2 (x1), 4 ; A17 Mch2 (x 1.2), 5 ; A07 Mch2 (x 1.2), (6) ; *Discohoplites* sp. aff. *subfalcatus* (Semenov, 1899), A11 Mch2-6 (x 1.2), (7) ; ammonites indéterminée, A09 Mch2-6 (x1), 8 ; *Mortoniceras* sp., A27 Mch2 (x1), 9 ; *Mortoniceras (M) inflatum* (J. Sowerby, 1818), A06.. Mch2 (x 1.1), (10) ; *Belemnites* sp.



Distribution stratigraphique et paléogéographique : L'espèce est connue dans l'Albien supérieur basal, la zone à *M. fallax* jusqu'à la zone à *M. perinflatum* (Gale *et al.*, 2011 ; Kennedy *et al.*, 2008), zones utilisée aussi dans la zonation standard (Reboulet *et al.*, 2011). Cette espèce serait présente sur les marges nord et sud-téthysienne comme l'Algérie, France, suisse, Belgique, Suisse, Hongrie et l'Angleterre, (Gale *et al.*, 2011 ; Scholz, 1979; Kennedy *et al.*, 1996; Amédéo, 2002).

Famille **Acanthoceratoidea** de Grossouvre, 1894

Sous famille **Mantelliceratinae** Hyatt, 1903

Genre **Mantelliceras** Hyatt, 1903

Mantelliceras mantelli (J. SOWERBY, 1814)

Pl. 22, fig. 2, a-c.

= *Mantelliceras tuberculatum* (Mantell, 1822).

Dimensions :

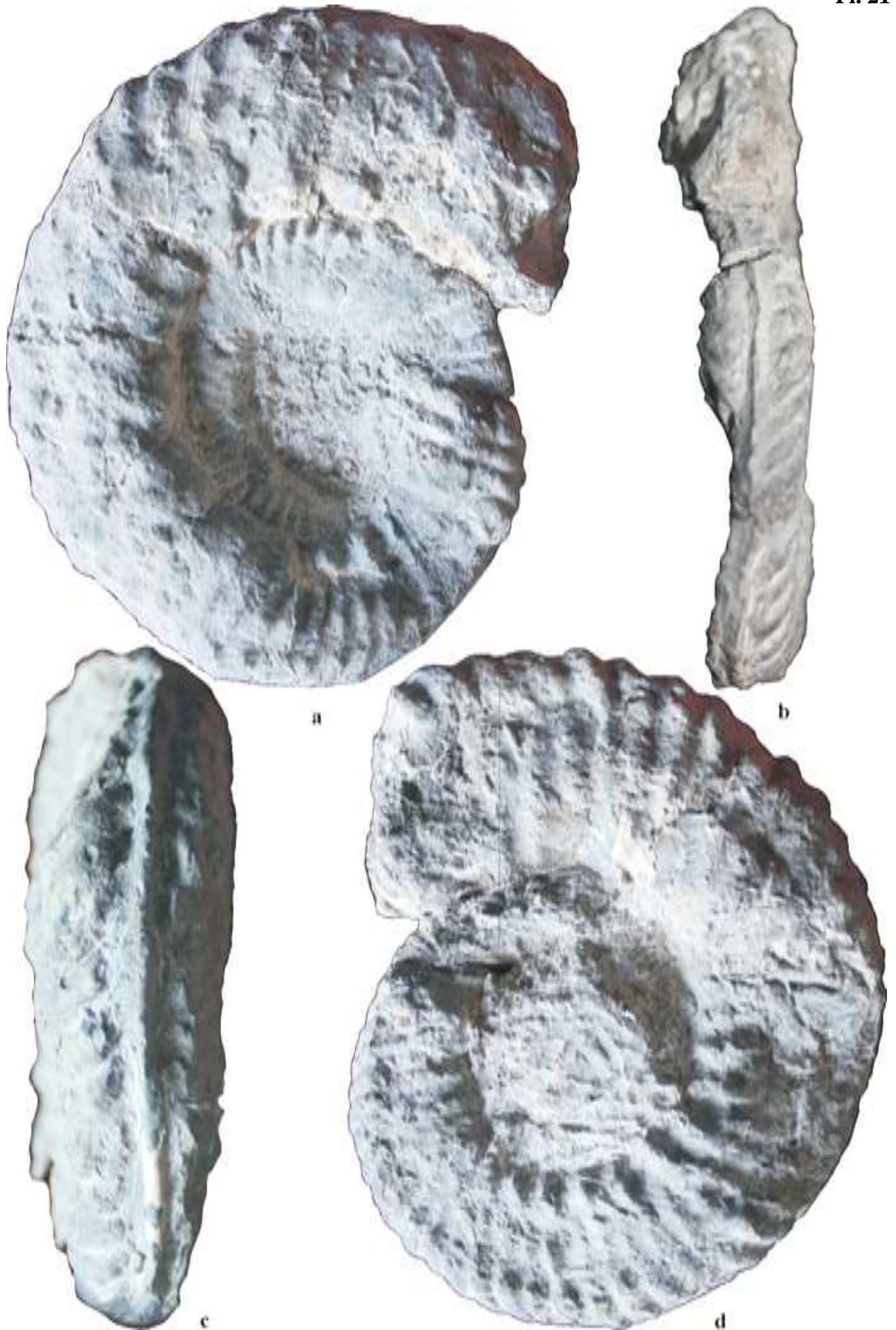
spécimen	D	H	O	E
A08 Mch2 06	43	19	10	17

Nombre d'exemplaire : 1(coupe de Mch-2, banc n° 6) non en place.

Commentaire : Cet individu est complet ; pas très bien préservée. Plutôt évolutive, la loge d'habitation est mal préservée, avec un ombilic plus ou moins petit et étroit, le ventre est rond, à convexe, spire (tour) à section polygonale, à ovale. Côtes alternant longues/courtes irrégulièrement, pouvant s'élargir à l'approche de l'épaulement latéro-ventral, des côtes primaires et intercalaires, simples et se bifurque a partir de faibles tubercules (bullas) ombilicaux, elles ont un tracé plutôt droite mais avec une légère fluxuation au ventre (elles travers le ventre). La costulation est représentée par trois à quatre tubercules atténués ; ombilical, latéral (2) et latéro-ventral interne/externe qui s'efface ensuite, les côtes dominant les tubercules sur la loge d'habitat adultes. Le maximum d'épaisseur se trouve au niveau du mi-flanc, la carène est absente.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : formes cosmopolites, cette espèce est connue surtout dans les deux premiers-tiers du Cénomaniens inférieur (très rarement en haut ; (Delamette & Kennedy, 1991), la zone à *Mantelliceras mantelli* (J. SOWERBY, 1814), zone de Cénomaniens inférieur, mais peut aller jusqu'à la zone à *M. dixonii* (Kennedy *et al.*, 2014). Cette espèce serait présente sur les marges nord et sud-téthysienne, en Angleterre, Ireland, France, Allemagne, Russie, Iran l'Europe de l'Ouest, Amérique du Nord, en Afrique du Nord, Madagascar, le Sud de l'Inde et le Japon (Delamette & Kennedy, 1991 ; Kennedy *et al.*, 2014).

Pl. 21 : (1) ; *Goodhalites* sp., A01 Mch2-6 (x 0.7), a – d; vue ombilicale, dorsal, ventral, et latérale.



Famille **Lyelliceratidea** Spath, 1921

Sous famille **Stoliczkaia** Breistroffer, 1953

Genre **Stoliczkaia** Neumayr, 1875

Stoliczkaia sp.

Pl. 22, fig. 1 ; a-c.

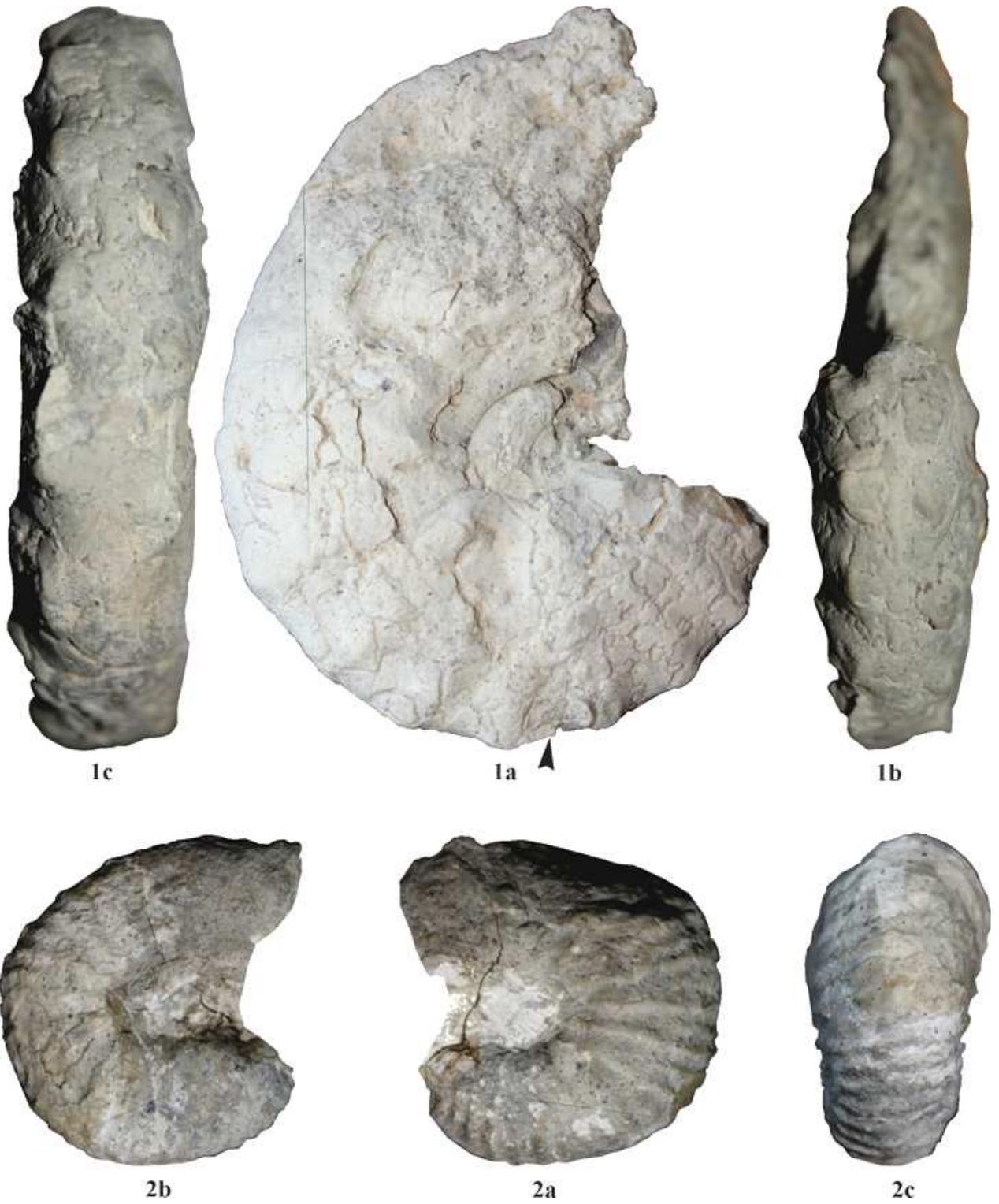
Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A03 Mch2 06	115	69	17	22

Nombre d'exemplaire : 1 (coupe de Mch-2, banc n° 6) en place.

Commentaire : Cet individu est incomplet (une partie du phragmocône et la chambre d'habitat, pl. 22, fig 1a) ; pas très bien préservée. Plutôt involute, déroulement éminent de la loge d'habitation au stade adulte, tour à section élevée et compressée à subquadratique, plat, légèrement incurvé avec un ombilic plus ou moins étroit, côtes simples et grossières avec cotes intercalaires, et ne se bifurquent pas sur les flancs ; elles ont un tracé plutôt rigide, droites jusqu'au ventre. La costulation est représentée par trois tubercules; ombilical bien marqué, latéral, plus ou moins atténué et latéro-ventral externe (qui correspond à un renflement ou nodosité) qui s'effacent ensuite. Au niveau du chambre d'habitat les côtes s'estompent, sur la partie haute des flancs, ces côtes sont caractérisées par la présence d'un tubercule simple (en dôme) et ne semble pas traverser le ventre qui a un profile plat. Les sutures possèdent des lobes et selles entières.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : le genre *Stoliczkaia* fait son première apparition dans la partie basale de la zone à *Stoliczkaia (S) dispar* (de la biozone actuelle *Arraphoceras briacensis*, tableau 3) de l'Albien supérieur et puis rangé dans toute la zone (Wright & Kennedy, 1994, p. 550, fig. 1). Après révision, le genre *Stoliczkaia* caractérise plutôt l'intervalle Albien supérieur (zone à *perinflatum* comme *S. clavigera* Neumayr, 1885) – Cénomaniens inférieur (zone à *briacensis* du Cénomaniens inférieur basal) (Wright & Kennedy, 1994 ; Ogg *et alii.*, 2004 ; Amédro, 2008 ; Gale *et al.*, 2011 ; Kennedy & Klinger, 2013). De plus Certains ammonites du ce genre dont l'index de zone *S. (shumarinaia) africana* ne sont plus cantonnées dans l'Albien (Vraconnien) mais 'montent' au Cénomaniens (Amédro & Robaszynski, 2008 ; Kennedy & Klinger, 2013). Le genre est largement fréquent en Europe mais aussi son occurrence est enregistrée en Crimée, Ukraine, Turkmène, Tunisie, Nigéria, Angola, Madagascar, le Sud de l'Inde, Texas, Mexique, Brésil, et le Japon (Kennedy & Klinger, 2013).



Superfamille **Hoplitaceae** H. Douvillé, 1890

Famille **Hoplitidea** H. Douvillé, 1890

Sous famille **Hoplitinae** H. Douvillé, 1890

Genre *Discohoplites* Spath, 1925a

***Discohoplites* sp. aff. *subfalcatus* (Semenov, 1899)**

Pl. 20, fig. 6 ; a – b.

Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A11 Mch2 06	25	13	11	06

Nombre d'exemplaire : 1(coupe de Mch-2, banc n° 6) non en place.

Commentaire : individu incomplet ; modérément involute, pas très bien préservée à section très comprimée du tour. Les côtes sont sinueuses à l'ombilic à petites bullas ombilicaux et ne se bifurquent pas sur les flancs, dans cette partie elles ont un tracé faibles, légèrement projetées vers l'avant à l'approche du ventre. Le ventre est rond avec une carène plus ou moins élevée qui se disparaisse dans les stades adultes.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Cette espèce est connue dans l'Albien supérieur, la zone à *Mortoniceras fallax* jusqu'à la zone à *Arraphoceras briacensis* (pour le genre, [Kennedy et al., 2008](#)) ou jusqu'à la zone à *perinflatum* ([Gale et al., 2011](#)), zonation standard ([Reboulet et al., 2011](#)). Cette espèce est présente dans des région nord et sud-téthysiennes comme la France, l'Algérie, Suisse, Hongrie, Angleterre, Belgique, ([Kennedy, 2002](#) ; [Kennedy et al., 2008](#) ; ce travail).

Superfamille **Hoplitoidea** Douvillé, 1890

Famille **Engonoceratidae** Hyatt 1900

= **Knemiceratidae** Hyatt, 1903, p. 144;

Neolobitinae Luppov & Mikhailov, 1958, p. 125

Sous famille **Engonoceratidae** Hyatt, 1900

Genre ***Metengonoceras*** Hyatt 1903, p. 173

= *Epengonoceras* Spath, 1924, p. 508

***Metengonoceras dumbli* (Cragin 1893)**

= *Pseudocératites*

([Bush, 1848](#) ; [Hyatt, 1903](#) ; [Geyer, 1995](#) in [Kennedy et al., 1998](#)).

Pl. 23, figs. a-c, Pl. 24, figs. a-d.

Dimensions :

spécimen	D	H	O	E
A51 Mch2 06	259	52	18	35
A52 Mch2 06	161	..	50	45

Nombre d'exemplaire : 2 (coupe de Sidi Ouadah, banc n° 34) en place.

Commentaire : Cet individu est complet (le phragmocône et une partie de la chambre d'habitat) ; pas très bien préservée. Typiquement comprimée et involute, la loge d'habitation est mal préservée, flancs plats à légèrement convexe, lisse ou ornés de faibles stries avec un petit ombilic plus ou moins étroit. Le ventre assez large dans les tours internes mais rétrécissant progressivement pour devenir tranchant, étroit et plat sur la coquille, parfois concave et plat, à section sub-arrondie. Absence de tubercules latéro-ventraux (ou rares). Côtes simples et faibles peuvent exister. Sutures à nombreux éléments auxiliaires et adventifs, selles à tendances simplifiées et entières. La carène est absente.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Ce genre présente une distribution typiquement téthysienne, il est abondant dans l'Amérique du Nord (Colorado, Texas), cependant ; certains membres de ce groupe sont observés dans le domaine boréal et en Australie. Espèce connue dans le Cénomaniens moyen à supérieur (Kennedy, 1998).

Famille Placenticeratidae Hyatt, 1900

Genre *Placenticeras* Meek, 1876

***Placenticeras* sp.**

Pl. 25, figs. a-c.

Dimensions:

spécimen	D	H	O	E
A50 Mch2-06	135	..	15*	35*

Nombre d'exemplaire : 1 (coupe de Cheurfa, banc n° 12) non en place.

Commentaire : Cet individu est incomplet ; pas très bien préservée. Forme typiquement comprimée et involute, le phragmocône est partiellement préservé, flancs plats ou légèrement bombés, lisse ou ornés de faibles stries avec un petit ombilic plus ou moins étroit, le ventre est plat, au moins à certains stades (assez large dans les tours internes, et plat), à section sub-arrondie, avec probablement des tubercules ombilicaux et latéraux-ventraux externes. Sutures à nombreux éléments auxiliaires et adventifs, lobes et selles divisées avec des clavis qui s'alternent dans les deux cotés du ventre. La carène est absente.

Distribution stratigraphique et paléogéographique : Ce genre est connu depuis l’Albien supérieur jusqu’au Maastrichtien supérieur, il est déjà cité en Amérique du Nord (Kennedy & Cobban, 1994, Autriche (Summesberger & Kennedy, 2004), France (Kennedy, 1983), Japon (Wani, 2006), et le Madagascar (Walaszczyk *et al.*, 2004).

Tableau 3 : Zonation d’ammonites établie après Kennedy (1994), Wright & Kennedy (1984), Hancock (1991), Marcinowski *et al.* (1996), Gale *et al.* (2005), Wilmsen (2007), Kennedy & Latil (2007), Amédro (2008), Kennedy *et al.* (2013), et Reboulet *et al.* (2014) (in Sharifi *et al.* 2016). Noms en gras sont cités dans ce travail.

Etages et sous-étages		Zones et Sous-zones	
Cénomaniens	Moyen	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Turrilites actutus</i>
			<i>Turrilites costatus</i>
		<i>Cunningtoniceras inerme</i>	
	Inférieur	<i>Mantelliceras dixoni</i>	
		<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Mantelliceras saxbii</i>
			<i>Sharpeiceras schiueteri</i>
<i>Neostlingoceras carcitanense</i>			
Albien	Supérieur	<i>Arrhaphoceras briacensis</i>	
		<i>Mortoniceras perinflatum</i>	
		<i>Mortoniceras rostratum</i>	
		<i>Mortoniceras fallax</i>	
		<i>Mortoniceras inflatum</i>	
		<i>Mortoniceras pricei</i>	
		<i>Dipoloceras cristatum</i>	

Pl. 23 : *Metengonoceras dumbli* (Cragin 1893), a – c ; vue ombilicale, ventrale et dorsale, A51 Mch2-6 (x 0.6).

Pl. 24 : *Metengonoceras* sp. aff. *dumbli* (Cragin 1893), a-c ; vue ombilicale, ventrale et latérale, d, ; lignes de sutures montrant des lobes et des selles entières, A52 Mch2 (a et b, x 0.8).

Pl. 25 : *Placenticeras* sp., a-c ; vue ombilicale, ventrale et dorsale, A50 Mch2 (x 1).



Pl. 24



Pl. 25



C. Paléoécologie.

La forte présence des ammonites cosmopolites à la fin de l'Albien est largement due à la grande transgression du mi-Crétacé. Selon [Wiedmann \(1988\)](#), "the opening of seaways by sea-floor spreading in the Atlantic led to a major global transgression in the mid Cretaceous. This is supposed to be the main reason for the generally observed, increasingly cosmopolitan character of ammonite faunas at the very end of the Early Cretaceous".

Les *Engonoceratidae* apparaissent à l'Albien basal (ou peut-être dès l'Aptien terminal) dans les séries de plates-formes carbonatées de la marge sud de la province méditerranéenne du domaine téthysien. Leur mode de vie leur permet de coloniser rapidement l'ensemble du domaine téthysien et même au-delà comme le montre la présence de groupes endémiques dans le Bassin Péruvien et dans la mer intérieure occidentale des Etats-Unis. Plus tard, le groupe élargira encore plus son aire de distribution en envahissant certaines régions du domaine boréal (mer de Mowry, Canada). ([Kennedy et al., 1998](#)).

Selon [Bujtor \(2010\)](#), Les *Engonoceratidae* semblent avoir eu un mode de vie nectoplanctonique, épipelagique et sténohalin au sein de mers chaudes peu à très peu profondes (rivages, lagons), dont la fréquence a favorisé leur évolution. Ce groupe, dont l'origine est obscure, est bien individualisé. Il comprend neuf genres et une centaine d'espèces. Leur apparition semble avoir été provoquée par la crise anoxique OAE 1b et leur rapide expansion favorisée par l'extension progressive des mers chaudes et épicontinentales qui accompagne la montée des eaux du milieu du Crétacé.

Le déclin des *Engonoceratidae* semble lié à l'accélération de la montée des mers qui caractérise la fin du Cénomaniens, sans doute par modification substantielle de leurs habitats peu profonds. Ce groupe est considéré comme un colonisateur efficace et un bon indicateur de milieux de faible profondeur en polarité transgressive ([Bujtor, 2010](#)). Tout cela se fait dans une ambiance de type climat greenhouse (chaud de type tropical) ([Jeffrey et al., 2009](#)).

En outre, l'échange faunal entre les marges nord et sud-téthysiennes et l'Atlantique était permanent vu l'extension géographique de certains genres (*Mortoniceras*, *Goodhalites*, *Mantelliceras* ...etc.) ([Riccardi, 1991](#) ; [Courville, 1991](#) ; [Courville, 2007](#) ; [Courville et al. 1998](#); [Bulot et al., 2007](#)).

Ces ammonites, faisant partie d'un groupe « cosmopolites » (comme les *Neolobites*, *Metoicoceras*, *Pseudocalycoceras*, ...), sont abondantes sur les plates-formes distales du Cénomaniens final en Europe, aux USA, sur la marge nord des plates-formes sahariennes, ou vers l'Atlantique sud ([Courville, 2007](#)).

IV- ATTRIBUTIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS.

A- Etat de connaissances actuelles.

1-L'Albien.

Dans l'état de connaissances actuelles concernant la biostratigraphie des étages crétacés, le marqueur de la base de l'Albien a été discuté et proposé par [Kennedy et al. \(2014\)](#). Le GSSP est établi actuellement ([Kennedy et al, 2017](#)) dans la région de Col de Pre-Guittard, Alpes-de-Haute-Provence. Selon ces auteurs, 29 marqueurs (primaire et auxiliaire) proposés marquent la limite, parmi eux l'apparition du foraminifère planctonique *Microhedbergella miniglobularis*, la première occurrence de l'ammonite *Leymeriella (L) tardefurcata*, ...etc.

2- Le Cénomanién.

Sachant que la base internationale du Cénomanién était fixée ([Ogg et alii, 2004](#)) par l'apparition du foraminifère planctonique *Rotalipora globotruncanoides* Sigal égal *R. brotzeni* (Sigal) auct. (in [Troger et al. 1996](#)). Cette Opinion a fait l'objet d'une révision biostratigraphique sur la base d'une révision paléontologique dans le groupe lui-même (foraminifères du genre rotaliporides). En effet, récemment trois genres ont été de nouveau individualisés : *Pseudothalmanninella*, *Thalmanninella* et *Rotalipora* ([González-Donoso et alii, 2007](#) in [Robaszynski et al, 2007](#)). Le foraminifère *Thalmanniella globotruncanoides* a été choisi comme espèce marqueur de la base du Cénomanién ([Amédro & Robaszynski, 2008](#)), il s'ensuit que les dernières ammonites du genre *Stoliczkaia* - dont l'index de la zone *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* - ne sont plus cantonnés dans l'Albien (terminal) comme il était généralement admis antérieurement mais « montent » maintenant dans le Cénomanién basal ([Amédro & Robaszynski, 2008](#)). Voir aussi tableau 4.

3- Le Turonien.

Pour la limite Cénomanién – Turonien, il n'y a pas ; avec les foraminifères planctoniques de bioévénements réellement marqueurs. Ils peuvent toutefois être utilisés en tant que « proxies » : par exemple, les premières *Whiteinella praehelvetica* (très rares) à face spirale des loges aplaties sont déjà notées dans la zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* du Cénomanién terminal ([Amédro & Robaszynski, 2008](#)). Aussi avec la disparition des *Rotalipora cushmani* du Cénomanién terminal. La base du Turonien est indiquée par la première occurrence de l'ammonite *Watinoceras devonense* selon le tableau 3 ([Amédro & Robaszynski, 2008](#)).

Egalement l'apparition des foraminifères *Heterohelix hedbergella* indiquent le Turonien inférieur basal, notamment dans les Monts des ksour ([Bassoullet, 1973](#)).

Tableau 4 : Essai de mise en correspondance des zonations d'ammonites et de foraminifères entre le Nord-ouest de l'Europe (domaine boréal) et la Tunisie centrale (domaine téthysien) pendant le Crétacé supérieur. Les flèches vers le haut ou vers le bas désignent respectivement les apparitions et disparition des taxons visés (d'après Amédro & Robaszynski, 2008, modifiée).

Ma ODIN 1994	Ma OGG et al. 2004	étages	Domaine boréal N.W. EUROP			Domaine téthysien TUNISIE CENTRAL		
			foraminifères benthiques	foraminifères planctoniques	ammonites	ammonites	foraminifères planctoniques	
88±2	89,3±10	CONIAC. ↑ C. d. erectus	<i>Reussella</i>		<i>Foresteria petrocoriensis</i>		<i>Barroisiceras cf. tunetatum</i>	
		TURON.	<i>kellri</i> ↑	?	<i>Prionocyclus germari</i>		<i>Prionocyclus germari</i> *	<i>Dicarinella</i>
			<i>Globorotalites michelinianus</i>	Marginotruncana coronata	<i>Subprionocyclus neptuni</i>		<i>Prionocyclus novimexicanus</i>	<i>concovata</i>
			<i>Bdelloidina cribosa</i> ↓		<i>Romaniceras deverianum</i>		<i>Prionocyclus sp. & Subpriono. neptuni</i>	
			<i>Globorotalites hangensis</i> ↑	Marginot. sigali	<i>Roman. ornati.</i>		<i>Romaniceras deverianum</i>	Marginotruncana
					<i>Collign. woollgari.</i>			<i>schneegansi</i> ↑
					<i>Roman. kallesi.</i>		<i>Romaniceras kallesi</i>	<i>Marg. sigali</i> ↓
					<i>kamerun turon.</i>		<i>kamerunoceras turoniense</i>	
					<i>Mammites nodosoides</i>		<i>Mammites nodosoides</i>	<i>Helvetogloborotruncana helvetica</i>
				<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	<i>Fagesia catinus</i>		<i>Thomasites rollandi</i>	
				<i>Whitein. praehev.</i>	<i>Watinoceras devonense</i>		<i>Pseudoaspidoceras flexuosom sp.*</i>	<i>Whitein. praehev.</i>
92±2	93,5±0,8	<i>W.devonense</i>	<i>globosa</i>	<i>Whitein archaeocretacea</i>		<i>Watinoceras sp. *</i>	<i>Whitein archaeocretacea</i>	
		CENOM.			<i>Neocardioceras juddii</i>		<i>pseudaspidoceras peudonodosoides*</i>	
					<i>Metoicoceras geslinianum</i>		<i>Metoicoceras geslinianum</i>	
					<i>Calyoceras guerangeri</i>		<i>Eucalyoceras pentagonum</i>	<i>Rotalipora</i>
				<i>Flournsina mariae</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>		<i>Acanthoceras amphibolun*</i>	<i>cushmani</i>
					<i>Acanthoceras jukesbrownei</i>		<i>Paraconlinoceras aff. barcusi *</i>	
					<i>rhotomagense</i>		<i>Acanthoceras cf. rhotomagense</i>	
				<i>Pseudotextulariella cretosa + Hagenowina advena</i>	<i>Thalm. reicheli</i> ↑	<i>Cunningtoniceras inerme</i>	<i>Cunningtoniceras inerme</i>	<i>Thalm. reicheli</i> ↑
					<i>Thalmaninella globotruncanoides</i>	<i>Mantelliceras dixonii</i>	<i>Mantelliceras dixonii</i>	<i>Thalmaninella globotruncanoides</i>
						<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>(= brotzeni)</i>
						<i>non reconnu</i>	<i>Graysonites cobbani *</i>	
96±2	96,9±0,9	↑ <i>R. globotr</i>				<i>Graysonites azrengensis *</i>		
		ALB. SUP	<i>Arenobulimina sabulosa + Orithostella jarzevae</i>	<i>Thalmaninella appenninica</i>	<i>Arrhaphoceras briancensis</i>		<i>Stoliczkaia africana</i>	<i>Thalmaninella appenninica</i>
					<i>Mortoniceras perinflatum</i>		<i>Mortoniceras perinflatum</i>	
					<i>Mortoniceras rostratum</i>		<i>Mortoniceras rostratum</i>	
					<i>Mortoniceras fallax</i>		<i>Mortoniceras fallax</i>	
			↑ <i>M. fallax</i>	<i>Arenobulimina chapmani</i>	<i>Ticinella primula</i>	<i>Mortoniceras inflatum</i>	<i>Mortoniceras inflatum</i>	<i>Pseudothalman.</i>
					<i>Mortoniceras pricei</i>	<i>Mortoniceras pricei</i>	<i>ticinesis</i>	



pas de corrélation directes

* espèces à affinités nord-américaines

B- Attributions biostratigraphiques.

1- La Formation de Sidi Ouadah.

La "Formation de Sidi Ouadah" a été attribué à l'Aptien - Albien (Welsch, 1890) ou à l'Albien s. l. (Ciszak, 1993), dans ce travail, cette formation sera attribuée à l'Albien inférieur et moyen par calage stratigraphique, car vers le haut vient en concordance stratigraphique la "Formation de Mcharref" d'âge Albien supérieur basal – Cénomanién inférieur basal (*pro-part*) (figs. 53, 54 et 55).

Dans la coupe de référence de S. Ouadah (fig. 53), Welsch proposa un âge Aptien pour les grès inférieurs massifs de la formation de S. Ouadah. Pour cet auteur l'épaisseur est très importante pour le reste de la formation qui serait donc Albien.

2. La Formation de Mcharref.

L'étude des ammonites récoltées au sein de cette nouvelle formation indique l'Albien supérieur basal – Cénomanién inférieur basal (fig. 54). Cette attribution est basée sur l'existence de certains espèces index comme *Mortoniceras (M) pricei*, *M. (M) inflatum* pour l'Albien supérieur basal, les index de la zone à *Mortoniceras (M) fallax* pour l'Albien supérieur terminal et *Stoliczkaia* sp., *Mantelliceras mantelli* qui indiquent la base du Cénomanién inférieur. Il faut noter que cette faune d'ammonites appartienne au même niveau au sein de la formation (n° 6 ; niveau condensé) Il en ressort que tout ce qui est sous-jacent de ce niveau à ammonites serait d'âge Albien inférieur et une partie de l'Albien supérieur basal (zone à *Cristatum*) et tout ce qui est sus-jacent de ce niveau condensé serait Cénomanién inférieur basal.

3. La Formation de Cheurfa.

Dans sa partie inférieure, c'est toujours des marnes à huîtres, le prolongement de la "Formation de Mcharref". Ce faciès est interrompu par des calcaires et marno-calcaires à huîtres parfois lumachelliques, contenant des ammonites du Cénomanién moyen comme *Metengonoceras dumbli* (Cragin, 1893) de la coupe de Sidi Ouadah (ou indiquant la base du Cénomanién supérieur selon la zonation d'ammonites du Nigéria, Courville, 1993 ; Tavares *et al*, 2007) et *Placentoceras* sp. de la coupe du Djebel Cheurfa.

Vers le haut, la faune devient rare et se disparaît dans les derniers bancs des calcaires argileux crayeux et azoïques (n° 66–67 de S.O.). Ce phénomène caractérise la crise enregistrée à la limite Cénomanién - Turonien. Donc la formation de Cheurfa est typiquement cénomaniénne (fig. 55 et 56).

4. La Formation de Freau.

Outre le calage stratigraphique par la position concordante au-dessus de la "Formation de Cheurfa" d'âge Cénomanién. Seuls, les arguments paléontologiques qui peuvent donner un âge se trouve chez les inocérames et échinides, trouvés dans la formation en question.

Pour les échinides et ostracées de cette formation, Welsch les cite dans le T3 (équivalent du Membre II de nos coupes) comme : *Hemiaster latigrunda*, *H. oblique-truncatus*, *Ostrea*

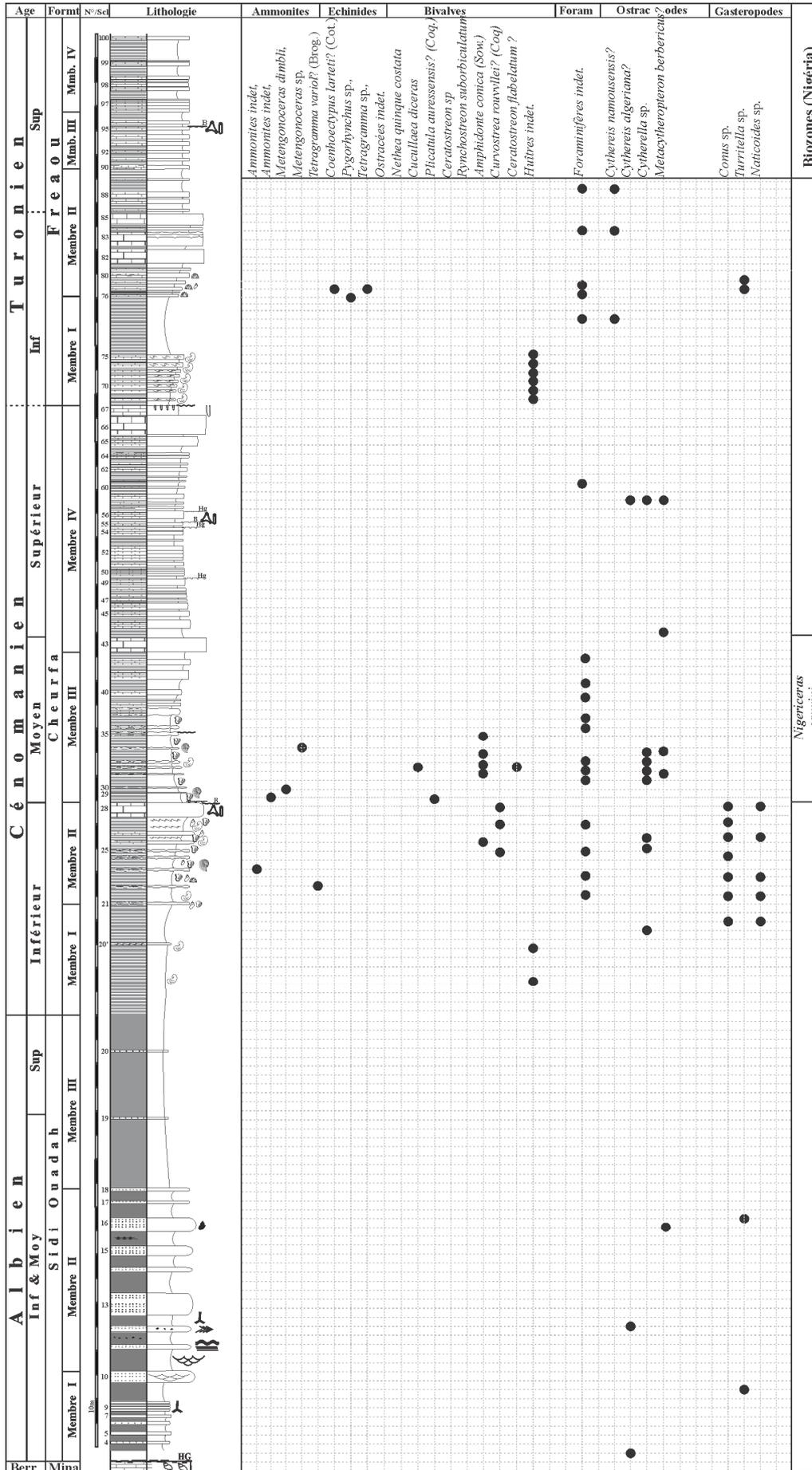


Fig. 53 : Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe de Sidi Ouadah.

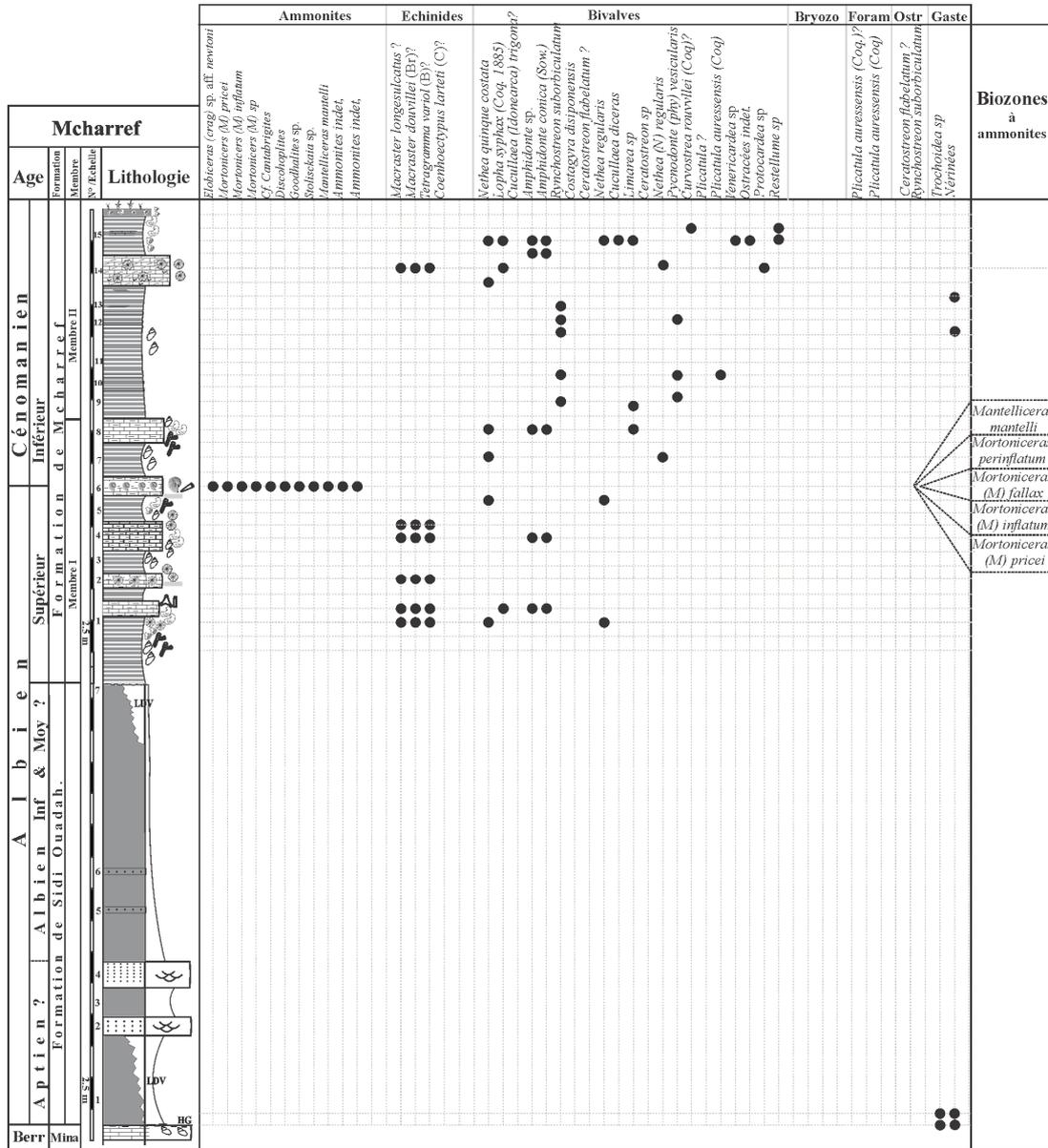


Fig. 54 : Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Mcharref.

cadierensis, *O. proboscidea var-parva*, *O. acanthonota*, avec *Turritella (cerithium) pustuliform*. Cette faune, très connue en Algérie à l'époque, a été considérée par les anciens auteurs comme caractéristique du Turonien inférieur (Peron, 1879) ou allant du Turonien inférieur jusqu'au Santonien (Coquand, 1862). Il en ressort que Welsch était obligé quelquefois d'attribuer cette formation au Turonien. C'est ainsi qu'il a avoué à plusieurs reprises que « je suis obligé de conclure qu'une partie de couches santoniennes, des auteurs qui se sont occupés de l'Algérie, est l'équivalent de couches considérées turoniennes, autre part ».

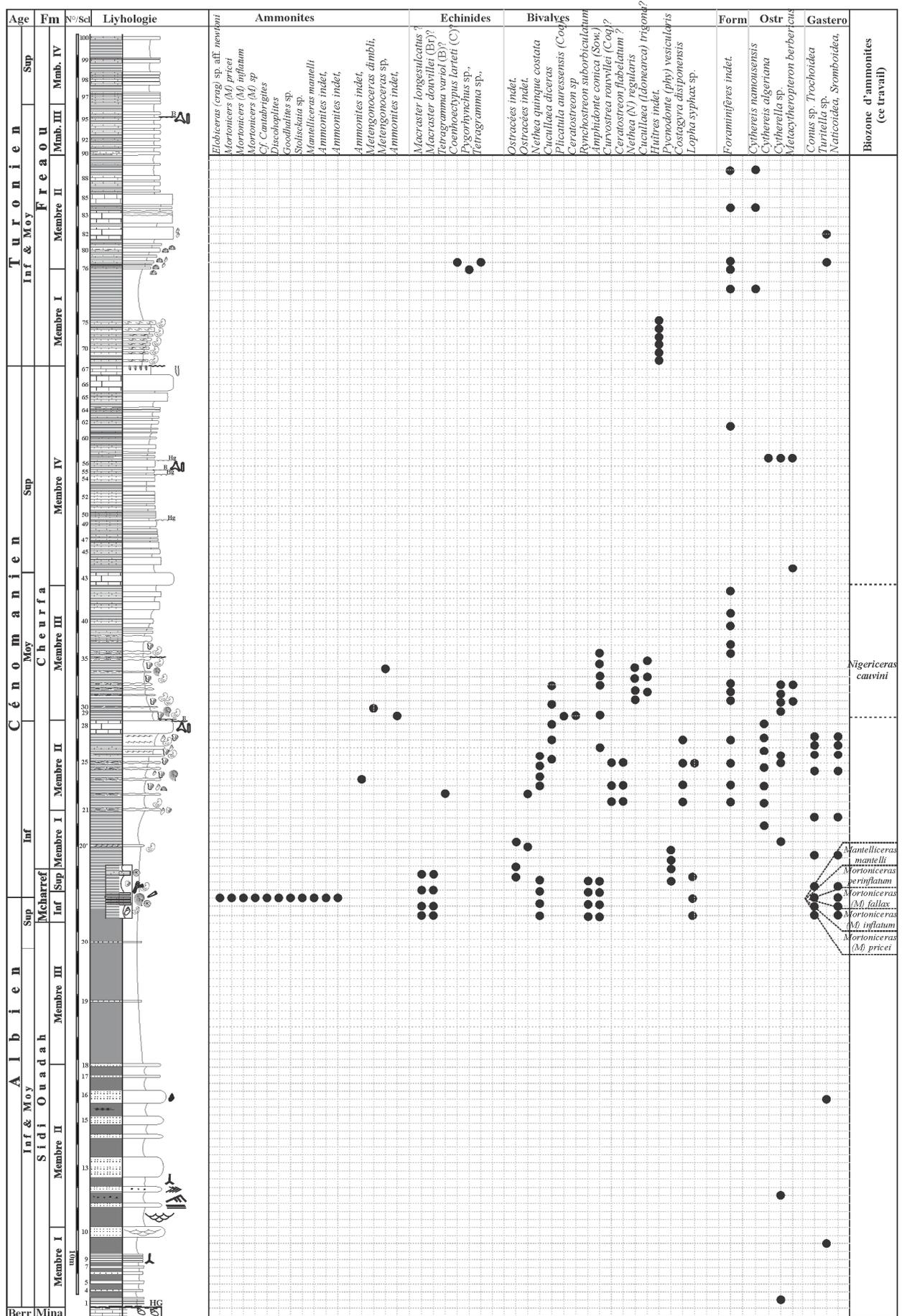


Fig. 55 : Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Sidi Ouadah.

Dans ce travail, les niveaux à échinides se trouvent parfois un peu au-dessus de la partie inférieure (marno-calcaire) ou juste au même niveau, comme dans la coupe de Sar Ben Affène, parfois, dans la base du membre II (marno-calcaires et calcaires dolomitique) comme dans la coupe de Sidi Ouadah. Et enfin ces niveaux se cantonnent vers la fin du membre supérieur (dans des marnes indurées, marno-calcaire avec des bancs de calcaires gris verdâtres, au-dessus de la barre de calcaire dolomitique) comme dans la coupe de Khalouet Sbaâ - Dj. Assa. Seulement dans cette dernière coupe, les échinides sont largement associés avec les inocérames, se présentant en trois niveaux superposés.

En effet, la première impression sur ces bivalves donnée par [Elder \(2017\)](#) révèle un âge beaucoup plus récent, pour lui cet assemblage d'inocérames serait plutôt Campanien – Maastrichtien mais avec doute. Une remarque similaire a été faite par Welsch bien avant, lorsque il a recueilli au sommet de la coupe de Tenouflet - Louhou (au sein de l'assise T4, au-dessus de l'assise T3 à *Hemiaster latigrunda*) des : *O. Boucheroni*, *O. probosceidea var-parva*. Ces fossiles sont considérés comme Santonien par Coquand et par M. Peron. Pour nous c'est largement suffisant pour confirmer le Turonien et le passage Turonien – Santonien car ces niveaux à inocérames se trouvent vers la fin de la "Formation de Freau" (fig. 54 et 55).

Dans le secteur de Chellala, nous n'avons pas de marqueurs stratigraphiques qui permettent une bonne attribution stratigraphiques, mis à part la microfaune qui n'est pas encore déterminée. Les fossiles récoltés sont insuffisants pour avoir une biostratigraphie significative, la figure 57 représente les attributions de [Caratini \(1970\)](#) basée sur quelques foraminifères et ostracodes des coupes d'Oued Touil (vers S. Laâdjel).

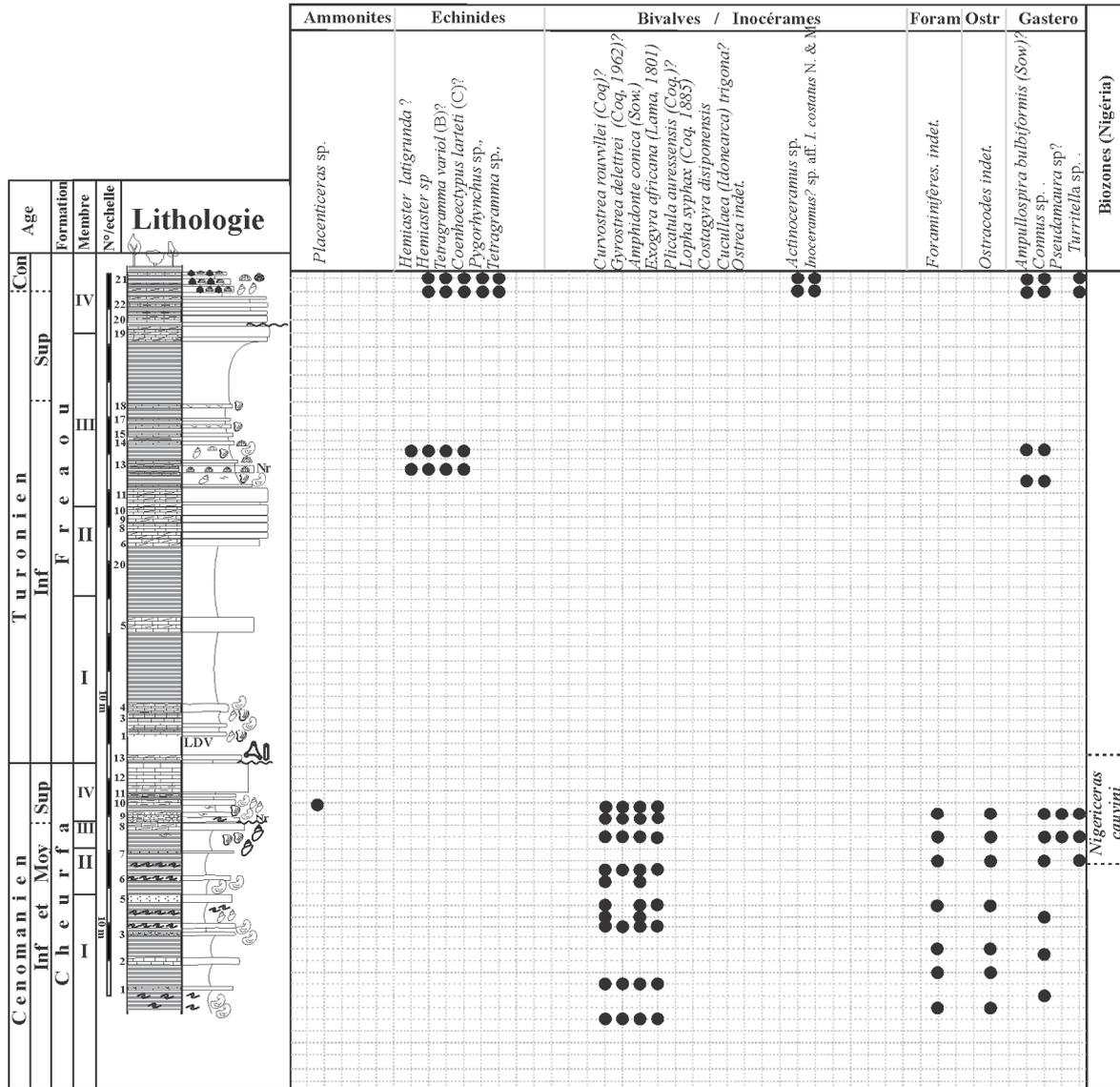


Fig. 56 : Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Cheurfa – Tmalhet – Dj el Assa.

C- Corrélations.

Les niveaux fossilifères (micro-macrofaune) permettent une bonne corrélation. C’est ainsi qu’on peut corréler certains niveaux amalgamés d’huîtres à l’échelle de la "Formation de Cheurfa." Ces niveaux se situent tout au long de cette formation à travers les coupes de Sidi Ouadah, Sar Ben Affène, Cheurfa, Tmalhet et Dj. el Assa. Au sein de la formation de Freao, il existe quelques niveaux à échinides repérés dans les coupes de S. Ouadah, S. ben Affène, K. el Gatoura et Dj. el Assa (Khalouet Sbaâ). La figure 58 présente un essai de corrélation litho-biostratigraphique entre les différentes coupes de la région de Louhou – Frenda (à l’Ouest de la figure), la région de Tiaret – Tagdempt – Mellakou (vers le Nord-Est) et la région de Chellala (vers l’Est).

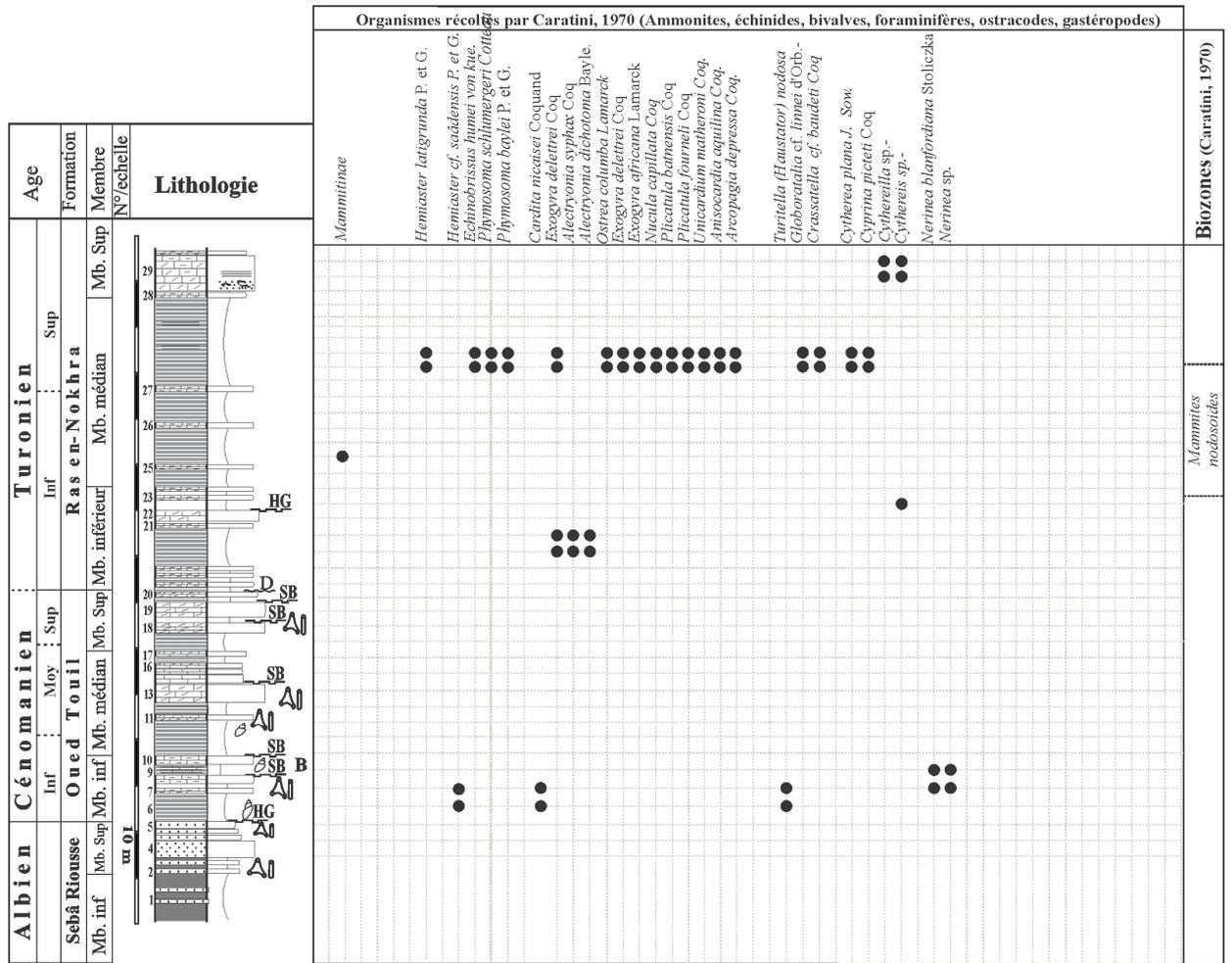


Fig. 57 : Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Chellala – Oued Touil.

A l'échelle de la marge nord et sud-téthysienne ; En effet, on peut faire une corrélation litho-biostratigraphique entre des coupes de références faites dans différents points de la marge sud de la Téthys, on cite ici les coupes levées dans le Haut Atlas central (Ettachfani *et al.*, 2005), et dans le Haut-Atlas occidental (Yamina *et al.*, 2002), coupe de Mdaouer dans les Monts des Ksour (Boualem, 2006, Salhi & Benhamou, 2018 en cours), coupe du Dj. Tenfeld dans les Monts de Daïa (Cizak, 1993), coupe du Plateau de Tinhert (Grosheny *et al.*, 2007 et 2008 ; Busson *et al.*, 1999), coupe de Dj. Askar (Tunisie centrale et sud ; Abdellah, 1996, 1998, Abdellah *et al.*, 2000), coupe de Kalâ Senan (Robaszynski *et al.*, 1990 ; Robaszynski *et al.*, 2000) et la coupe de Pueblo (Keller et Pablo, 2004).

La corrélation (fig. 59) montre l'extension des faciès marins de l'intervalle Albien supérieur – Turonien supérieur depuis le Maroc jusqu'au Tunisie avec certaines particularités d'ordre lithostratigraphiques, biogéographiques et environnementales.

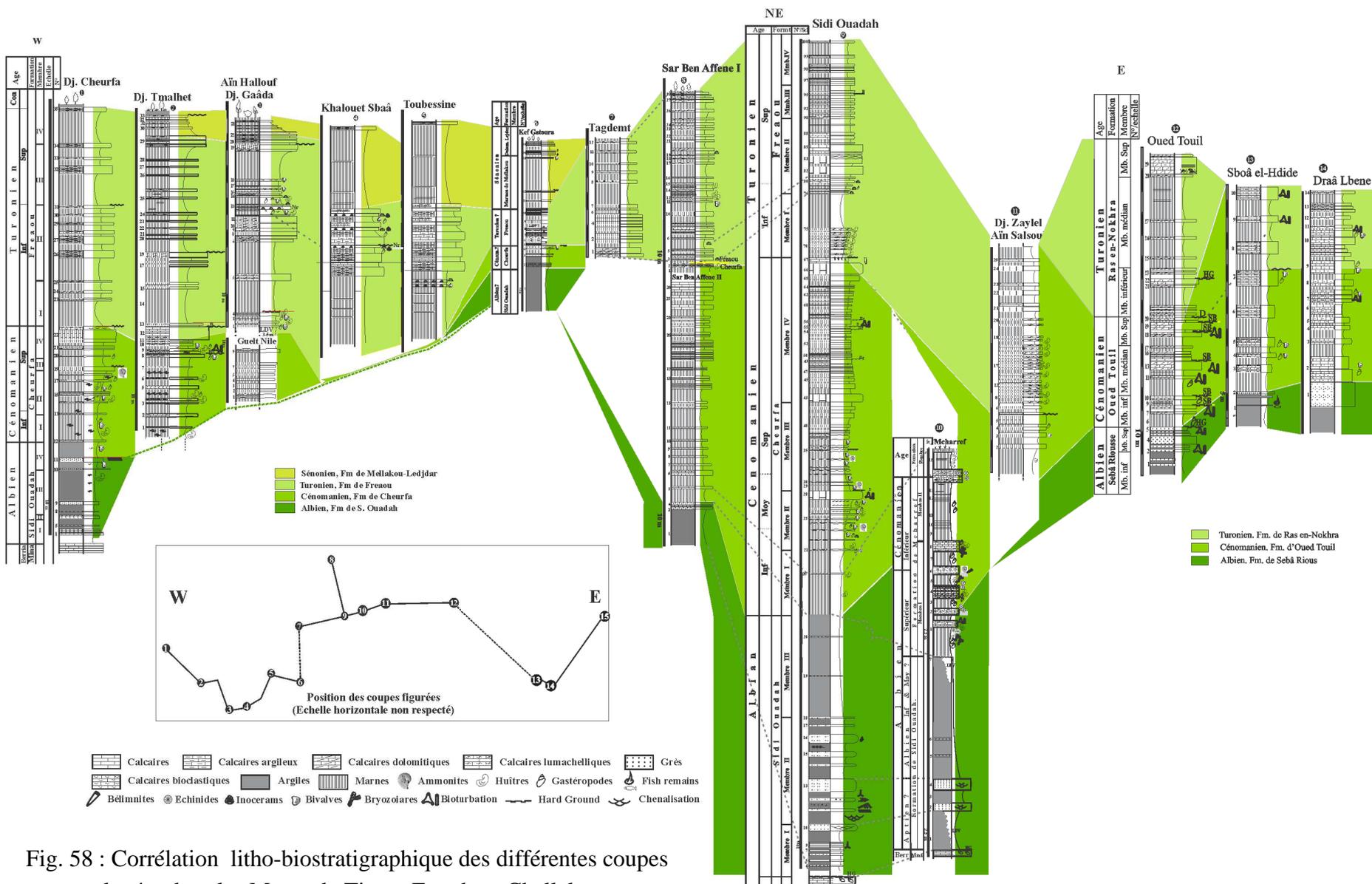
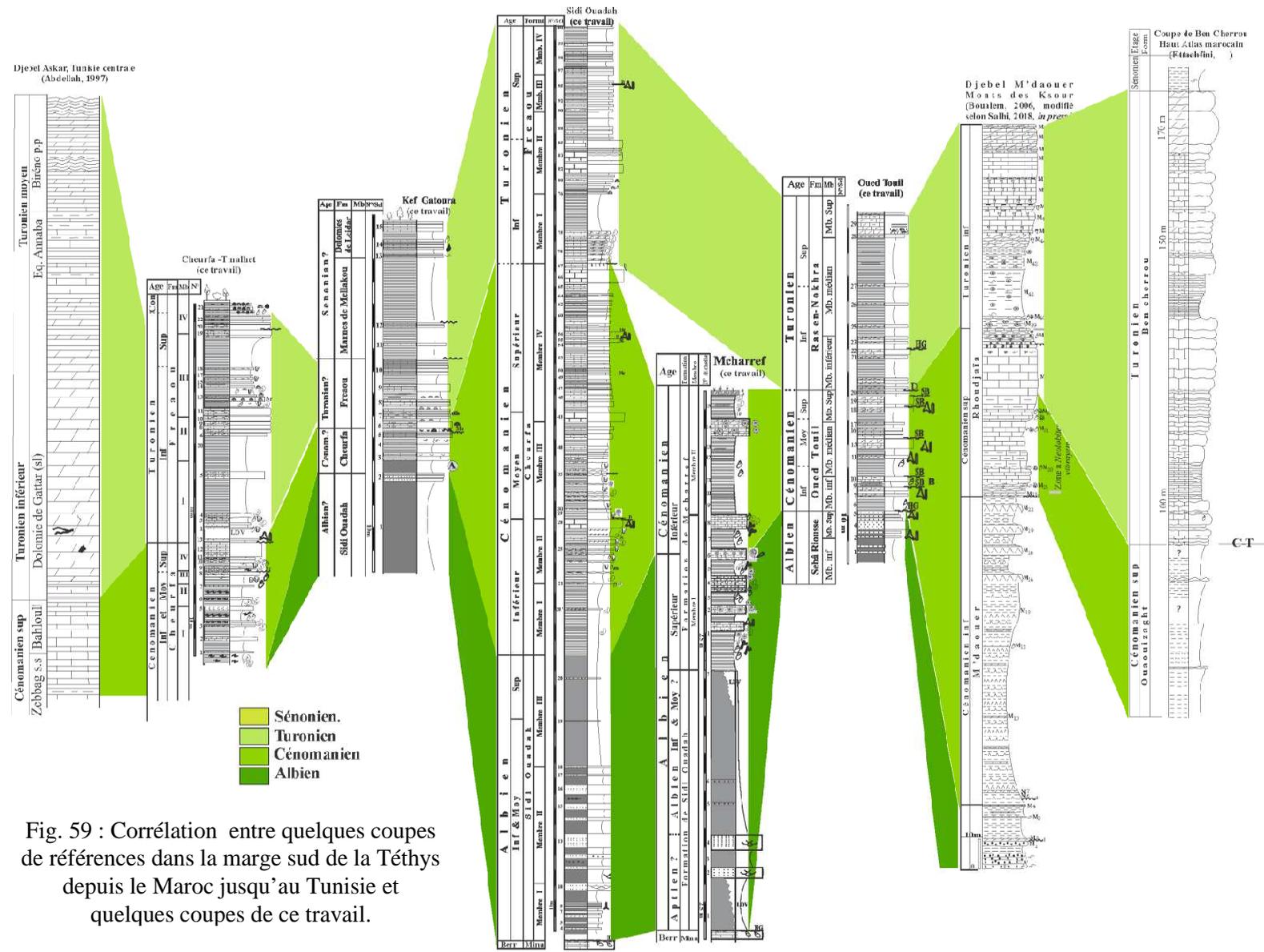


Fig. 58 : Corrélation litho-biostratigraphique des différentes coupes levées dans les Monts de Tiaret, Freneda et Chellala.



D- Discussion sur le problème des limites.

1- Limites de L'Albien.

Nous avons vu (chapitre précédent) que la limite inférieure de l'Albien n'est pas nette dans les secteurs de Tiaret – Frenda, par contre la limite supérieure de la formation sus-jacente ("Fm. Mina") est très nette. En effet, c'est une surface durcie ou hard ground (HG) à grandes Nérinées et bioclastes de bivalves qui couronne le dernier banc de calcaires oncolithiques de la "Formation carbonatée de Mina" d'âge Tithonique – Berriasien (Ciszak, 1993, Boualem et Benhamou, 2017). Il s'est avéré qu'il y a un grand hiatus entre le Berriasien et l'Albien. D'ailleurs cette observation est reconnue aussi dans d'autres domaines par exemple le Bassin Anglo-parisien (Bulot & Ferry, 2007).

La limite Albien – Cénomaniens ; dans la région de Tiaret-Frenda la limite supérieure de l'Albien est difficile à repérer lithologiquement dans la coupe de référence de S. Ouadah car le passage se fait dans des marnes à huîtres qui est le même que celui du Cénomaniens inférieur (des marnes et marnes à niveaux lumachelliques d'huîtres amalgamés). Cette limite est bien visible dans la région de Chellala où une surface durcie à Nérinées et bioclastes de bivalves surmonte le dernier niveau du grès de la formation de Sebâ Riouss.

De point de vue lithologique et séquentiel, la limite supérieure peut être placée avec les niveaux de grès fins à ichnofossiles qui couronne la formation de Mcharref (dans le tranché, à côté de la route de Mellakou – Tiaret). Ces niveaux trouvés en éboulis sont très minces d'ordre centimétrique et riche en traces fossiles avec également de pointements de ferruginisation. Dans la coupe de S. Ouadah la limite peut être placée avec l'apparition du premier niveau lumachellique d'huîtres « n° 20 dans la coupe de S.O » (aussi limite inférieure du Cénomaniens), caractérisant ainsi les faciès du Cénomaniens (calcaires/niveaux lumachelliques correspondent à des dépôts catastrophiques (Videt, 2003).

La détermination de la microfaune (foraminifères planctoniques) qui est en cours, seule pourra nous résoudre ce problème. Néanmoins cette limite peut être fixée par la succession des ammonites ainsi déterminées de la coupe de Mch-2. En effet l'apparition de l'ammonite *Stoliczkaia* sp., de la zone *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* indique que les bancs sus-jacents sont déjà dans le Cénomaniens. On rappelle ici que vers la limite Albien (Vraconien) – Cénomaniens existe six zones d'ammonites (Tunisie centrale, Robaszynski *et al.*, 2007, Robaszynski *et al.* 2008), soit respectivement du bas en haut ; *Mortoniceras (Mortoniceras) fallax*, *Mortoniceras (Subschloenbachia) perinflatum*, *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana*, *Graysonites azregensis*, *Graysonites cabbani* et *Mantelliceras cf. mantelli*. L'espèce *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* est l'index de zone dans la Téthys méridionale et il est cosmopolite (connu en Tunisie, au Nigéria et en Angleterre).

Donc si on admet qu'il y a un seul niveau condensé d'ammonites et que les espèces *Stoliczkaia* sp. et *Mantelliceras* sp. font partie de ce niveau, il en ressort que la limite Albien – Cénomaniens se trouve au sein de ce niveau et tous ce qui est en-dessus (c'est-à-dire le membre supérieur de la formation de Mcharref) devrait être dans le Cénomaniens inférieur.

2- La limite Cénomanién – Turonien (ou CTB).

En général, la limite Cénomanién – Turonien (CTB ; Cenomanian – Turonian Boundary) est caractérisée par une forte baisse de la biodiversité de la faune (foraminifères benthiques et planctoniques, nannofossiles calcaires, coraux scleracteniens, échinides irréguliers, rudistes aragonitiques et ammonites) à l'échelle mondiale (Hallam & Wignall, 1997 in Monnet & Bucher, 2007). Avec l'extinction de 26% de la vie animale marine, Raup & Sepkoski (1986) considèrent ce bioévénement comme l'un des huit extinctions massives du Phanérozoïque, de plus, Harries & Little (1999) suggèrent l'extinction de 79 % des espèces macro-invertébrés dans le Western Interior Basin (USA) (in Prokoph *et al.* 2001).

Dans notre région, la disparition des organismes est enregistrée dans le dernier membre de la "Formation de Cheurfa" (à partir du banc n° 43 dans la coupe de référence S. O. jusqu'au banc n° 67), autrement-dit, la CTB se trouve dans ce membre ou juste dessus. Bien que la limite (lithologique et séquentielle) est placée (dans ce travail) au-dessus du banc n° 67, dans une surface durcie à *Diplocraterion*, c'est avec la succession des foraminifères planctoniques qu'on peut fixer une limite nette.

De plus l'assemblage des échinides récoltés dans la formation de Freau (membre II, de la coupe de S. O ; membre II de la coupe Kh. Sbaâ. ; membre I de la coupe de S. B. Affène et la base de la formation dans la coupe de K. el-Gatoura) indique le Turonien ?.

Un autre outil m'a été offert dans la coupe de Tmalhet qui concerne la limite CTB, il s'agit d'un niveau à micro-filaments repéré dans les derniers niveaux (Tm. 08) de la "Formation de Cheurfa". Ce niveau est surmonté par un autre niveau intéressant (Tm-09) formé par une condensation de la faune (surtout des huîtres), qui pourrait indiquer ainsi une hécatombe. Vers le haut se succède des barres de calcaires argileux (Tm 10 - 13) azoïques. Ces niveaux à micro-filaments sont connus dans la bordure sud de la Téthys (Tunisie, Caron *et al.*, 2006) ; ce bioévénement est spectaculairement repéré à l'Ouarsenis (Benhamou *et al.*, 2017) qui caractérisent incontestablement la CTB. . Ce niveau à filaments marque l'"événement à filament" ou "*filament event*" défini par (Caron *et al.*, 2006).

E- Les bioévénements de l'intervalle Albien - Turonien.

Un bioévénement ou un *bioevent* (raccourcissement d '«événement biotique» ou «événement biologique») est un événement reconnu dans une séquence de roches sédimentaires, où il y a un changement significatif dans le biota enregistré par des assemblages de fossiles dans une période de temps relativement courts. . Il a été défini comme «changements à court terme (heures ou jours à kyrs) locaux, régionaux ou interrégionaux du caractère écologique, biogéographique et / ou évolutif des biotas qui sont isochrones ou à peu près tout au long de leur aire de répartition» (Sageman *et al.*, 1997). Les bioévénements se rapportent soit à la diversification d'un groupe fossile particulier, soit à une réduction, ce qui peut équivaloir à des événements de spéciation ou à des événements d'extinction, ou représenter seulement une migration. Les enregistrements de l'apparition et de la disparition de taxons particuliers dans une seule localité sont insuffisants pour définir un bio-événement (Beaudoin & Head, 2012).

Dans notre région d'étude, au moins quatre bioévénements sont repérés dans l'intervalle Albien – Turonien qui sont respectivement ; (i) « *Mortoniceras event* » de l'Albien supérieur (coupe de Mch-2), (ii) « *Anoxique event* » qui marque le dernier membre de la "Formation de Cheurfa" (coupe de Sidi Ouadah), (iii) « *Filaments event* » situé près de la limite CTB dans la coupe de Tmalhet (Vallée de Louhou) et (iv) « *Inoceramus event* » situé à la fin du Turonien (coupe de Khalouet Sbaâ). Notons que ces bioévénements sont enregistrés dans des formations équivalentes autour des deux marges de la Téthys (Robaszynski *et al.* 2007).

1- Upper Albian *Mortoniceras event* ; Albien supérieur – terminal.

Les *Mortoniceras* représentent plus de 50% des ammonites récoltées dans le niveau condensé de la coupe de Mch-2. Ces ammonites sont connues par leur cosmopolitisme (Bulot, 2007) et caractérisent la transgression globale de l'Albien – Cénomaniens enregistrée dans toute la paléotéthys.

Juste au-dessus du niveau à ammonites, vient de se déposer un niveau de marnes (10 cm) feuilletés de teinte sombre qui pourrait correspondre à un niveau riche en matière organique.

2- Upper Cenomanien anoxique event, Cénomaniens supérieur.

Dans la coupe de référence (S. Ouadah), le membre supérieur de la "Formation de Cheurfa" enregistre un appauvrissement progressif de la faune jusqu'à la disparition totale des espèces marines autour de la limite avec la formation sus-jacente (Freau). Cette diminution brusque de la faune est due probablement à des conditions défavorables pour la vie des organismes marins qui vivaient dans une rampe homoclinale distale (calcaires argileux crayeux) peu profonde.

En Tunisie centrale, les niveaux les plus connus sont les formations du Bahloul, constituées de calcaire feuilletés et de passées argileuses riches en organismes planctoniques (Robaszynski *et al.*, 1993; Maamouri *et al.*, 1994; Accarie *et al.*, 1996 in Nzoussi – Mbassani, 2003). Au Maroc, ces formations ont été intensément étudiées. On les rencontre notamment dans la région du haut Atlas (Essaouira au nord et Agadir au sud) où elles se présentent sous forme de marnes et de calcaires riches en nodules siliceux contenant de la matière organique immature avec de teneur de COT pouvant dépasser 11% (Stamm, 1981; Einsele et Wiedmann, 1982; Thein, 1988 in Nzoussi – Mbassani, 2003). Au sud de l'Anti-Atlas, particulièrement dans la région de Tarfaya, de nombreux affleurements du Cénomano-Turonien ont été décrits (Leine, 1986; El Albani *et al.*, 1999a; Kuhnt *et al.*, 2001; Kolonic *et al.*, 2002 in Nzoussi – Mbassani, 2003). Ce sont essentiellement des schistes bitumineux avec de teneur en COT supérieures à 18 %. Ceux-ci sont considérés comme les principales roches mères dans ce bassin. Dans l'Ouarsenis, ce niveau de *black shales* a été localisé dans la coupe de Kokou (Benhamou *et al.*, 2017).

3. CT Boundary and Filament event ; La limite C – T.

Au-dessous de notre limite C-T dans la coupe de Tmalhet, nous avons observé un niveau à microfilaments qui vient juste au dessous d'un niveau d'hécatombe très riche en huîtres. Il a été considéré dans ce travail comme indice d'anoxie caractérisant la limite C-T à l'échelle du Bassin de Louhou et toute la région d'étude.

Le terme "filaments" dérive de leur aspect dans les sections minces. Cet événement se produit juste au-dessus de l'intervalle C / T (ou autour de la limite CTB). Les filaments étaient de petits bivalves qui envahissaient les environnements océaniques riches en nutriments, en raison de leur courte phase larvaire-planctonique (Jefferies & Milton, 1965).

Dans un environnement normal, ils s'agrandirent à leur taille adulte, ils descendirent progressivement au fond où ils ont survécu dans des environnements oxygénés normaux ou modérés. Cette migration vers le bas a conduit les juvéniles dans des eaux déficientes en O₂. Ces organismes meurent en grand nombre avant leur maturité, les deux petites valves s'ouvrant largement sur le fond marin. Ceci explique l'apparition d'hécatombes de bivalves juvéniles. Un bio-événement qui semble avoir été global (Caron *et al.* 2006).

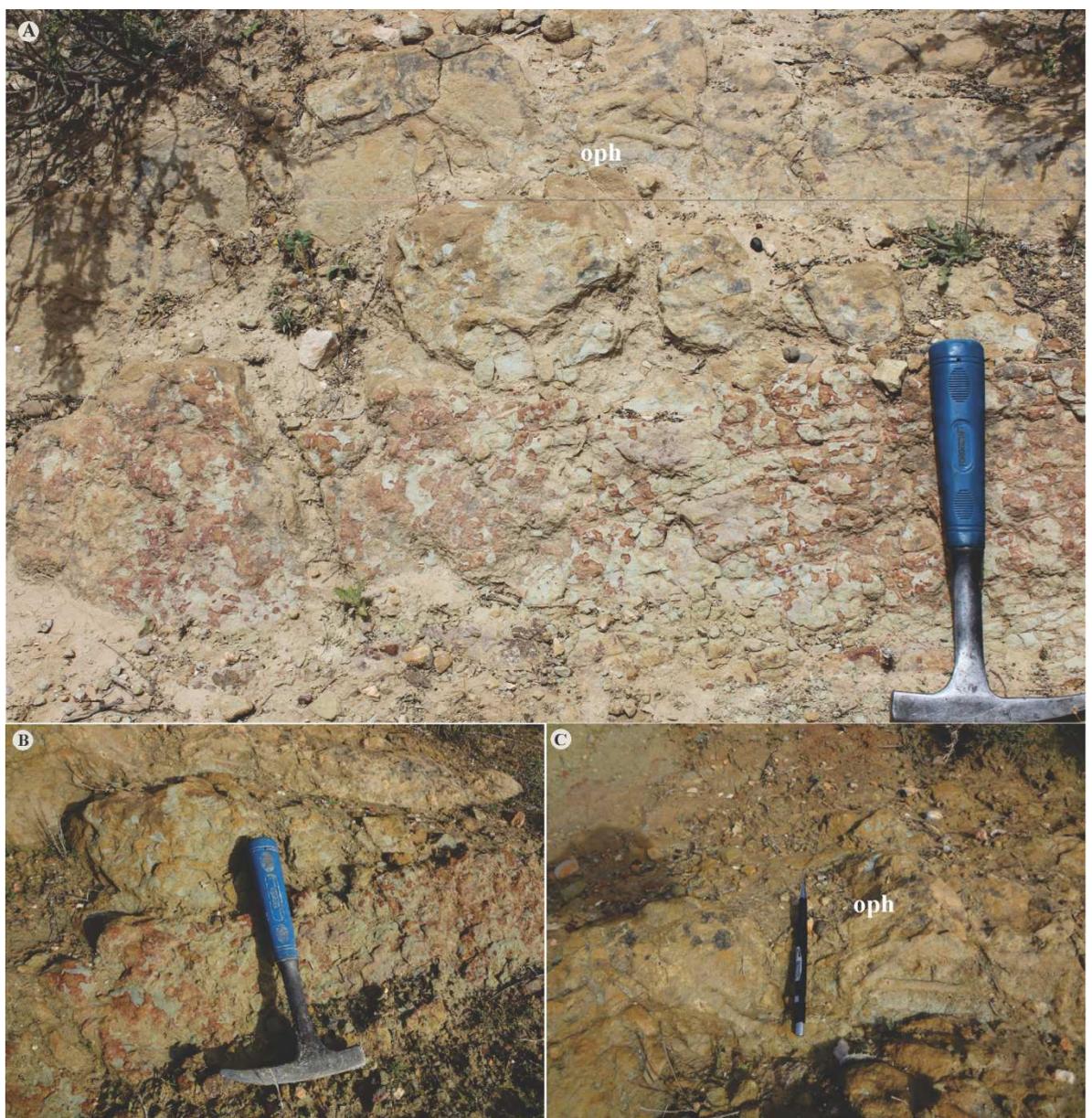
À Pueblo (USA), l'omniprésence des inocéramides assombrit «l'événement filamenteux». Dans les sections minces, quelques filaments rares se trouvent à PB 4,10 m (dans la partie supérieure du lit 85), mais ils sont plus évidents à PB 4,60 m. A Bahloul, cet événement est évident et les filaments sont observés en grand nombre à partir de BLB 27,75 m. En Tunisie centrale, ces petits bivalves sont signalés à partir des niveaux contemporains de la "Formation de Bahloul" (Robaszynski *et al.*, 1990 ; Nederbragt & Fiorentino, 1999, Accarie *et al.*, 2000).

Cet événement est tellement important pour Caron de sorte qu'il a considéré comme niveau de corrélation transocéanique "*The "filament event" falls above the C/T precision interval at Bahloul and a few cm above the equivalent level at Pueblo. Consequently, it could serve as a tool for trans-oceanic correlations, particularly if it is coeval with the flood of the genus Mytiloides, more precisely the FO of M. hattini and subsp. (Kauffman et al., 1993: Fig. 3; Bengtson, 1996: p. 70, pt. 4. and p. 71; Kennedy et al., 2000: p. 297). We propose to use the "filament event" as a biomarker for the C/T boundary due to its close proximity to this boundary.*" (Caron *et al.*, 2006).

V- ICHNOFOSSILES.

Les structures et phénomènes sédimentaires enregistrés dans les quatre formations sont rares par l'effet de la dolomitisation secondaire qui les efface. Les structures sédimentaires d'origine biologiques (ichnofossiles) servent d'un outil d'interprétation de milieu de dépôts et de paléoenvironnement.

On a pu observé quelques ichnofossiles dans la formation de Mcharref, dans un faciès de marno-calcaires, dans les autres formation, les traces fossiles sont rares, quelques terriers existent dans les membres supérieurs de la formation de Sidi Ouadah, des réseaux de terriers occupent souvent les barres de calcaires dolomitiques des formations carbonatées, enfin le niveau le plus important de point de vue ichnologique se trouve dans la limite entre la formation de Cheurfa et celle de Freauou, il s'agit d'une discontinuité majeur à *Diplocraterion*.



oph: *Ophiomorpha* isp.

Fig. 60 : Photographies montrant des argiles à traces de fossiles « terriers simples et *Ophiomorpha* » (A et C) associées avec des argiles en lie-de-vin ; A et B (Formation de S. Ouadah, coupe de S. Ouadah).



oph: *Ophiomorpha* isp.

Fig. 61: Photographies de traces fossiles, (A) ; Terrier de type *Ophiomorpha* (*Glossifungites* *ichnofacies*) observé dans les grès de la formation de S. Ouadah (coupe de S. Ouadah), (B) ; réseau de *Thalassinoïdes* et *Ophiomorpha* dans les grès massifs, formation de S. Ouadah, coupe de Sar Ben Affène).



Th: *Thalassinoïdes*

Fig. 62 : Réseau de terriers « *Thalassinoïdes*, *Skolithos* ichnofacies, zone à *Cruziana* » observé au sein des calcaires biodétritiques du membre inférieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).



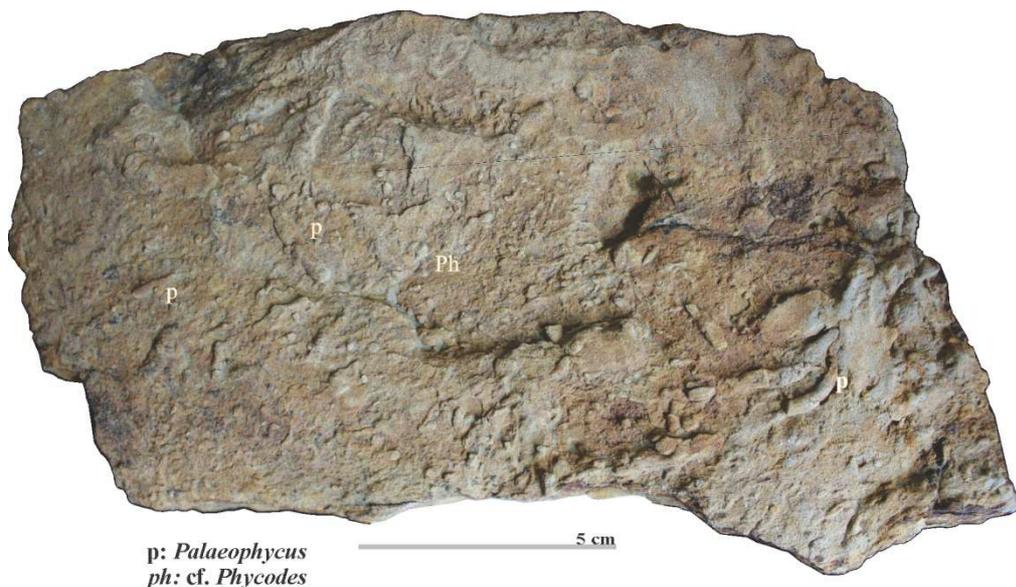
p: *Palaéophycus*
 cy: *Cylindrichnus?*
 ph: cf. *Phycodes*
 Nn: *Neonereites uniserialis*

Fig. 63: Traces fossiles : *Palaéophycus*, *Cylindrichnus*, cf. *Phycodes* et *Neonereites uniserialis* observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la "Formation de Mcharref" (coupe de Mch 2).



n: *Nereites missouriensis*

Fig. 64: Photographie de trace fossile de type *Nereites missouriensis* (zone à *Nereites*) observée sur la face supérieure et inférieure d'un niveau de grès fins centimétrique au sommet du membre supérieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).



p: *Palaeophycus*
ph: cf. *Phycodes*

Fig. 65 : Photographie de traces fossiles de type *Palaeophycus* et *Phycodes* observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).



cy : *Cylindrichnus*
c : *Condrites*
p : *Palaeophycus*
Nn : *Neonerietes isp.*

Fig. 66: Photographie de traces fossiles de type *Cylindrichnus*, *Condrites*, *Palaeophycus* et *Neonerietes isp.* observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la "Formation de Mcharref" (coupe de Mch 2),

Commentaires et interprétation.

Dans la zone tidale, les organismes fousseurs creusent des terriers en U (comme celui de l'annelide actuel du genre *Arenicola*) et se nourrissent de suspension. Sur la plate-forme, on trouve les terriers également en U mais d'animaux se nourrissant de la matière organique du sédiment. Plus profondément, les terriers des animaux fousseurs sont plus complexes (Seilacher, 1997).

L'*Ophiomorpha* est un ichnotaxon, généralement interprété comme un terrier d'un organisme (en particulier un crustacé, McIlroy, 2004) vivant dans l'environnement near-shore. (Boggs, 1995). La doublure du terrier est plus ou moins lisse à l'intérieur, et densément à fortement mammalée ou nodose à l'extérieur, en raison de l'emballage des granules fécaux pour soutenir le terrier. La ramification est irrégulière mais celle en forme de Y est présente (Frey et al., 1978). Il (souvent *O. nodosa*) est souvent considéré comme faisant partie des ichnofaciès à *Skolithos*, (Frey & Pemberton, 1984) où il est apparu (à savoir les environnements littoraux) depuis le début du Permien (Brenchley et al., 1998) mais aussi existe (en particulier *O. rudis*) dans les milieux d'eaux profondes (*Nereites* ichnofaciès) depuis la fin du Jurassique, telles que les turbidites bien oxygénées (Tchoumatchenco, 2001).

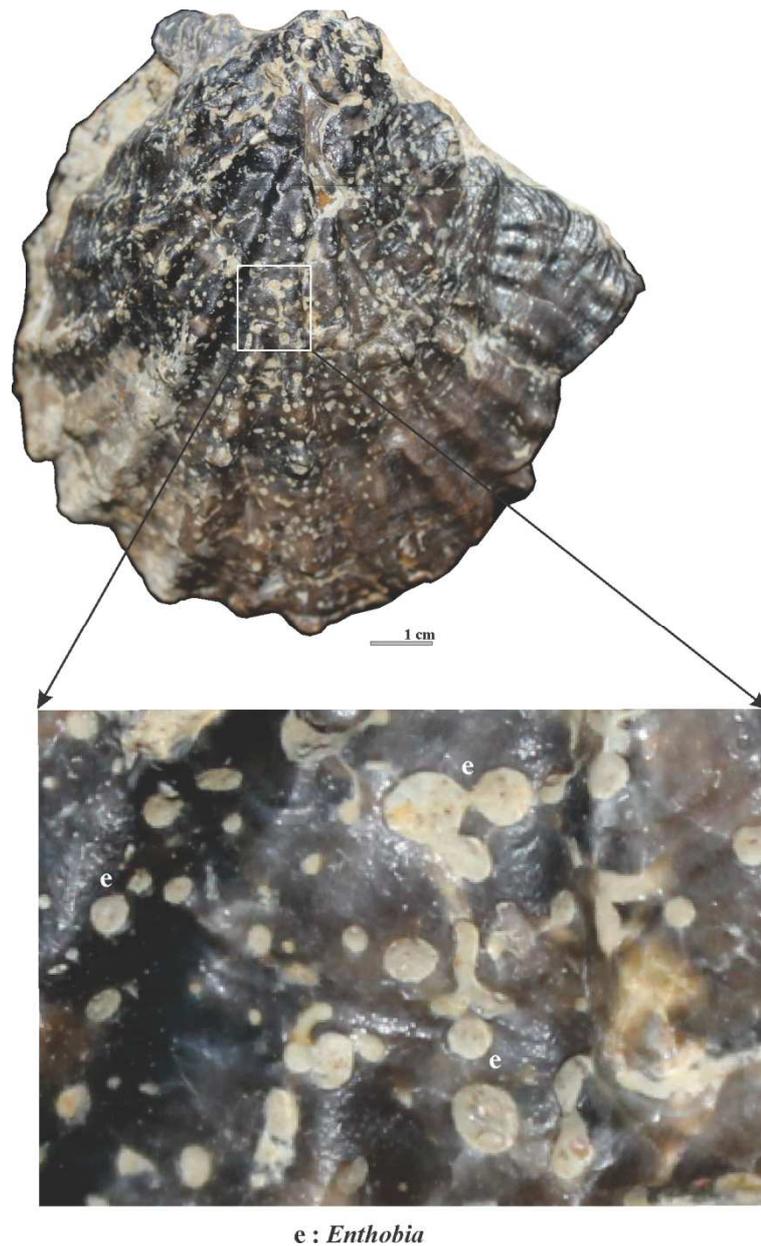
e : *Entobia*

Fig. 67: Traces d'incrustation/parasitisme (des loges d'*Entobia* cf. *geometrica* Bromley et d'Alessandro, 1984) observées sur la face extérieure d'une coquille d'hûtre (*Plicatula auressensis* ?).

Plus généralement, l'*Ophiomorpha* et d'autres terriers générés par les crustacés apparaissent en premier dans le Jurassique (Buatois *et al.* 2011).

***Nereites* McLeay 1839** (fig. 64).

L'ichnoggenre *Nereites* fait référence aux vers annélides *Nereis*, (Seilacher, 2007). Ce sont des traces préservées à la surface supérieure des bancs gréseux fins ou silteux. Elles apparaissent sous forme d'un sillon central de couleur plus claire, entouré de deux zones latérales où le sédiment est généralement réélaboré. La distinction des ichnoespèces de *Nereites* se fait généralement par la taille et la forme de zones latérales lobées (Benton, 1982).



dp: *Diplocraterion*

Fig. 68 : Photographies montrant des *Diplocraterions* (terriers en U, de la zone à *Glossifungites*) sur la surface supérieure du banc n° 67. "Fm. De Cheurfa", coupe de Sidi Ouadah (A et B remplissage différent et altéré ; C et D ; figures avec des tubes binaires bien préservés.



th: Thalassinoïdes

Fig. 69: Photographies de traces fossiles, (A, D - E); Traces de terriers en réseau complexe « *Thalassinoïdes* », (B); traces fossiles de type *Ophiomorpha* avec *Thalassinoïdes*, (D) montrent le détail de (C) et (D); réseau de *Thalassinoïdes* et formation des nodules par remplissage (fossilisation) différent, figures observées sur les surfaces supérieures des calcaires dolomitique des "Formations de Cheurfa" et "Freau".

D'après Rindsberg (1994), Uchman (1995) et Mangano *et al.* (1991) plusieurs ichnogenres sont synonymes à *Nereites* : *Scalarituba* Weller, *Neonereites* Seilacher, *Paleohelminthoidea* Rucholz et *Helminthoidea* Schaufhült. *Helminthoidea labyrinthica* Ksizkiewicz correspond à un synonyme junior de *Nereites irregularis* (Uchman, 1995) ; elle est généralement signalée dans de grandes profondeurs (Seilacher, 1977 ; Uchman, 1995, 1998). Seilacher (1974) proposa une évolution des *Nereites* durant les temps géologiques : d'un simple méandre au Précambrien à des méandres étroits dans le Crétacé. Dans ce travail, il a été décidé de retenir la classification d'Uchman, 1995.

Nereites missouriensis (Weller 1899) (fig. 64).

Il s'agit d'une piste en méandre irrégulier, préservée en épirelief négatif. Elle apparaît sous forme d'un sillon long de plusieurs centimètres (12 cm) et de 5 mm de large. Ce sillon sépare deux zones latérales en chevron. C'est une trace signalée généralement dans des sédiments profonds de type flysch (Tchoumachenko & Uchman, 2001 ; Uchman, 1995). Elle a été signalée dans l'ichnofaciès à *Cruziana* en Algérie (Bendella *et al.*, 2011 ; Bendella, 2012).

Les *Nereites* occupent souvent la zone abyssale, dans notre cas c'est la partie distale de la plate-forme carbonatée et se forment dans un substrat moue ou tendre (softground).

La fluctuation entre les faciès de *Skolithos* à *Cruziana* ne reflète pas un changement rapide du niveau marin, mais plutôt une fluctuation temporelle in situ de l'énergie (Pemberton, 2000).

Thalassinoides Ehrenberg 1944 (fig. 61 et 62).

Il s'agit d'un terrier cylindrique branchu formant des réseaux, il est caractérisé par des embranchements en Y ou en T. Le remplissage est de même nature que l'encaissant. Le diamètre varie considérablement de 15 mm à 25 mm.

Les *Thalassinoides* bien que fréquent dans les environnements peu profonds (Palmer, 1978 ; Archer & Maples, 1984 ; Frey *et al.*, 1984 ; Mangano & Buatois, 1991), ont été cités dans des profondeurs très importantes (Uchman, 1995, 1998 ; Uchman & Tchoumatchenco, 2003 ; Wetzel *et al.*, 2007).

Actuellement, ce sont des crustacés qui édifient un tel système de terrier complexe, dépendant largement de la relation niveau eau/sédiment (Ehrenberg, 1938 ; Müller, 1970 ; Bradshaw, 1981). Ces crustacés utilisent ces terriers comme un abri d'habitation et de nourriture (*Domichnia* et *Fodichnia*). Le diamètre des *Thalassinoides* peut donner une idée sur la paléooxygénation du milieu (Bendella, 2014).

Diplocraterion Torell, 1870 (fig. 68).

Dans la coupe de Sidi Ouadah, à la limite supérieure de la formation de Cheurfa (sur les calcaires oolithiques), un niveau parsemé de terriers en forme de U, (tubes de 3 à 12 mm de diamètre) 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 double ouverture (double section, "dumbbell") et ses spreite.

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 ; Màngano et Buatois, 2004).

Basé sur la morphologie, la plupart de ces structures peuvent être confiées avec confiance à l'ichnogenus *Diplocraterion*. La présence d'ouvertures circulaires appariées sans spreite pourrait être liée à *Arenicolites*. Cependant, la présentation binaire pertinente indique les *Diplocraterions*.

Des caractéristiques telles que l'orientation principalement verticale, les membres parallèles et les tubes d'épaisseur constante sont typiques de *Diplocraterion parallelum* (Fürsich, 1974; Cornish, 1986 in Ooriz & Rodriguez-Tovar, 2000).

Les *Diplocraterion* (terriers en U, de la zone à *Glossifungites* ou *Skolithos ichnofacies*) caractérisent un milieu plus agité (vagues et courants marins) et côtier (zone tidal) et se forme généralement sur des substrats durs ou semi-consolidés ou durcis (Pemberton, 2000), indiquant ainsi une discontinuité majeure (HG). Le milieu est caractérisé par de changements rapides de taux de sédimentation, l'érosion et la bioturbation (physical reworking of sediments), de telles conditions règnent souvent dans le shoreface et le foreshore (Pemberton, 2000).

Entobia cf. geometrica (Bromley et d'Alessandro, 1984), (fig. 67).

Les traces fossiles de parasitisme/incrustation ou bioclaustration concernent les bivalves en général et spécialement les huîtres, elles sont présentes surtout sur la face extérieure de la valve gauche ou droite et rarement les deux valves. Cette disposition indique l'activité postmortem des micro-organismes qui se servent des coquilles comme substrat à exploité ou à utiliser comme abrie.

VI- PALEOBIOGEOGRAPHIE DU BASSIN CRETACE ET EVOLUTION DE LA BIOMASSE DE MARCOFAUNE.

Au Crétacé supérieur, l'évolution paléogéographique est notamment marquée par la fermeture de la partie occidentale de la Téthys, par la poursuite de l'ouverture de l'Atlantique Nord, ou encore par l'ouverture rapide de l'Atlantique Sud. « *En outre, il est généralement admis que le Crétacé supérieur est une période d'optimum climatique chaud; globalement, il en résulte un contexte très transgressif dont la traduction est une extension marine maximale* » (Barron, 1987; Frakes *et alii*, 1994 in Courville, 2007) .

Pour l'Albien moyen et inférieur (ou l'Aptien et l'Albien selon Welsch) la sédimentation argilo-gréseuse (de Sidi Ouadah et de Sebaâ Riouss) indique un environnement marin côtier lissant apparaitre parfois quelques organismes benthiques (gastéropodes) en milieu de vie très difficile (ferruginisation). La présence de quelques niveaux de calcaires ou grès-calcaire reflète la tendance générale vers un cycle transgressif, ainsi là remarquer plusieurs auteurs depuis très longtemps. Ce n'est que le début de la transgression global qui débiterait à l'Albien inférieur (Welsch, 1890 ; Caratini, 1970).

Pendant l'Albien supérieur, il y a eu une sédimentation typiquement de mer ouverte (marno-calcaires de Mcharref), très fossilifère avec des céphalopodes, indiquant une plate-forme carbonatée externe (rampe externe) ouverte mais proximale. Le peuplement benthique,

planctonique et pélagique est favorisé par une transgression importante qui va se continuer pendant le Cénomaniens (Cénomaniens inf.). C'est l'intervalle (ou le Vracono-Cénomaniens pour certains auteurs) qui a connu une prolifération énorme des organismes (surtout cosmopolites) dans un système transgressif.

La création des chenaux/couloirs marins par l'expansion des fonds océaniques permet une transgression globale dans le Crétacé (mid-cretaceous). Cela est supposé comme la raison principale de l'augmentation du cosmopolitisme observé chez les ammonites (Brancoceratidae par exemple) de l'Albien supérieur terminal (Weidmann, 1988 in Lehmann, 2000). La montée eustatique a éliminé toutes les barrières géographiques, bien qu'il soit clair que cette montée eustatique favorise aussi le provincialisme au même temps (Marcinowski & Weidmann, 1988 in Lehmann, 2000). Les ammonites comme étant des organismes reliés au fond marin (néctophage), réagissent fortement à la réduction des conditions d'un tel milieu, peu profond (*shallow water*) avec ses conditions climatiques associées (Lehmann, 2000).

La productivité enregistrée à la fin de l'Albien supérieur (qui correspond à l'OAE 1d, selon Erbacher & Thurrow, 1997 in Lehmann, 2000) peut s'expliquer par le maximum d'inondation, laissant ainsi l'enrichissement du milieu par une importante nutrition qui provient des plaines côtières récemment inondées. Les ammonites prennent l'avantage de la montée eustatique avec ses conditions associées (augmentation de la production primaire de zoo- et phytoplancton) (Lehmann, 2000).

Vers la fin du *Cénomaniens* (Cénomaniens supérieur médian et terminal), le milieu marque une pauvreté d'organismes de plus en plus importante jusqu'à la limite CTB. Néanmoins la sédimentation indique toujours une plate-forme externe (des marnes et des calcaires crayeux micritiques), cette observation est généralisée à travers toutes les coupes de notre région d'étude et marque un phénomène global au sein d'une mer ouverte qui est en relation étroite avec l'anoxie (EAO 2 du fin Cénomaniens).

D'un autre côté, la faible concentration des organismes en général et les foraminifères benthiques en particulier dans le CTB (le membre IV de la "Formation de Cheurfa") est présumé de refléter un événement anoxique global (OAE 2) (Lehmann, 2000). Le membre IV de la "Formation de Cheurfa" (calcaires massifs beiges ou gris clair et marnes gris verdâtres/jaune-beiges), sans macrofaune, marque une nouvelle période de destruction des conditions paléocéologiques favorables à l'épanouissement de la faune benthique, en rapport certainement avec un approfondissement du milieu, devenu pélagique et confiné (Faugères, 1978).

Cet intervalle de temps (CTB) est associé à (1) l'extinction de : 24% de tous les genres fauniques marins et (2) l'événement anoxique océanique II (OAE II), caractérisé par la présence de sédiments anoxiques riches en matière organique, un pic de $\delta^{13}C$ positif (Schlanger et Jenkins, 1976, Raup et Sepkoski, 1986 Schlanger et al., 1987 in Prokoph et al. 2001) et une expansion de la zone de minimum d'oxygène sur le plateau qui a entraîné l'extinction graduelle de la faune des eaux profondes. (par exemple, Gale et al., 2000). L'enrichissement du carbone organique isotopiquement lourd ($\delta^{13}C$ ‰) dans les sédiments de l'OAE II dans différents environnements marins fournit un bon outil de corrélation globale (Arthur et al., 1988), alors que

la tendance synchrone isotopiquement positive du carbonate ($\delta^{13}C$) est soumise à plus de variabilité à court terme (p. ex., Pratt *et al.*, 1993, Paul *et al.*, 1999 in Prokoph *et al.* 2001).

Pendant le Turonien (probablement tout le Turonien – Coniacien ?), la biomasse est représentée par quelques niveaux d'échinides avec quelques petits gastéropodes repérés au début de la Formation de Freau (coupes de Sidi Ouadah, Sar Ben Affene et Toubessine), ainsi que les niveaux intéressants à inocérames et échinides de la coupe de Khalouet Sbaâ. Cette biomasse reflète un milieu marin peu profond (shallow water) après une autre phase de transgression qui succède celle du Cénomaniens moyen.

Paléocéologiquement, les bivalves/huîtres vivaient dans des milieux marins peu profonds, à haute énergie, riches en éléments nutritifs et dotés d'une colonne d'eau bien oxygénée. Après leur mort, ils ont été rapidement enterrés. Taphonomiquement, les bivalves/huîtres étudiées sont affectées par la désarticulation. Les traces de bioclustration et l'incrustation sont présentes. L'assemblage d'huîtres et de bivalves peut être considéré comme parautochtone.

Le passage du Cénomaniens au Turonien est matérialisé par le dépôt de quelques niveaux massifs de calcaires oolithiques à *Diplocraterion* (par une légère surface de discordance selon Ciszak, 1993), après vient de se déposer en système d'*on lap* une série de calcaires lumachelliques à huîtres, annonçant une autre montée eustatique. Ce passage marque un grand changement paléobiogéographique et paléoenvironnementale. En effet c'est la fin du système cénomaniens avec ses transgressions saccadées, marqué vers sa fin par une petite régression (de comblement permettant l'installation des conditions plus énergétiques) qui a déposé les calcaires oolithiques à *Diplocraterion*.

Le Turonien inférieur ? se marque par des marnes à sa base puis des marno-calcaires fossilifères à échinides et gastéropodes indiquant une plate-forme carbonatée peu profonde.

Enfin, vers la fin du Turonien supérieur ? (ou probablement vers le passage Turonien – Coniacien) la sédimentation se marque par une série de marno-calcaire riche en inocérames, échinides et gastéropodes avec rares huîtres et bivalves. Cet événement coïncide probablement avec la transgression du Turonien supérieur enregistrée dans plusieurs régions de la Téthys et en même temps avec le début de la transgression dite « sénonienne ».

Les inocérames vivaient fixés par un byssus sur le fond de la mer. Ce ne sont pas des coquillages littoraux. Ils sont indicateurs d'une mer assez chaude et peu profonde.

L'étude des ichnofossiles trouvés indiquent trois assemblage de traces fossiles (ou association) différents qui sont respectivement l'association à *Ophiomorpha - Thalassinoïdes* trouvée dans les grés et argiles de la formation de Sidi Ouadah (milieu littoral côtier « shoreface »), l'association à *Nereites* qui marque la formation de Mcharref, surtout dans sa partie supérieure (milieu marin ouvert mais pas assez profond (plate-forme externe proximale). Cette formation représente une séquence transgressive (cortège transgressif) sur les Argilo-gréseux de Sidi Ouadah. Enfin l'association à *Thalassinoïdes - Diplocraterion* qui marque les marno-calcaires de Cheurfa – Freau (plate-forme médiane à proximal peu profonde) caractérisant ainsi le cortège de haut niveau marin.

Les huîtres cénomaniennes d'Egypte et de Jordanie ont montré une distribution stratigraphique similaire et peuvent être utilisées comme fossiles de guidage dans des environnements marins

peu profonds. De nombreuses couches géologiques à huîtres sont remarquées dans ces régions et qui peuvent être corrélables avec notre région d'étude, ce qui indique que les conditions écologiques étaient semblables pendant le dépôt. Il s'agissait d'un milieu marin ouvert et peu profond avec de l'eau bien oxygénée (Ahmad *et al.*, 2015).

Le changement bien documenté des espèces et des genres d'huîtres marines peu profondes près de la limite Cenomanian-Turonien peut être lié à l'élévation globale du niveau de la mer. Il est possible que les conditions paléoécologiques aient changé lorsque les paléoenvironnements se sont creusés, ce qui est indiqué par l'appauvrissement en huîtres au début de la transgression du Turonien. Les huîtres identifiées présentent une forte affinité avec la province méditerranéenne du royaume téthysien (Ahmad *et al.*, 2015).

La faune de bivalves est représentée surtout par des *Amphidontes*, *Rhynchostreons*, et *Neithéatides*. Ces espèces avaient probablement un fort pouvoir de colonisation du biotope, empêchant le développement des autres taxons de bivalves (Benzaggagh, 2016).

A grande échelle, les faunes de bivalves du bassin crétacé des Monts de Tiaret-Frenda montrent beaucoup de similitudes avec les faunes contemporaines de plusieurs bassins marginaux du Crétacé moyen dépendant de l'Atlantique (bassin de Tarfaya, Gabon, Cameroun, Texas, Mexique, Bassin anglo-parisien) ou de la Téthys (Tunisie, Lybie, Egypte, Jordanie) et des bassins intracontinentaux trans-saharien (Algérie, Niger, Mali). Cette similitude faunique pourrait s'expliquer par des conditions paléobathymétriques et paléoécologiques qui étaient semblables sur de vastes étendues de ces différents bassins, et favorables au développement de la macrofaune benthique (Benzaggagh, 2016).

La série stratigraphique crétacée de la région étudiée est marquée, pendant l'Albien - Turonien, par l'abondance de faunes de bivalves, avec une grande diversité de formes. La prédominance de certaines espèces dans des secteurs particuliers du bassin crétacé et/ou à des périodes géologiques données, semble être en rapport avec des conditions paléoécologiques favorables, combinées à un fort pouvoir d'adaptation et de colonisation des niches écologiques par l'une ou plusieurs de ces espèces. La plupart des taxons répertoriés ont une large répartition dans les bassins marginaux ou intracontinentaux du Crétacé moyen des différents continents du globe, en particulier l'Afrique, l'Amérique du nord et l'Europe de l'ouest, témoignant de conditions paléoécologiques et paléobathymétriques assez semblables.

Diplocraterion, Relative Sea-Level, and Sequence Stratigraphy.

L'apparition d'horizons avec *Diplocraterion parallelum* dans la coupe de référence (SO), suggère qu'ils enregistrent les réponses aux phénomènes de contrôle allocycliques plutôt qu'autocycliques. Dans la littérature, *Diplocraterion parallelum* a déjà été rapporté dans des environnements marins à haute énergie et peu profonds (par exemple, Fursich, 1974 et 1981), dans certains cas liés à des événements érosifs (Cornish, 1986, Bromley et Hanken, 1991).

Des informations ichnologiques complémentaires indiquent que l'apparition de *Diplocraterion parallelum* indique un changement des ichnofacies de *Cruziana* en un assemblage mixte de *Skolithos-Cruziana*, celui-ci pourrait être lié à une augmentation de l'énergie accompagnant un déplacement relatif de la zone vers des conditions de dépôt plus proximaux et moins profonds, « chute du niveau de la mer ». Cette chute et l'augmentation concomitante de l'énergie pourraient

avoir généré des teneurs en éléments nutritifs plus élevées dans la colonne d'eau, favorisant la colonisation du substrat par les tracemakers *Diplocraterion*. Les données ichnologiques présentées sont cohérentes avec les fluctuations relatives du niveau marin précédemment interprétées.

Les nouvelles données montrent que *Diplocraterion parallelum* n'est pas une composante unique en ce qui concerne le changement relatif du niveau de la mer. C'est-à-dire qu'il peut être un indicateur des impulsions transgressives ou régressives (Oloriz & Rodriguez-Tovar, 2000).

CHAPITRE IV

SEDIMENTOLOGIE :
ANALYSE DE FACIES,
PALEOENVIRONNEMENTS ET
STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.

Sommaire.**I- INTRODUCTION.****II- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES.**

- 1- Introduction.
- 2- Faciès.
- 3- Notion du microfaciès.
- 4- Association de faciès et interprétations paléoenvironnementales.
- 5- Discussion ; les facteurs contrôlant la mosaïque des faciès.

III- DISCONTINUITES ET SEQUENCES SEDIMENTAIRES.

- 1- Notions de discontinuités.
- 2- Inventaire des discontinuités sédimentaires dans la région étudiée.
- 3- Séquences de dépôts et cycles sédimentaires.
- 4- Séquences et découpages séquentiels.
- 5- Chartes eustatiques.

IV- PALEO GEOGRAPHIE ET MODELE DE DEPOT DU CRETACE DE TIARET.**V- GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES.**

I- INTRODUCTION.

L'objectif de ce chapitre est de définir le cadre paléogéographique, paléotectonique et paléoenvironnemental précis, au sein duquel se mettent en place les nombreuses discontinuités sédimentaires de la série crétacée de notre région d'étude. Pour ce faire, il faut passer par la caractérisation des différents faciès sédimentaires, leur interprétation en termes de milieux de dépôts et leur intégration dans un modèle de faciès. L'analyse de ces faciès a été réalisée à partir de vingt coupes de terrains dont dix sept (17) sont situées dans la région Tiaret – Frenda (cf. Chapitre 2) et trois (3) coupes ont été levées entre Chellala et S. Laâdjel.

Cette étude sera suivie par la stratigraphie séquentielle pour définir les différents cortèges sédimentaires, les séquences de dépôts et les cycles sédimentaires. Cette analyse s'enchaîne par une approche géométrique des corps sédimentaires de la série crétacée (Albien – Turonien ?) de la région de Tiaret.

II- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES.

A- Introduction.

Un faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et des traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

Les environnements de plates-formes sont subdivisés en trois zones verticales, sub-, inter- et supratidale, reposant sur le coefficient d'exondation qui est très souvent mal connu (Hamon, 2004). Une alternative est fournie par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage (« shore »). Enfin, la zonation bionomique, définie par les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1964), fondée sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins, permet un découpage plus fin, en cinq zones pour le seul domaine phytal qui est caractérisé par la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux. L'ensemble des termes utilisés est présenté en figure. 70

B- Faciès.

L'analyse des faciès montre l'existence de quatre grands faciès qui sont respectivement les : grès, argiles, marnes et calcaires ; elles sont réparties dans les quatre formations sédimentaires de notre région d'études (trois formations pour la région de Chellala). Chaque faciès regroupe plusieurs sous-faciès, différenciés ainsi par leurs caractéristiques pétrologiques ; paléontologiques... micros ou macroscopiques.

La description des macrofaciès/microfaciès ainsi que leur interprétation est basée sur les travaux de plusieurs sédimentologues des carbonates (Folk, 1959 ; Dunham, 1962 ; Embry & Klovan, 1967 ; Wilson, 1975 ; Tucker & Wright, 1990 ; Burchette & Wright, 1992 ; Flügel 1982, 2004 ; Boulvain, 2017) et d'autres.

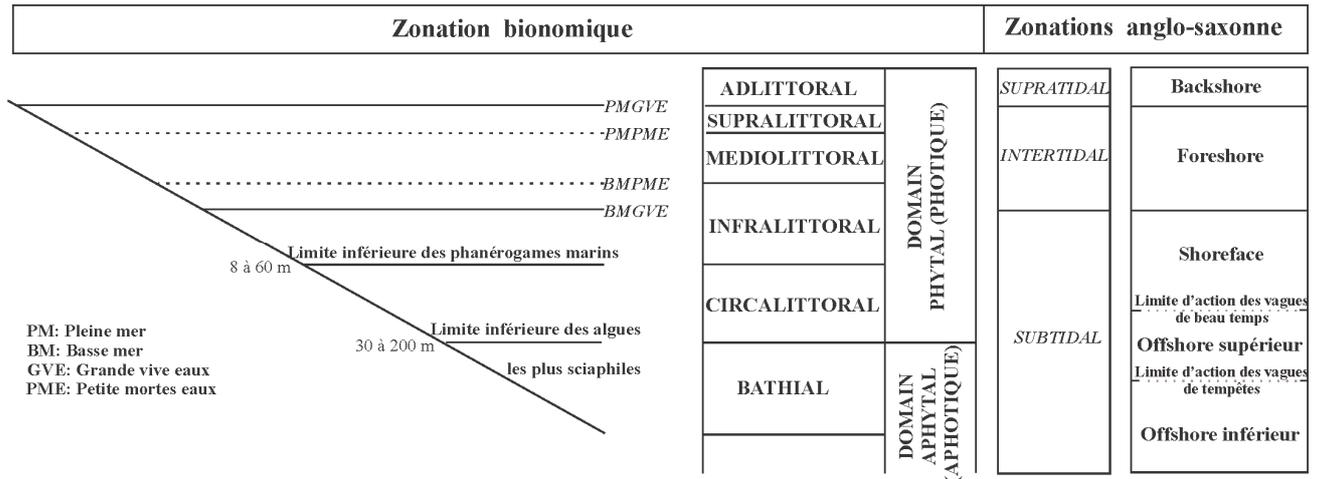


Fig. 70 : Zonation verticale des fonds marins (d'après Pérès, 1961). Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d'exondation (Hamon, 2004).

La zonation des faciès adoptée dans ce travail s'est effectuée à partir de la zonation de Burchette & Wright (1992) proposée pour les plate-formes de type rampe carbonatée (Boulvain, 2017) (Fig. 71).

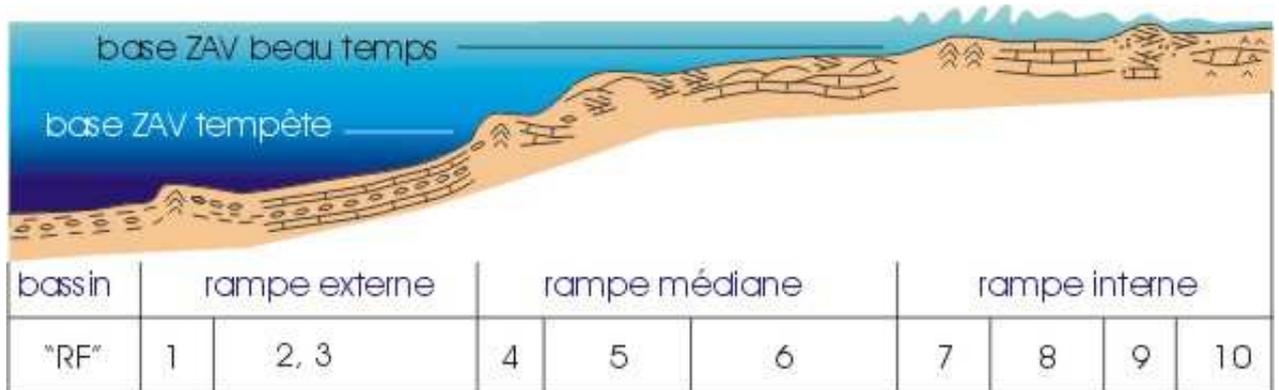


Fig. 71: Répartition des faciès "RF" sur un modèle de rampe carbonatée (selon Boulvain, 2017). (hauteurs fortement exagérées).

Ce type de plate-forme comprend :

La rampe externe est localisée sous la zone d'action des vagues de tempête, à une profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. On y observe des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions y sont de type "monticule".

- RF1: monticule micritique: bioconstruction isolée, riche en matrice calcaire et comprenant des éponges et des microbes. Tous les organismes sont en position de vie.

- RF2: marno-calcaire: mudstone et wackestone argileux microbioclastique alternant avec des argiles. La faune est benthique, nectonique, planctonique avec un net caractère ouvert: bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente.
- RF3: tempestite distale: minces niveaux granoclassé dans des sédiments fins. Ces niveaux un peu plus grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issus de zones moins profondes de la rampe.

La *rampe médiane* correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempête. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts dominants, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- RF4: monticules squelettiques et récifs: il s'agit de bioconstructions à faunes plus diversifiées, incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues. Les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux, éponges, échinodermes, algues rouges,...
- RF5: "shoals": grainstone et packstone à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes,...), stratifications obliques.
- RF6: tempestites proximales, souvent amalgamées: sédiments granoclassés, transportés, structures HCS, grainstone et packstone. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone, bioturbés.

La *rampe interne* comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Cette portion de rampe est située dans la zone photique et le fond marin est influencé pratiquement en permanence par les vagues et les courants. On observe les faciès suivants:

- RF7: récifs: biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores. Les constructeurs sont rarement en position de vie; nombreux remaniements.
- RF8: packstone et grainstone à bioclastes variés.
- RF9: shoals oolithiques et bioclastiques; grainstones et packstones à stratification entrecroisée, oolithes, péloïdes, bioclastes (algues vertes, foraminifères, mollusques, échinodermes,...)
- RF10: "plage" et "mares": grainstone et packstone bien classé à stratification plane et/ou mudstone et wackestone bioturbé à faunes et flores plus réduite. Les bioclastes gardent un caractère varié et partiellement "ouvert".

Chaque faciès fait l'objet d'une description détaillée donnant l'ensemble de ses caractéristiques macro et microscopiques et une interprétation en terme de milieux de dépôts. Le lecteur trouvera également un résumé des différents faciès, leurs principales caractéristiques et les milieux de dépôts qu'ils représentent dans le tableau 5.

C- Notion de microfaciès.

Le terme "microfaciès", suggéré par [Brown \(1943\)](#), fut réellement introduit par [Cuvillier en 1952](#) pour décrire tous les caractères, paléontologiques et pétrographiques, observables à l'échelle de la lame mince, le plus souvent taillée dans une roche indurée, sinon dans une roche meuble consolidée par injection de résine ([Mathieu et al, 2011](#)). C'est une approche qui a été largement diffusée dans l'industrie pétrolière ([Cuvillier, 1956 ; C.S.R.P.P.G.N., 1968 ; Carozzi et alii, 1972](#)).

Dans un second temps, ce sont les différents constituants de la roche qui vont être examinés comme la fraction grossière (éléments figurés ou allochèmes), la fraction fine (la matrice boueuse, éventuellement constituée par une purée de nanofossiles), les vides ou porosité (les pores intergranulaires, par exemple) et les ciments.

L'examen des bioclastes permet notamment de documenter les conditions de vie des organismes dont ils représentent les restes. La démarche paléoécologique permet d'induire une connaissance paléoenvironnementale. Par ailleurs, certains de ces microfossiles peuvent être utilisés comme outil biostratigraphique. Les critères pétrographiques permettent de préciser tant les conditions de sédimentation que l'évolution diagénétique qui conduit à la roche ([Mathieu et al., 2011](#)).

Le microfaciès permet non seulement de savoir où et comment elle s'est formée mais aussi éventuellement de suivre la continuité et le devenir de la couche dont elle est issue « Image intime d'une roche sédimentaire ». « *L'analyse des associations micropaléontologiques successives conjointement à celle des modifications graduelles de la texture des roches au sein d'une séquence sédimentaire permettent de déterminer des tendances évolutives telles que l'augmentation de la tranche d'eau, tendances qui peuvent parfois être extrapolées à plus grande échelle et utilisées pour des corrélations* » ([Mathieu et al, 2011](#)).

C'est à ce dessin que, dès 1978 (1ère édition allemande), [E. Flügel \(1982 : 1^{ère} édition anglaise ; 2004\)](#) proposait une "normalisation" des microfaciès. « *L'application de la loi de J. Walther à l'enchaînement de microfaciès nous permettra de déterminer des tendances régressives ou transgressives, des régressions forcées ou des inversions de tendances. L'étude des microfaciès peut donc se révéler être un outil précieux en stratigraphie séquentielle* » ([Mathieu et al, 2011](#)).

D- Analyse des faciès.

Ci-après une description des faciès (ou microfaciès) rencontrés avec des interprétations de leurs milieux de dépôts. Ces faciès sont également schématisés avec la répartition dans leurs milieux de dépôts (fig. 72).

F 1 : Argiles peliteuses.

Ce faciès est présent surtout dans la "Formation argilo-gréseuse de Sidi Ouadah" (SO) (Tiaret- Frenda) et de "Sebâ Riouss" (Chellala), formant ainsi les interbancs ou les inter-barres des grès. Ces argiles s'intercalent avec des grès de chenaux de marées ou des barres gréseuses traduisant ainsi l'influence de conditions côtières.

Ces argiles pourraient correspondre à des argiles d'estuaires « *muddy coastlines* » de grands fleuves ou *tidalflats* (Boulvain, 2017), caractérisées par : (i) la présence de chenaux de marées (ii) lentilles de sables ou grès à structures bidirectionnelles en arêtes de poisson « *heringbone* » formées par des courants de marée.

Sous faciès F1a ; Argiles à lits de grès en plaquette.

Dans les "Alternances Grès-Argiles de Sidi Ouadah" (membre II, coupe de S.O. ; membre supérieur, coupe de Dj. Cheurfa) existe quelques lits gréseux qui se dilatent en plaquettes de quelques centimètres (parfois quelques mm seulement). Ce sont généralement des grès beiges ou gris-clair, fins à moyens bien classés dépourvus de structures sédimentaires.

Sous faciès F1b, Argiles à galets et galets de quartz.

Ce sont des argiles jaune-verdâtre à galets hétérogéniques et hétéromorphes mais généralement arrondis avec la présence de dragées de quartz. Ce faciès est observé uniquement dans la coupe de Sidi Ouadah au sein des argiles de la "Formation de Sidi Ouadah".

Sous faciès F1c, Argiles rouges et/ou lie-de-vin.

Au sein de la "Formation de Sidi Ouadah", s'intercalent des niveaux argileux de couleur jaune, grise, rouge et parfois en lie-de-vin et d'épaisseur variable de quelques dizaines de centimètres à quelques dizaine de mètres. Ce faciès détritique à granulométrie fine (mudstone), parfois silteuse, montre parfois quelques structures sédimentaires apparentes (traces fossiles).

Par processus de décantation, leur texture et leur granulométrie témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible. Elle est interprétée comme d'origine marine (supra – intertidal), subissant une pédogenèse par émergence (profil d'altération), en raison de la très grande continuité latérale des bancs de grès à intercalation de niveaux carbonatés. La couleur rouge est probablement acquise par altération continentale (pédogenèse) de dépôts marins supratidaux, à la suite de multiples émergences temporaires.

Sous faciès F1d : Argiles bioturbées (à terriers simples et branchus).

Ce sont des argiles jaune-verdâtres, devenant occasionnellement lie-de-vin ou rouge-brun ; parfois, elles présentent quelques horizons rougeâtres ressemblant à des ferruginisations (cristaux d'oxyde de fer). La bioturbation est marquée par des terriers simples ou branchus (cf. chapitre III, fig. 60).

Ces terriers témoignent d'une activité biologique au sein de ces argiles, indiquant ainsi un milieu de certaine profondeur (sous la zone d'action des vagues normales). Au-delà des zones côtières, les argiles sont appelées "*nearshore mud belt*" (Boulvain, 2017).

F 2 : Grès à structures hydrodynamiques.

Sous faciès F2 a : stratifications et rides de courants.

Toujours au sein des "Grès de Sidi Ouadah" (coupe de SO), existe quelques bancs centimétriques de grès fins à moyens à stratifications et rides de courants (Pl. 27, F).

Les rides de courants sont caractéristiques d'un milieu très peu profond (au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps pour les rides symétriques) ou la zone sous influences des courants de marée (intertidale) pour les rides asymétriques.

Sous faciès F2 b : Grès de structure chenalisantes.

Dans la coupe de Mch-2 et juste à côté de la route, il y a plusieurs bancs métriques de grès qui se présentent sous forme de lentilles (Pl. 26, A et B) indiquant un remplissage de chenaux. Même structure a été observée dans la coupe de Sidi Ouadah (Pl. 26, C ; Pl. 28, E).

Ce type de faciès se rencontre dans un milieu fluvio-deltaïque ou marin côtier intertidal. Cette structure témoigne l'action érosive des courants puis le remplissage par des sables et des argiles.

Sous faciès F2 c; Grès à « herringbone cross-bedding ».

Ce faciès est rencontré au-dessous des niveaux à chenaux des grès de la formation de S. Ouadah (coupe de SO.). La stratification est bidirectionnelle (Pl. 28, F) qui indique l'action des courants de marées (zone des balancements des marées) dans un milieu très peu profond (intertidal). C'est la zone des vagues d'oscillation.

Les stratifications en arêtes de poisson ("*herringbone crossbedding*", Pl. 8, F) sont caractérisées par la superposition de lamines obliques de sens opposé. Cette structure est produite surtout sur les plages par les inversions périodiques des courants de marée. On observe souvent une surface de réactivation qui entame les lamines obliques antérieures (cette surface est produite au moment où le courant change de direction) (Boulvain, 2017).

F 3 : Grès à *Ophiomorpha*.

Au-dessus des grès à chenaux existe un niveau métrique de grès rouge-brun renfermant quelques rares terriers de type *Ophiomorpha* (cf. chapitre III, fig. 61). Cette trace est le témoin de l'activité des organismes dans un milieu à influences marines et continental (côtier, intertidal) mais l'absence de structures hydrodynamiques au sein de ces grès suggère plutôt un milieu plus profond (intertidal inférieur ou infratidal).

F 4 : Grès massifs.

Ce faciès est observé au sein des grès de la "Formation de Sidi Ouadah" dans les coupes de Mch-2, SO., S.B. Affène et Cheurfa (Pl. 26, B ; Pl. 28). Ce sont des grès décimétriques à métriques (0.80 – 2 m) dépourvus de structures sédimentaires

Le caractère massif des grès est probablement lié à la destruction de la stratification primaire, par des processus de bioturbation ou de sédimentation rapide. L'absence de fossiles et de structures biogéniques indique une sédimentation dans des conditions de haute énergie hydrodynamique. Ce grès massif indique un dépôt dans un milieu de « *shoreface* » inférieur.

F 5 : Grès compact dolomitique.

Au sein du dernier membre de la "Formation de Sidi Ouadah" (coupe de SO.), dans les argiles épaisses, existe un banc de grès dure rouge-brun avec à l'intérieur des traces de dolomie secondaire. Cette dernière résulte de la dolomitisation du ciment calcitique à l'origine, en lui

offrant l'aspect dolomitique. Cette dolomitisation est également remarquée dans les argiles marneuses encaissantes.

F 6 : Grès à bioclastes d'huîtres et Nérinées ;

Ce faciès est observé au sommet de la "Formation des Grès de Sebâ Riouss" (secteur de Chellala). Il s'agit d'une surface qui couronne le dernier banc gréseux et riche en Nérinées de grandes tailles associés avec des bioclastes d'huîtres. Les grès sont généralement de teinte rougeâtre ou rouge-brun sans structures hydrodynamiques visibles mais qui peuvent renfermer quelques terriers horizontaux.

Ces grès ont été déposés au-dessous de la limite d'action des vagues normales (L. A. V) vu l'absence de structures hydrodynamiques. La présence de quelques traces fissiles indique un milieu à énergie modérée.

Sous faciès : Grès à bioclastes et organismes pyritisés.

Toujours dans les grès de Sidi Ouadah, quelques niveaux gréseux beiges, gris-verdâtre ou clairs, renferment des gastéropodes et bioclastes pyriteux de petite taille (mm). On trouve également des bioclastes centimétriques affectés par la dolomitisation secondaire (Pl. 41, G-H).

Ces grès ont été déposés au-dessous de la limite d'action des vagues normales vu l'absence de structures hydrodynamiques.

F 7 : Grès très fins à « *Nereites ichnofacies* ».

Ce sont des grès rares présentent sous forme de petits lits centimétriques, très fins à fins, de couleur gris-bleuté ou jaunes parfois à plages rougeâtres ou roux. Ces niveaux de grès surmontent le membre supérieur de la "Formation de Mcharref" (coupe Mch-2) et renferment à leurs surfaces (sommitales et basales) quelques rares et précieuses traces fossiles telles que *Nereites*, *Palaéophycus*, et *Cylindrichnus* (*Nerietes ichnofacies*) (cf, chapitre III).

Ces grès très fins caractérisent des milieux plus ou moins profonds attestés par l'ichnogène *Nereites*.

F 8 : Marnes sableuses fossilifères à huîtres.

Ces marnes s'observent dans la "Formation de Mcharref" (membre inférieur et une partie du membre supérieur). Elles sont friables, faciles à laver, de couleur gris-bleuté, riche en fossiles (bivalves/huîtres, échinides, gastéropodes, bryozoaires, foraminifère et ostracodes (Pl. 31, A, B et D) et contenant un taux élevé de grains de quartz (EL et rarement RM) et cristaux de pyrite.

La nature du sédiment, l'absence de structures hydrodynamiques et la présence forte d'organismes marins indiquent un milieu infralittoral (subtidal). La pyrite observée (sous forme oxydée) pourrait traduire la présence d'un milieu euxinique avec de la matière organique (MO) déposée dans les creux de la paléotopographie, constitue ainsi de petits ombilics (comm. Orale, Benhamou). Cette MO est ensuite dégradée par des bactéries anaérobies (Jorgensen, 1983 in Hamon, 2004). Outre, les grains de quartz souvent Emoussé Luisants (EL) suggère un transport de longue distance. Cette observation est appuyée par le fait que les coquilles d'organismes sont parfois connectées, sinon elles sont souvent en parfaite état de préservation. On peut donc admettre que de telles conditions caractérisent un milieu subtidal (infra-circalittoral) bien

oxygéné avec une tranche d'eau importante (plus de 200 m). La richesse de la faune benthique est expliquée par un léger transport par des courants sous-marins.

F 9 : Marnes laminées sombres.

Juste au-dessus du niveau à ammonites « *ammonites bed level* » de la "Formation de Mcharref", vient de se déposer un niveau marneux de 10 à 15 cm, marqué par sa couleur gris-sombre et ses laminations (Pl. 30, A). Ces caractéristiques sont observées généralement là où existe de la matière organique.

Le contexte transgressif de cette formation laisse supposer que ce niveau est dû à la concentration de la matière organique. Sa position juste au-dessus du niveau condensé à ammonites qui représente le maximum d'inondation (MFS) et au-dessus du haut niveau marin (HST) s'accorde très bien avec cette hypothèse. Donc c'est un niveau important dans l'interprétation du milieu de dépôts, de paléoenvironnement et de la stratigraphie séquentielle.

F 10 : Marnes azoïques dolomitiques.

Ce sont des marnes gris-verdâtres ou beige, parfois blanchâtres, friables, souvent à grains de dolomie détritiques et azoïques (ou presque) qui marquent le passage entre les deux formations carbonatées Cheurfa – Freau (passage Cénomaniens – Turoniens, Pl. 35, A). Le membre supérieure de la "Formation de Cheurfa" est presque azoïque mis à part quelques rares foraminifères et ostracodes. Également, les marnes dans les membres inférieurs de la "Formation de Freau" ne livrent aucun fossile.

Les Marnes et marno-calcaire jaunes, beiges sans macrofaune, marque une nouvelle période de destruction des conditions paléocéologiques favorables à l'épanouissement de la faune benthique. Ceci est en rapport certainement, avec un approfondissement du milieu, devenu pélagique et confiné (Benzaggagh, 2016) et qui sont assimilées à des niveaux équivalents de l'évènement anoxique EAO2.

F 11 : Marno-calcaires fossilifères.

Sous faciès F11a : Marno-calcaires à niveaux amalgamés d'huîtres.

Ce faciès caractérise le membre inférieur de la "Formation des Cheurfa", dans les coupes affleurant dans la région de Tiaret - Frenda. Il correspond à des niveaux marneux blanchâtres (Pl. 32, A) ou calcaires marneux (Pl. 32, E) beiges à grisâtres, d'épaisseur centimétrique et très riches en huîtres associés à d'autres formes benthiques telles que des échinides, des bivalves et des gastéropodes. Les huîtres se présentent dans la majeure partie des cas en bancs lumachelliques issus d'enfouissement rapide et catastrophique, qui peuvent être les "*census assemblages*" selon Cadée, 1982 in Videt, 2003). Leurs assemblages sont assez bien préservés et donc ne sont que peu ou pas affectés par la condensation et sont donc assez bien préservés, constitués d'individus issus d'un même paléoenvironnement biosédimentaire (Videt, 2003). Le terme "*time-averaging*" assemblages" selon Kidwell & Bosence (1991 in Videt, 2003) désigne des assemblages issus d'une même communauté d'origine.

Des niveaux similaires ont été signalés au Maroc (Andreu, 1989), aux Monts des Ksour (Boualem, 2006 ; Salhi & Benhamou, 2018 en cours), en Jordanie (Schulze *et al.*, 2003a-b et 2004) et en Egypte (Bauer *et al.*, 2003 ; Gertsch *et al.*, 2008 ; Ahmad, 2015). 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. Les huîtres exogyrines du Cénomaniens supérieur sont des éléments quasi cosmopolites et sont typiques des dépôts téthysiens des mers peu profondes (Dhondt *et al.*, 1999 ; Videt & Néraudeau, 2003).

Les échinides occupent généralement le milieu intertidal mais peuvent vivre aussi dans l'infratidal.

Sous faciès F11 b : Marno-calcaires fossilifères à échinides.

Il est typiquement présent dans la coupe de Kef Gatoura entre des marnes gris-verdâtre friables et fossilifères (ostracodes, radioles d'oursin et quelques foraminifères) à la base et des calcaires argilo-dolomitique gris-clair au sommet (Pl. 38). Ce faciès est imprégné d'échinides (*Hemiaster* sp., *Pygorhynchus* sp.) qui sont souvent mal conservés ; ils se présentent sous forme de moules à remplissage géopétal. Le même faciès à échinides et gastéropodes caractérise la base du membre II de la "Formation de Freau" (coupe de SO.) et qui sont très corrélables.

Sous faciès F11 c : Marno-calcaires fossilifères à inocérames.

Ce faciès a été observé au sommet de la "Formation de Freau" (probablement dans le passage Turonien - Coniacien) de la coupe de Kh. Sbeâ (Pl. 40). Il s'agit des marno-calcaires interstratifiées dans des marnes verdâtres friables ou indurées à la base et des calcaires massifs au sommet. Ce faciès de couleur gris-verdâtre clair et riche en faunes benthiques est représenté surtout par des inocérames (*Inoceramus*, *Actinoceramus*), échinides (*Hemiaster* sp., *Pygorhynchus* sp.), gastéropodes (Nérinées) et rares rudistes indéterminables. Il est également marqué par la présence des pseudonodules vu son caractère lithologique (marno-calcaire ou calcaire marneux).

Les inocérames existent généralement dans les plates-formes peu profondes mais dans des eaux assez chaudes. Leur association avec des gastéropodes, échinides et rudistes (rares) suggère un milieu oxygéné traduisant ainsi une transgression marine (nouvelle incursion marine).

F 12 : Calcaires argileux.

Sous faciès F12 a : Calcaires argileux micritiques à ammonites.

Ce sont des calcaires argileux de couleur gris-clair parfois gris-bleuté riche en ammonites et quelques bélemnites (Pl. 30, A et C, Pl. 41, E-F). Ce faciès (l'équivalent de MFS3 de Wilson) est observé uniquement dans le niveau n° 6 à ammonites (*Condensed ammonites bed*) de Mcharref (Mch-2, 6 ; niveau à ammonites).

Les calcaires micritiques à texture mudstone à ammonites traduisent généralement un milieu ouvert (plate-forme externe ou rampe distale) calme dans un contexte transgressif.

Sous faciès F12 : Calcaires argileux biodétritiques, bioclastiques.

Il correspond à des calcaires wackestones de couleur gris-bleuté à débris d'organismes abondants (bivalves/huîtres, échinides et bryozoaires) rencontrés surtout dans la "Formation de

Mcharref" (Membre inférieur, coupe de Mch-2, Pl. 30), avec quelques traces de pyrite très oxydé bien visibles. Le faciès renferme souvent des échinides (niveaux à échinides, Mch-2, Pl. 30, B et D), foraminifères pyritisés et des ostracodes lisses.

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. Ce dépôt se réaliserait dans l'étage intertidal ouvert dans la partie proximale des plates-formes ou des rampes carbonatées.

Sous faciès F12 c : Calcaires argileux micritique (mudstone) lités, massifs et azoïques.

Il occupe la partie sommitale de la "Formations de Cheurfa" (Pl. 34), membres supérieur de la "Fm. de Freau" dans la coupe de Tmalhet et la "Fm. de Ras Nokhra" (Chellala, Pl. 39, G). Ce faciès s'organise en barres de calcaires dolomitisés de texture mudstone à wackestone, beige ou jaune-grisâtre, d'épaisseur métrique et en bonne continuité latérale. On note, dans ces barres, de fréquentes laminations et l'absence de la macrofaune.

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.

F 13: Calcaires bioclastiques (wackestone-packstone).

Sous faciès : F 13 a ; Calcaires bioclastiques à échinides.

Ce faciès est présent dans le sommet de la "Formation de Mcharref", membre supérieur. Il s'agit de calcaires de texture wackestone à packstone à bioclastes de bivalves (*Amphidonte*, *Pycnodonte*, *Ceratostreon*, *Exogyres*...) et riche en échinides (*Macraster*). Il est fortement dolomitisé (dolomitisation fissurale tardive, Pl. 31, E et F, Pl. 41, A, C, D).

Ce faciès est généralement rencontré dans des milieux bien oxygénés à salinité normale (Hewaidy *et al.*, 2014).

Sous-faciès, F 13 b : Calcaires bioclastiques bioturbés.

Ce faciès est composé de bancs calcaires massifs, décimétriques à métriques, de texture mudstone à wackestone, sans structures mécaniques internes, à débris de bivalves et fortement bioturbés à la surface supérieure des bancs. Le toit des bancs est peu ou pas ondulé et présente une bioturbation pratiquement monotypique ; ce sont des *Thalassinoïdes* qui sont souvent bien concentrées (cf. chapitre III, fig. 68).

La bioturbation est indiquée macroscopiquement par des différences de couleur (jaunâtre, grisâtre ou rougeâtre), de texture ou par de la dolomitisation différentielle. Le bioturbat est une dolomicrite ou dolosparite fine, claire et contrastant avec la masse carbonatée encaissante (Pl. 32, D). Les terriers individualisés montrent des contours nets, des formes bien définies et correspondent, la plupart du temps à des *Thalassinoïdes*. Ces traces fossiles sont caractéristiques des fonds meubles ("*loose-ground* ou *firmground*") et indiquent un

ralentissement ou un arrêt de sédimentation. Elles témoignent également l'ichnofaciès "Cruziana ichnofaciès". 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 considéré, l'abondance des *Thalassinoïdes* et la présence des huîtres et échinides dans le faciès "F13, b", atteste un dépôt dans un milieu marin médiolittoral à marginolittoral riche en nutriments, à salinité proche de la normale et bien oxygéné (Squires & Saul, 2002 ; Videt & Platel, 2005 ; Dhondt & Jaillard, 2005 ; Squires, 2010 ; Ahmad *et al.*, 2015 ; Benzaggagh, 2016 ; Benzaggagh *et al.* 2017 ; Musavu Moussavou, 2017 ; Nagm, 2015 ; Nagm *et al.*, 2017).

F 14 : Calcaires pseudonoduleux fossilifères.

Ces calcaires se présentent, surtout à la base de la "Formation de Cheurfa", sous forme de bancs calcaires grisâtres et à débit noduleux conférant à l'affleurement l'aspect d'un pseudo-noduleux. 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 (Pl. 32, B ; Pl. 38, A).

Ce faciès constitue des empilements décimétriques, continus et ne montrant pas de variations sédimentologiques, ni de limites nettes entre les bancs. Il peut contenir quelques foraminifères, des ostracodes, rares ammonites, de bivalves (Gryphaeidae, Pectinidae, Plicatulidae et Ostreidae), de gastéropodes (Naticidae, Conidae et Turritellidae), d'échinides (Hemiasteridae, Heterodiadematidae).

Les bioclastes sont parfois obliquement déformés. Cette déformation est liée probablement à une compaction d'enfouissement différentielle et la diagenèse. Elle peut être reliée également à la nature des sédiments, car un taux 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 et diagénétiques post-sédimentaires (boudinage, compaction-striction, cisaillement, ...etc.). Ces phénomènes apparaissent très bien dans les "Calcaires rouges noduleux" oranais et sahariens, appelés communément "Ammonitic-rosso" et/ou Goniatico-Rosso (Elmi, 1981 ; Benhamou, 1983 ; Elmi et Ameur, 1984).

Les dépôts de ce faciès à ammonites du membre II, "Formation de Cheurfa", Pl. 32, B et C (l'équivalent de "*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 d'*huîtres* 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, oxygénée et excessivement riche en éléments nutritifs (Benzaggagh *et al.* 2017a).

F 15 : Calcaires micritiques compactes à ammonites.

Ce faciès se rencontre uniquement à la base de la "Formation Cheurfa" où se trouve la première occurrence d'ammonites cénomaniennes (SO. 23, Pl. 32, C). Il s'agit d'un mudstone bien induré (l'équivalent de MFS3 de Wilson) à ammonites reflétant un milieu marin franc (subtidal), calme et ouvert.

Ce type de calcaire est présent généralement dans les plates-formes externes bien oxygénées à circulation importante des courants marins, mais dans cette coupe (SO) la rareté de ce faciès (un seul niveau) implique plutôt une incursion rapide et à court terme.

F 16 : Calcaires lumachelliques.

Ce faciès se rencontre parfois au sein du membre inférieur de la "Formation de Mcharref" (coupe de Mch-2 et dans le membre supérieur, Coupe A.G., Pl. 31, C). Un autre faciès typiquement bioclastique à tendance lumachellique de texture wackestone s'observe juste au-dessus de la limite entre la "Formation de Cheurfa – Freau" (la partie surmontant les niveaux céno-mano-turonien). Il correspond à un calcaire fossilifère monospécifique à coquilles essentiellement d'huîtres. Il s'organise en strates irrégulières, parfois dolomitiques, à base irrégulière et d'épaisseur centimétrique (Pl. 36, B, C, D). Généralement, on constate un mélange de coquilles déconnectées, témoignant d'une courte 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.

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 le microfaciès. Ce faciès ne semble pas montrer de bioturbation. Le caractère textural grainstone ou packstone, l'aspect brisé de certains corpuscules, ainsi que la géométrie lenticulaire des strates. Les accumulations de calcaires bioclastiques à tendance lumachellique correspondent aux "*sedimentologic concentrations*" au sens de Kidwell *et al.* (1986). Ces caractéristiques traduisent une énergie hydrodynamique très élevée, responsable de transport et de resédimentation des débris (coquilles brisées). 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.

F 17 : Calcaires oolithiques.

Ce faciès marque quelques niveaux de calcaires oolithiques de texture grainstone, bioclastiques et dolomitiques de couleur jaune-grisâtre ou rouge-brun qui vient de se déposer juste au-dessus de la dernière barre du membre supérieur de la "Formation de Cheurfa" (coupe de SO., Pl. 36, A). Les oolithes et les bioclastes de petite taille (corpuscules) baignent dans une matrice calcaro-dolomitique (grainstone ou localement des packstones). Les *Diplocraterions*

(cf. chapitre III, fig. 67) sont assez typiques et caractérisent uniquement ce niveau entre les deux formations carbonatées (Cheurfa et Freau).

Les oolithes (étant d'origine mécanique ou bactérienne selon Brehm *et al.* 2004) associés avec des bioclastes suggèrent plutôt un milieu énergétique, mais l'absence de toutes structures hydrodynamique (tempestites) semble liée à un autre facteur important qui pourrait être les conséquences d'une chute brutale du niveau marin (régression forcée). Cette chute brutale (sans émergence) est argumentée par la présence de *Diplocraterion* dans des faciès souvent durcies (HG) traduisant ainsi un arrêt de sédimentation.

Par conséquent, cette partie de la sédimentation est contrôlée par deux facteurs essentiels : (i) l'eustatisme qui génère la régression forcée, d'une part, et (ii) la structuration en blocs basculés qui préluce la disposition des *onlaps* de la sédimentation antérieure, d'autre part.

Sous faciès F17 a : Calcaires (grainstone) à *Diplocraterion*.

Ce faciès est présenté par une surface riche en terriers (en U) surmontant les niveaux de calcaires oolithiques, bioclastiques et dolomitiques de couleur jaune-grisâtre ou rouge-brun, au passage entre la "Formation de Cheurfa" et la "Formation de Freau" (coupe de SO). Les *Diplocraterion* sont assez typiques et caractérisent uniquement ce niveau entre les deux formations carbonatées (Cheurfa et Freau).

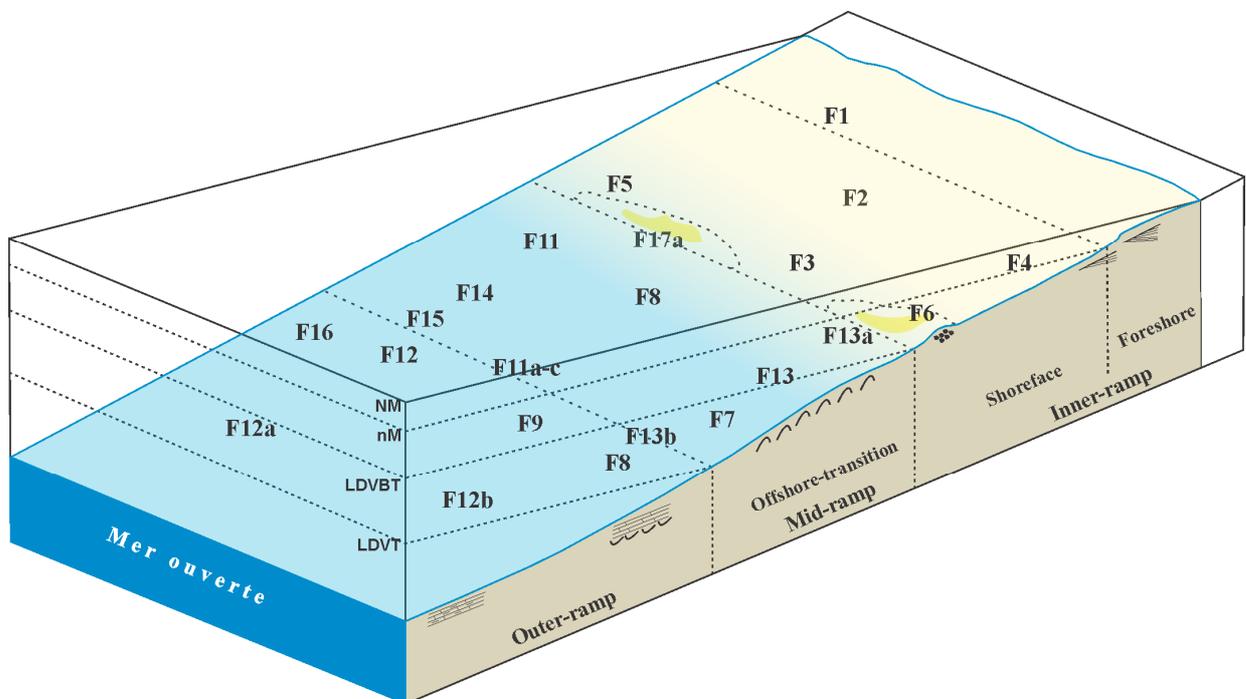


Fig. 72: Essai de répartition des faciès dans les environnements marins de la région d'étude.

Tableau, 05: Tableau récapitulatif des faciès et leurs interprétations environnementales.

Faciès	Constituants	Structures sédim..	Environnements
F 1 : Argiles peliteuses.	Argiles, grains de quartz	Terriers(rare)	Littoral, <i>tidalflats</i>
F 2 : Grès à structures hydrodynamiques	Grès moyens,	Herringbone, chenaux, str. plates et entrecroisées.	Marin côtier, littoral à influences de marées
F 3 : Grès à <i>Ophiomorpha</i>	Grès fins à moyens	<i>Ophiomorpha, thalass.</i>	Intertidal, influences de marées
F 4 : Grès massifs	Grès fins à moyens en barres massives	Barres massives	Littoral à influences de marées ou <i>shoreface</i>
F 5 : Grès compact dolomitique	Grès fins	Lits centimétriques	Littoral à influences de marées
F 6 : Grès à bioclastes d'huîtres et Nérinées	Grès moyens, bivalves, gastéropodes	Banc massif continue	Marin côtier, intertidal à influences de marées
F 7 : Grès très fins à « <i>Nereites ichnofacies</i> ».	Grès très fins, pyrite, oxyde de fer	<i>Nereites, palaeophycus, Planolites, Cylindrichnus...</i>	Infralittoral, plate-forme proximale
F 8 : Marnes sableuses fossilifères à huîtres	Marnes, grains de sables, bivalve, gastéropode, foraminifère, ostracode....	Sans structures internes	plate-forme ouverte, « rampe externe » ou subtidal.
F 9 : Marnes laminées sombres.	Marnes	Laminations	plate-forme ouverte, « rampe externe ».
F 10 : Marnes azoïques dolomitiques	Azoïques, grains de dolomie	Sans structures internes	plate-forme peu profonde
F 11 : Marno-calcaires fossilifères.	Mudstone, wackestones, packstone, bivalve, échinide, gastéropode, ostracode...	Alternance avec des bancs décimétriques à métriques	plate-forme ouverte, « rampe externe »
F 12 : Calcaires argileux.	Mudstone généralement azoïques, crayeux	Barres massives continues	plate-forme peu profonde rampe moyenne à dist.
F 13: Calcaires bioclastiques (W/P).	Mudstone, wackestones, packstone, bivalve, échinide, gastéropode, ostracode...	Bancs continus, surfaces bioturbée ou/et à hard ground	Plate-forme peu profonde bien oxygénée
F 14 : Calcaires pseudonoduleux fossilifères.	Mudstone/wackestone, nodules, bivalves, gastéropodes, échinides	Bancs continus, surfaces irrégulières, fossiles déformés	rampe interne ou vasière infralittoral
F 15 : Calcaires micritiques compactes à ammonites.	Mudstone, ammonites, foraminifères, ostracodes	Continuité latérale	Plate-forme externe, « rampe externe »
F 16 : Calcaires lumachelliques.	Wackestones, packstone, huîtres.	Bancs en <i>onlap</i>	Plate-forme peu profonde « rampe externe »
F 17 : Calcaires oolithiques.	Grainstones, oolithes, bioclastes	Barres massive à surface érodées.	Plate-forme interne énergétique.

E- Association de faciès et Interprétations paléoenvironnementales.

Dans la majorité des cas, un seul faciès sédimentaire n'est pas déterminant d'un milieu de dépôts donné. C'est l'association de plusieurs faciès qui permet de lever cette indétermination. Il est donc nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Une association de faciès correspond ainsi à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès qui se retrouvent à différents niveaux de la série. Sept associations de faciès (AF) ont donc été définies et reconnues sur les 20 coupes étudiées, afin de mieux contraindre l'interprétation des faciès en termes de milieux de dépôts et de paléobathymétrie.

Toute interprétation d'un faciès en termes de paléoenvironnement devra finalement tenir compte de l'interprétation que l'on aura donnée aux faciès qui lui sont géométriquement liés au sein du système sédimentaire et stratigraphiquement contemporains au sein du bassin de sédimentation.

1- Association de faciès A.

Constituant la partie inférieure de la "Formation de Sidi Ouadah" (membre I et II) ; elle regroupe les faciès F1 (a-d), F2 (a-c) et F4. Il s'agit d'une alternance de grès massifs et des argiles péliteuses azoïques déposées dans une vaste plaine côtière soumise à des influences marines (inter- à supratidal). La présence de quelques structures hydrodynamiques (stratifications et rides de courants, *heringbone*, chenaux de marées...etc) indiquent un milieu margino-littoral à influence de marées avec des apports terrigènes importants. Cette sédimentation peut se développer dans une vaste plaine détritique à énergie modérée (infralittoral) vu l'extension latérale de ces dépôts (grès). La rareté de faunes témoigne des conditions peu favorables à la vie benthiques.

2- Association de faciès B.

Elle regroupe les faciès F3, F5 et F6 et occupe la partie supérieure de la même formation précédente. Selon la fluctuation et la bathymétrie de la tranche d'eau de mer, ces grès montrent au sommet (membre III et IV, "Fm. de S. Ouadah") quelques prémices d'approfondissement comme des argiles plus épaisses, des bioclastes dolomités, gastéropodes, bioturbation et organismes pyrités. Le milieu devient alors plus favorable à énergie faible (*tidalflats* à *shoreface*) indiquant des conditions de medio- à infralittoral. Ces deux associations représentent le système détritique.

Dans le système carbonaté, on trouve cinq associations réparties sur les trois zones de la rampe carbonatée.

3- Association de faciès C.

Elle regroupe les faciès : F8, F9, F12a, F12b et F15. Ce groupe de faciès correspond au RF2 standard (Wilson, 1975 ; Tucker & Wright, 1990 ; Burchette & Wright, 1992) et caractérise la partie supérieure de rampe externe (offshore), des marno-calcaires: mudstones et wackestones argileux microbioclastiques alternant avec des argiles. La faune est benthique (bivalves, gastéropodes), nectonique et planctonique avec un net caractère ouvert (bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques). La bioturbation est rare et présentée

par quelques *Thalassinoides*, *Nereites*, *Palaéophycus* et *Cylindrichnus* (mixed *Skolithos-Cruziana* assemblage au sens d'Oloriz & Rodriguez-Tovar (2000).

4- Association de faciès D et D'.

Elle regroupe les faciès F 13a, F 7, F 8 (D) ou les faciès F 13b, F 14 et F 11a-c (D'). Ils sont représentés par des marnes et marnes à huîtres fossilifères avec de rares ammonites, de bivalves, de gastéropodes, d'ostracodes et de foraminifères, la stratonomie est épaisses, friables clôturées par des calcaires massifs, dolomitiques, bioclastiques à huîtres, échinides, quelques foraminifères et ostracodes. On trouve également des alternances de marnes – marno-calcaires à huîtres amalgamés, calcaires pseudonoduleux et calcaires massifs à bivalves, gastéropodes, échinides, ostracodes, foraminifères et rares ammonites. Les marnes traduisent des conditions énergétiques, par contre les calcaires correspondent à des épisodes à énergie faible ou nul, dans un milieu de rampe médiane (subtidal). Ces faciès traduisent le régime saccadé du niveau eustatique qui permette l'installation des dépôts de haute énergie (tempêtes distales) comme les calcaires bioclastiques ou encore les niveaux amalgamés d'huîtres.

Cette association de faciès correspond aux dépôts de membres II de la "Formation de Mcharref", les membres I, et II de la "Formation de Cheurfa" (calcaires à ammonites, région entre Tiaret et Frenda) et enfin la "Formation D'Oued Touil" et une partie de la "Formation de Ras Nokhra" (Chellala). Cette association coïncide avec une transgression généralisée accompagnée d'une biodiversité très importante où dominent les formes benthiques (bivalves, huîtres exogyrines, gastéropodes et échinides) et pélagiques (rares ammonites et foraminifères planctoniques).

Ces faciès indiquent un contexte de sédimentation dans un milieu de rampe carbonatée médiane. Cette rampe est soumise à l'influence des tempêtes qu'attestent les intervalles coquilliers riches en huîtres, concentrées en amas lenticulaires, centimétriques à décimétriques (F 11a). Les calcaires micritiques intercalés entre les niveaux pseudonoduleux à concentrations coquillières sont rares, par contre les bancs massifs (barres) sont fortement bioturbés (*Thalassinoides* et *Ophiomorpha*), témoignant des périodes de faible agitation des eaux.

5- Association de faciès E.

Elle regroupe les faciès F11a-c, F13b, F14 et F16. Cette catégorie de faciès correspond au RF6 qui indique des conditions de rampe médiane avec des niveaux d'huîtres amalgamés à tendances proximales et parfois à granoclassement positif interprétés comme des tempestites distales. Le microfaciès est présenté par des grainstones et packstones. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone, bioturbés. La série se présente souvent par (i) des marnes friables, (ii) des marno-calcaires à faunes benthiques (bivalves, échinides, inocérames, ostracodes et foraminifères) et (iii) des calcaires massifs dolomitiques.

6- Association de faciès F

Elle regroupe les faciès : F10, F12c constituant le dernier membre de la "Formation de Cheurfa". Ce sont des marnes beiges friables ou gris-clair azoïques qui s'alternent avec des barres massives de calcaires beiges ou blanchâtres, argileux, dolomitiques et azoïques. Le même faciès est remarqué dans la "Formation de Freau" de la coupe de Tmalhet. Le faciès

argileux crayeux de ces calcaires massifs et azoïques indiquent un milieu relativement profond (rampe externe), clos à demi-clos (comm. Orale, Benhamou) mais à conditions défavorables pour la vie benthique et planctonique.

7- Association de faciès G

Elle rassemble les faciès F 16, F 17 et F 17a ; ce groupe correspond au RF 9 de la rampe interne indiquée par des calcaires bioclastiques, oolithiques « shoals oolithiques et bioclastiques ». Le microfaciès est formé de grainstone et packstone oolithiques, à péloïdes et bioclastes, souvent représentés par des algues vertes, foraminifères, mollusques, échinodermes,...etc. Cette association traduit un changement du niveau marin à tendance régressive matérialisé par des dépôts énergétiques (calcaires oolithiques) et un ralentissement de sédimentation (HG) avec la présence des *Diplocraterions* au sommet de ces calcaires. Ensuite il y eu une incursion marine qui a déposé des niveaux bioclastiques à tendance lumachellique en *onlap* (membre inférieur de la "Formation de Freau", Pl. 36, C et D).

F- Discussion : les facteurs contrôlant la mosaïque des faciès.

La sédimentation de la série crétacée de la région de Tiaret (Tiaret –Frenda- Chellala) semble régie par trois facteurs important qui sont les suivants.

1- l'Occurrence de la transgression saccadée.

Les dépôts de l'intervalle Albien – Turonien est largement contrôlé par la transgression globale du mi-Crétacé. C'est ainsi qu'on voit des séries transgressives au sein de cet intervalle comme (i) les marnes fossilifères à huîtres – calcaires argileux à ammonites de la "Formation de Mcharref" (membre I), (ii) marnes à niveaux d'huîtres – marno-calcaires et calcaires pseudonoduleux à rares ammonites de la "formation de Cheurfa" (membre I et II), les calcaires bioclastiques à tendances lumachelliques de la "Formation de Freau" (membre I) et (iv) les marne –marno-calcaires à inocérames/échinides – calcaires argileux de la "Formation de Freau" (membre II et IV). Ces faciès sont représentés souvent en alternances et témoignent une transgression en saccade (plusieurs incursions marines). L'intervalle transgressif est souvent surmonté par une série de haut niveau marin (barres métriques massives de calcaires fins (wackestone). L'ensemble carbonaté d'Oued Touil ("Formation d'Oued Touil" et "Ras Nokhra") traduit incontestablement une transgression importante du méso-crétacé qui succède les "Grès de Sebâ Riouss".

2- Compensation sédimentaire et comblement.

En relation avec la transgression saccadée, l'espace disponibles crée à chaque incursion marine représente en effet, un nouveau espace sédimentaire (espace disponible ; accommodation...) qui fera le siège d'une sédimentation à cachet marin comme les "Formations carbonatées de Cheurfa", "Oued Touil" (Cénomaniens) ; "Freau" et "Ras Nokhra" (Turonien ?).

3- Géodynamique.

Bien que le Crétacé est marqué par la grande transgression (*global mid-cretaceous transgression*). L'origine de cette transgression globale est liée à la tectonique globale (ouverture de l'Atlantique et fermeture de la Téthys). Mais le rôle de la géodynamique locale est ressenti par la subsidence qui a contrôlé la compensation et le comblement sédimentaire des bassins crétacés. Ce phénomène semble responsable de l'épaisse série des carbonates (plus de 220 m dans la coupe de référence SO) allant de l'Albien supérieur jusqu'au Turonien supérieur.

III- DISCONTINUITES ET SEQUENCES SEDIMENTAIRES.

A- Notions de discontinuités.

Toute surface indiquant une rupture dans la sédimentation est appelée discontinuité, terme 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 (Clari *et al.*, 1995). L'élaboration de cette surface de discontinuité est due à un changement environnemental rapide ou substantiel (Hillgärtner, 1998).

Dans sa thèse, Hamon (2004) effectua un historique intéressant sur l'évolution de notions de discontinuités sédimentaires. Le lecteur trouvera quelques définitions et notions plus détaillées de cet historique. Selon cet auteur, le terme de discontinuité (« *discontinuity surface* ») est introduit pour la première fois par Heim (1924). « Il n'est que très peu utilisé, le terme d'*unconformity* lui étant préféré ». Bromley (1975) limite sa signification à des arrêts de sédimentation mineurs, de rang inférieur aux disconformités.

Les progrès rapides de la stratigraphie sismique puis séquentielle maintiendront le terme de discontinuité au second plan, jusqu'à sa réutilisation par Clari *et al.* (1995). « *Définitions et interprétations des discontinuités sédimentaires ont donc été largement influencées par les développements de la stratigraphie. Le XVIII^{ème} et la première moitié du XIX^{ème} siècle, qui voient le développement de la stratigraphie physique, cantonnent l'interprétation et à la hiérarchisation des discontinuités à des considérations géométriques. Les développements récents voient le développement de deux approches : les discontinuités en tant qu'outils (stratigraphie séquentielle / génétique) et les discontinuités en tant qu'objets géologiques à part entière. Elles sont alors étudiées sous tous les aspects : sédimentologique, paléo-environnemental, paléontologique, diagénétique* » (Hamon, 2004).

B- Inventaire des discontinuités sédimentaires dans la région étudiée.

L'étude de terrain a permis de relever plusieurs discontinuités sédimentaires de géomorphologie, nature et extension différente. Leur reconnaissance permet de découper la série étudiée en plusieurs séquences élémentaires. Ceux-ci intègrent des séquences moyennes ou des séquences majeures. On peut dire qu'il y a des discontinuités de type lithologique (surface ferrugineuse, changement de faciès...), biologique (apparition d'organismes, traces fossiles...), de non dépôts (diastèmes, joints) et mécanique (surface d'érosion).

1- Surface gréseuse ferrugineuse à bioclastes et gastéropodes.

Cette discontinuité majeure se trouve sur le dernier banc des "Marno-calcaires de Mina" et elle est repérée dans les coupes de Sidi Ouadah, Mcharref-1 et el Karia. C'est une surface gréseuse rougeâtre à Nérinées de grande taille associées avec des bioclastes de bivalves et d'huîtres. Une surface similaire a été rencontrée juste au-dessus du dernier banc de la "Formation de Sebaâ Riouss" (Chellala).

2- Surface à concentrations de faunes pyriteuses.

Liée à un confinement du milieu de dépôt, cette discontinuité s'exprime dans la coupe de Sidi Ouadah (membre III) par un horizon de grès - calcaire bioclastique à bioclastes et gastéropodes pyriteuses de petite taille (naine).

3- Niveau condensé à ammonites.

La concentration des ammonites dans le niveau n°6 de la coupe de Mcharref (plus de huit espèces) lui a qualifié d'un niveau condensé caractérisant ainsi le passage de l'Albien au Cénomaniens.

4- Changement de faciès.

Un changement de faciès marque la partie supérieure de la "Formation de Sidi Ouadah" et annonce la fin des dépôts des argiles et le début des marnes à huîtres. La limite entre la "Fm. de Cheurfa" et celle de "Freau" est marquée aussi par un grand changement de faciès avec l'apparition des calcaires oolithiques juste au-dessus du dernier membre de la "Formation de Cheurfa".

5- Joints et diastèmes.

Ces discontinuités mineures sont fréquemment observées au sein des barres calcaires de l'intervalle Cénomaniens - Turonien. Elle correspond à un simple joint séparant deux bancs successifs. Les joints et les diastèmes sont définis comme des discontinuités au sein des sédiments marins indiquant une interruption mineure des dépôts (arrêt de courte durée), sans modification des conditions sédimentaires.

6- Niveaux de grès fins bioturbés à *Nereites*.

Ces niveaux centimétriques de grès riches en traces fossiles (*Nereites ichnofacies* ou *mixed zone*) qui se trouvent à la fin de la "Formation de Mcharref" indiquent une discontinuité importante, à la fois lithostratigraphique et séquentiel. En effet, ces niveaux marquent la période où la plus importante incursion marine de l'Albien supérieur (riche en céphalopodes et foraminifères planctoniques) arrive à son terme (Haut niveau marin) et surmontant ainsi une petite barre de calcaire bioclastique à échinides et bivalves avec des marnes à bivalves.

7- Surfaces durcies « hardground » profond à traces de fer.

Sur la surface supérieure de quelques barres de calcaires dolomitiques des "Formations de Cheurfa" et de "Freau", on observe quelques traces de fer qui s'ajoutent à la surface durcie.

Différents processus ont été invoqués pour expliquer la formation des hardgrounds : (i) dissolution du carbonate de calcium liée à des variations de profondeur de la CCD (Keller *et al.*, 1987) ; (ii) augmentation de l'énergie de dépôt favorisant érosion et cimentation précoce (Jenkyns, 1971 ; Mullins *et al.*, 1988) ; (iii) événement global climatique ou tectonique aboutissant à un faible taux d'apports sédimentaires et une sédimentation condensée (Kennedy & Garisson, 1975 ; Vail *et al.*, 1984 ; Loutit *et al.*, 1988). L'absence de sédiments favoriserait une lithification précoce, une activité biochimique (minéralisations en fer, phosphates) et une colonisation par différents organismes encroûtants ou perforants (Jenkyns, 1971 ; Mullins & *al.*, 1988 ; Ramsay & *al.*, 1994 in Hamon, 2004). Dans notre région où la sédimentation s'effectuait dans une mer peu profonde (épicontinentale ou pelliculaire), les surfaces durcies profondes pourraient s'expliquer par l'augmentation de l'énergie de dépôt ou encore à un événement globale (climatique ou tectonique). Un autre type de hardground caractérise les milieux à haute énergie, c'est les « hardground » de haute énergie.

8- Surfaces bioturbées à *Thalassinoïdes*.

Ce sont des surfaces irrégulières, parfois ondulées de bancs calcaires intensivement affectées par des terriers horizontaux simples ou branchus de type *Thalassinoïdes* (surface cariée). Ces terriers sont bien individualisés, aux contours nets, remplis ou non par des sédiments souvent différents au faciès encaissant et sont assignés à un substrat de type "firmground" (Bromley, 1990). 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 margino-littorale (Frey *et al.*, 1990 ; Taylor & Goldring, 1996).

9- Surface d'érosion avec changement de faciès ;

Une importante surface d'érosion a été observée juste au sommet du dernier membre de la "Formation de Cheurfa" associé avec changement de faciès très remarquable (D6 de la coupe de SO), annonçant un changement important d'apports sédimentaires, d'environnements et de climats. Le changement est matérialisé par la disparition brusque des calcaires crayeux azoïques et l'apparition des calcaires oolithiques bioclastiques. Une autre surface de changement de faciès se trouve juste au-dessus des calcaires oolithiques bioclastiques avec l'apparition d'une série de calcaires décimétriques à bioclastes d'huîtres à tendance lumachellique dessinant de spectaculaires *onlaps*.

10- Surface durcie à *Diplocraterion* ;

La surface supérieure des calcaires oolithiques est fortement affectées par des traces fossiles de type *Diplocraterion* isp. (ou probablement des *Arenicolithes*, D7, SO). Ce type de traces caractérise généralement des substrats durs ou moyennement durs (*firmground*) dans un milieu énergétique où les organismes responsables creusent le substrat pour chercher la nourriture ou pour former un abri.

C- Séquences de dépôts et cycles sédimentaires.

Une séquence de dépôt est donc composée d'une succession plus ou moins concordante de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance ou leur équivalent latéral concordant (Mitchum *et al.*, 1977). Cette séquence de dépôt correspondrait à un cycle de troisième ordre de variation du niveau marin relatif. En effet, les séquences de dépôts ont des dimensions et des durées variables (ordres), parfois difficile à appréhender. Définis par différents auteurs (Vail *et al.*, 1977 ; Mitchum & Van Wagoner, 1991), ces ordres peuvent de plus diverger de l'un à l'autre. Vail *et al.* (1991) formalise donc l'emploi de ce terme en définissant six ordres de séquences, basés sur leur durée et les processus à l'origine de leur formation :

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

Tout d'abord modélisée à l'échelle sismique, elle présente trois éléments fondamentaux : (i) les paraséquences, (ii) les cortèges sédimentaires et (iii) les discontinuités. Les paraséquences sont définies comme une succession relativement concordante de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par les surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Arnott, 1995 ; Yin & Tong, 2000). Il s'agit de petites unités de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, observables à l'échelle de l'affleurement. Les empilements de paraséquences ("parasequence sets") forment trois types de tendances ; aggradante, rétrogradante ou progradante. La reconnaissance de ces tendances et la caractérisation des différents types de discontinuités (unconformity / limite de séquence, surface d'inondation maximale, surface transgressive) permettent de définir des cortèges sédimentaires (exemple : le cortège de haut niveau, "highstand system tract", est limité à sa base par la surface d'inondation maximum et au sommet par une limite de séquences). Les paraséquences qui le composent forment d'abord une tendance aggradante puis progradante). Le cortège sédimentaire a été défini formellement comme étant un assemblage tridimensionnel de système de dépôts contemporains (Brown & Fisher, 1977). Trois grands cortèges sédimentaires sont identifiables au sein d'une séquence (Emery & Myers, 1996 ; Jacquin *et al.*, 1991 ; Arnaud, 2004).

Le modèle (fig. 73) montre que si l'épaisseur totale des sédiments est en fonction de la subsidence et les apports sédimentaires, les variations de l'espace disponible sont, elles, sous contrôle eustatique. Lorsque le niveau eustatique monte, la vitesse de changement relatif du niveau marin croît simultanément fournissant progressivement de plus en plus d'un nouvel espace disponible par unité de temps en direction du continent. Lorsque le niveau eustatique baisse, la vitesse de changement relatif du niveau marin décroît, réduisant progressivement l'espace disponible pour les sédiments. Ce n'est que lorsque la vitesse de chute est plus rapide que la vitesse de subsidence de cet espace devient négative, indiquant une émergence.

Les discordances (limites de séquences) sont générées par la baisse du niveau marin et se produisent aux points d'inflexion de la courbe eustatique. C'est avec la remontée du niveau marin que les sédiments commencent à migrer vers le continent (*onlap*) sur la surface de discordance précédemment établie.

Les cycles eustatiques engendrent donc des séquences composées de plusieurs prismes sédimentaires (*system tract*) séparés par des surfaces de discontinuités. Elles sont de deux types selon que le niveau marin chute au-delà de la bordure de la plate-forme ou non.

Dans le premier cas où le niveau marin chute au-delà de bordure de la plate-forme, nous avons un cycle de type 1 où se succèdent un cône sous-marin (CSM) au bas du talus, un prisme de bas niveau marin (PBN) en bordure de la plate-forme, un intervalle transgressif (IT) déposé sur la plate-forme selon un dispositif d'aggradation en *onlap* et un prisme de haut niveau (PHN) progradant.

Dans le second cas, le cortège sédimentaire montre un cycle de type 2 avec un prisme de bordure de plate-forme (PBP), un intervalle transgressif (IT) et un prisme de haut niveau marin (PHN) ».

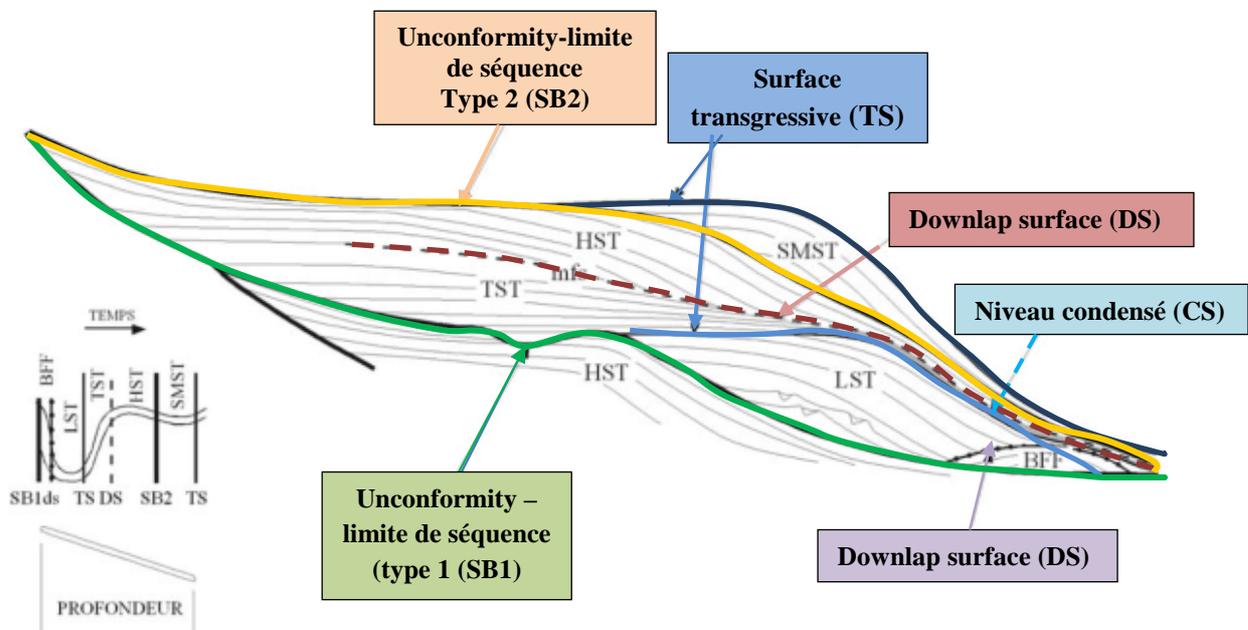


Fig. 73 : Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après [Vail & al., 1987](#) ; modifié). HST : Highstand System Tract (prisme de haut niveau) ; TST : Transgressive System Tract (intervalle transgressif) ; LST : Lowstand System Tract (prisme de bas niveau) ; BFF : Basin Floor Fan (cône sous-marin) ; SMST : Shelf Margin System Tract (prisme de bordure de plate-forme) ; SB : Sequence Boundary (limite de séquence) ; TS : Transgressive Surface (surface d'inondation) ; mfs : Maximum flooding surface (surface d'inondation maximale).

« Les différents prismes sont limités par des séquences qui coïncident généralement avec des discontinuités identifiables à l'affleurement ou en forage. Elles sont de trois types, les limites de séquences, les surfaces d'inondation maximales et les surfaces de transgression » (in [Mekahli, 1998](#)).

Les différentes hiérarchiques de cycle eustatiques vont chercher leur moteur dans les variations d'activités tectoniques et/ou climatiques. C'est ainsi que les variations de 2^{ème} ordre du niveau marin peuvent être reliés à des périodicités de l'activité tectonique à l'échelle globale, impliquant des variations du volume des bassins océaniques (e.g. Hallam, 1963 ; Vail *et al.*, 1991). Les cycles de 3^{ème} ordre sont les plus utilisés dans le monde, car ils définissent le terme de « séquence » dans la stratigraphie séquentielle basée sur la sismique, avec une durée allant de 500 000 ans à 3 millions d'années (e.g. Vail *et al.*, 1991). Leurs causes restent encore à définir précisément. Pour Revelle (1990), elles seraient à relier avec des déformations crustales, tandis que pour Vail *et al.*, (1991), elles seraient dues à des causes climatiques au travers de cycles galcio-eustatiques (Dupraz, 1999).

Les variations à courte terme du niveau marin son reliées aux variations d'insolation sur la surface terrestre. Ces variations sont induites par les cycles orbitaux (e.g. Berger, 1989).

D- Séquences et découpage séquentiel.

En s'appuyant sur les limites lithologiques et biostratigraphiques, définies sur terrain, on propose un découpage séquentiel pour en définir les cortèges sédimentaires. On compare le découpage séquentiel réalisé avec une ou plusieurs courbes de l'eustatisme mondial.

Les cycles de 2^{ème} ordre *sensu* Vail *et al.*, (1977) correspondent aux mégaséquences reconnues ici. Les cycles de 3^{ème} ordre *sensu* Vail sont des équivalents des mésoséquences, si on tient compte du décalage existant entre les deux types de limites adoptées : surfaces de transgression pour les mésoséquences et discontinuités, interprétables donc par la chute du niveau marin pour les cycles (Herkat & Delfaud, 2000).

Le découpage séquentiel a été fait à trois niveaux hiérarchiques. Les limites des séquences (LS) sont les discontinuités sédimentaires correspondant à une forte diminution de profondeur (surface de régression) et à des débuts d'approfondissement (surface de transgression/rétrogradation) :

- le premier niveau est celui des séquences élémentaires, les plus petites, observables sur le terrain (épaisseur centimétrique à métrique) ;
- le deuxième niveau est celui des mésoséquences qui regroupent plus que deux séquences élémentaires, et qui sont de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur ;
- le troisième niveau est celui de la séquences majeure (ou mégaséquence) qui regroupe plusieurs mésoséquences, dont les épaisseurs sont comprise entre 50 et 120 m.

1- Description et définition des séquences élémentaires.

- Grès argileux – Argile ;

Cet ensemble de séquence se trouve dans la "Formation de Sidi Ouadah" et documente le membre II. Les argiles sont souvent friables de couleur jaune et jaune-verdâtre. Les grès sont

souvent de couleur jaune ou marron-rougeâtre, massifs, généralement bien classées, fins à moyens, à rares bivalves.

- Grès dolomitique, massifs – Argile ;

Ce sont des grès dolomitiques de couleur foncée (marron ou rougeâtres), très durs et massifs, surmontés par des argiles tendres. Cette séquence marque le membre III de la "Formation de Sidi Ouadah" et le sommet de la "Formation de Sebâ Riouss".

- Grès bioclastique – Argile marneuses ;

Au dessus des chenaux du membre III, il y a un niveau de grès de teinte gris-verdâtre riche en bioclastes et des gastéropodes naines et pyritisés surmontés par des argiles verdâtres tendres contenant un certain taux de carbonates.

- Grès argileux bioturbés – marnes argileuses ;

C'est une séquence qui marque le sommet de la "Formation de Mcharref", les lits de grès sont riches en ichnofossiles (*Nereites ichnofacies*). Les marnes argileuses sont généralement fossilifères (bivalves et gastéropodes), friables.

- Marnes – Marnes à huîtres ;

Cette séquence élémentaire est repérée au sein du membre II de la "Formation de Cheurfa", les marnes renferment parfois des niveaux d'huîtres et donnant ainsi une séquence positive ; les marnes à huîtres à la base et les marnes au sommet.

- Marnes fossilifères – calcaires à microbioclastes (biodétritiques) ;

Ce sont des marnes gris-bleuté friables et fossilifères surmontées par des calcaires (wackestone à packstone) à échinides, huîtres, gastéropodes et riche en bioclastes de petites tailles (biodétritique), observées surtout dans le membre inférieur de la "Formation de Mcharref".

- Marnes argileuses – calcaires argileux à ammonites ;

Cette séquence est formée par des marnes friables fossilifères et un banc de calcaires argileux micritique à ammonites (*ammonites bed*) observé au sommet du membre inférieur de la "Formation de Mcharref".

- Marnes gris-bleutées – calcaires bioclastiques dolomitiques à échinides ;

Cette séquence est observée dans la "Formation de Mcharref" (membre inférieur). Les marnes fossilifères sont interrompues par des calcaires bioclastiques à échinides et des bivalves (huîtres exogyrines).

- Marnes - calcaires pseudonoduleux – calcaires massifs crayeux ;

Ce sont des marnes grises ou jaunâtres surmontées par des calcaires pseudonoduleux, généralement des mudstone – wackestone à bivalves (huîtres) et à surface irrégulière. Ces

derniers devient massifs fins (micrite) et crayeux comme dans la coupe de SO et la coupe de k Gatoura (Pl. 38, A).

- Marnes – calcaires micritique à ammonites ;

Une séquence observée à la base du membre I de la "Formation de Cheurfa" (SO. 23), il s'agit de marnes tendres grises et gris-verdâtre avec des calcaires micritiques à ammonites.

- Marnes - calcaires pseudonoduleux – calcaires bioclastiques bioturbés ;

Ce sont des marnes grises à niveaux accumulés d'huîtres surmontées par des calcaires pseudonoduleux, généralement des mudstone – wackestone qui devient massifs, bioturbés vers le sommet (ex ; SO, 22).

- Marnes et marnes à nodule – calcaires fins bioturbés ;

Au sein du membre II de la "Formation de Cheurfa" (SO, n° 26), existe des marnes contenant des nodules plus ou moins dures et surmontées par des calcaires fins bioturbés (*Ophiomorpha*, *Thalassinoïdes*). Les calcaires sont généralement des mudstones parfois des wackestones à quelques foraminifères et ostracodes.

- Marnes – Marno-calcaires – calcaires massifs ;

C'est une séquence observée à Dj. Assa dans les derniers bancs de la coupe de Khalouet Sbeâ, la séquence commence par des marnes friables à la base devenant indurées, fossilifères (niveaux à inocérames) et calcareuses vers le haut, puis vient de se déposer des calcaires massifs fins (mudstone à wackestone).

- Marnes – calcaires massifs bioclastique – calcaire lités ;

Cette séquence marque surtout le sommet de la coupe d'Oued Touil où les marnes friables sont surmontées par des calcaires bioclastiques et devenant laminés et lités vers le haut. Des séquences similaires peuvent être observées au niveau des membres supérieurs des "Formations de Cheurfa et Freau" (Pl. 39, F et G).

- Marnes azoïque – calcaires fins dolomitiques crayeux ;

A la fin de la "Formation de Cheurfa" (membre IV, coupe de SO) et dans les membres supérieurs de la "Formation de Freau" dans la coupe de Tmalhet on observe une série de marnes friables et calcaires crayeux azoïques. Ces niveaux caractérisent généralement le passage ou la limite entre le Cénomaniens et le Turonien (Pl. 35, A).

- Marnes – calcaire sparitiques – calcaire pseudonoduleux bioclastiques ;

Cet ensemble de séquence est observé au sein de la "Formation de Freau" (coupe de SO, n°83) avec des marnes à la base surmontées par des calcaires sparitiques et des calcaires pseudonoduleux bioclastiques. Les calcaires pseudonoduleux présentent ici le terme fin de point de vue chimisme (et non granulométrique).

- Marnes – calcaire bioclastiques lumachelliques ;

Il s'agit d'une série assez remarquable déposée juste après la limite entre les deux "Formations de Cheurfa/Freau" sous forme d'*onlap* (coupe de SO, n° 68 – 75). Les calcaires

sont des wackestones parfois des mudstones à tendance lumachellique et séparés par des interbancs marneux érodés. Ici les bancs sont tantôt redressés tantôt renversés indiquant ainsi un évènement géodynamique important (Pl. 36, C et D).

2- Caractérisation des mésoséquences (ou séquence de 3^{ème} ordre *sensu* Vail *et al.*, 1977).

La succession verticale des séquences élémentaires et leurs faciès a permis de mettre en évidence cinq mésoséquences généralement transgressives – régressives qui sont :

a- Mésoséquence MS 1 ;

La première mésoséquence, d'âge Albien inférieur et moyen, est composée des membres de la formation de "Sidi Ouadah". Elle est limitée à la base par une discordance stratigraphique ("D1" ou **SBI/LS1**) qui correspond à une surface de régression. Elle s'achève par un changement de faciès qui passe à des marnes argileuses fossilifères (bivalves et gastéropodes). Le demi-cycle régressif est composé des deux premiers membres ("Formation de S. Ouadah") et assure l'évolution des épandages détritiques littoraux vers des dépôts tidaux de haute énergie (grès à chenaux de marées intertidaux) (fig. 74).

b- Mésoséquence MS 2 ;

La deuxième mésoséquence est d'âge Albien supérieur – Cénomaniens inférieur. Elle est formée par un demi-cycle transgressif est formé du dernier membre de la formation de S. Ouadah (coupe de SO.) qui se développe dans une zone à influences des marées de moyenne à faible énergie. Par contre dans la coupe de Mcharref-2 qui sert de coupes de référence pour l'Albien supérieur, cette mésoséquence est plutôt divisée en deux petites mésoséquences transgressives et une dernière qui est régressive (fig. 74, coupe synthétique de Mcharref).

c- Mésoséquence MS 3 ;

La troisième mésoséquence est d'âge Cénomaniens inférieur à Cénomaniens moyen et couvre le membre I et II de la "Formation de Cheurfa" (coupe de S. Ouadah). Elle est limitée à la base par la discontinuité D3 « un changement de faciès D3, fig. 74 ». Elle est formée par un demi-cycle transgressif et un autre régressif considéré comme le haut niveau marin.

d- Mésoséquence MS 4 ;

C'est une mésoséquence transgressive d'âge Cénomaniens moyen à supérieur et correspondant au membre III de la coupe de S. Ouadah. Elle consiste à des alternances de calcaires bioclastiques à rares ammonites, bivalves et échinides avec prédominance de marnes friables fossilifères. Sa limite inférieure est une surface durcie à traces de fer et fortement bioturbée (D4, fig. 74).

e- Mésoséquence MS 5 ;

Encadrée par l'apparition et disparition des marno-calcaires crayeux fins, azoïques du dernier membre de la "Formation de Cheurfa" (coupe de référence). Elle est aussi limitée au sommet par une discontinuité majeure (D6) matérialisée par une surface d'érosion et un

changement de faciès. L'âge de cette formation est du Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur ?.

3- Mégaséquences (ou séquence de 2^{ème} ordre *sensu* *Vail et al., 1977*).

Mégaséquence I ;

A l'échelle des deux "Formations de Sidi Ouadah" et celle de "Mcharref" (dans les coupes de localité de Mcharref, fig. , 74), on peut observer un demi-cycle régressif et un autre transgressif (formation de S. Ouadah) suivie par un demi-cycle transgressif qui est celui de la formation de Mcharref. À la fin de la formation de Mcharref on observe des faciès restreints qui indiquent une chute relative du niveau marin (calcaires sparitiques bioclastiques à échinides). Ces deux formations peuvent être considérées comme une petite mégaséquence encadrée par deux surfaces (discontinuités) interprétées comme des surfaces de chute du niveau marin relatif, la première surface D1 ou LS1 est une surface durcie HG rougeâtre à Nérinées de grandes tailles surmontant le dernier banc de la "Formation de Mina" (Tithonique-Berriasien). La deuxième surface D2 est une limite marquée par des niveaux gréseux qui se trouvent au sommet ou vers le sommet de la "Formation de Mcharref". Ces grès centimétriques sont très fins et riche en ichnofossiles (*Cruziana ichnofacies*) et interprétés comme une surface de rétrogradation qui marque la fin du premier haut niveau marin (membre II de la "Formation de Mcharref"). Mais l'extension géographique assez limitée de la "formation de Mcharref" pose un problème car une surface qui délimite une mégaséquence doit être régionale.

Dans ce travail on adopte plutôt la surface de chute du niveau marin relatif observée juste au sommet du membre VI, "F. de Cheurfa" de la coupe de référence de Sidi Ouadah (D6 et D7) comme limite supérieur de la première mégaséquence (fig. 74), elle comprend alors les trois formations : "S. Ouadah", "Mcharref" (ici absente ou mal présentée) et "Cheurfa", cette dernière est formée par deux demi-cycle transgressif (membre I et III) et deux demi-cycles régressifs (de haut niveau marin ; membre II et IV).

En conclusion, pour l'âge de cette mégaséquence et vu le grand hiatus entre le Berriasien ("Marno-calcaires de Mina") et l'Albien (ou l'Albo-Aptien selon [Welsch, 1890](#)), il est adopté dans ce travail que entre les deux discontinuités majeurs suscitées, s'installe une mégaséquence d'âge Aptien *pro part*- Albien – Cénomaniens supérieur (voir Turonien inférieur) à tendance transgressive.

Mégaséquence II ;

Elle marque toute la "Formation de Freau" d'âge Turonien inférieur ? (ou moyen) – Turonien supérieur et le "Sénonien" *pro part* (Coniacien ?, probablement jusqu'au Campanien) et elle commence par des calcaires bioclastiques lumachelliques en *Onlap* qui surmontent la surface à *Diplocraterions* (surface de chute du niveau marin). Ces calcaires sont transgressifs et caractérisent un demi-cycle transgressif encadré vers le sommet par plusieurs surfaces durcies/bioturbées mineurs (HG à *Thalassinoïdes*), passant au "Marnes de Mellakou" qui enregistrent une autre incursion marine. A noter que ces marnes transgressives sont observées uniquement dans la partie nord de notre région d'étude (Sidi Ouadah, Mellakou, Kef Gatoura et

tout le Bassin de Louhou), ailleurs, vers le Sud (Ledjdar, Sid el Abed), elles sont plutôt de caché laguno-marin (Gypse et marnes à gypse) et/ou margino-littoral (marnes et grès centimétriques avec des dolomies blanchâtres au sommet de la série).

Avec l'apparition des ces faciès mixtes (gypse, marne à gypse ou encore les dolomies crayeuses blanchâtres de Ledjdar qui couronnent les petits sommets de Ledjdar), on fait tracer la deuxième limite de chute du niveau marin relatif. Ces faciès forment un demi-cycle régressif qui va jusqu'au Crétacé terminal.

La corrélation avec les autres coupes de référence (fig. 75 et 76) semble difficile vu les conditions d'affleurements.

Entre ces deux dernières mégaséquences s'alterne une petite série probablement fortement érodée, encadrée par deux surfaces régressives D6 (calcaires oolithiques ; étant comme discontinuité ; changement de faciès/légère surface d'érosion) et D7 (surface durcie à *Diplocraterions*) mais très réduite et de très courte terme. De plus la nature du faciès et leur pendage (redressé et puis renversé) nous incite à supposer qu'il y avait un événement tectonique ou géodynamique important et que parmi ses conséquences, le dépôt de ces calcaires oolithiques, indiquant ainsi une régression forcée ou une émergence à très courte durée due à la phase tectonique embryonnaire anté-sénonienne qui a mis une grande partie de l'Afrique du Nord en émergence. 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. 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.

L'âge de cette petite mésoséquence pose un problème, mais il est probablement du Turonien inférieur à Turonien moyen ?.

Par comparaison avec la courbe de l'eustatisme mondial (cycles de Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1987), les deux mégaséquences définies dans le Crétacé de Tiaret, correspondent au cycle d'ordre 2 " UZA2" (Vail) évoluent, depuis un environnement marin littoral vers des termes plus profonds (marin ouvert, rampe externe) et puis moins profonds appartenant à la plate-forme médiane. Cette tendance évolutive bathycroissante est expliquée comme le résultat des fluctuations eustatiques de la transgression méso-crétacée.

4- Corrélations des limites de séquences identifiées dans la région d'étude (Tiaret – Frenda – Chellala).

La corrélation avec la région de Chellala est insignifiante car elle fait partie d'un autre domaine (Pré-Atlas) et donc les discontinuités seront contrôlées par les facteurs responsables uniquement dans ce domaine. Dans la région de Tiaret – Frenda la plus part des discontinuités ont une extension géographique régionale. Ci-après quelques points caractérisant ces discontinuités.

- La grande discontinuité qui surmonte les "Marno-calcaire de Mina" est repérée dans toute la région de Sidi Ouadah et vers Tagdemt (coupe de SO, el Karia). Elle existe également dans le massif de Cheurfa (coté nord et nord-est, [Ciszak, 1993](#)).

- Les multiples niveaux amalgamés d'huîtres ont une extension régionale remarquable, en effet ils existent dans les coupes de SO, Ras el Kef, Sar Ben Affène au Nord-est de la région d'étude et on les trouve aussi dans le Bassin de Louhou (Tmalhet, Dj. Assa, Toubessine) et aussi vers Djebel Cheurfa.

- Tout au long de la série carbonatée (Cheurfa – Freaou), plusieurs surfaces bioturbées et oxydées marquent la surface supérieure des barres et niveaux des calcaires dolomitiques. Ces surfaces majeures ou mineures existent dans toutes les coupes de référence (SO, Cheurfa, Tmalhet, A. Hallouf, Oued Touil).

- La discontinuité majeure entre les deux formations carbonatées Cheurfa –Freaou dans la coupe de S. Ouadah est différemment matérialisée dans la coupe de Tmalhet, en effet elle est sous forme de surface bioturbée de rouge rouillée.

- Les niveaux indiquant l'anoxie sont bien corrélables entre les coupes de S. Ouadah (calcaires crayeux azoïques du membre IV), Tmalhet (niveau à filaments), Cheurfa, A. Hallouf, Tagdemt... (calcaires crayeux azoïques).

- Dans la région de Chellala (S. Laâdjel) les limites des séquences sont bien représentées, il s'agit d'une surface ferrugineuse à bioclastes et gastéropodes surmontant le dernier banc des grès de Sebâ Riouss, une autre surface légèrement bioturbée et oxydée marque la fin de la "Formation d'Oued Touil". Le sommet de la formation de Ras Nokhra est marqué également par un arrêt de sédimentation.

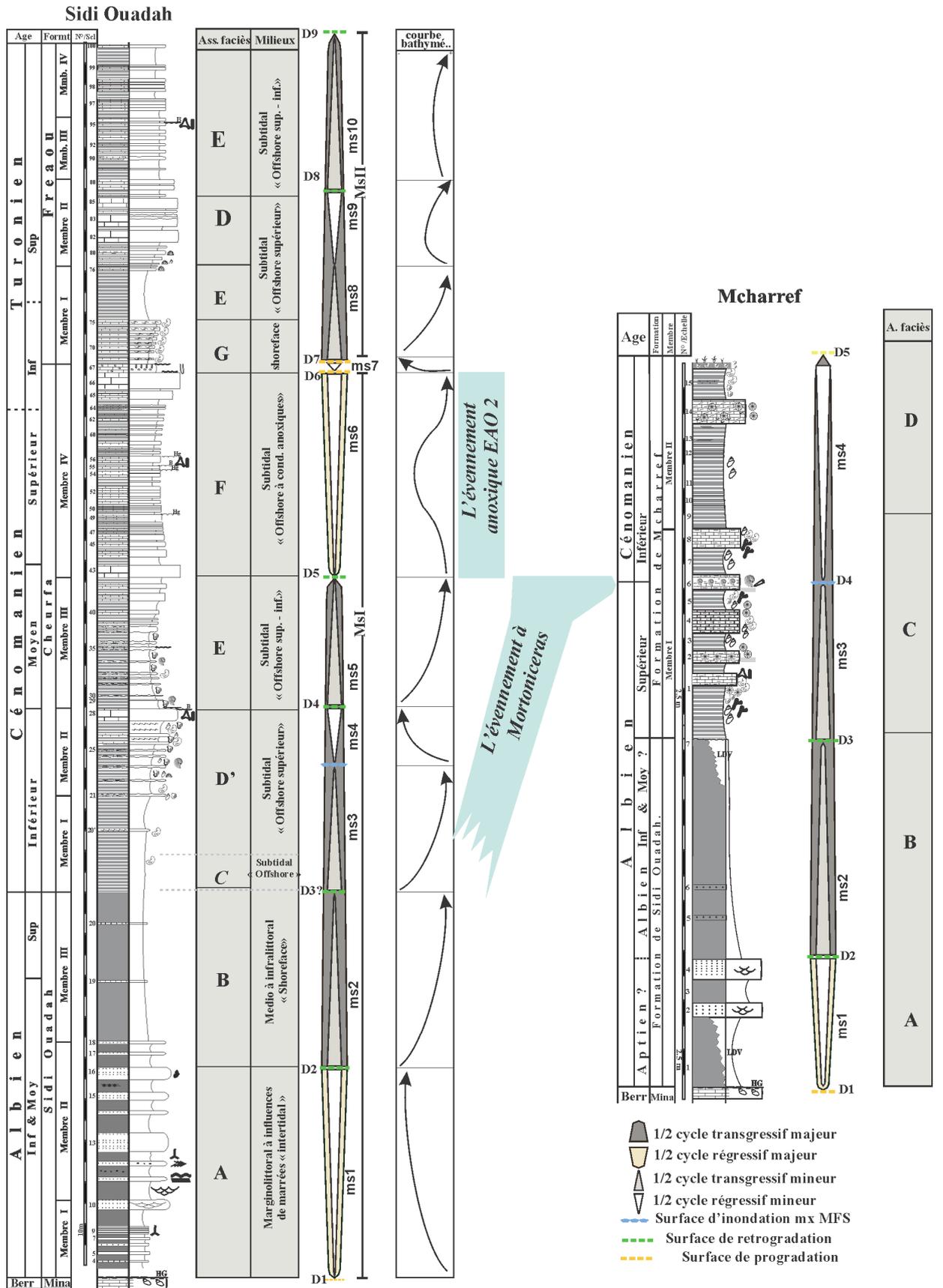


Fig. 74: Lithostratigraphie, association de faciès, discontinuités et découpage séquentielle des coupes de la région de Sidi Ouadah et Mcharref.

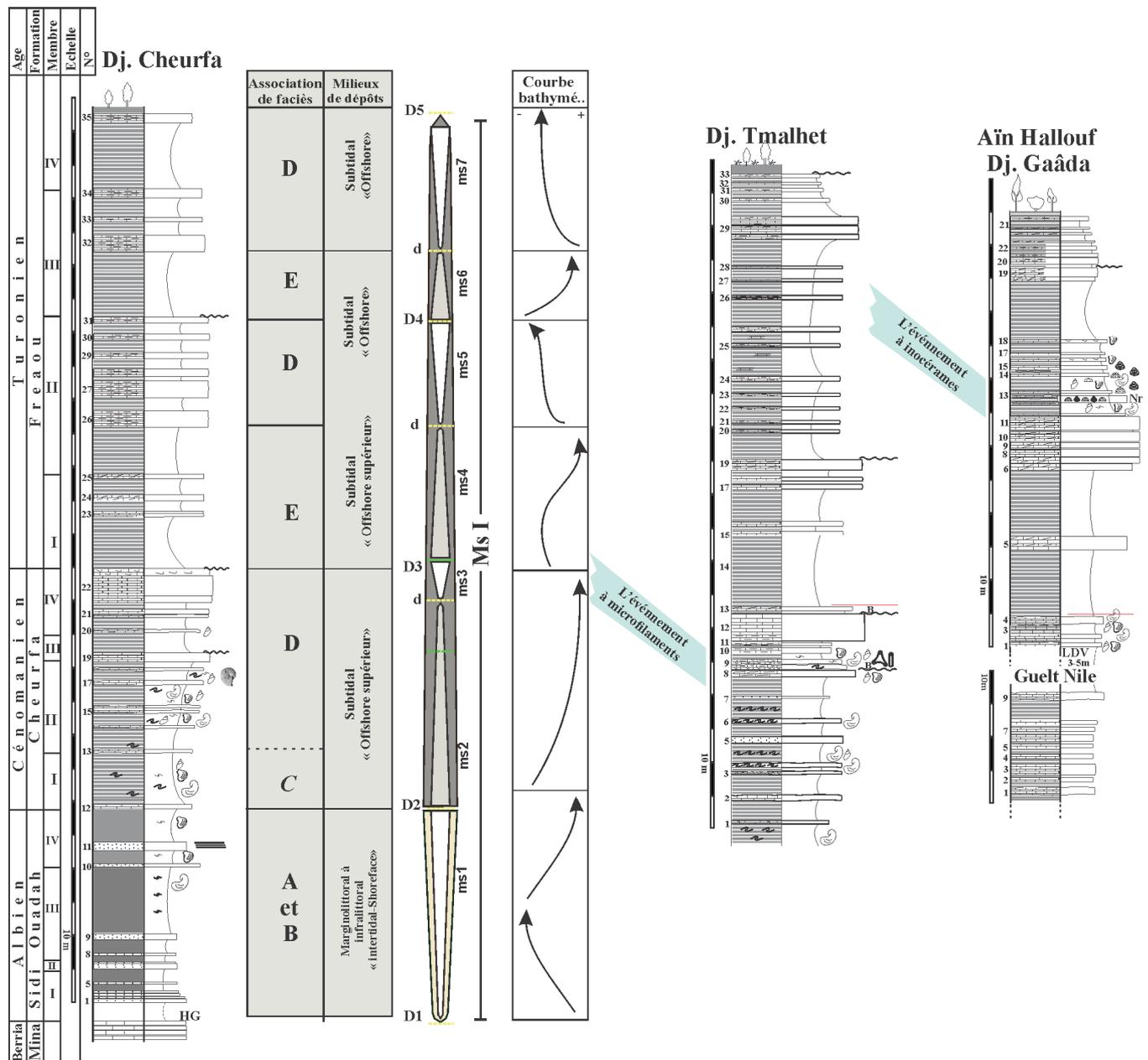


Fig. 76: Lithostratigraphie, association de faciès, discontinuités et découpage séquentielle des coupes de la région Freneda (Bassin de Louhou).

E. Chartes eustatiques.

1. Quelques éléments complémentaires, Contexte eustatique du Crétacé supérieur.

Il est généralement admis que le Crétacé supérieur est une période de très haut niveau marin eustatique (Cotillon, 1989). Cette période est considérée comme le plus haut niveau des temps phanérozoïques (Haq et al. 1988). La Craie du Bassin de Paris, a révélé une fluctuation

eustatique basée principalement sur le commentaire de cinq chartes principales (Lasseur, 2007). Citons : (i) la charte de Haq *et al.* (1988) recalée par Hardenbol *et al.* (1997) ; (ii) la charte de Hancock (1990 et 1993) bâtie essentiellement sur les dépôts de Grande-Bretagne ; (iii) la charte de Sahagian *et al.* (1996) élaborée sur la plate-forme russe ; (iv) la charte de Gale *et al.* (2004) établie par corrélation entre la Grande-Bretagne et l'Inde ; et (v) la charte de Miller *et al.* (2004, 2005) élaborée à partir des dépôts du New Jersey.

Ces différentes chartes sont basées sur des méthodes différentes d'estimation du niveau marin relatif. Les remarques ci-dessous sont retirées de cette présentation.

- **Comparaison des différentes chartes** : Les différentes courbes (fig. 77) montrent deux périodes de haut niveau marin eustatique durant l'intervalle Cénomanién-Turonien moyen, et durant le Campanien. Elles sont séparées par une période de plus bas niveau marin durant le Turonien supérieur-Coniacien inférieur suivie d'une remontée plus ou moins progressive durant la fin du Coniacien et le Santonien. Dans le détail, les chartes, élaborées dans des régions différentes du globe, diffèrent entre elles. Ceci montre bien que la composante tectonique n'est pas entièrement extraite dans chacune d'entre elles. Chacune des chartes, malgré les corrections de subsidence appliquées par les auteurs, reste donc uniquement caractéristique d'une région plus ou moins étendue du globe.

A l'échelle du Crétacé supérieur, plusieurs points communs et divergences sont notables entre les différentes courbes.

- **Tendance générale des courbes** (fig. 77- E): La courbe de Haq *et al.* (1988) est globalement caractérisée par un haut niveau global. Les hauts niveaux du Cénomanién - Turonien et du Campanien supérieur sont séparés par une chute brutale du niveau marin au Turonien.

La courbe (A) de Miller *et al.* (2004) montre deux périodes de haut niveau attribuées au Cénomanién-Turonien et au Campanien, séparées par une période de plus bas niveau bien marquée.

- **Position des MFS majeures** : La position des MFS majeures varie selon les études :

La MFS majeure du Crétacé supérieur est d'âge Turonien inférieur pour Haq *et al.* (1988) et Sahagian *et al.* (1996). Pour Hancock (1991), la MFS majeure de l'intervalle Cénomanién-Turonien est d'âge Turonien moyen. Le Turonien inférieur correspond d'après celui-ci à une phase de chute du niveau marin. La MFS majeure de l'intervalle Campanien se situe dans le Campanien supérieur ; enfin Miller *et al.* (2004) positionnent la MFS majeure du Crétacé supérieur au niveau du Cénomanién moyen.

Dans ce travail une importante MFS est repérée dans le passage Albien – Cénomanién (F), aqui est représentée par le niveau condensé d'ammonites (*Mcharref ammonites bed*). Ailleurs, dans le sillon atlasique (Monts des Ksour), le maximum d'inondation MFS (niveau à *Vascoceras gamai*) se trouve bien en haut, au Cénomanién supérieur (Salhi, Thèse en cours); juste au-dessus de la première barre carbonatée de la "Formation de Rhoundjaïa" (Boualem *et al.* 2007).

De la même façon, une chute de moindre ampleur est identifiée par tous les auteurs durant la fin du Cénomanién supérieur (zone à *Geslinianum* ou zone à *Judii*) (e.g. Miller *et al.* 2004 ;

Gale *et al.* 2004 ; Sahagian *et al.* 1996 ; Hancock *et al.* 1993 et Haq *et al.* 1988). Cette chute est manifestement présente dans les monts des Amour et les Aurès (Herkat, 1999 et 2004).

Tandis que durant le Turonien supérieur-Campanien, tous les auteurs placent une chute majeure du niveau marin dans le Turonien supérieur. Tous s'entendent pour faire figurer au-dessus de cette chute, une période relativement de bas niveau marin jusqu'au Coniacien moyen. Une transgression, dont la magnitude est variable suivant les auteurs, a eu lieu aux alentours de la limite Turonien - Coniacien.

Sahagian *et al.*, (1996) identifient une MFS importante au sommet de l'Albien puis un intervalle cénomanien correspondant relativement à un bas niveau marin jusqu'au début du Cénomaniens supérieur. A l'inverse, Hancock (1993) place l'Albien supérieur dans une période relativement de bas niveau marin, suivie d'une transgression importante durant le Cénomaniens inférieur.

De la même façon, la position de la MFS majeure de l'intervalle Cénomaniens-Turonien est totalement différent : (i) Turonien inférieur d'après Sahagian *et al.*, (1996) et (ii) Turonien moyen selon Hancock (1993).

- **En conclusion**, l'ensemble des auteurs s'entend pour identifier deux phases de haut niveau marin durant les intervalles Cénomaniens-Turonien et Campanien, séparées par une phase de niveau marin plus bas durant le Turonien supérieur - Coniacien inférieur. Les positions des MFS majeures de ces intervalles varient cependant largement suivant les auteurs.

Nous retiendrons les points suivants pour les événements communs (eustatiques) qui sont :

- l'existence d'une phase de chute durant le Cénomaniens moyen, exprimée dans notre région (ce travail) par un cortège de bordure de plate-forme (PBPF) au niveau de la coupe de Sidi Ouadah (membre II et III) ;
- la présence d'une chute durant le Cénomaniens supérieur (probablement au Turonien inférieur et moyen), matérialisée dans la région considérée par des calcaires oolithiques bioclastiques à *Diplocraterion*.

Une légère surface d'érosion est observée (Ciszak, 1993 ; ce travail) sur le dernier banc de la "Formation du Cheurfa" d'âge Cénomaniens, sur laquelle se déposent cette barre hydraulique oolithique et bioclastique affectée par des *Diplocraterion* et *Stylolithes* à cachet moins profond et de haute énergie. Il est supposé qu'une partie de l'intervalle Cénomaniens - Turonien (voir même le Turonien moyen) est érodée suite à une chute importante du niveau marin. Celle-ci a permis de considérer ces calcaires oolithiques et bioclastiques comme marqueur le bas niveau marin (e.g. fig. 77). Les *onlaps* des calcaires bioclastiques lumachelliques sus-jacents avec les marnes représentent le cortège transgressif. La série qui vient après (barres de calcaires et marno-calcaires du membre II et III de la "Formation de Freau" représente le haut niveau marin, dont l'âge reste à confirmer.

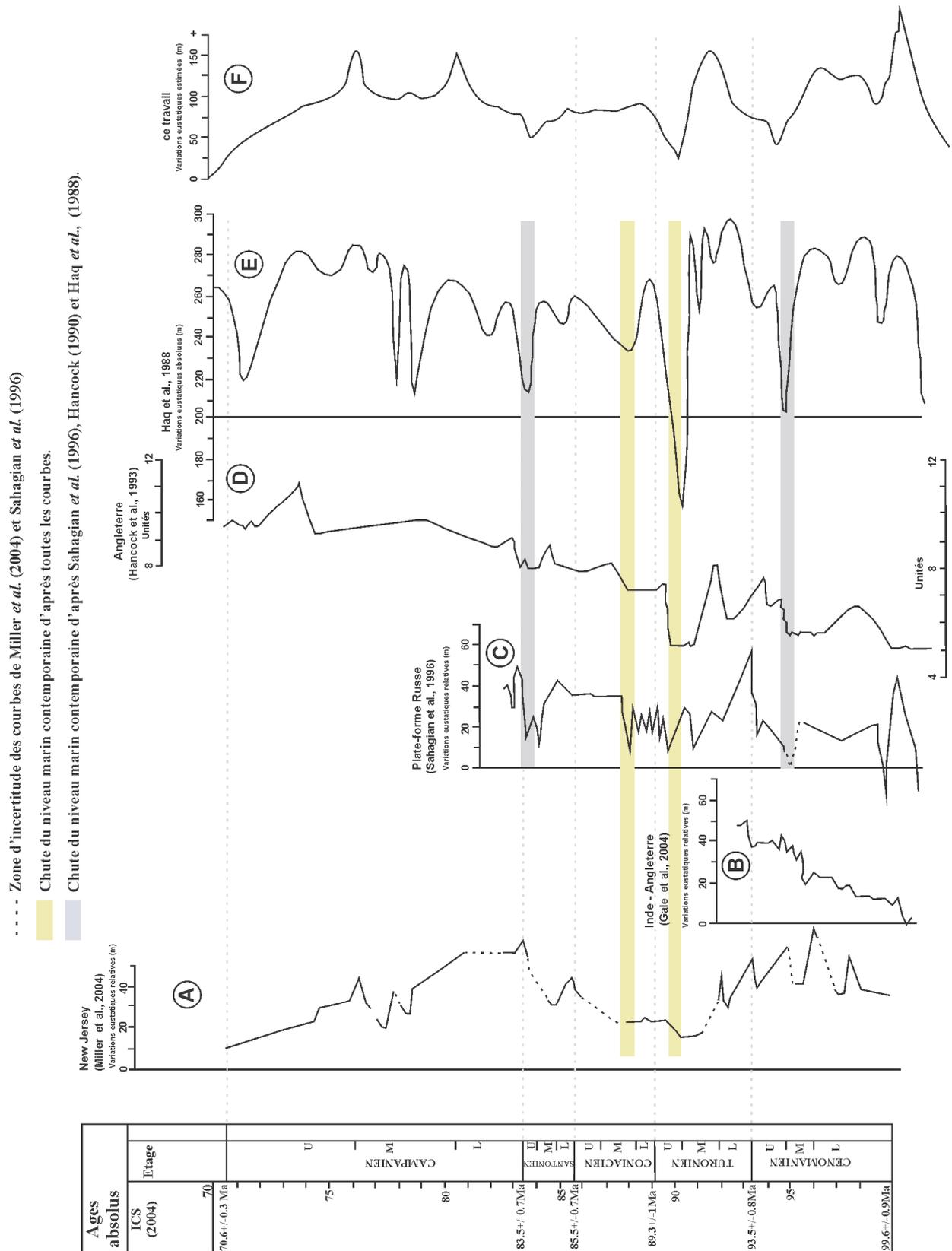


Fig. 77 : Comparaison des différentes chartes eustatiques pour le Crétacé supérieur (*in Lasseur, 2007*) et variations eustatiques proposées de ce travail.

IV- PALEO GEOGRAPHIE ET MODELE DE DEPOT DU CRETACE DE TIARET.

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 crétacé étudié dans la région de Tiaret.

Le modèle proposé d'une rampe carbonatée à faible pente pour la série crétacée de la région de Tiaret est témoignée par :

- les rampes carbonatées sont généralement attachées au « mass land » *sensu* d'Einsele (1992) ;
- les rampes peuvent se développer sans la contribution d'un récif, contrairement à la plate-forme typique d'Einsele, (1992) ;
- une rampe est une plate-forme à pente très douce (généralement moins de 1 à 2°) sans rupture marquée vers le talus ;
- 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.

La figure 78 expose un modèle de rampe présenté par Einsele, 1992, p. 135 inspiré selon notre région d'étude. Ainsi, quatre principales phases paléogéographiques peuvent être superposées :

- **Phase 1** : sédimentation argilo-gréseuse avec des chenaux de marées (fig. 80) ;

Cette phase indique une importante période d'épandage détritique d'origine sud, déposé dans la marge d'une mer peu profonde (milieu margino-littoral). L'environnement marin est attesté par l'absence d'indices de conditions fluvio-deltaïques et la présence de l'influence des marées : chenaux de marées, rides de courants, stratifications de différents types, bioclastes et rares bivalves et gastéropodes). La plupart des travaux s'entendent pour une origine sud de ce matériel détritique (Welsch, 1889, Flamand, 1911 ; Flandrin, 1952 et 1955a ; Caratini, 1970 ; Bassoulet, 1973 ; Delfaud, 1975 ; Fabre, 2005...etc).

- **Phase 2** : Sédimentation des marno-calcaires de Mcharref (fig. 81) ;

Cette phase indique une importante élévation eustatique et un approfondissement des milieux de dépôts, ainsi que leur ouverture sur le domaine océanique (ammonites, bélemnites). Pendant cette période (Albien supérieur – Cénomaniens inférieurs) s'individualise une plate-forme carbonatée ouverte (rampe externe ou offshore inférieure) laquelle est ouverte sur la mer téthysienne (bassin profond).

- **Phase 3** : Sédimentation des marno-calcaires de Cheurfa et de Freaou (figs. 82 et 83) ;

Dans cette phase, l'élévation eustatique continue avec l'exagération de l'approfondissement des milieux de dépôts, ainsi que leur ouverture sur le domaine marin franc (rares ammonites, foraminifères, ostracodes, bivalves, échinides, rares rudistes et inocérames). A cet effet, l'intervalle crétacé (Cénomaniens moyens – Turonien supérieur et "Sénonien" *pro*

part.?) se voit l'installation d'une épaisse plate-forme carbonatée proximale (zone de transition ; rampe externe à médiane ou offshore supérieur-shoreface). C'est la période de mise en place d'un vaste système de plate-forme carbonatée homoclinale (*sensu* Ahr, 1973 in Wilson, 1975, p. 22 ; Einsele, 1992 ; Read, 1982 et 1985).

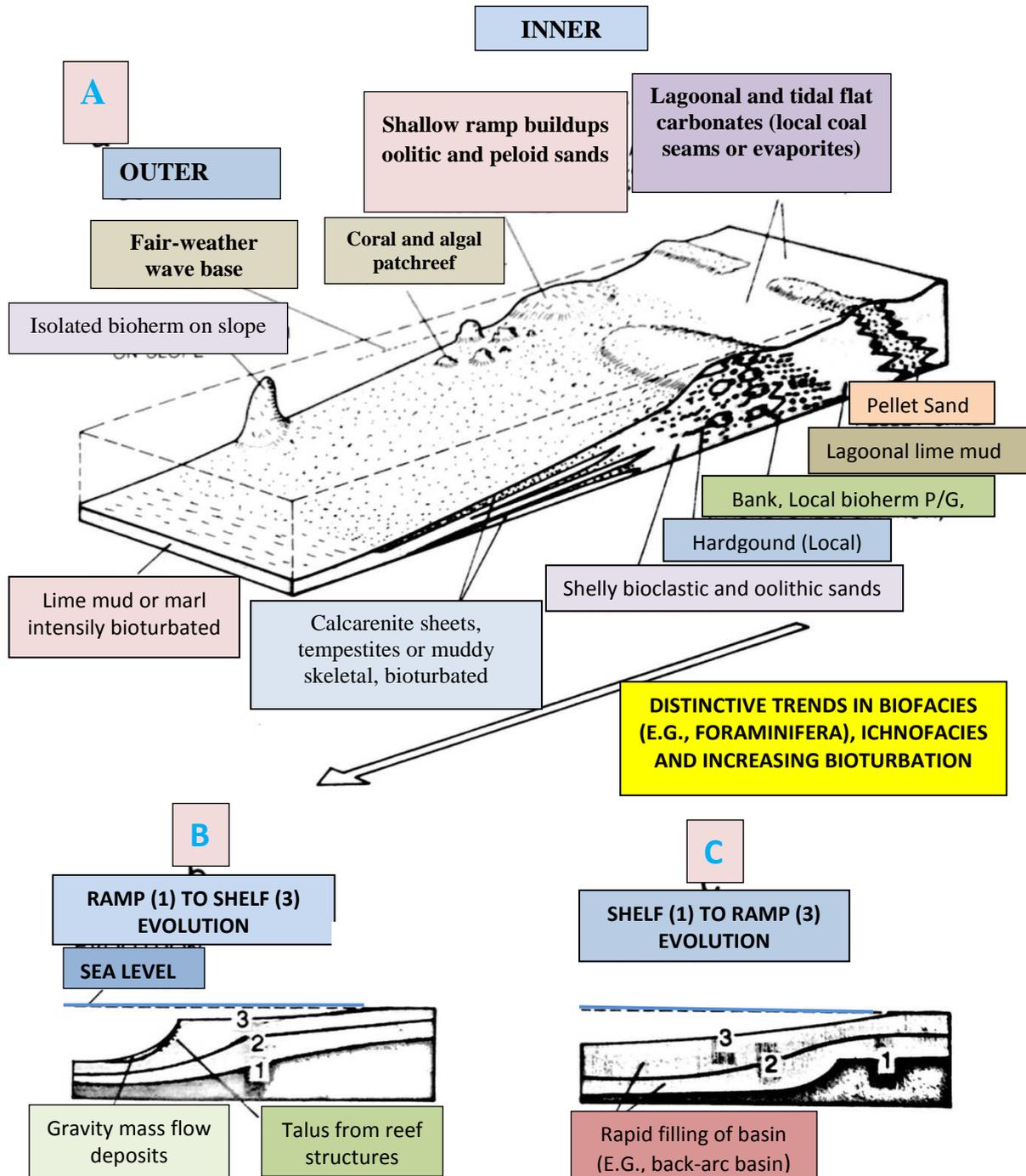


Fig. 78 : Modèle de rampe idéal selon Einsele (1992). **A:** Idealized carbonate ramp with an inner ramp barrier complex separating a lagoonal zone from the open marine ramp facies. **B:** evolution of carbonate ramp to a rimmed carbonate shelf. **C:** evolution of a rimmed shelf to a carbonate ramp (based on Read, 1982, Aigner, 1985, Buxton & Pedley, 1989 in Einsele, 1992).

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 de Greenhouse d'optimum climatique chaud et il en résulte un contexte très transgressif à extension marine maximale (Barron, 1987 ; Frakes *et al.*, 1994).

Cette phase (Phase 3) est marquée par une importante chute du niveau marin relatif pendant le Turonien moyen ? – Turonien supérieur ? et matérialisée par le dépôt des calcaires oolithiques surmontés par des calcaires bioclastiques transgressifs (*onlap*) à tendances lumachelliques (fig. 79) de plate-forme carbonatée restreinte à haute énergie (rampe interne ou shoreface) d'âge Turonien supérieur – Coniacien (probable ?, ou Sénonien *pro part*). Ces niveaux bioclastiques sont surmontés par des marnes et marno-calcaires similaires à leurs équivalents dans la "Formation de Cheurfa" et annonçant le retour aux mêmes conditions.

- **Phase 4** : tendance marine et fermeture du bassin.

Au-dessus des calcaires de Freau, vient s'installer une épaisse série de marnes friables jaune-verdâtre ("Marnes de Mellakou" de Ciszak, 1993) surmontées par une corniche de dolomie blanchâtres ou grisâtres. Cette succession indique une dernière incursion marine qui a déposé les marnes mais rapidement transformé en milieu mixte (sebkhaïque ou restreint) indiqué par le dépôt des dolomies crayeuses (dans le bassin de Louhou). Vers le Sud, le cachet mixte moins profond s'installe franchement dans la région de Ledjdar et Dj. Sid el Abed. En effet, les "Marnes de Mellakou" renferment ici dans leur partie sommitale des niveaux gypseux associés avec des marnes et marnes à gypse laminés avec quelques niveaux gréseux. Puis, la série se termine par des dolomies blanchâtres crayeuses généralement azoïques reflétant ainsi un milieu laguno-marin puis supratidal (lagunaire).

Cette disposition paléogéographique dans cette région aurait peut-être liée à un facteur tectono-eustatique important qui règne un peu vers le Sud-ouest : c'est le soulèvement du môle de Tifrit qui serait probablement responsable du non-dépôt (ou érosion complète) d'une partie importante du Crétacé inférieur (Berriasien *p.p* – Barremien, et l'Aptien *p.p.*) et également responsable de la paléotopographie irrégulière pendant le Crétacé supérieur (Ciszack, 1993).

Structures en *Onlap* des Calcaires lumachelliques à huîtres

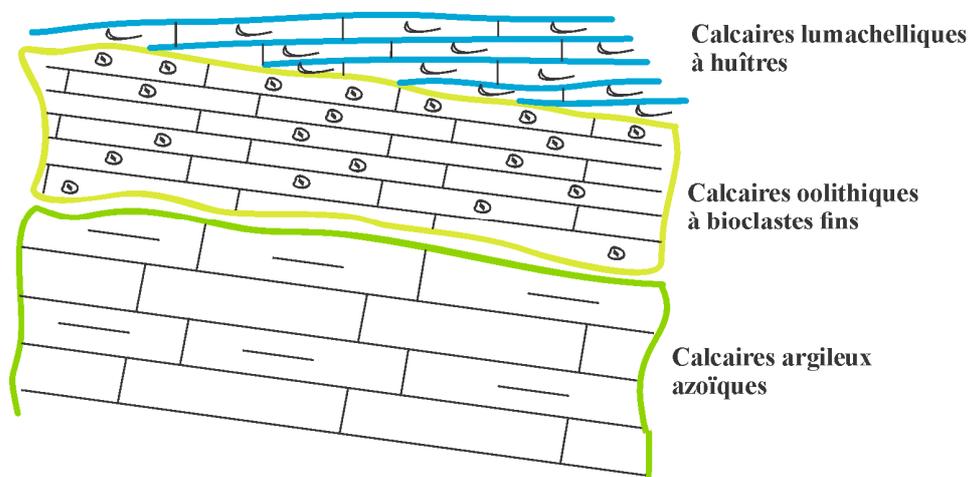


Fig. 79: Schéma montrant la structure en *Onlap* des calcaires lumachelliques à la base de la "Formation de Freau" (coupe de SO).

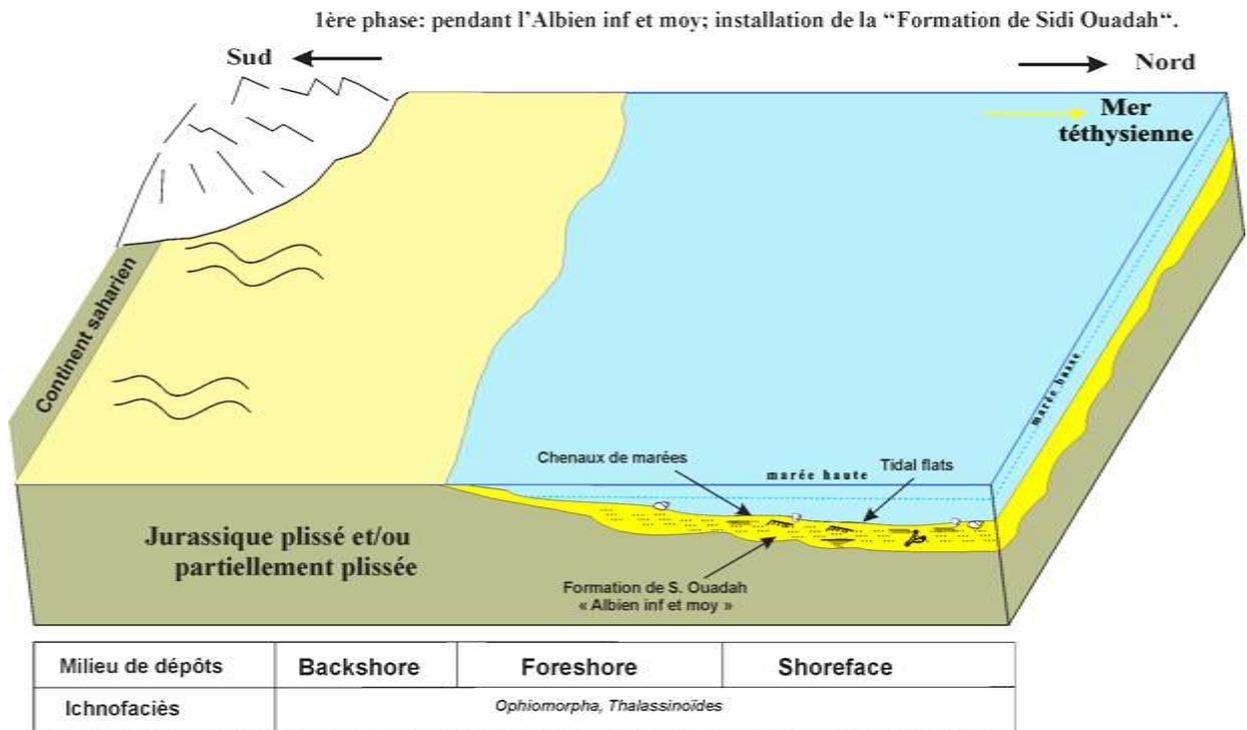


Fig. 80 : Esquisse paléogéographique de la sédimentation crétacée pendant l'Albien inférieur et moyen.

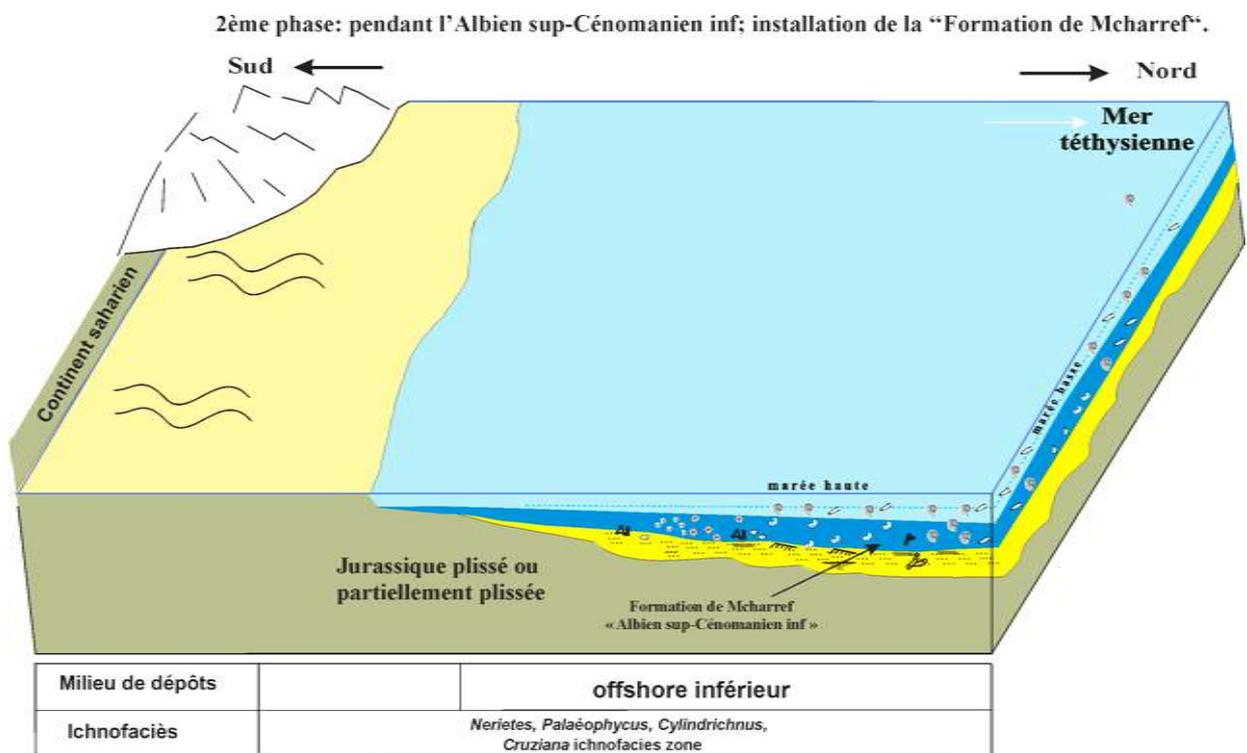


Fig. 81 : Esquisse paléogéographique de la sédimentation crétacée pendant l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieur.

3ème phase: pendant le Cénomannien moy-Turonien inf?; installation de la "Formation de Chourfa".

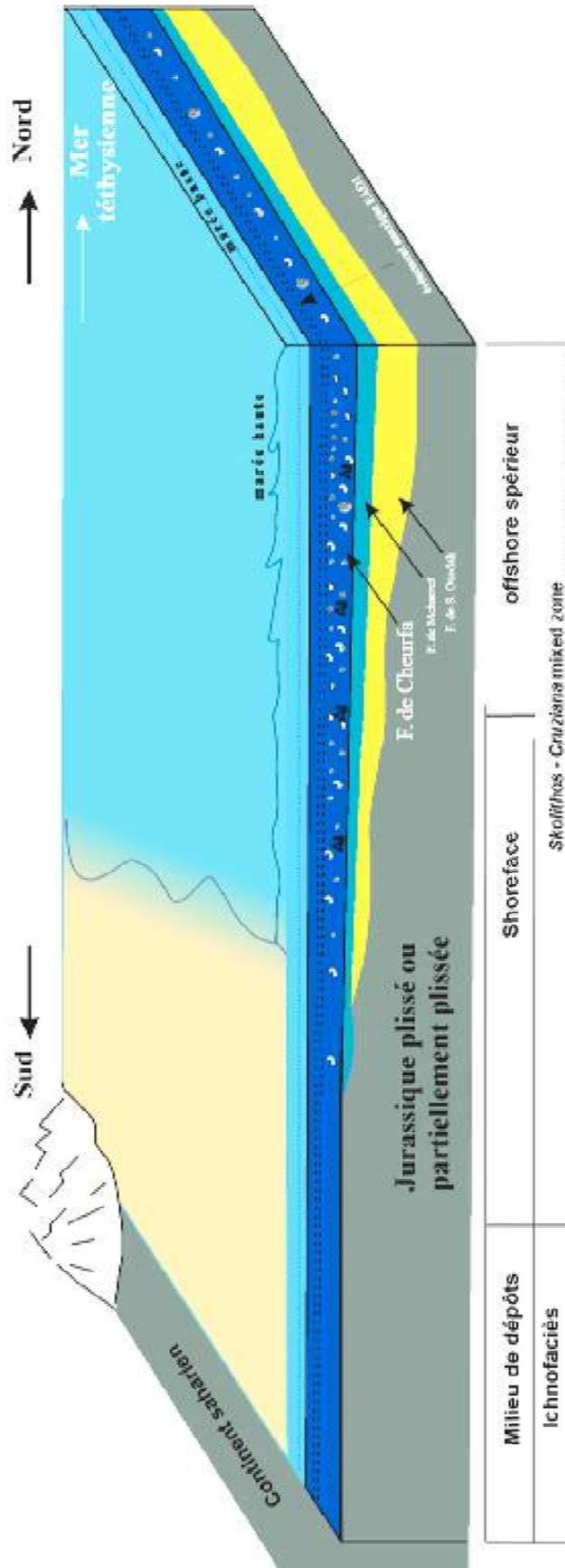


Fig. 82 : Cadre paléogéographique de la sédimentation pendant le Cénomannien inférieur – Turonien inférieur

3ème phase: pendant le Turonien inf?-Coniacien-Santonien p.p.?: installation de la "Formation de Freaour".

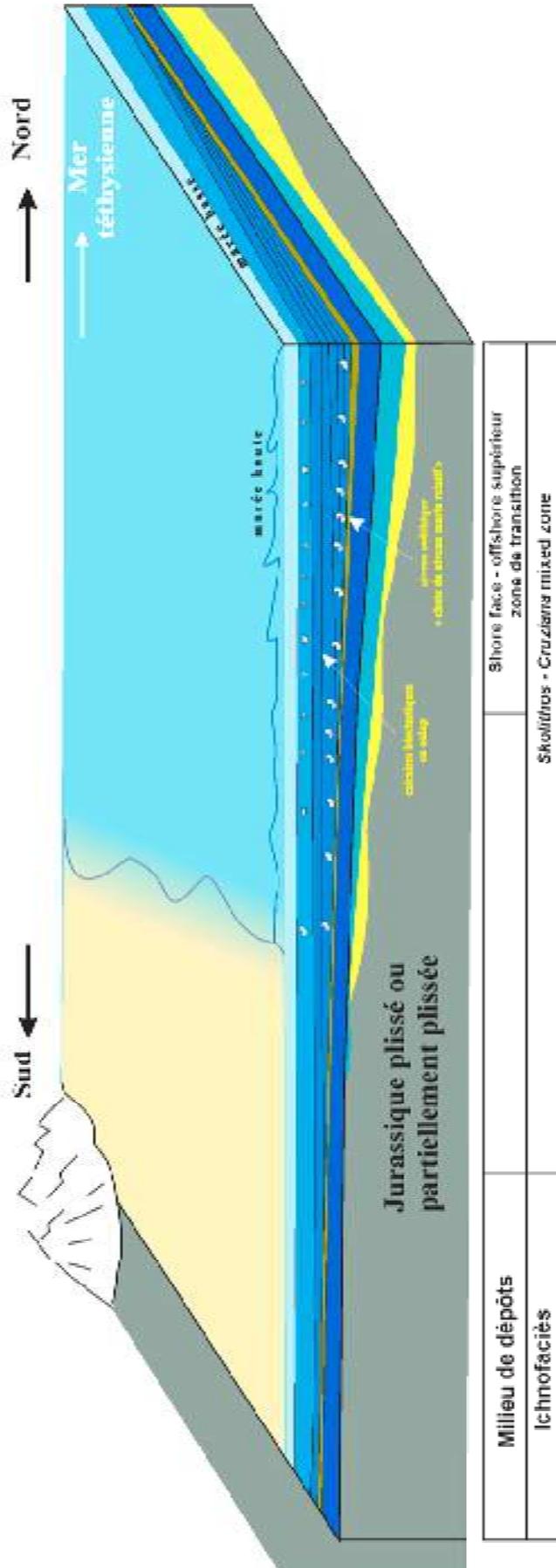


Fig. 83 : Cadre paléogéographique de la sédimentation pendant le Cénomanién inférieur – Turonien supérieur – Sénonien p.p.

IV- GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES.

Après avoir présenté le découpage séquentiel des coupes de référence pour l'intervalle étudié, ce découpage 1D sera complété par l'étude de la géométrie des dépôts sédimentaires crétacés (2D). La reconstitution de la géométrie des dépôts sera déduite pour discuter l'organisation séquentielle et en particulier la hiérarchie des séquences identifiées sur les coupes de référence.

En outre, la reconstitution des géométries a permis d'observer les variations latérales de faciès et d'épaisseurs afin de contraindre le contrôle tectonique et eustatique de la sédimentation crétacée de la région de Tiaret. Cette reconstitution géométrique est généralement fondée sur les données d'affleurements (faciès) et les données diagraphiques (électrofaciès). En l'absence de données diagraphiques nécessaires pour cette étude, nous utilisons uniquement les données d'affleurements (faciès).

Nous disposerons donc d'arguments faciologiques permettant de lire la tendance transgressive-régressive tout au long des colonnes lithostratigraphiques (ligne verticale) et d'arguments géométriques (Rétrogradation-Aggradation- Progradation) d'une ligne de faciès correspondant à une ligne paléobathymétrique.

L'approche géométrique sera basée sur ces données à travers trois directions au sein de la région d'étude qui sont respectivement : (i) direction SW – NE (Bassin de Louhou – Serssou par Tiaret - Mahdia) ; (ii) direction W – E (Bassin de Louhou – Dj. Nador par Medroussa - Sougueur) et (iii) direction WSW – ENE (Bassin de Louhou – Serssou par Tiaret – Oued Touil côté S. Laâdjel sud). Selon les schémas interprétatifs dressés dans ces trois directions (figs. 84, 85 et 86), plusieurs points d'ordres lithostratigraphiques et paléogéographiques peuvent être déduits.

- Le Crétacé (Albien – "Sénonien") de Tiaret occupe en fait, les anciens dépressions jurassiques. Le style de remplissage pourrait correspondre aux styles jurassiens (synclinaux perchés) ainsi réservé jusqu'ici au monts des Ksour.

- Vers l'Est, au niveau de la zone stable du Sersou (Plateau de Sersou), le Crétacé couvre à peine une petite partie du Sersou. A quelques encablures (quelques kilomètres) vers l'Est de Mcharref, affleure toujours une partie de l'Albien supérieur (le sommet du membre II de la "Formation de Mcharref").

- Etant une zone élevée (stable), le Sersou formait pendant le Crétacé un seuil, empêchant ainsi, de part et d'autre la mer crétacée de retrograder beaucoup plus vers l'Est ou vers l'Ouest (du côté Est). Ce seuil commence autour de la localité de Bouchekif – Dahmouni et se prolonge tout au long du Plateau de Sersou actuel (au-delà de Sidi Laâdjel et Khmisti).

- Au Nord et Nord-Est du Plateau de Sersou occidental s'individualise une plate-forme crétacée (Albien – Turonien – Coniacien ?). Beaucoup plus vers le Nord de celle-ci, la série crétacée devienne de plus en plus marneuse aggradante, indiquant le bassin *s.s.* (unité de Chouala). Cependant, vers le Sud de cette plate-forme (Ledjar – Sid el Abed), s'installe des conditions de milieux mixtes progradantes (gypses et dolomies lagunaires) surtout pendant l'intervalle Coniacien – Comanien ? ou le Sénonien *s. l.* des anciens auteurs.

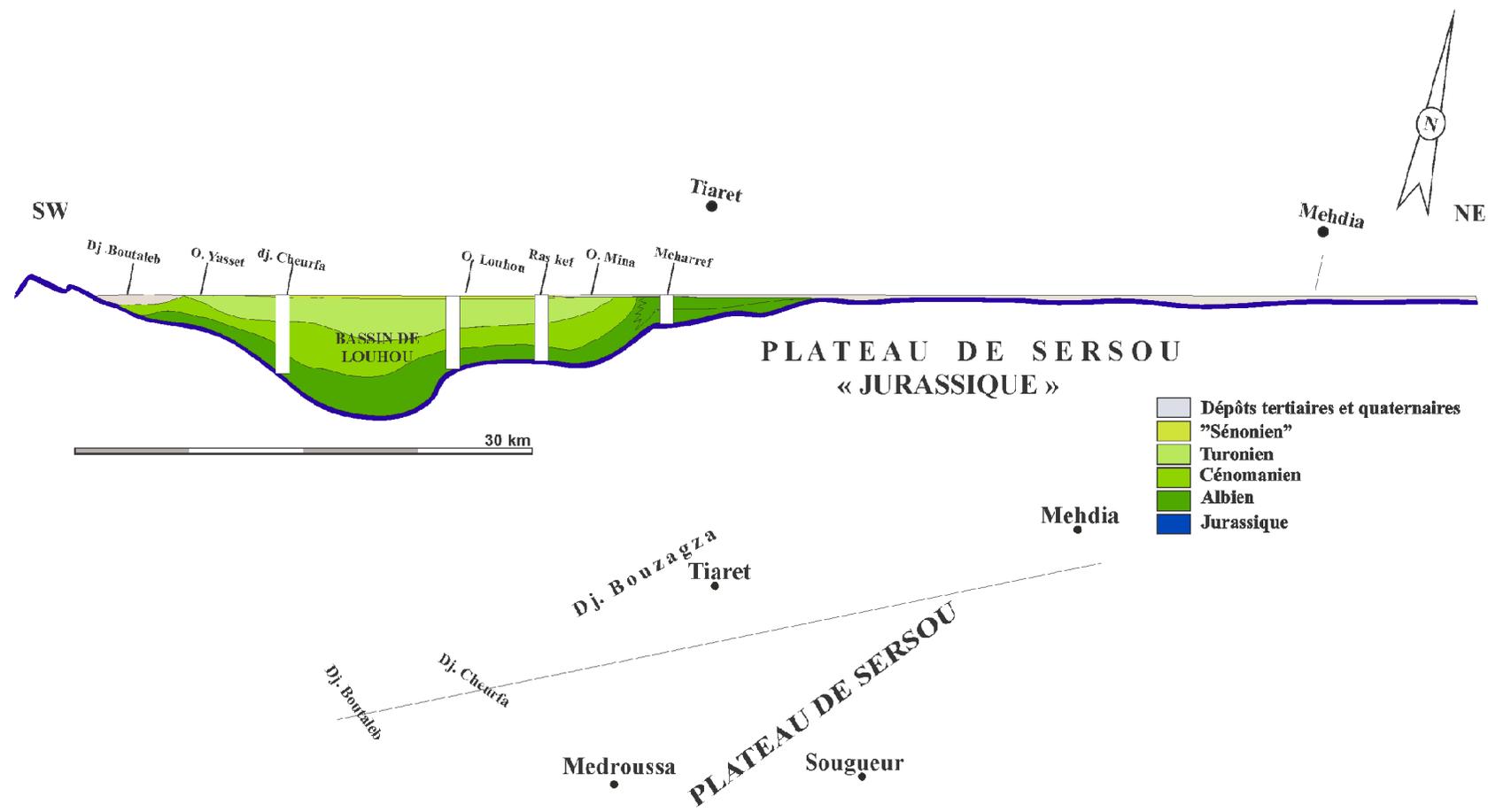


Fig. 84 : Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction SW- NE (Dj. Boutaleb - Dj. Cheurfa – Tiaret - Mehdia).

- Au Nord et Nord-Ouest de l'axe Sidi Oudah-Mellakou-Medroussa s'individualise un bassin crétacé avec des limites très nettes. Il s'agit du Bassin de Louhou, limité au Nord, Nord Est et l'Ouest par des massifs jurassiques. Au fait, le Crétacé est transgressif (Retrogradation) sur toute les terrains encaissants. Tantôt, il est en contact avec les argiles de l'Oxfordien comme dans le Djebel Cheurfa ou à l'Oued Freaou, tantôt, il se trouve en contact avec les Marno-calcaires de Mina d'âge Tithonique – Berriasien (cas de la coupe de Sidi Oudah). Cette remarque de géométrie stratigraphique a été citée maintes fois par nos prédécesseurs ([Welsch, 1890](#) et [Ciszak, 1993](#)).
- Vers les Monts du Nador (Sud et SE), la série crétacée n'est représentée que par une vingtaine de mètres (coupe d'Aïn Hermla au SE de Sougueur). Cette morphostructure de reliefs formait alors une barrière géographique infranchissable devant la mer crétacée, même pendant la transgression globale médio-crétacé, la mer n'a pas pu franchir l'axe du Nador. Cette disposition est probablement liée au soulèvement du môle de Tifrit (Primaire) comme le soulignent [Benest \(1985\)](#) et [Cizsack \(1993\)](#).
- Plus à l'Est, dans la région de Chellala – Sidi Laâdjel, le Crétacé (Albien – Turonien *s.s.*) appartient à un autre domaine géographique (Hautes-Plaines algéroises) et donc l'aspect géométrique et l'histoire paléogéographique devrait être différent de point de vu environnement et climat.
- Vu la nature et les conditions d'affleurements (présence de couvert végétal, série redressée, affleurement sur des talus de routes), la géometrie locale des sédiments crétacés semble proche du modèle des *onlaps* (Retrogradation) suivie par des épaisses masses carbonatées caractérisant ainsi des hauts niveaux marins (Aggradation – Progradation).

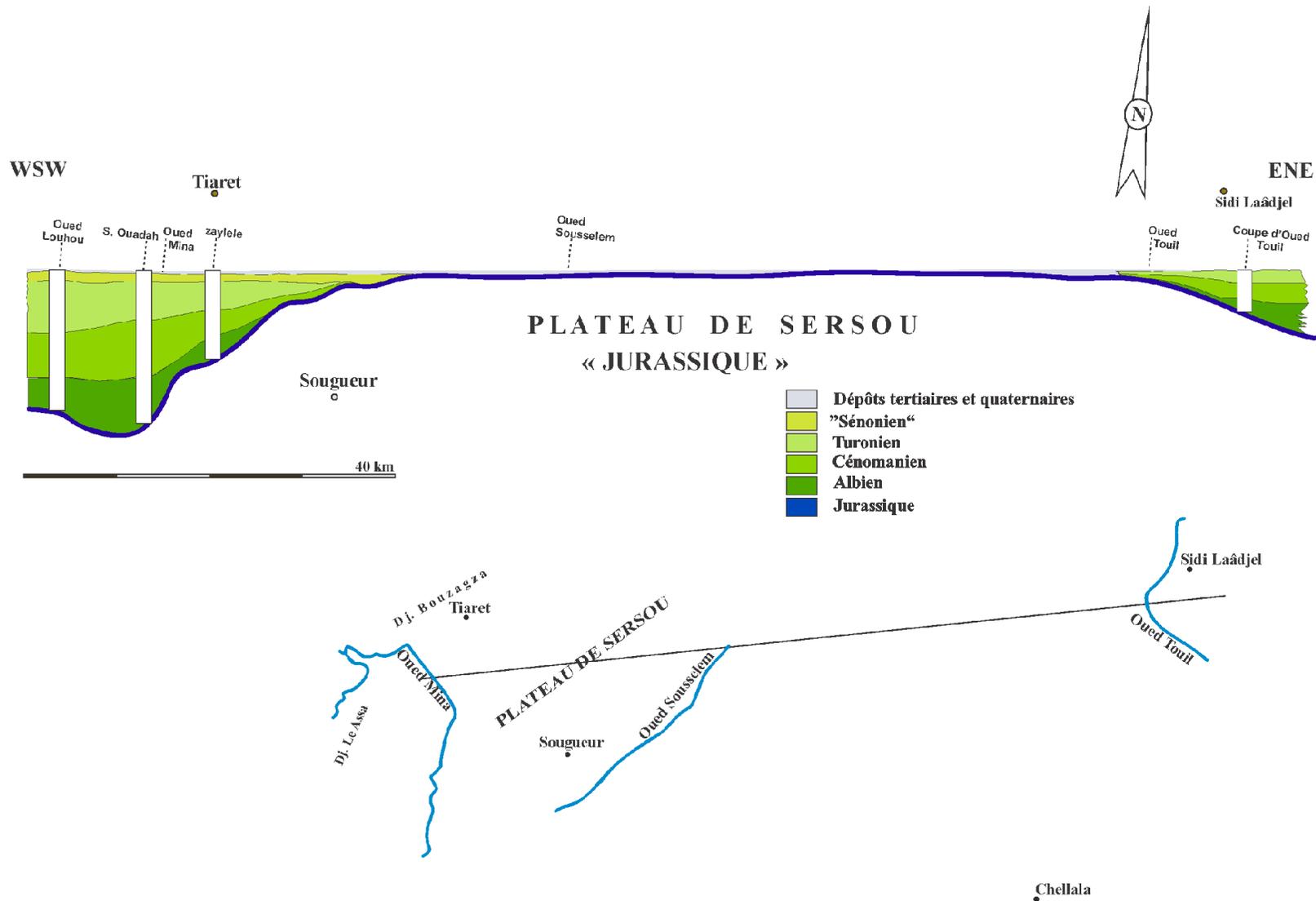


Fig. 85 : Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction WSW- ENE (Oued Louhou-Tiaret-Sidi Laâdjel).

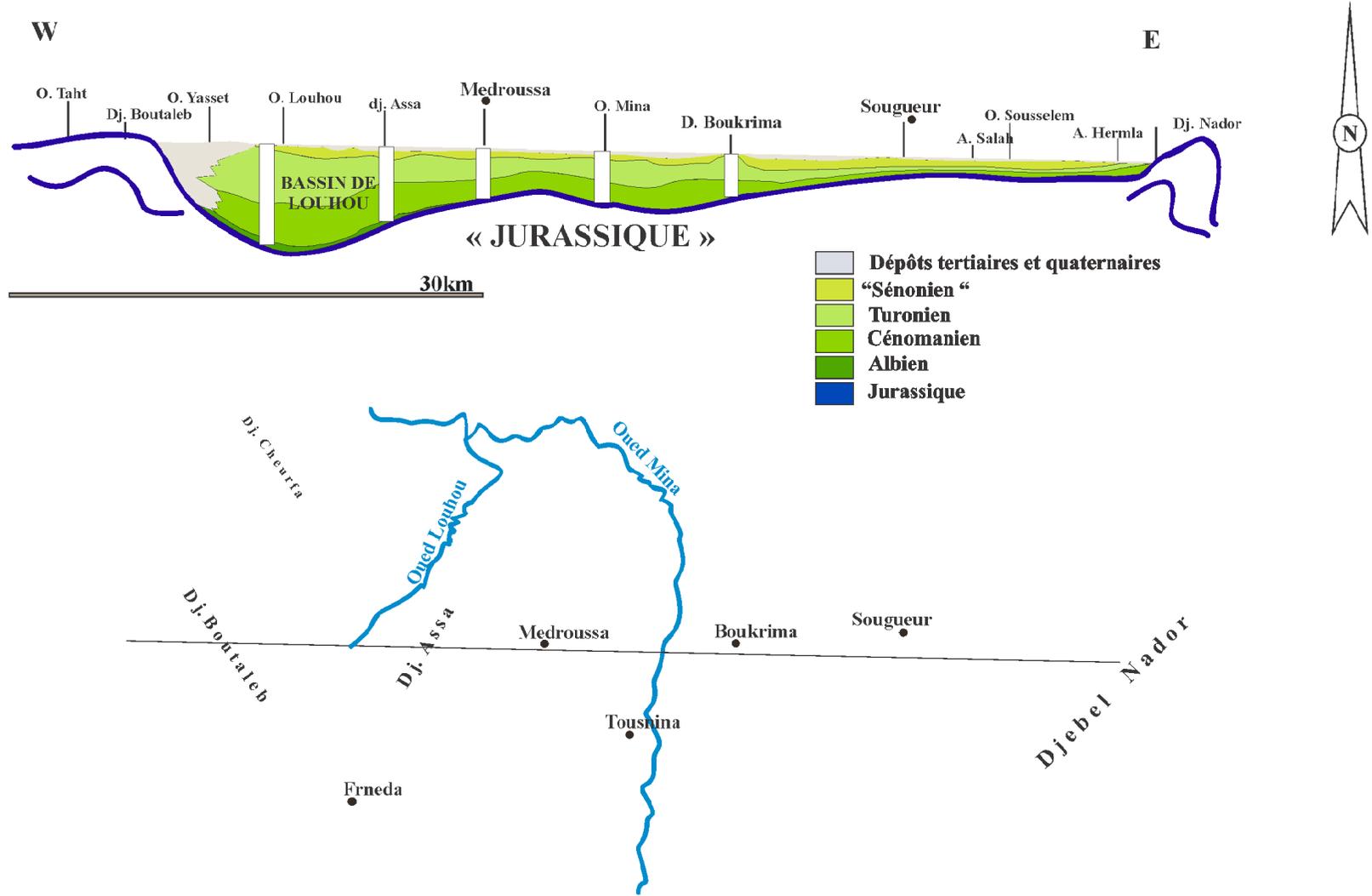
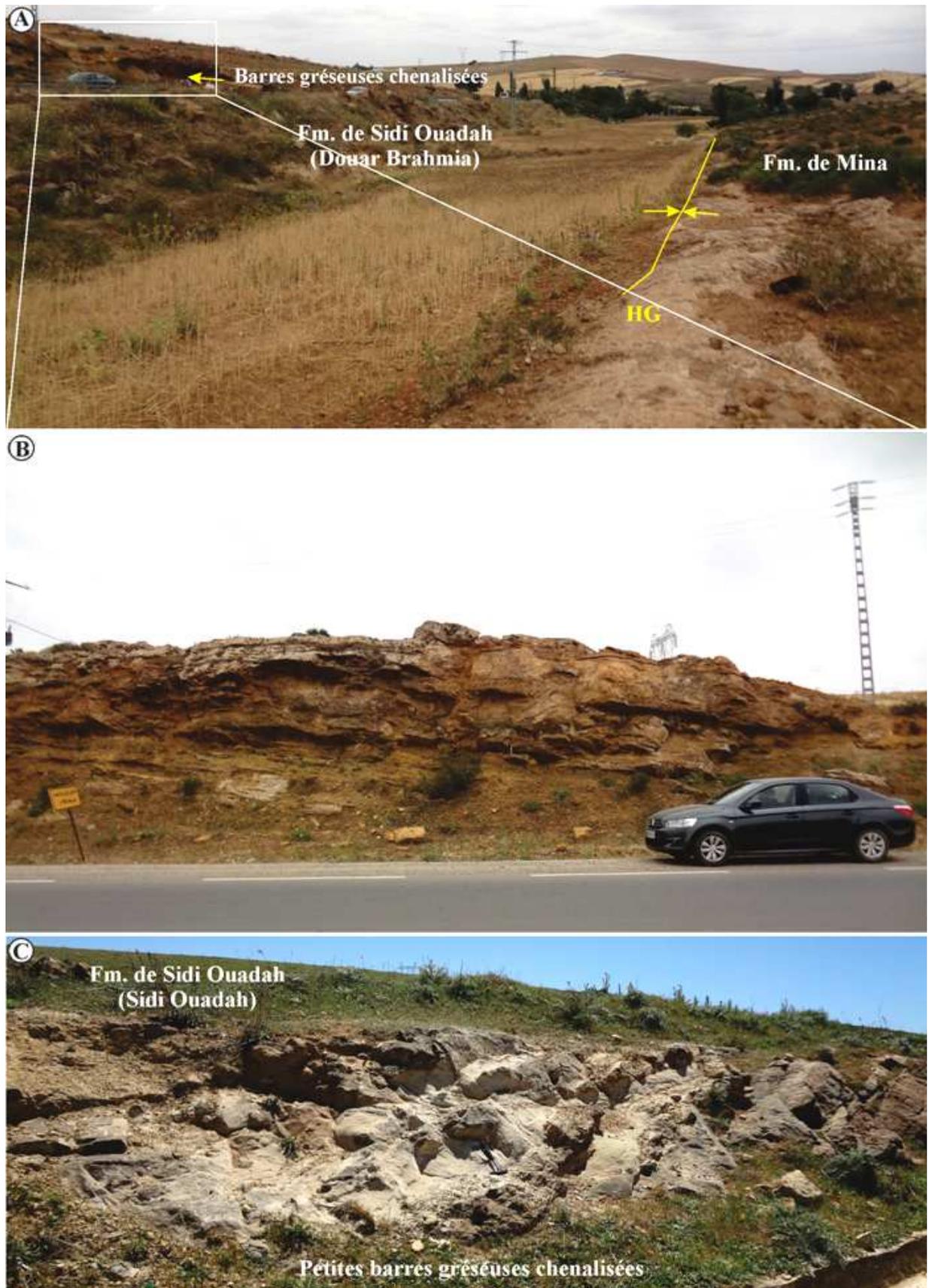


Fig. 86: Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction W- E (Oued Taht-Medroussa-Sougueur-Dj. Nador).



Lithofaciès de la "Formation de S. Ouadah" (A, B et C) montrant la disposition des grès en chenaux. A et B : coupe de Mch -1; C : coupe de Sidi Ouadah., Douar Brahmia.



Photographies montrant les lithofaciès gréseux de la "Formation de Sidi Ouadah" et leurs physionomies. **A** : Grès à linéations primaires de courant ("*parting lineation*") ; **B** : Grès-calcaires à bioclastes pyritisés ; **C** : Grès à stratifications entrecroisées dans la coupe de Mch -1, Douar Brahmia ; **D** : Grès à concrétions ferrugineuses ; **E** : Grès à empreintes de gastéropodes ; **F** : Grès à rides de courants. A, B, E et D : coupe de Sidi. Ouadah. C, D : coupe de Mch-1.



Illustrations photographiques montrant les lithofaciès gréseux de la "Formation de Sidi Ouadah" et leurs stratonomies. **A, B et D** : Grès à stratifications planes parallèles ; **C** : Grès-calcaires à bioclastes dolomitisés ; **E** : Grès à structure chenalisante ; **F** : Grès à stratifications en arêtes de poisson (*heringbone structure*) ; A, B et D : coupe de Mch-1, Douar Brahmia ; C, E et F : coupe de S. Ouadah.



Illustrations photographiques montrant les faciès gréseux de la "Formation de Sebaâ Riouss" et leurs contenus fossilifères, et les structures hydrodynamiques et ichnofaciologiques. **A** : Grès massifs ; **B** : Surface de grès à bioclastes et de bivalves et gastéropodes ; **C** : Grès roux à bioclastes d'huîtres ; **D** : Grès à traces fossiles (terriers) ; **E** : Grès rouge à traces-fossiles et structures de *sol marks* ; **F** : Grès à flute cast et terriers simples ; A-D : coupe d'Oued Touil – S. Laâdjel, E et F : coupe de Sar Ben Affène.

Pl. 30



Photographies montrant les faciès des Marno-calcaires de Mcharref ("Formation de Mcharref") et leurs contenus fossilifères. **A** : Membre inférieur de la Fm. de Mcharref, marnes gris-sombre, calcaires à ammonites et calcaires à échinides ; **B** et **D** : Calcaires à échinides ; **C** : Calcaires à ammonites ; **E** : Marnes à bivalves ; **F** : marno-calcaires fossilifères ; A-F : coupe de Mch-2.

Pl. 31



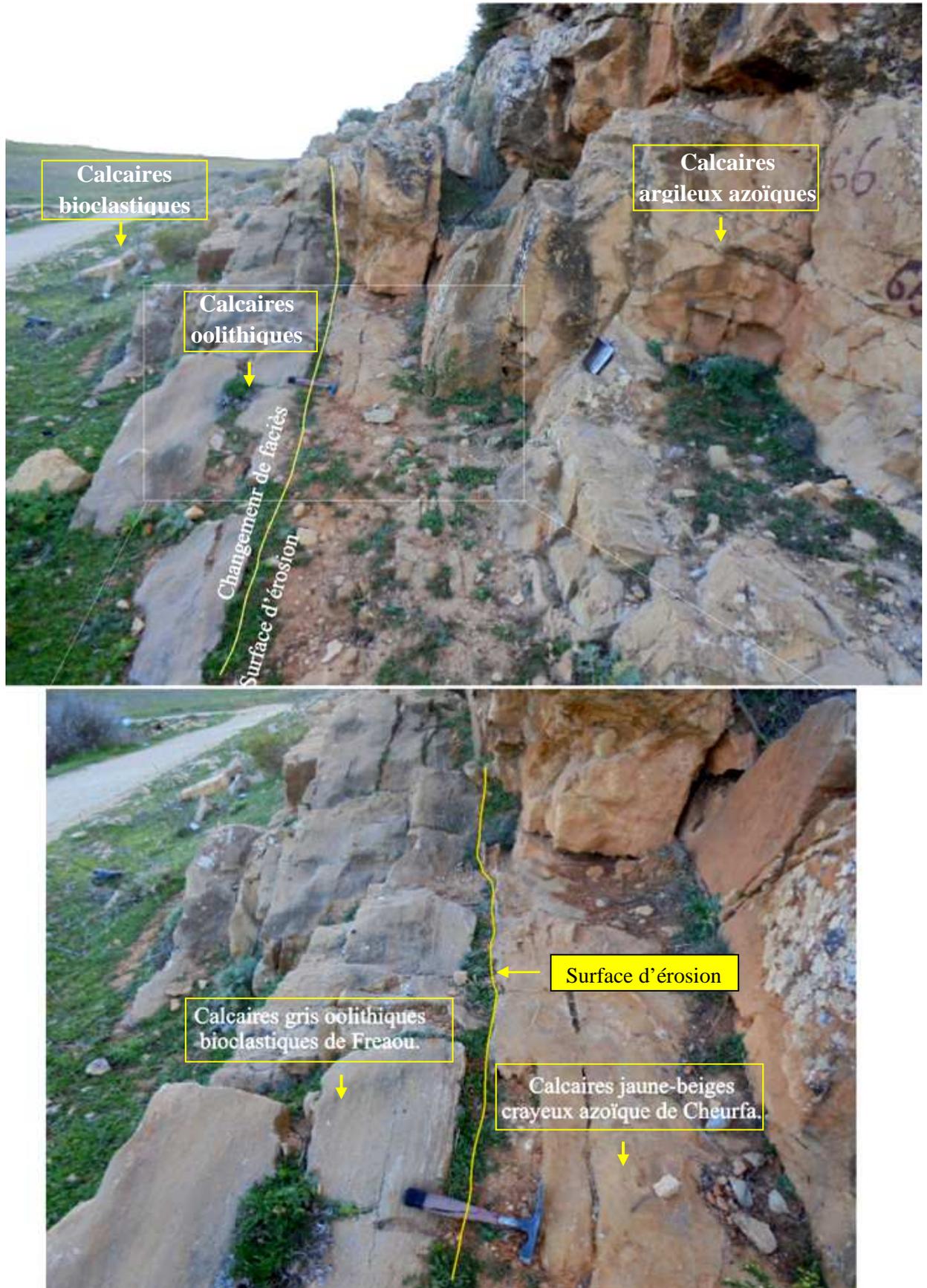
Caractérisation lithologiques et fauniques des faciès de "Marno-calcaires de Mcharref" ("Formation de Mcharref"). **A** : Membre inférieur de la Fm. de Mcharref, marnes gris-sombre, calcaires à ammonites et calcaires à échinides ; **B** et **D** : Calcaires à échinides ; **C** : Calcaires à ammonites ; **E** : marnes à bivalves ; **F** : marno-calcaires fossilifères ; A-F : coupe de Mch-2.



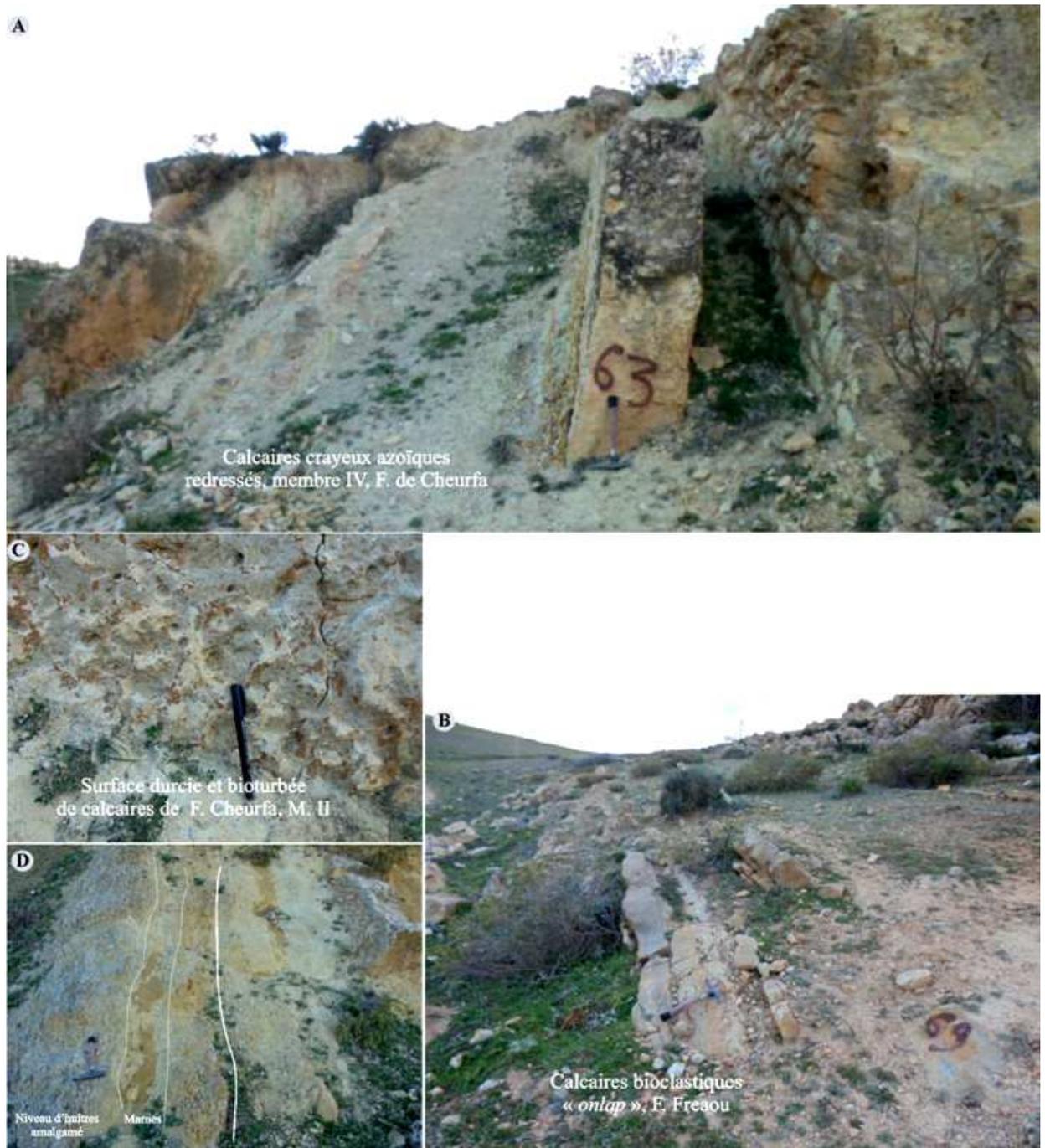
Caractérisation fauniques des faciès de "Marno-calcaires de Mcharref" ("Formation de Mcharref"). **A** : Membre inférieur de la Fm. de Mcharref, marnes gris-sombre, calcaires à ammonites et calcaires à échinides ; **B** et **D** : Calcaires à échinides ; **C** : Calcaires à ammonites ; **E** : marnes à bivalves ; **F** : Marno-calcaires fossilifères. A-F : Coupe de Mch-2.



Illustration des faciès de la coupe de Sidi Ouadh ; **A** : Calcaire à surface bioturbée (*Ophiomorpha* isp.) dans le membre II de la "Formation de Cheurfa" ; **B** : Calcaire bioclastique ; **C** : Calcaire bioclastique dolomitique à ammonites (membre III, "Fm. Cheurfa") ; **D** : Ammonite cénomanienne (membre III, "Formation de Cheurfa") ; **E** : Les *onlaps* se situent à la base de la "Formation de Freau".



Photographies montrant la discontinuité majeure entre la "Formation de Cheurfa" et celle de "Freau" ; matérialisée par une légère surface d'érosion et un changement de faciès.



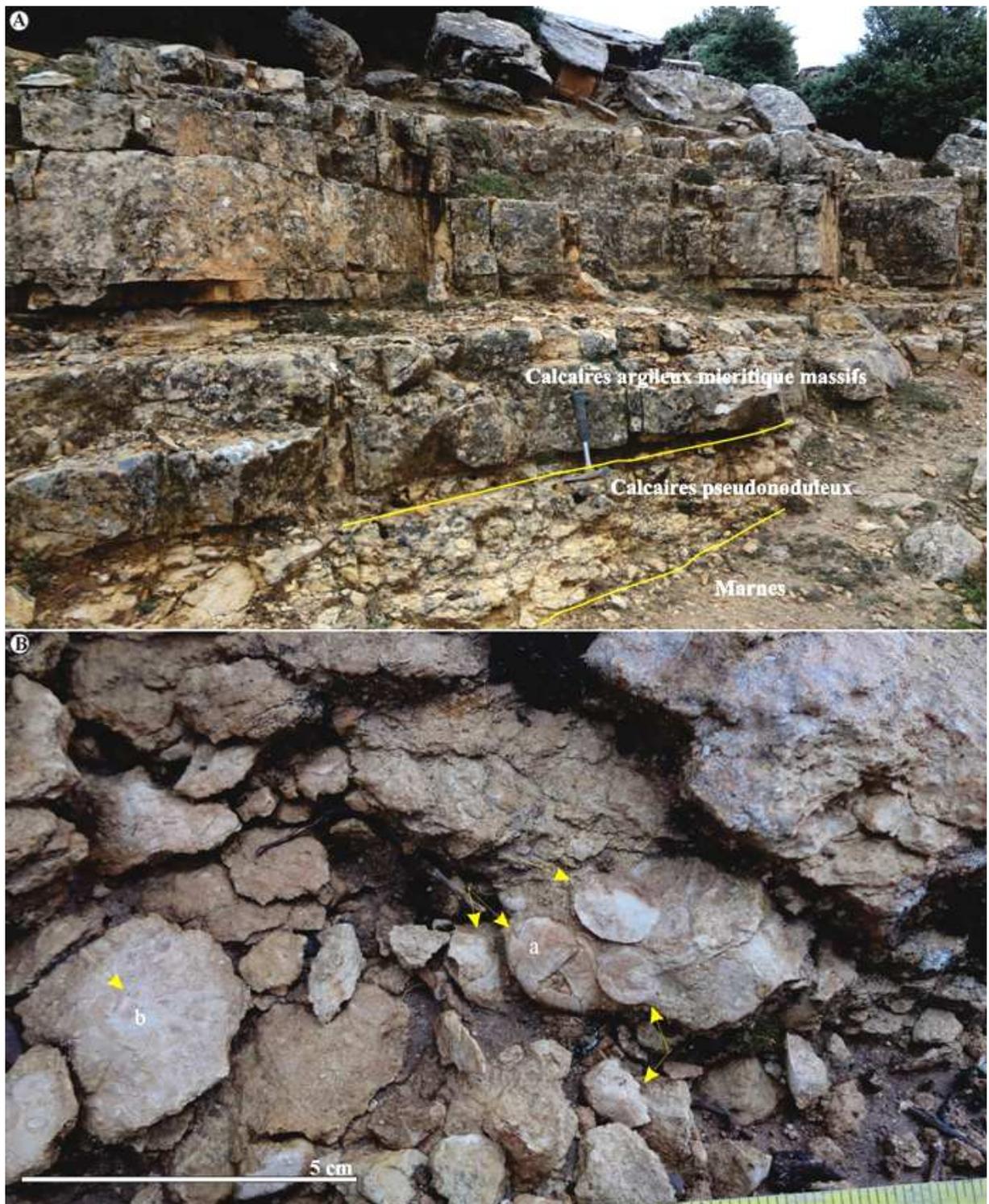
Caractérisation des faciès de la coupe de Sidi Ouadh. **A** : Calcaire crayeux azoïques (membre IV, "Formation de Cheurfa") ; **B** : Les onlap à la base de la "Formation de Freaou" ; calcaire bioclastique ; **C** : Surface bioturbée de calcaires dolomitiques (membre II, "Fm. Cheurfa") ; **D** : Séquence de marnes et niveaux à huîtres (membre II, "Formation de Cheurfa").



Illustration des affleurements et lithofaciès de la coupe de Sidi Ouadah. **A** : Calcaires oolithiques (membre I, "Formation de Freau"). **B** : Calcaires bioclastiques à tendance luachellique (détail de C). **C** : Niveaux renversés (ou les Onlap) de calcaires bioclastiques lumachelliques de Freau (membre I, "Fm. Freau") ; **D** : Photographie panoramique des onlap à la base de la "Formation de Freau".



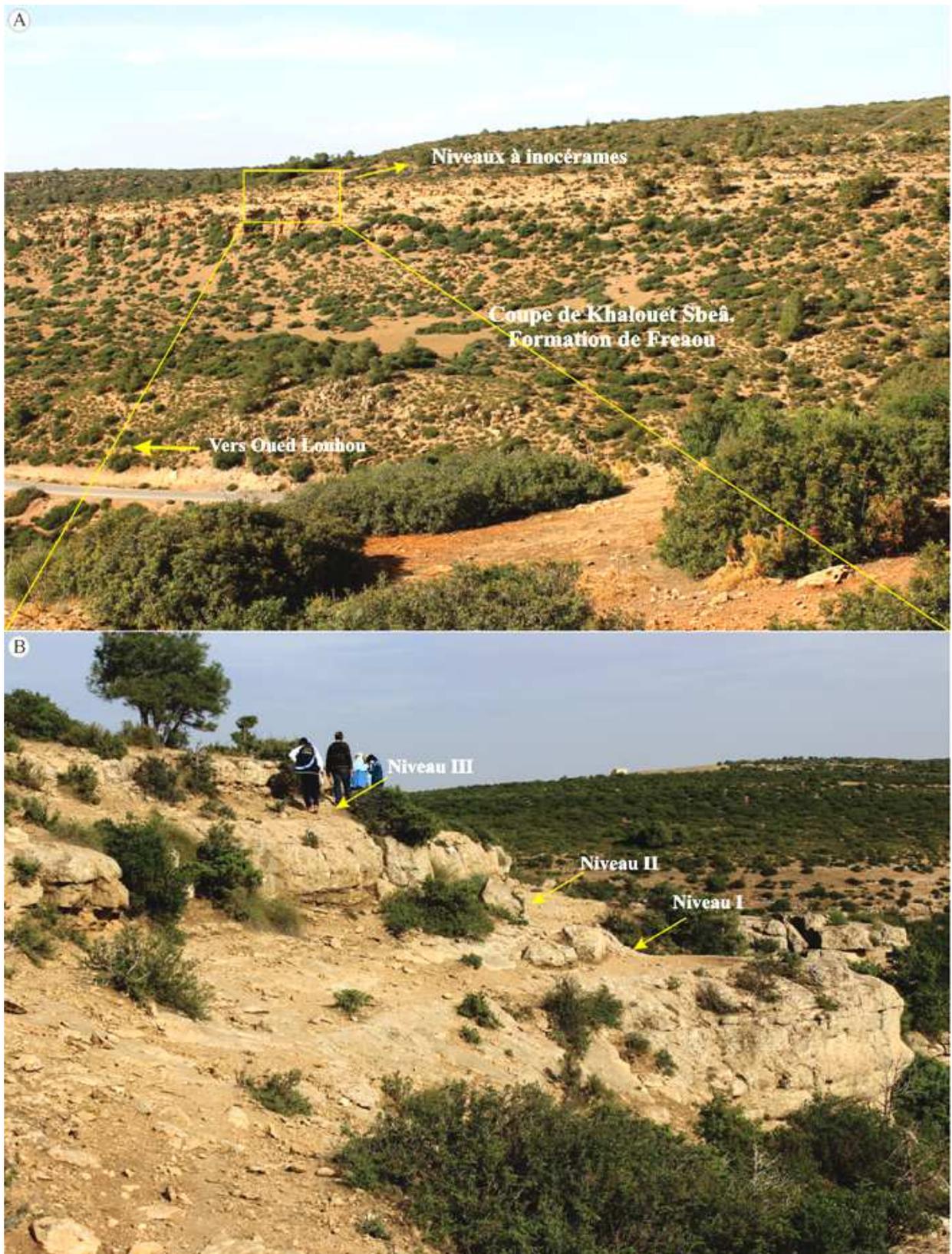
Illustration des faciès de la coupe de Tmalhet et dispositions stratonomiques. **A** : Marno-calcaires du membre supérieur de le "Formation de Cheurfa", **a** ; le niveau à filaments, **b** ; le niveau d'huîtres amalgamé ou hécatombe ; **B** : le niveau à hécatombe d'huîtres (*Curvostrea*). **C**, **D** et **E** : Séquence formée de niveaux à huîtres stratifiés, marnes et calcaires crayeux.



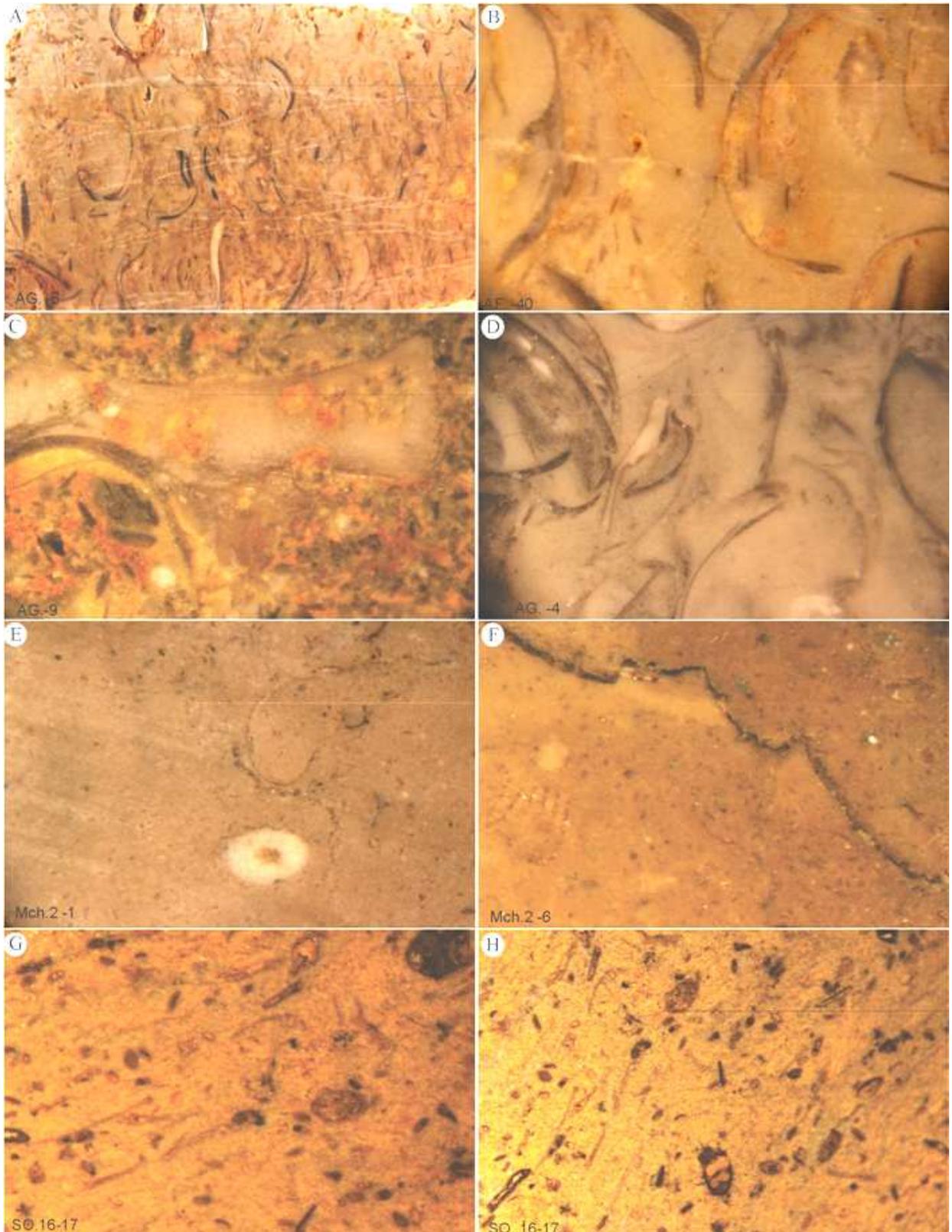
Photographies de quelques lithofaciès de la coupe de Kef el Gatoura (secteur de Tousnina – Lejdar). **A** : Séquence de marne - calcaires pseudonoduleux - calcaires massifs argileux ; **B** : Marno-calcaires fossilifères à échinides parfois bien préservés et parfois sous forme de moules internes à remplissage géopétal. **a** : échinides fossiles, **b** : moules d'échinides.



Photographies de quelques lithofaciès de la coupe d'Oued Touil. **A** : Grès bioturbé de la "Formation de Sebâ Riouss", partie supérieur ; **B - D** : Quelques faciès de grès de la "Fm. de S. Riouss " ; **E** : Calcaires à bivalves de la "Fm. d'Oued Touil " ; **F** : Barre calcaire de la "Fm. de Ras Nokhra", coupe d'Oued Touil ; calcaires crayeux lités au sommet ; **G** : Détail de **F**, **a** ; calcaires biodétritiques, **b** ; calcaires lités.



Photographies panoramiques de la coupe de Khalouet Sbeâ (A) montrant les niveaux fossilifères à inocérames (B) ("Formation de Freaou", secteur de Frenda - Louhou).



Photographies montrant quelques microfaciès de la région étudiée, (A, C, D) ; Calcaires bioclastiques de la "Formation de Mcharref", coupe d'Aïn Guesma, (B) ; Calcaires bioclastiques de la "Formation de Freau", coupe de Sar ben Affène, (E, F) ; Calcaires micritiques de la "Formation de Mcharref", coupe de Mch-2, (G, H) ; Grès à bioclastes et microfossiles pyritisés, "Formation de Sidi Oudah", coupe de Sidi Oudah.

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette recherche, les conclusions font appel plusieurs approches, tant sur le plan stratigraphique (litho- et biostratigraphique), sédimentologique, paléocéologique que sur le plan géodynamique et paléogéographique.

Sur le plan stratigraphique, quatre formations ont été étudiées qui sont successivement ; (i) "Formation de Sidi Ouadah" (Aptien *p.p.*- Albien inférieur et moyen) ; (ii) "Formation de Mcharref", nouvellement définie, d'âge (Albien supérieur – Cénomanién inférieur) ; (iii) "Formation de Cheurfa"(Cénomanién moyen – Cénomanién sup (Turonien inférieur ?) et (iv) "Formation de Freau (Turonien moyen ? – Coniacien ? (Santonien-Campanien probable).

Dans la région de Chellala (y compris la coupe d'oued Touil, près de Sidi Laâdjel).....

Egalement l'âge de ces formations a été revue à plusieurs reprises lorsqu'il y a des arguments paléontologiques nouvelles ou des attributions récentes, comme la "Formation de Mcharref" attribuée pour la première fois à l'Albien supérieur – Cénomanién inférieur. De la même façon, la "Formation de Cheurfa" peut aller jusqu'au Turonien inférieur basal avec les niveaux azoïques considérés comme indice de la limite CTB. De plus, la partie sommitale de la "Formation de Freau" fait l'objet d'une précision stratigraphique car les niveaux à Inocérames mis en évidence dans la coupe de Khalouet Sbaâ indiquent plutôt le Campanien ?.

Le cadre biostratigraphique, appuyé sur de nouvelles récoltes paléontologiques, il constitue un jalon important de la géologie du Crétacé de la région de Tiaret. Du point de vue quantitative, l'analyse de nouvelles récoltes faunistiques a fourni une biodiversité importante : 11 espèces d'ammonites, déterminés sur le plan générique ou spécifique, 15 espèces de bivalves appartenant à 7 familles, 8 espèces d'échinides, 4 familles de gastéropodes et enfin 2 familles d'inocérames. La répartition stratigraphique de la faune récoltée correspond à celle décrite dans les séries de même âge des autres régions méditerranéennes. En plus, plusieurs ichnogènes ont été identifiés pour la première fois dans le Crétacé de la région d'étude. Et qualitativement, les attributions fournies sont argumentées en premier temps par des ammonites nouvellement récoltées (*Elobiceras Craginites* de la zone à *Mortoniceras pricei* ; des marqueurs des zones à *M. inflatum* pour l'Albien supérieur; *Mantelliceras mantelli* datant le Cénomanién inférieur ; *Metengonoceras dumbli* et *Placenticeras sp.* du Cénomanién moyen) et une ammonite de la famille des *Mammitinae* récoltée par Caratini indiquant le Turonien dans le secteur de Chellala, coupe de l'Oued Mouïlah.

Quatre bioévénements dans l'intervalle Albien – Turonien peuvent être mis en évidence dans la région de Tiaret qui sont ; (i) « *Mortoniceras event* » de l'Albien supérieur (coupe de Mch-2), (ii) « *Anoxique event* » qui marque le dernier membre de la "Formation de Cheurfa" (coupe de Sidi Ouadah), (iii) « *Filaments event* » situé près de la limite CTB dans la coupe de Tmalhet (Vallée de Louhou) et (iv) « *Inoceramus event* » situé à au sommet de la "Formation de Freau" (Turonien – Coniacien ?) dans la coupe de Khalouet Sbaâ. Ces bioévénements sont enregistrés dans des formations équivalentes autour des deux marges de la Téthys.

L'histoire paléobiogéographique de la région se résume ainsi : au cours de l'Albien moyen et inférieur la sédimentation argilo-gréseuse (de Sidi Ouadah et de Sebâ Riouss) indique un environnement marin côtier permettant parfois l'apparition de quelques organismes benthiques (gastéropodes) en milieu de vie stressé très difficile (ferruginisation).

Pendant l'*Albien supérieur*, il y a eu une sédimentation typiquement de mer ouverte ("Marno-calcaires de Mcharref"), très fossilifère à céphalopodes, indiquant une plate-forme carbonatée externe (rampe externe) ouverte mais proximale. Le peuplement benthique, planctonique et pélagique est favorisé par une transgression importante qui perdure pendant le Cénomanién (Cénomanién inférieur) appelé communément par certains auteurs le Vraconocénomanién. Ce dernier est connu par une prolifération énorme des organismes (surtout cosmopolites) dans un contexte transgressif.

La création des chenaux/couloirs marins par l'expansion des fonds océaniques permet une transgression globale dans le Crétacé (*mid-cretaceous*). Cela est supposé comme la raison principale de l'augmentation du cosmopolitisme observé chez les ammonites (*Brancoceeratidae* par exemple) de l'Albien supérieur terminal. La montée eustatique a éliminé toutes les barrières géographiques, bien qu'il soit clair que cette montée eustatique favorise aussi le provincialisme au même temps. Les ammonites comme étant des organismes reliés au fond marin (nectophage), réagissent fortement à la réduction des conditions d'un tel milieu, peu profond (*shallow water*) avec les conditions climatiques associées.

La productivité enregistrée à la fin de l'Albien supérieur qui correspond à l'OAE 1d peut s'expliquer par le maximum d'inondation, favorisant ainsi l'enrichissement du milieu par une importante nutrition qui provient des plaines côtières récemment inondées. Les ammonites prennent l'avantage de la montée eustatique pour ainsi survivre dans ces conditions associées (augmentation de la production primaire de zoo- et phytoplancton).

Vers la fin du *Cénomanién* (Cénomanién supérieur médian et terminal), le milieu marque une pauvreté d'organismes (concentration réduite des organismes en général et les foraminifères benthiques en particulier) de plus en plus importante jusqu'à la limite CTB. Néanmoins la sédimentation indique toujours une plate-forme externe (des marnes et des calcaires crayeux micritiques). Cette observation est généralisée à travers toutes les coupes de notre région d'étude et marque un phénomène global au sein d'une mer ouverte. Ce phénomène est en relation étroite avec l'événement anoxique OAE 2 du fin Cénomanién. Le membre IV de la "Formation de Cheurfa" (calcaires massifs beiges ou gris clair et marnes gris verdâtre/jaune-beige), sans macrofaune, marque une nouvelle période de déstabilisation des conditions paléocéologiques favorables à l'épanouissement de la faune benthique, en rapport certainement avec un approfondissement du milieu, devenu pélagique et confiné.

Le passage du *Cénomanién* au *Turonien* est matérialisé par des marno-calcaires azoïques (sommet du membre IV de la "Formation de Cheurfa") succédés par le dépôt de quelques niveaux massifs de calcaires oolithiques à *Diplocraterion* considérée comme une légère surface de discordance, sur laquelle, la série de calcaires lumachelliques à huîtres vient se déposer en système d'*onlap*, annonçant une nouvelle montée eustatique. Ce passage marque un grand changement architectural en blocs basculés. En effet, c'est la fin du système cénomanién.

Le *Turonien inférieur* ? se marque par des marnes à sa base puis des marno-calcaires fossilifères à échinides et gastéropodes indiquant une plate-forme carbonatée peu profonde.

Enfin, vers la fin du *Turonien supérieur* (ou probablement vers le passage Turonien – Coniacien) la sédimentation se marque par une série de marno-calcaire riche en inocérames, échinides et gastéropodes avec rares huîtres et bivalves. Cet événement coïncide probablement avec la transgression du Turonien supérieur enregistrée dans plusieurs régions de la Téthys et en même temps avec le début de la transgression dite « sénonienne ». Les inocérames, vivaient fixés par un byssus sur le fond de la mer ne sont pas de faunes littorales mais ils sont indicateurs d'une mer assez chaude et peu profonde.

Sur le plan Paléoécologique, les bivalves/huîtres vivaient dans des milieux marins peu profonds, à haute énergie, riches en éléments nutritifs dans une masse d'eau bien oxygénée. Après leur mort, ils ont été rapidement enterrés. Taphonomiquement, les bivalves/huîtres étudiées sont affectées par la désarticulation. Ainsi, les traces de bioclaustration et l'incrustation sont présentes. L'assemblage d'huîtres et de bivalves peut être considéré comme parautochtone.

Sur le plan sédimentologique, l'analyse sédimentologique a permis de mettre en évidence 17 faciès, regroupés en 5 associations de faciès observées dans deux systèmes sédimentaires : détritique et carbonaté. Ces systèmes sédimentaires s'organisent en plusieurs séquences élémentaires à développement inégal. Celles-ci sont composées de plusieurs mésoséquences "transgression-régression", limitées par des discontinuités à valeur régionale et elles sont empilées pour donner une mégaséquence d'ouverture caractérisant ainsi une tendance transgressive des dépôts. En ce qui concerne l'étude des ichnofossiles, celle-ci indiquent trois assemblages de traces-fossiles (ou associations) différents qui sont respectivement l'association à *Ophiomorpha - Thalassinoïdes* trouvée dans les grès et argiles de la "Formation de Sidi Ouadah" (milieu littoral côtier « shoreface ») ; l'association à *Nereites* qui marque la "Formation de Mcharref", surtout dans sa partie supérieure (milieu marin ouvert mais pas assez profond (plate-forme externe proximale). Cette formation représente une séquence transgressive (cortège transgressif) sur les Argilo-gréseux de Sidi Ouadah. Enfin l'association à *Thalassinoïdes - Diplocraterion* qui marque les marno-calcaires de Cheurfa – Freaou (plate-forme médiane à proximal peu profonde) caractérisant ainsi le cortège de haut niveau marin.

Sur le plan géo-structure (configuration), le Crétacé (Albien – "Sénonien") de Tiaret occupe en fait, les anciens dépressions jurassiques. Le style de remplissage pourrait correspondre au style jurassien (synclinaux perchés) ainsi réservé jusqu'ici aux monts des Ksour.

Etant une zone élevée (stable), le Serssou formait pendant le Crétacé un "écran", freinant ainsi, de part et d'autre la mer crétacée d'avancer beaucoup plus vers l'Est ou vers l'Ouest (du côté Est). Ce seuil commence autour de la localité de Bouchekif – Dahmouni et se prolonge tout au long du Plateau de Serssou actuel (au-delà de Sidi Laâdjel et Khmesti). Au Nord et Nord-Est de celui-ci s'individualise une plate-forme crétacée (Albien – Turonien – Coniacien ?). Beaucoup plus vers le Nord de celle-ci, la série crétacée devient de plus en plus marneuse, indiquant le bassin *s.s.* (unité de Chouala). Cependant vers le Sud de cette plate-forme (Ledjdar – Sid el Abed), s'installe des conditions de milieux mixtes (gypses et dolomies lacustres) surtout pendant l'intervalle Coniacien – Companien ? ou le Sénonien *s. l.* des anciens auteurs.

Vu la nature et les conditions d'affleurements (présence de couvert végétal, série redressée, affleurement sur des talus de routes), la géométrie locale des sédiments créacés semble proche du modèle des onlaps suivie par des épaisses masses carbonatées caractérisant ainsi des hauts niveaux marins.

Sur le plan géodynamique. Pendant l'Albien inférieur et moyen, toute la région correspondrait à un milieu continental-littoral avec plus d'influences littorales vers le nord, documenté dans le bassin de Louhou par des rides de courants de vagues et des traces-fossiles de faible bathymétrie. La différence de faciès est ressentie vers le Sud-Est de la route reliant Mellakou-Medroussa.

Pendant l'Albien supérieur ("Vraconien" des anciens auteurs), la région voit une importante montée eustatique, généralisée sur toute la marge sud-téthysienne. La sédimentation montre un cachet franchement marin avec une faune riche et diversifiée, néanmoins, caractérisée par une extension géographique assez limitée. Cela pourrait s'expliquer par la conséquence des jeux tectoniques.

L'Albien supérieur est sous l'influence de deux facteurs: la tectonique et l'eustatisme. Si l'eustatisme est omniprésent dans toutes les régions d'Algérie où la transgression atteint même le Tinrhert, la distension tectonique qui est connue dans les Aurès et le Tell oriental au début de l'Albien supérieur et qui se marque par un approfondissement important : marnes noires à *Rotalipores* et glauconie dans les Aurès et calcaires à *Pitonelles* dans les Bibans. Cet approfondissement n'atteint, apparemment pas, les zones atlasiques situées le plus à l'ouest de l'Algérie. Par contre dans les Hautes-plaines c'est possible que le jeu en blocs basculés se manifeste, surtout dans la zone pré-tellienne. Le vrai « Vraconien » (zone à *R. Appenninica*) devrait être situé au-dessus de la 'Formation à *Mortoniceras*'. S'il n'apparaît pas (affleurements insuffisants peut être ?) ce peut être la cause d'une faible extension tectonique dans cette région ainsi que dans l'Ouarsenis. A ce moment-là, il faudrait supposer que la phase d'extension du début du « Vraconien », qui est bien caractérisée en Tunisie et dans les Aurès, s'est manifestée seulement dans ces régions et qu'elle n'a eu qu'un faible écho plus à l'ouest.

Pendant le Cénomano-Turonien, la transgression mondiale prévoit l'installation de la plateforme carbonatée sur tous les secteurs mais cette fois la différence est bien marquée à travers les directions NE-SW et NE-SW.

Sur le plan paléogéographique local, deux stades se superposent : (i) le premier stade est représenté par une large plaine détritique à chenaux de marées à la base et par un milieu littoral à influence tidale au sommet ; (ii) au cours du deuxième stade, le profil de dépôt change complètement, en relation avec une hausse du niveau marin relatif durant l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieur. En effet, il résulte d'une transgression pelliculaire généralisée avec homogénéisation des dépôts carbonatés sur l'ensemble de l'Avant-pays tellien. Cette montée eustatique aboutit à l'installation, en bordure de la marge sud de la Téthys, d'une rampe carbonatée homoclinale dépourvue d'apports détritiques terrigènes, à bathymétrie faible, avec une salinité et une oxygénation normale des eaux.

La tendance à l'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord, est nettement confirmée par le changement latéral des faciès vers le Nord (Unité de Chouala franchement marneuse) et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de la faune en général et les ammonites en particulier. Par conséquent, l'analyse sédimentologique et paléobiogéographique a permis de constater que la Téthys ait joué un rôle prépondérant dans les circulations océaniques. Elle a constitué une source potentielle de masses d'eaux profondes, chaudes et salées durant l'intervalle Albien supérieur – Santonien ?.

Sur le plan paléobiogéographique et paléogéographique global. La faune de bivalves est représentée presque exclusivement par les *Amphidonte* et *Rhynchostreon*. Ces espèces avaient probablement un fort pouvoir de colonisation du biotope, empêchant le développement des autres taxons de bivalves. A grande échelle, les faunes de bivalves du bassin créacé des Monts de Tiaret-Frenda montrent beaucoup de similitudes avec les faunes contemporaines de plusieurs bassins marginaux du Crétacé moyen dépendant de l'Atlantique (bassin de Tarfaya, Gabon, Cameroun, Texas, Mexique, bassin anglo-parisien) ou de la Téthys (Tunisie, Lybie, Egypte, Jordanie) et des bassins intracontinentaux trans-saharien (Algérie, Niger, Mali). Cette similitude faunique pourrait s'expliquer par des conditions paléobathymétriques et paléoécologiques qui étaient semblables sur de vastes étendues de ces différents bassins, et favorables au développement de la macrofaune benthique.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques.

A

- ABDALLAH, H., 1996.** Sequence stratigraphy at the Cenomanian–Turonian boundary after a platform/basin section, Gafsa-Chotts area, Tunisia. In *Fifth International Cretaceous Symposium and Second Workshop on Inoceramids*, Freiberg (Germany), 16–24, September 1996, Abstract Volume, p. 3.
- ABDALLAH, H., 1998.** La limite Cénomanién –Turonien dans le sud de la Tunisie centrale: stratigraphie séquentielle, paléogéographie, rôle synsédimentaire du Trias. In *2^{ème} Congrès Français de Stratigraphie – STRATI 2000*, Paris 8–11 Septembre 1998, Volume Résumés, p. 27.
- ABDELLAH, H. SASSI, S., MEISTER, C., SOUISSI, R., 2000.** Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research* 21, 35e106.
- ACCARIE, H., EMMANUEL, L., ROBASZYNSKI, F., BAUDIN, F., AMÉDRO, F., CARON, M., DECONINCK, J. F., 1996.** La géochimie isotopique du carbone (13 C) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 322, Série Ila, 579– 586.
- ACCARIE, H., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., CARON, M., ZAGRARNI, M. F., 2000.** Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién–Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie Centrale (Formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunisie, 40, 63–80.
- 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, 305374.
- AHMAD, F., FAROUK, S., EL-KAHTANY, K., HASHEM, A-Z. H., DIABAT, A., 2015.** Late Cenomanian oysters from Egypt and Jordan. *Journal of African Earth Science*. 109 (2015), 283 - 295
- AHR, N. M., 1973.** The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast*
- 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.** Modern Storm depositional systems: *Actualistic models* (pp. 1-50). Springer Berlin Heidelberg.
- AMEDRO, F., 1981.** Actualisation des zonations d'ammonites dans le Crétacé moyen du Bassin Anglo-parisien. Essai d'une zonation phylétique de l'Albien au Turonien. *Cretaceous Research* (1981) 2, 261 – 269.
- AMEDRO, F., 1992.** L'Albien du Bassin Anglo-Parisien: ammonites, zonation phylétique et séquences. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine, 16:187-233.
- AMEDRO, F., 2002.** Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien sensu stricto et le Cénomanién (système Crétacé). *Acad. Royale de Belgique*.
- AMÉDRO, F., 2008.** Support for a Vraconnian Stage between the Albian sensu stricto and the Cenomanian (Cretaceous System).- *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, Brest, Mémoire 2008/02 (CG2008_M02), 83 p., 9 pls.
- AMEDRO, F., ROBASZYNSKI, F., 2008.** Zones d'ammonites et de foraminifères du Vraconnien au Turonien : Une comparaison entre les domaines boréal et téthysien (NW Europe / Tunisie centrale). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology* – Note brève, CG2008_L02 (fr).

- AMEDRO, F., COBBAN, W. A., BRETON, G., ROGRON, P., 2002.** *Metengonoceras teigenense* Cobban et Kennedy, 1989: une ammonite exotique d'origine Nord-Américaine dans le Cénomanién inférieur de Basse-Normandie (France). *Bulletin trimestrielle de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre* **87** (for 2000): 5–25.
- AMEDRO, F., MATRION, B., TOMASSON, R., MAGNIEZ-JANNIN, F., COLLETE, C., 2004.** L'Albien supérieur de Vallentigny dans la région stratotypique (Aube, F.) : nouvelles données et révision de l'ammonite *Mortoniceras (M.) inflatum* (Sowerby, 1818). *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre* **90**. 5-28.
- AMEUR, M. 1988.** Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne : l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse de doctorat d'état-ès-Science*, Univ. Claude Bernard, Lyon 1, 584 p., 188 fig., 24 pl.
- AMEUR, R., 1978.** Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne du Fillaoussène, *Thèse 3ème cycle*, Oran, 192 p., 76 fig., 10 pl.
- 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**, 128131.
- ANDREU, B., 1989.** Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc) : Précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, **10**, 49-80.
- ARCHER, A. W., MAPLES, C. G., 1984.** Trace-fossil distribution across a marine-to-nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. *Journal of Paleontology*, 448-466.
- ARNAUD, H., 2004.** Stratigraphie séquentielle appliquées aux plates-formes carbonatées. In: *Ecole d'été : Carbonate récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud & S. Ferry), **45**, 102-115. A.S.F., Grenoble.
- ARNOTT R. W. C., 1995.** The Parasequence Definition-Are Transgressive Deposits Inadequately Addressed?. *Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies* Vol. 65B (1995), No. 1. (February), Pages 1-6.
- ARTHUR, M. A., DEAN, W.E., PRATT, L. M., 1988.** Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary: *Nature*, v. 335, p. 714–717.
- ATROPS, F., BENEST M., 1981.** Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (Avant-pays Tellien, Algérie); Conséquences paléogéographiques. *Géobios*, **14**, (1) : 115-122.
- ATROPS, F., BENEST M., 1993.** Mise en évidence d'une série réduite de haut-fond pélagique de l'Oxfordien au Berriasien dans les blocs calcaires sud-telliens de l'Ouest Algérien : implications paléogéographiques et structurales. *Compte rendus de l'Académie des sciences de Paris*, **2**, 316 : 107-114.
- ATROPS, F., BENEST M., 1986.** Stratigraphie du Jurassique supérieur du djebel Bechtout au nord-ouest de Tiaret (Bordure sud-tellienne, Algérie) ; comparaison avec le Bou Rheddou. *Geobios*, **19**, pp. 855-862.
- AUCLAIR, D., BIEHLER, J., 1967.** Etude géologique des Hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda, *pub. Serv. Géol. Algérie, Alger. N. S.*, **34**, p. 3-25.
- AUGIER, C. 1967.** Quelques éléments essentiels de la sédimentation des Hauts plateaux, *pub. Serv. Géol. Algérie, Alger, N. S.*, **34**, p.47-80.

B

- BALLAIS, G. L., 1981.** Recherche géomorphologiques dans les Aurès (Algérie). Thèse doc. Et, Paris, 566 p.
- BALOGÉ, P. A., 1981.** Foraminifères et ostracodes dans le faciès "Ammonitico-rosso" et associés du Lias (Domérien Toarcien) du Djebel Nador de Tiaret, Algérie. in FARINACCI A. et ELMI S. (1980) "*Rosso-Ammonitico Symposium Proceedings*", Ed. Tecnoscienza, Roma, p. 27-37.
- BARRON, E. J., 1987.** Eocene equator-to-pole surface ocean temperatures: A significant climate problem?, *Journal of Paleogeography and Palaeoclimatology*, Volume 2, Issue 6, pages 729–739.
- BASSE, E., 1940.** Les céphalopodes crétacés des massifs côtiers syriens, pt. 2. Notes *Mem. Ht.- Comm. Syrie-Liban* 3: 411-472.
- BASSETO, D., COUMES, F., 1966 - 1967.** Série lithologique du Djebel El Ezrak de Laghouat. Etude stratigraphique de la zone de passage Jurassique – Crétacé. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N. S. n° 35, p. 13-20.
- BASSOULLET, J. P., DAMOTTE, R., 1969.** Quelques Ostracodes Nouveaux du. Cénomano -Turonien. *Revue de Micropaléontologie*, **12** (3): 130-144.
- 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, 497 p., 50 fig., 32pl.
- BAUER, J., KUSS, J., STEUBER, T., 2003.** Sequence architecture and carbonate platform configuration (Late Cenomanian–Santonian), Sinai, Egypt. *Sedimentology*, **50**, 387-414.
- BAYLE, L., VILLE, L., 1854.** Notice géologique sur les provinces d'Oran et d'Alger. *Bull. soc. géol. France*, (2), XI, p. 499-506.
- BEAUDOIN, A. B., HEAD, M. J., 2012.** The palynology and micropalaeontology of boundaries. Special Publications. 230. London: *Geological Society*. pp. 76–78. Retrieved 15 March 2012.
- BELLION, Y. J., 1972.** Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris 6, 186p.
- BENDELLA, M., BENYOUCEF, M., CHERIF, A., BENHAMOU, M., 2011.** Ichnology and sedimentology of the "Argiles de Saïda" formation (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Bram (Tiaret, Algeria). *Bull. Soc. Geol. France*, 2011, t. 182, n° 5, pp. 417-425.
- BENDELLA, M., OUALI-MEHADJI, A., 2014.** Depositional environment and Ichnology (*Nereites* ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW) Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*. DOI: 10.1007/s12517-014-1602-9.
- BENDELLA, M. 2012.** Analyse des ichnofaciès (Tell, Atlas, Sahara) dans le temps et dans l'espace en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. *Thèse de Doctorat*, Univ. Oran, 54 fig., 150 p.
- BENEST, M. 1981.** La marge gondwanienne de l'Ouest Algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé : les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythme III. *Bull. Soc. Géol. France, Paris, sér.7*, t. 23, n°6, p. 663-672.
- BENEST, M., 1985.** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux dépôts et dynamique sédimentaire. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n°95, fasc. 1-2, 581p.

- BENEST, M., 1986.** Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal de la plate-forme ouest algérienne ; âge des formations et corrélations stratigraphiques. *V^{ème} Conf. Sient. Intern., PIGC n° 183, Marrakech, Maroc* (1985).
- BENEST, M., 1982.** Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). *Rev. Géog. Phys. Géol. dyn.*, vol. 23, fasc. 5, p. 345-362.
- BENEST, M., GHALI, M., 1985.** Caractérisation du Tithonique et du Berriasien dans la série de plate-forme des Monts de Saïda (avant-pays tellien de l'Ouest algérien). ; Précisions paléogéographiques. *C. R. D. Acad. Sc. Paris, D, t. 300, sér. II, n° 14*, p. 393-698.
- BENEST, M., 1971.** Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord, Alger*, t. 62, fasc. 1 et 2, p. 21-38.
- BENGSTON, P., 1996.** The Turonian stage and substage boundaries. In : Proceedings « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » Brussels 8-16 September 1995 . *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, n° 66, Supp., pp. 69-79.
- BENHAMOU, M., 1983.** Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Béni Ouarsous et Béni Khallad (Monts des Traras orientaux). *Thèse Doct. 3^{ème} cycle, IST, Univ. Oran*, 150 p.
- BENHAMOU M., BRAHIM M., TAVERNE L. 2017.** Discovery of Ichtyofauna at the Cenomanian-Turonian boundary in Ouarsenis (Algeria).^{2nd} *IGCP638 International Colloquium* to be held in Casablanca (Morocco) from 07 to 12th November 2017.
- BENTON, M. J., 1982.** *Dictyodora* and associated trace fossils from the Palaeozoic of Thuringia, Lethaia, *Int. Jour, Palaeont, Strat*, Volume 15, issue 2 July 1982 P. 115–132.
- BENZAGGAGH, M., 2016.** Bivalves crétacés de la Formation des Marnes et calcaires lumachelles à huîtres (Albien supérieur-Cénomannien inférieur) des Rides sud-rifaines (région de Moulay Idriss Zerhoun, nord Maroc). « Cretaceous bivalves of the « Marnes et calcaires lumachelles à huîtres » Formation (Upper Albian-Lower Cenomanian) of the South Rifian Ridges (Moulay Idriss Zerhoun area, northern Morocco). *Annales de Paléontologie, Elsevier*. Volume 102, Issue 3 (2016), P. 183-211.
- BENZAGGAGH, M., LATIL, J-L., OUMHAMED, M., FERRÉ, B., 2017a.** Stratigraphic succession (Albian to lower? Cenomanian) and upper Albian ammonites and biozones from the Talerhza Basin (South Rifian Ridges, northern Morocco). *Cretaceous Research*. 73 (2017) 71-90.
- BERGER, W. H., SMETACEK, V. S., WEFER, G. 1989.** Ocean productivity and paleoproductivity- *An overview*. In: *Productivity of the Ocean: present and past*. Wiley New York, pp, 1-34.
- BOCCALETTI, M., COLI, M., EVA, C., FERRARI, G., GIGLIA, G., LAZZAROTTO, A., MERLANTI, F. (1985).** Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. *Tectonophysics* 117 (1-2), 7-38.
- BOGGS, S. 1995.** Principles of Sedimentology and Stratigraphy, *2nd Edition*. Prentice Hall, Inc.
- BOUALEM, N., BENHAMOU, M., 2017.** Mis en évidence d'un Albien marin à céphalopodes dans la région de Tiaret (Algérie nord-occidentale) : nouvelles données paléontologiques, implications biostratigraphiques et paléogéographiques. *Pub. Revue de Paléobiologie, Genève* (décembre 2017) 36 (2) : 433-445.
- BOUALEM, N., BENHAMOU M., 2016.** Mis en évidence d'un Albien marin à céphalopodes dans la région de Tiaret (Algérie nord-occidentale) : nouvelles données paléontologiques, implications biostratigraphiques et paléogéographiques. *Com. Orale. Journées internationales*. Oran, 2016.

- BOUALEM, N., 2006.** Dynamique sédimentaires du Crétacé des Djebels Rhoundjaïa et M'daouer (région d'Aïn Ouarka, Monts des Ksour, Algérie). *Mémoire. Magist. Univ. Oran.* 127p.
- BOUALEM, N., BENHAMOU, M., CHIKHI, A-F., ATROPS, F. 2007.** Les grandes unités sédimentaires du Cénomanien- Turonien de la région d'Aïn Ouarka (Monts des ksour, atlas saharien, Algérie). 3^{ème} *Sémin. Intern. Strati.* Laghouat, Algérie.
- BOULVAIN, F., 2017.** Sédimentologie, Cours en ligne, Université de Liège (Belgique); <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>.
- BOURGUIGNAT, ., 1862.** Paléontologie des mollusques terrestres et fluviatiles de l'Algérie (in-8°, Paris, Ballière et Challamel).
- BRADSHAW, R. H., 1981.** Quantitative reconstruction of local woodland vegetation using pollen analysis from a small basin in Norfolk, England. *The Journal of Ecology*, 941-955.
- BREHM, U. PALINSKA, A. K., KRUMBEIN, W. E., 2004.** Laboratory cultures of calcifying biomicrospheres generate ooids A contribution to the origin of oolites, Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - Letter 2004/03 (CG2003_L03).
- BREISTROFFER, M., DE VILLOUTREYS, O., 1953.** Les ammonites albiennes de Peille (Alpes-Maritimes). *Travaux Laboratoire de Géologie L'Université de Grenoble*, 30, 69-74.
- BREISTROFFER, M., 1947.** Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Travaux du laboratoire de géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble*, 26, 17-104.
- BREISTROFFER, M., 1953.** Commentaires taxonomiques. In: Breistroffer, M., Villoutreys de, O. (Eds.), Les ammonites albiennes de Peille (Alpes-Maritimes). *Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble* 30 (for 1952), pp. 69-74.
- BRENCHLEY, P., HARPER, D., 1998.** Palaeoecology. ISBN 978-0-412-43450-1.
- BROMLEY, R. G., D'ALESSANDRO, A., 1984.** The ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of southern Italy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 90, 227-296.
- BROMLEY, R. G., (1975).** Trace fossils at omission surfaces. In: *The study of trace fossils* (Ed R.W. Frey), Springer,
- BROMLEY, R. G., (1990).** *Trace Fossils. Biology and Taphonomy.* Unwin Hyman Ltd, 280 p.
- 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.
- BROWN, J. S., 1943.** Suggested use of the word microfacies.- *Economic Geology*, Littleton, vol. 38, n° 4, p. 325.
- BROWN, J-R, L. F., FISHER, W. L., 1977.** Seismic-Stratigraphic Interpretation of Depositional Systems: Examples from Brazilian Rift and Pull-Apart Basins: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- BUATOIS, L., MÁNGANO, M., GABRIEL, A. 2011.** Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. *Cambridge University Press.* ISBN 978-1-139-50064-7.
- BUCH, L. VON., 1848 - 1850.** Uber Ceratiten. Phys. Abh. K. Akad. Wiss. Berlin for 1848: 1-33 [is- sued in parts in 1848, volume published 1850].

- BUJTOR, L., 2010.** Systematics, phylogeny and homeomorphy of the Engonoceratidae HYATT, 1900 (Ammonoidea, Cretaceous) and revision of *Engonoceras duboisi* LATIL, 1989. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology - A08* (CG2010_A08).
- BULOT, L. G., 2007.** Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabique au Crétacé moyen (Aptien - Turonien) [*Endemism vs. cosmopolitanism of the ammonite faunas from the Arabian plate during mid-Cretaceous times (Aptian – Turonian)*]. CG2007_M02_Abstract10, p. 49-55.
- BULOT, L. G., FERRY, S., 2007.** La discontinuité albienne à l'échelle globale et ses implications paléobiogéographiques et biostratigraphiques [*The Albian unconformity at a global scale and its palaeobiogeographic and biostratigraphic implications*]. CG2007_M02_Abstract11, p. 56-59.
- BULOT, L. G., FERRY, S., GROSHENY, D., 2007.** Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé. [Relations between the northern and southern margins of the Tethys ocean during the Cretaceous period]. Réunion thématique 2006 du Groupe Français du Crétacé, Ecole des Mines de Paris (27 et 28 Novembre 2006). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology: Memoir 2007/02* (CG2007_M02).
- BURCHETTE, T. P., WRIGHT, V. P., 1992.** Carbonate ramp depositional systems. In *B.W. Sellwood (Ed.), Ramps and Reefs, Sediment. Geol.*, 79, 3-57.
- 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.
- BUXTON, M. W. N., PEDLEY, H. M., 1989.** Short Paper : A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society*, 146(5), 746-748. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.146.5.0746>.

C

- C.S.R.P.P.G.N., 1968.** Africa : origin and distribution. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170 (1), 67-76.
- CAIRE, A., 1953b.** Allochtone sud-tellien et autochtone présaharien au Nord du Hodna (Algérie). *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 237.
- CAIRE, A., GLANGEAUD, L., MATTAUER, M., POLVECHE, J., 1953.** Essai de coordination de l'autochtone et de l'allochtone dans l'Atlas tellien de l'Algérie central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 3.
- CAIRE, A. 1957.** Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 237. Bull. n 6 (Thèse Paris).
- 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.
- CANÉROT, J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R., VILLENA, J., 1982.** Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretacico de Espana. Universidad Complutense, Madrid*, 273-344.
- 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.
- CARATINI C., 1966.** Carte géologique aux 1/50 000 feuilles Reibell. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*. feuille n°249. Alger.

- CARATINI, C., 1970a.** Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, N.S. 40, (1) : 238p.
- CARATINI, C., 1970 b.** Notice explicative de la carte géologique de Chellala-Reibell au 1/50 000. *Serv. Géol. Algérie, Alger*. 12p.
- CARATINI, C., 1967.** Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala-Reibell (départements de Médéa et Tiaret, Algérie), *Bulletin de la Société Géologique de France* (1967) S7-IX (6): 850-858.
- CARON, M., DALL'AGNOLO, S., ACCARIE, H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E. G., AMEDRO, F., ROBASZYNSKI, F., 2006.** Stratigraphie à haute résolution de la limite Cénomanién - Turonien sur les coupes de Pueblo (Etats-Unis) et de l'Oued Bahloul (Tunisie) : isotopes stables et corrélation des événements biologiques. *Publ. Elsevier/Géobios*. 39 (2006), 171 – 200.
- CAROZZI, A. V., BOUROLLEC, J., DEOFFRE, R., RUMEAU, J.-L. 1972.** Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine : pétrographie, diagenèse, géochimie, pétro- physique.- Bulletin du centre de recherches Pau - SNPA, Volume spécial, n° 1, 594 p.
- 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.
- CHATELIER, H. 2017.** Ammonites, site internet: <http://www.ammonites.fr/>.
- CISZAK, R., PEYBERNES, B., 1986.** Distinction de plusieurs flysch crétacés dans les massifs du littoral oranais (Algérie). *11^{ème} R.A. S. T.*, Clermont-Ferrand, p. 37
- CISZAK, R., 1993.** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le paléozoïque et le mésozoïque. *Thèse. Univ. Toulouse. Doc. Srata*. 2, vol. 20, p. 1-513.
- 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.
- COBBAN, W. A., 1994.** Diversity and Distribution of Late Cretaceous ammonites, Western interior, United States. Pp. 435-451. In CALDWELL, W. G.E. & KAUFFMAN, E. G. (Eds) Evolution the Western Interior Basin. *Geological Association of Canada Special Paper* 39.
- CONRAD, J., 1984.** Les séries carbonifères du Sahara. Thèse. Stratigraphie, Sédimentation. Evolution structurale. 77p., 11 fig.
- COQUAND, H., 1866.** Sur la formation crétacée de Sicile. Observations au sujet de cette même formation en Algérie (B.S.G.F., 2, XXIII, 497).
- COQUAND, H., 1867.** Sur quelques points de la géologie de l'Algérie (B.S.G.F., 2, XXIV, 380).
- COQUAND, H., 1869.** Monographie du genre *Ostrea*. Terrains crétacés (in-8°, avec Atlas in-4°).
- COQUAND, H., 1862.** Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. *Mém. Soc. D'Emulation de la Provence*, avec catalogue des fossiles recueillis dans l'Afrique française. P. 1-341.
- CORNISH, F.G., 1986.** The trace-fossil *Diplocraterion*: Evidence of animal-sediment interactions in Cambrian tidal deposits. *PALAIOS*, v. 1, p. 478-491.
- COTILLON, P., 1989.** Les temps médio-crétacés : une singularité au cours de l'histoire du phanérozoïque ? *Geobios, mémoire spécial*, n° 11 p. 11-24, 13 fig. Lyon.

- COTTEAU, G., PERON, A., GAUTHIER, V., 1875, 1878, 1879, 1881, 1884, 1885, 1891.** Echinides fossiles de l'Algérie. (Tithonique-Néocomien, Cénomaniens, Turonien, Sénonien, Eocènes, Miocène et Pliocène). *Masson, éd.*, Paris.
- COURVILLE, P., 1993.** Les formations marines et les faunes d'ammonites cénomaniennes et turoniennes (Crétacé supérieur) dans le fossé de la Bénoué (Nigéria). *Thèse de Doct. Univs. Dijon, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III.*
- COURVILLE, P., MEISTER, C., LANG, J., MATHEY, B., THIERRY, J., 1991.** Les corrélations en Téthys occidentale et l'hypothèse de la liaison Téthys-Atlantique Sud : intérêts des faunes d'ammonites du Cénomaniens sup.-Turonien moy. Basal du Niger et du Nigéria (Afrique de l'ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris, stratigraphie*. T. 313, Série 2.
- COURVILLE, P., 2007.** Echanges et colonisations fauniques (Ammonitina) entre Téthys et Atlantique sud au Crétacé supérieur : voies atlantiques ou sahariennes ? [*Late Cretaceous faunal exchange and colonization (Ammonitina) between the Tethys and the South Atlantic: Atlantic or Saharan routes?*]. CG2007_M02_Abstract02, p. 16-19.
- COURVILLE, P., LANG, THIERRY, J., 1998.** Ammonites faunal exchanges between South Tethyan platforms and South Atlantic during the Uppermost Cenomanian-Lowermost middle Turonian in the Benue trough (Nigeria). *Geobios* 32, 187-214.
- CRAGIN, F. W., 1893.** A contribution to the invertebrate paleontology of the Texas Cretaceous. *Texas Geological Survey*. 4th Annual Report (1892):139-246.
- CRAGIN, F. W., 1894.** Descriptions of invertebrate fossils from the Comanche Series in Texas, Kansas and Indian Territory. *Colorado College Studies*, 5, 49-68.
- CRICK, G. C., 1907.** Cretaceous fossils of Natal. In ANDERSON, W. *Third and final report of the Geological Survey of Natal and Zululand*: 161–250 London: West, Newman & Co.
- CUVILLIER, J., 1952.** La notion de "microfaciès" et ses applications.- VII Convegno nazionale del Metano et del Petrolio, Prestampa, Sezione I, p. 3-7.
- CUVILLIER, J., 1956.** Stratigraphic correlations by microfacies in western Aquitaine.- International Sedimentary Petrographical Series, E.J. Brill, Leiden, vol. II, 34 p.
- D**
- DALLONI, M., 1916b.** Structure de l'Atlas tellien occidental. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*
- DALLONI, M., 1924.** Note préliminaire sur les terrains crétacés des Monts de la Mina et du massif des Beni Chougrane (Tell Oranais). *Bull. Serv. Cart. géol. Algérie*, Travaux récents des collaborateurs. Fasc, Alger.
- DALLONI, M., (1952c).** L'atlas tellien occidental. *XIX^e Congr. Géol. Int. Alger*. Mon. rég., 1^{ère} série, Algérie, n° 24.
- DALLONI, M., 1954b.** Sur la faune néocomienne du Tell algérien et la présence en Afrique du Nord des Ammonites de la famille des *Oostérellidés*. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*
- DELAMETTE, M., KENNEDY, J. W., 1991.** Cenomanian ammonites from the condensed deposits of the Helvetic Domain. *Journal of Paleontology* 65: 435–465.
- DELEAU, P., 1948.** Le Djebel Nador. Etudes stratigraphiques et paléontologiques. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, sér. 2, n°17, 126 p., 25 fig., 6 pl., 1 carte géol. H. t. à 1/100 000.
- DELFAUD, J., 1974a.** La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. *Bull. Centre Rech. SNPA*, Pau, vil. 8, n° 1, p. 241-262, 13 fig.

- DELFAUD, J., 1975.** Les grès des ksour (Algérie). un delta de plate-forme stable. IX^{ème} Congr. Intern. Nice, thème 5, t. 1, p. 159-162, 6 fig.
- DELTEI, J., 1974.** Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Sciences*. Univ. Nice, 294p.
- 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.
- DOUVILLE, H., 1912.** Evolution et classification des Pulchelliides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), 11(1911):285-320. (misdated 1911).
- DOUVILLE, H., 1890.** Sur la classification des Cératites de la Craie. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18 (3), 275e292.
- DOUVILLE, R., 1907.** Sur des ammonites du Crétacé sud- américain. *Ann. Soc. R. Zool. Malac. Belgique* 41: 142-155.
- DUNHAM, R. J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : HAM W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks.- American Association of Petroleum Geologists, Memoir, Tulsa*, vol. 1, p. 108 -121.
- DUNHAM, R. J., 1969.** Meniscus cement. In: *Carbonate cements* (Ed O.P. Bricker), *Studies in Geology*, 19, J. Hopkins press, 297-298.
- DUPRAZ, C., 1999.** Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *Thèse. Univ. de Fribourg. Suisse*.
- DURAND DELGA, M., 1956b.** A propos du cadre paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 289-292.
- DURAND-DELGA, M., 2011.** La recherche géologique française en Algérie du Nord après 1962 ; *travaux du comité français d'histoire de la géologie (cofrhigeo) troisième série, t. xxv, 2011, n° 10 communication écrite (séance du 14 décembre 2011)*.
- 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.

E

- EHRENBERG, K., 1938.** Bauten von Decapoden (*Callianassa* sp.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder-Donau (Niederösterreich). *Paläontologische Zeitschrift*, 20(3-4), 263-284.
- EINSELE, G., 1992.** *Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. 628 p., 269 figs. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg 1992, Germany.
- El Qot, G.M., 2006.** Late Cretaceous macrofossils from Sinai, Egypt. *Beringeria*, 36, 163, 34 pls.
- El Qot, G.M., 2008.** Upper Cenomanian-lower Santonian ammonites from Galala Plateaux, north eastern desert, Egypt: a systematic paleontology. *Egypt. J. Paleontol.* 8, 247-289.
- ELMI, S., BENEST, M., 1978.** Les « Argiles de Saïda », faciès flychoïde du Callovien du sillon Tlemcenien (Ouest Algérien) : Stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique, Livre Jubilaire Jacques Flandrin, *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, HS 4, p. 203-261.

- ELMI, S., 1971.** Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIII, n° 1 2, p. 28-37.
- ELMI, S., 1973.** Structure et paléogéographie tronçonnée des Hautes-plaines oranaises. 1ère R. A. S. T., Paris ; *Soc. géol. France*, p. 183.
- ELMI, S., 1976.** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. 4^{ème} réun. *Ann. Sci. Terre, Paris. Soc. Géol. France*, Paris. P. 160. 1 fig.
- ELMI, S., 1981.** Classification typologique et génétique des Ammonitico- Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : essai de synthèse .In : Farinacci, A. and Elmi.S. (Editors) : *Rosso Ammonitico Symp. Proc. Ed. Tecnoscienza* ,233-249,1Fig., 3pl. Roma.
- ELMI, S., 1986.** Corrélation biostratigraphiques et mégaséquentielles dans le Jurassique inférieur et moyen d'Oranie ; comparaison avec les régions voisines. P.I.C.G. 183, Marrakech (1985), p. 225-247.
- ELMI, S., AMEUR, M., 1984.** Quelques environnements des faciès noduleux mésogiens. *Geologica Romana*, vol. 23, p. 13-22, 11 fig.
- EMBERGER, J., 1954.** Découverte du Jurassique supérieur à ammonites dans l'Atlas saharien (Algérie). *C. R. som. Soc. géol. France*, Paris, n° 15, p. 383-385.
- EMBERGER, J., 1960.** *Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Nail:(atlas saharien, Algérie.* Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- EMBRY, A. F., KLOVAN, J. E., 1971.** A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, N.W.T.- *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Calgary, vol. 19, p. 730-781.
- EMERY, D., MYERS, K. J., 1996.** Sequence stratigraphy. *E. Oxford, Blackwell Sciences*, 297pp.
- ERBACHER, J., THUROW, J., 1997.** Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, **30**, 139–158.
- ETTACHFINI, EL. M., SOUHEL, A., ANDREU, B., CARON, M., 2005.** La limite Cénomanién - Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, **38**, 75-68.

F

- FABRE, J., 2005.** Géologie du Sahara occidental et central, *Musée Royal de l'Afrique Centrale-Belgique. Tervuren African Geoscience Collection*, **108**, 572p.
- FAUGERES, J. C., 1978.** Les Rides sud-rifaines. Evolutions sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mésogéen de la marge africaine. *Thèse de Doctorat es-Sciences de Bordeaux I*, 480 pp.
- FENET, B., 1975.** Recherches sur l'Alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord-maghrébin : Les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse Sc. Univ de Nice*, 301 pp., 101 fig., 4 pl.
- FISCHER, P., 1880-1887.** Manuel de Conchyliologie. Paris: Masson, 1369 pp.
- FLAMAND, G. B. M., 1911.** Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). *Thèse. Sc. Lyon*, Rey (édi.), 1001p.
- FLANDRIN, J., 1952.** Les chaînes atlasiques et la bordure Nord du Sahara. XIX^o *congr. Géol. Int.* Alger, Monogr. Rég. Algérie, n°19, 52 p., 1 carte, 3 pl. h. t.
- FLANDRIN, J., 1955a.** Les grands traits stratigraphiques et structuraux de l'Algérie. *Bull. Soc. Belg géol. T. 64, fasc. 2.*
- FLANDRIN, M. G. 1951.** Carte géologique de l'Algérie ; 1/500 000°, 2^{ème} édit ; d'après la première édition de la carte géologique de l'Algérie 500 000°, ses études personnelles et les travaux récents de : Aymé

A., Caire A., Cheylan G., Clair A. et Cornet G., Dalloni M. ...etc. *Pub. Service de la Carte Géologique de l'Algérie*.

- FLÜGEL, E., 1982.** Microfacies analysis of Limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633p.
- FLÜGEL, E., 2004.** Microfacies of carbonate rocks - Analysis, interpretation and application. Springer ed., 976 p.
- FOLK, R. L., 1959.** Practical petrographic classification of limestone. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, vol. 43, n° 1, p. 1-38, 41 fig.
- 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.
- FRAKES, L. A., PROBST, J. L., LUDWIG, W., 1994.** Latitudinal distribution of paleotemperature on land and sea from early Cretaceous to middle Miocene. *Sciences de la terre et des planètes (Comptes rendus de l'Académie des sciences)*, **318**, 1209-1218.
- FREY, R.W., HOWARD, J.D. et PRYOR, W.A., 1978.** "Ophiomorpha: Its morphologic, taxonomic, and environmental significance". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **23**: 199–229. doi:10.1016/0031-0182(78)90094-9.
- FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., SAUNDERS, T. D. A., 1990.** Ichnofacies and bathymetry ; a passive relationship. *Journal of Paleontology*, **64**, 155-158.
- FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., 1984.** "Trace fossil facies models". In Walker, R. Facies Models. Toronto, Ontario: *Geological Association of Canada*. pp. 189–207.
- FÜRSICH, F. T., 1979.** Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, **158**, 1-63*.
- FÜRSICH, F.T., PANDEY, D. K., 2003.** Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **193**: pp.285-309*.
- FÜRSICH, F. T., 1974.** On Diplocraterion Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreiten-bearing, U-shaped trace fossils. *Journal of Paleontology*, 952-962.
- FÜRSICH, F. T., 1974.** *Corallian (Upper Jurassic) Trace Fossils from England and Normandy: With 2 Tables*. Staatliches Museum für Naturkunde.
- FÜRSICH, F. T., 1981.** Invertebrate trace fossils from the Upper Jurassic of Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **67(2)**, 153-168.

G

- GALE, A. S., KENNEDY, W. J., VOIGT, S., WALASZCZYK, I., 2005.** Stratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research*, **26(3)**, 460-487.
- GALE, A. S., BOWN, P., CARON, M., CRAMPTON, J., CROWHURST, S. J., KENNEDY, W. J., PETRIZZO, M. R., WRAY, D. S., 2011.** The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: an integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy). *Cretaceous Research* **37**: 59–130.

- GALE, A.S., HANCOCK, J.M., KENNEDY, W. J., 1999.** Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (Kazakhstan), Crimea (Ukraine) and southern England. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* **68**: 67–82.
- GALE, A.S., SMITH, A.B., MONKS, N.E.A., YOUNG, J.A., HOWARD, A., WRAY, D.S., HUGGETT, J.M., 2000,** Marine biodiversity through the late Cenomanian–early Turonian: Paleooceanographic controls and sequence stratigraphic biases: *Geological Society of London Journal*, v. 157, p. 745–757.
- GALMIER, D., 1970.** Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci.* Paris, 320 p., 9 cartes h.t. Ronéot.
- GAUTHIER, H. 2006.** *Révision Critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny, 6, Céphalopodes Crétacés*: 1–292 +1–662. Leiden: Backhuys.
- GAUTHIER, M. V., 1889.** Description des Échinides fossiles recueillis en 1885 et 1886 dans la région sud des hauts plateaux de la Tunisie. Imprimerie nationale.
- GAUTHIER, M. V., 1902.** Études géologiques. Partie III. Échinides. Supplément.- Mission scientifique en Perse, Paris, tome III, p. 109-190 (Pls. XVII-XXIV). URL: <https://www.rechercheisidore.fr/search/ressource/?u ri=10670/1.36g29g>.
- GAUTIER, E. F., 1908.** Le Sahara algérien.
- GENTIL, L., 1902.** Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). *Thèse Sc., Paris.*
- GHALI, M., 1984.** Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda (Ouest algérien) : Stratigraphie et milieu dépôt. *Thèse 3^{ème} cycle*, Lyon, 131 p.
- 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 Bay, Washington: variability in estuarine settings: *Palaios* 14: 352-374.
- GOLDRING, R., 1964.** Trace fossils and the sedimentary surface in shallow marine sediments. *Developments in Sedimentology*, **1**, 136-143.
- GRABAU, A. W., 1904.** On the classification of sedimentary rocks. *American Geologists*, 33.
- GROSHENY, D., CHIKHI-AOUIMER, F., FERRY, S., JATI, M., HERKAT, M., ATROPS, F., REDJIMI-BOUROUBA, W., BENKHEROUF-KECHID, F., 2007.** The Cenomanian-Turonian of the Saharian Atlas (Algeria). *Carnet de géologie*, mémoire 2007/02, Abstract 09.
- GROSHENY, D., CHIKHI-AOUIMEUR, F., FERRY, S., BENKHEROUF-KECHID, F., JATI, M., ATROPS, F., REDJIMI-BOUROUBA, W., 2008.** The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **179**, 593-603.
- GROSSOUVRE, A., DE, 1894.** Recherches sur la craie supérieure, II, Paléontologie. Les ammonites de la craie supérieure. Mémoire du service de Carte géologique détaillée de la France, 264 pp.
- GUARDIA, . 1975.** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidental. *Thèse Sc. Nice*, 286 p., 140 fig., 5 pl.
- GUIRAUD, R. 1973.** Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Fac. Sc. Nice*, 270 p.
- GUIRAUD, R., 1975.** L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse Sc. Nice*, 270 p.

H

- HALLAM, A. 1963.** Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous, and their possible relationship to crustal structure. *American Journal of Science*, 261(5), 397-423.
- 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. 1991.** Ammonite scales for the Cretaceous System. *Cretaceous Research*, 12: pp. 259-291.
- HANCOCK, J. M., 2003.** Lower sea levels in the Middle Cenomanian. *Carnet de Géologie*, 2003/02.
- 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.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C., VAIL, P. R., 1998.** Cretaceous biochronostratigraphy Framework of European Basins. *SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 60, 763-781.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C., VAIL, R.P. 1997.** Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic framework of European Basins. In P.-C. de Graciansky, Hardenbol, J., Jacquin, T. et Vail, P.R., Ed. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *SEPM Special publication* 60.
- HARRIES, P. J., LITTLE, C. T. 1999.** The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154(1-2), 39-66.
- HEIM, A., 1924.** Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geologische*
- HENDERSON, R. A., KENNEDY, W. J. 2002.** Occurrence of the ammonite *Goodhallites goodhalli* (J. Sowerby) in the Eromanga Basin, Queensland: an index species for the late Albian (Cretaceous). *Alcheringa*, 26(2), 233-247.
- 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.
- HERKAT, M. 1999.** La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. 1999. *Thèse de doctorat*. Univ. USTHB. Alger.
- HERKAT, M. 2004.** Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du Bassin des Aurès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 1756 (3), 273 – 288.
- HEWAIDY, A-G., NAGM, E., MONEER, E. M. 2014.** Cenomanian-Turonian bivalves and echinoids from northern wadi qena, central eastern desert, Egypt. *Egypt. Jour. Paleontol.*, vol. 14, 2014, p. 209-242.
- HILLGÄRTNER, H., 1998.** Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1093-1108.
- HOEPEN, E.C.N. VAN., 1926.** Oor die Krytafsettinge van Soeloeland. *South African Journal of Science* 23: 216–222.

HOEPEN, E.C.N. VAN., 1929. Die Krytfauna van Soeloeland. *Paleontologiese Navorsing van die Nasionale Museum, Bloemfontein 1*: 1–38.

HOEPEN, E.C.N., 1946. Die gekielde Ammoniete van die Suid-Afrikaanse Gault. IV. Cechenoceratidae, Dipoloceratidae, Drepanoceratidae, Arestoceratidae. V. Monphyletism or polyphyletism in connection with the ammonites of the South African Gault. *Paleontologiese Navorsing van die Nasionale Museum. Bloemfontein 1*, 174 - 268.

HYATT, A. 1889. Genesis of the Arietidae. *Smithsonian Contributions to Knowledge*, 673, 239 p.

HYATT, A. 1900. Cephalopoda, p. 502-604. In K. A. Von Zittel, 1896-1900, *Textbook of Palaeontology* (transl. C.R.).

HYATT, A. 1903. *Pseudoceratites* of the Cretaceous. *United States Geological Survey Monograph*, 44, 351 p.

J

JACQUIN, T. H., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., RAVENNE, C., VAIL, P. R. 1991. systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *marine and petroleum geology*, 8(2), 122-139.

JEFFERIES, R., MILTON, P., 1965. The mode of life of two Jurassic species of “Posidonia” (Bivalvia). *Palaeontology*, 8, 156–185.

JEFFREY D., STILWELL S., GALLAGHER J. 2009. Biostratigraphy and macroinvertebrate palaeontology of the petroleum-rich Belfast Mudstone (Sherbrook Group, uppermost Turonian to mid-Santonian), Otway Basin, southeastern Australia, *Cretaceous Research*, Volume 30, Issue 4, August 2009, Pages 873-884

JENKYN H. C., 1971. The genesis of condensed sequences in the tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4, 327-352.

JOLY, ., 1911. Les tranchées de chemin fer Laghouat – Alger entre Aïn Ouassera et Guelt es-Stel (*A. F. S. A. S. Dijon, II, 35g*).

K

KAUFFMAN, E.G., SAGEMAN, B.B., KIRKLAND, J.I., ELDER, W.P., HARRIES, P.J., VILLAMIL, I., 1993. Molluscan biostratigraphy of the Cretaceous Western Interior Basin, North America. In: Caldwell, W.G.E., Kauffman, E.G. (Eds.), *Evolution of the Western Interior Basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 39. pp. 397–434.

KELLER, G., PADRO, A., 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado, *Marine micropaleontology*. Vol. 51, issue 1-2, pp. 95-128.

KELLER, G., HERBERT, T., DORSEY, R., et al. 1987. Global distribution of late Paleogene hiatuses. *Geology*, 1987, 15: 199–203

KENNEDY, W. J., GARRISON, R. E., 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, 22: pp. 311-386.

KENNEDY, J. W., 1983. Ammonites polyopsis Dujardin, 1837 and the Cretaceous ammonite family Placenticeratidae Hyatt, 1900. *Palaeontology*, Vol. 26, 4, p. 855 – 873.

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., COBBAN, W. A. 1994b. Ammonite faunas from the Wenonah Formation (Upper Cretaceous) of New Jersey. *Journal of Paleontology*, 68 (1), pp. 95–110.

- KENNEDY, W.J., BILOTTE, M., HANSOTTE, M., 1996.** Cenomanian ammonites from Pech de Foix (Ariège, France). *Géobios* 29, 307-318.
- KENNEDY, W. J., BILOTTE, M., HANSOTTE, M., 1997.** Albian ammonite faunas from Pech de Foix (Ariège, France). *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 21 (2), 457-499*.
- KENNEDY, J. W., LANDMAN, N. H., COBBAN, W. N., 1998.** *Engonoceratid* Ammonites from the Glen Rose Limestone, Walnut Clay, Goodland Limestone, and Comanche Peak Limestone (Albian) in Texas. *American Museum of Natural History* 1998, NO. 3221, ISSN 0003-0082.
- KENNEDY, W. J., GALE, A. S., HANCOCK, J. M., CRAMPTON, J. S., COBBAN, W. A., 1999.** Ammonites and inoceramid bivalves from close to the Middle-Upper Albian boundary around Fort Worth, Texas. *Journal of Paleontology* 7 (6), 1101-1125.
- KENNEDY, W. J., WALASZCZYK, I., COBBAN, W. A., 2000a.** Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, 50(3), 295-334*.
- KENNEDY, W. J., GALE, A. S., BOWN, P. R., CARON, M., DAVEY, R. J., GROCKE, D., WRAY, D. S. 2000b.** Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-deHaute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. *Cretaceous Research*, 21, 591-720.
- KENNEDY, W. J., GALE A. S., 2006.** The Cenomanian stage. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117, pp. 187-205*.
- KENNEDY, W.J., JAGT, J. W. M., AMÉDRO, F., ROBASZYNSKI, F., 2008.** The late Late Albian (Mortoniceras fallax Zone) cephalopod fauna from the Bracquegnies Formation at Strépy-Thieu (Hainaut, southern Belgium). *Geologica Belgica* 11, 35-69.
- KENNEDY, J. W. & KLINGER, H. C. 2010.** Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Acanthoceratinae de Grossouvre, 1894, *African Natural History*, Volume 6, 2010.
- KENNEDY, J. W., KLINGER, H. C. 2013.** Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite Subfamily Stoliczkaeiinae Breistroffer, 1953, *African Natural History*, Volume 9, 2013.
- KENNEDY, W.J., GALE, A.S., HUBER, B. T., PETRIZZO, M. R., BOWN, P., BARCHETTA, A., JENKYN, H.C., 2014.** Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at Col de Pré-Guittard (southeast France): A candidate Global Boundary Stratotype Section. *Cretaceous Research* 51 (2014) 248-259.
- KENNEDY, W.J., KLINGER, H.C., LEHMANN, J. 2015.** Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite Subfamily Mantelliceratinae HYATT, 1903.- *African Natural History*, Cape Town, vol. 11, p. 1-42.
- KENNEDY, J. W., GALE, A. S., HUBER, B. T., PETRIZZO, M. R., BOWN, P., JENKYN, H. C. 2017.** The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnayon, Drôme, France. *Episodes*, Vol. 40, No. 3.
- KIDWELL, S. M., FURSICH, F.T., AIGNER, T., 1986.** Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1, 228-238.
- 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.

L

- LAFFITTE, R., 1939a.** Etude géologique de l'Aurès. Thèse. Sc. Paris et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^{ème} sér., n° 15.
- LAMARCK, J. D., 1811.** Détermination des espèces de Mollusques testacés. In *Annales du Muséum d'Histoire naturelle* (Vol. 16, pp. 300-328).
- 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.
- 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.
- *LAMBERT, A., 1945b.** Sur la transgression sénonienne dans la région tellienne du département d'Alger. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t 220, pp. 406-407.
- LAMBERT, J., 1931.** Etude sur les Echinides fossiles du Nord de l'Afrique. *Société géologique de France*.
- LAMBERT, J., 1933.** Echinides fossiles du Maroc (Maroc méridional). *Notes et Mémoires du Service Géologique*, **27**, 79p.
- LAMOLDA, M. A., 1983.** Biostratigraphie du Maastrichtien basco-cantabrique: ses foraminifères planctoniques. *Géologie Méditerranéenne*, **10**, 121-126.
- LASSEUR, E., 2007.** *La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*. 2007. Thèse de doctorat. Université Rennes 1.
- LATIL, J. L., 2011.** Early Albian ammonites from Central Tunisia and adjacent areas of Algeria. *Revue de Paléobiologie*, **30** (1), 321- 429.
- LEHMANN, J. 2000.** Upper Albian ammonites from ODP LEG 171b off Northern Florida. *Palaeontology*, Vol. 43, Part 1, 2000, pp. 41–61, 1 pl. The Palaeontological Association.
- LORIOU, P. DE, 1882.** Etudes sur la faune des couches du Gault de Cosne (Nievre). *Mem. Soc. Paleontol. Suisse* 9: 118 pp.
- LOUTIT, T. S., HARDENBOLE, J., VAIL, P. R., BAUM, G. R. 1988.** Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In : Sea-level changes. An integrated approach. – *Soc. Eco. Paleont. Minearl, Special Publication, n°42*, Tulsa, pp. 183-213.
- 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.
- LUCAS, G., 1952.** Bordure Nord des Hautes plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire, Jurassique, analyse structurale. *XIX^{ème} congr. Géol. Intern. Alger, Mongor. Région.*, sér. 1 : Algérie, 21 : 139 p., 59 fig.
- MANGANO, 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.

M

- MANGANO, M. G., BUATOIS, L. A., 1991.** Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): trace fossils and environmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**(3), 215-229.

- MANTELL, G. 1822.** The fossils of the South Downs; or illustrations of the geology of Sussex. Lupton Relfe, London, 327.
- MATHIEU, R., BELLIER J.-P., GRANIER, B., 2011.** Manuel de micropaléontologie.- ISBN 978-2-916733-04-3, Carnets de Géologie, Brest, Livre 2011/02 (CG2011_B02), 123 p. (58 figs., 70 photos, 10 vidéos).
- MCILROY, D., 2004.** The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. *Geological Society of London*. ISBN 978-1-86239-154-3.
- MEEK, F. B., 1876.** A report on the invertebrate Cretaceous and Tertiary fossils of the upper Missouri County, 629 p. In F. V. Hayden, Report of the United States Geological Survey of Territories, 9.
- MILLER, S. A. 1877.** *The American Paleozoic fossils: a catalogue of the genera and species*, 1st edition. Published by the author, Cincinnati, 253 p.
- MEEK, F. B., 1864.** Check list of the invertebrate fossils of North America: Cretaceous and Jurassic. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 177, 40 p.
- MEKAHLI, L., 1998.** Mekahli L. 1998. Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien, Biostratigraphie, Sédimentologie, Paléogéographie et Stratigraphie séquentielle. *Thèse, Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon.*, n ° 1471998, 319 pp., 67 fig., 49 pl.
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G. S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B. S., CHRISTIE-BLICK, N., PEKAR, S. F. 2005.** The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310. no. 5752, pp. 1293–1298.
- MILLER, K.G., SUGARMAN, P., BROWNING, J.V., KOMINZ, M.A., OLSSON, R.K., FEIGENSON, M.D., HERNANDEZ, J. C., 2004.** Upper cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin*, 116 : pp. 368-393.
- MITCHUM, R. M. JR., VAIL, P. R., SANGREE, J. B., 1977.** Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 6. Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Seismic Stratigraphy--Applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG*. pp.117-133.
- MITCHUM, VAN WAGONER, 1991.** High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*. Volume 70, Issues 2–4, March 1991, Pages 131-160.
- MONNET, C., BUCHER, H. 2007.** Ammonite-based correlations in the Cenomanian-lower Turonian of north-west Europe, central Tunisia and the Western Interior (North America). *Cretaceous Research*, 2007, vol. 28, no 6, p. 1017-1032.
- MÜLLER, A. H., 1970.** Neue Tetrapoden-Fährten aus demterrestrischen Zechstein. *Monatsberichte der Deutschen Akademi der Wissenschaften*, (12), 197 – 207.
- MULLINS, H T, GARDULSKI, A F, HINCHEY, E J, et al. 1988.** The modern carbonate ramp slope of central West Florida. *J Sediment Petrol*, 1988, 58: 273–290
- MUSAVU MOUSSAVOU, 2017 ;** Systematics, palaeoecology and taphonomy of Turonian oysters from the northern Gabon Coastal Basin. *Geodiversitas* 39 (2): 213-224. <https://doi.org/10.5252/g2017n2a3>.

N

- NAGM, E., 2015.** Stratigraphic significance of rapid faunal change across the Cenomanian-Turonian boundary in the Eastern Desert, Egypt, *Cretaceous Research* 52 (2015) 9-24
- NAGM, E., FAROUK, S., AHMAD, F. 2017.** The Cenomanian–Turonian boundary in Jordan: Ammonite biostratigraphy and faunal turnover. *Geobios* 50 (2017) 37–47.

- NEDERBRAGT, A. J., FIORENTINO, A., 1999.** Stratigraphy and paleoceanography of the Cenomanian – Turonian Boundary Event in Oued Mellg, Northwestern Tunisia. *Cretaceous Research*, 20, 47-62.
- NEUMAYR, M. 1875.** Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 27: 854–942.
- NEUMAYR, M., UHLIG, V. 1881.** Ueber Ammoniten aus den Hilsbildung Norddeutschlands. *Palaeontographica* 27: 129-203.
- NZOUSSI-MBASSANI, P., 2003.** *Le Cénomano-Turonien de l'Atlantique Nord (bassin du Sénégal): environnement de dépôt et évolution diagénétique.* 2003. Thèse de doctorat. Université d'Orléans.

O

- Odin, G. S. 1992.** Numerical time scale in 1988. In: *The Jurassic of the Circum-Pacific* (Ed Westermann G.E.G.), *World and Regional Geology*, 3, pp. 3-11.
- ODIN, G. S. 1994.** Geological time scale. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 1994, vol. 318, p. 59-71.
- OGG J. G., OGG G., GRADSTEIN F. M., 2008.** The concise geologic time scale, Cambridge University Press, IUGS, 177 p.
- OGG, J.G., AGTERBERG, F.P., GRADSTEIN, F. M., 2004.** The Cretaceous period. In: *A geologic time scale 2004* (Eds Gradstein F.M., Ogg J.G. and Smith A.G.), pp. pp. 344-383.
- OLORIZ, F., RODRIGUEZ-TOVAR F. J., 2000.** *Diploeraterion* : A Useful Marker for Sequence Stratigraphy and Correlation in the Kimmeridgian, Jurassic (Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain). *PALAIOS*, 2000, V. 15, p. 546-552.
- ORBIGNY, A. D'. 1840-1842.** Paléontologie Française, Terrains Crétacés. 1. Céphalopodes. Masson, Paris, 1-120 (1840); 121-430 (1841); 431-662 (1842).
- ORBIGNY, A. D'. 1844 -1847.** Paléontologie Française, Terrains Crétacés. 3. Lamellibranches. Chez Arthus Bertrand, Paris, 1-288 (1844); 289-448 (1845); 449-520 (1846); 521-688 (1847).
- 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. 1852.** Cours élémentaires de paléontologie et de géologie stratigraphiques. *Editions Masson, Paris* 2, 383-848.
- OUARED, O., 1987.** La transition Plate-forme carbonate – Bassin dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale) : stratigraphie, sédimentologie et interprétation géodynamiques. *Thèse de Doct*, Univ. Claude Bernard-Lyon 1, 206 p., 58 f., 11pl.
- OWEN, H. G., 1999.** Correlation of Albian European and Tethyan ammonite zonations and the boundaries of the Albian Stage and substages: some comments, *Scripta Geol., Spec. Issue* 3: 129-149, 5 figs., Leiden, December 1999.
- OWEN, H. G., 2002.** The base of the Albian Stage; comments on recent proposals. *Cretaceous Research*, 23, 1-13.

P

- PACKARD, E. L., 1956.** An Engonoceras from central Oregon: *Jour. Paleontology*, v. 30, no. 2, p. 398-402,
1 Text-fig.
- PALMER, T. J., 1978.** Burrows at certain omission surfaces in the Middle Ordovician of the upper Mississippi Valley. *J. Paleontol.* 52:109–117

- 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*.
- PEMBERTON, S. G., MACÉACHERN, J. A. 2000.** Applied of ichnology: the use of trace fossils in sequence stratigraphy, exploration and production geology, short course notes.
- PERES, J. M., 1961.** *Océanographie biologique et biologie marine* (Vol. 1). Presses universitaires de France.
- PERES, J. M., PICARD, J. 1964.** Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Bulletin de Recherche de la Station Maritime d'Endoume*, 31 (47), 137.
- PERON, A., 1869.** Sur les terrains jurassiques supérieurs en Algérie, *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 2, t. 26, p. 571-529.
- PERON, A., 1883.** Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. *Ann. Sc. Géol.*, Masson édit., Paris, t. XIX, 202 p.
- PERON, A., 1897.** Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. VII, fasc. I et II.
- PERON, A., 1896.** *Les ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie*. La Société [géologique de France].
- PERON, A., GAUTHIER, V., 1879.** Echinides Fossiles de l'Algérie. III, Étages Urgo-Aptien et Albien.
- PERON, P. A., GAUTHIER, V., 1876.** *Échinides fossiles de l'Algérie*.
- PERVINQUIERE, L., 1910.** Sur quelques Ammonites du Crétacé algérien. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XVII, fasc. 2-3. Mém. n° 22.
- PERVINQUIERE, L., 1907.** Études de paléontologie tunisienne: 1. FR de Rudeval.
- PEYBERNES, B., CISZAK, R., CUGNY, P., 1986.** Distinction de plusieurs flysch crétacés dans les massifs du littoral oranais (Algérie). 11ème R.A. S. T., Clermont-Ferrand, p. 37
- POLVECHE, J. 1955.** Sur le contact Crétacé moyen. Crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 241.
- POLVECHE, J. 1956a.** Le Crétacé inférieur dans l'Ouarsenis occidental (Algérie). Tectonique et paléogéographie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), t. 6.
- POLVECHE, J. 1960.** Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Pub. Serv. Cart. géol. Algérie*. Alger, n° 24. T. I et II.
- POMEL, A., POUYANNE, J., 1890.** Carte géologique de l'Algérie. Explication de la 2° édition de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800.000°. *P. Fontana, éd.*, Alger.
- POUYANNE, J., FICHEUR, E., JACOB, H., 1890.** Carte géologique de l'Algérie au 1/800.000° (3° édition), rectifiée et complétée par le service de la carte géologique d'après les travaux des collaborateurs. Alger.
- PROKOPH A., VILLENEUVE, M., AGTERBERG, F. P., RACHOLD, R. 2001.** Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian -Turonian boundary. *Geological Society of America, Geology*; June 2001; v. 29; no. 6; p. 523–526; 4 fig; 1 table.

R

- RAUP, D. M., SEPKOSKI, J. J., JR., 1986.** Periodic extinction of families and genera: *Science*, v. 231, p. 833–836.

- RAWSON, P.F., HOEDEMAEKER, PH. J., 11 CO-AUTHORS, 1999.** Report on the 4th international workshop of the lower cretaceous cephalopod team (igcp-project 362). *scripta geologica*, special issue, **3**, 3-13.
- READ, J. F., 1985.** Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **69** (1), 1-21.
- READ, J.F., 1982.** Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 195-212.
- REBOULET S., RAWSON P. F., MORENO-BEDMAR J. A., AGUIRREURRETA M. B., BARRAGAN R., BOGOMOLOV Y., COMPANY M., GONZALEZ-ARREOLA C., STOYANOVA V. I., LUKENEDER A., MATRION B., RANDRIANALY H., VASICEK Z., BARABOSHKIN E. J., MITTA V., BERT D., BERSAC S., BOGDANOVA T. N., BULOT L. G, LATIL J-L., MIKHAILOVA I. A., ROPOLO P. & SZIVES O. 2011.** Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group. *The "Kilian Group"* (Dijon, France, 30th August 2010).
- REICHEL, M., 1936.** Étude sur les Alvéolines, I. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse* 57: 1-93.
- REICHEL, M., 1949.** Sur un nouvel Orbitoïdé du Crétacé Supérieur Hellenique. *Verhandlungen Schweizerische Naturforschende Gesellschaft* (sess. 129) 1949: 140 pp.
- REVELLE, R., BARNETT, T. P., BARRON, E. J., 1990.** Sea-level change. *Studies in geophysics. National Research Council. National Academy Press, Washington, DC, 234.*
- RICCARDI, A. C., 1991.** Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87** (1991): 155 189 155. Elsevier Science Publishers B,V., Amsterdam.
- RINDSBERG, A. K., 1994.** *Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with Notes on Other Carboniferous Formations.* Geological Survey of Alabama, Economic Geology Division.
- RITTER, 1901.** Le Djebel Amor et les Monts des Ouled Nail. *Bull. Serv. Cart. Géol. Algérie*, (2), 3, 100 p., 4 pl. h. t.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, D., HARDENBOL, J., G ARTNER, 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 Recherches Exploration Production elf-aquitaine*, Pau, vol. 14, n° 1, p. 213-384, 44 pls.
- ROBASZYNSKI, F., AMÉDRO F., CARON M., 1993.** La limite Cénomanién-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous Research*, **14**, 477-486.
- ROBASZYNSKI, F., POMEROL, B., MASURE, E., JANIN, M. C., BELLIER, J. P., DAMOTTE, R., 2000.** Correlations litho-biostratigraphiques et position des limites d'étages dans le Crétacé des sondages de Poigny et de Sainte-Colombe: une synthèse des premiers résultats. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 37(2).
- ROBASZYNSKI, F, AMEDRO, F., GONZALEZ-DONO-SO J.M., LINARES, D., 2007.** Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien) Cénomanién aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie centrale). In : B ULOT L.G., FERRY S. & G ROSHENY D. (eds.), Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé [*Relations between the northern and southern margins of the Tethys ocean during the Cretaceous period*].- *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, Brest, Memoir 2007/02, Abstract 01 (CG2007_M02/01), p. 3-15.

ROBASZYNSKI, F., AMÉDRO, F., GONZÁLEZ DONOSO, J.-M., LINARES, D., 2008. The Albian (Vraconnian)-Cenomanian boundary at the western Tethyan margin (central Tunisia and southeastern France). *Bull. Soc. géol. France*, 179, 245-266.

ROMER, F., 1852. Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. A. Marcus, Bonn,

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(1-2), 81-110.

S

S. N. R. E. P. A. L. 1952. Régions sud-telliennes et Atlas saharien. *XIXe Congr. Géol. int. Alger. Monog. rég. 1^{re} Sér.* Algérie, n° 20.

SAGEMAN, B. B.; KAUFFMAN, E.G.; HARRIES, P.J., ELDER, W. P. 1997. "Cenomanian/Turonian bioevent and ecostratigraphy in the Western Interior Basin: contrasting scales of local, regional, and global events". In Brett C.E. & Baird G.C. *Paleontological Events - Stratigraphic, Ecological and Evolutionary Implications*. New York: Columbia University Press. pp. 520-570.

SAHAGIAN, D., PINOUS, O., OLFERIEV, A., ZAKHAROV, V., 1996. Eustatic curve for the Middle Jurassic--Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution. *AAPG bulletin*, 80(9), 1433-1458.

SAINT MARTIN, J-P. 1990. Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, Paris, série C*, 56 : 1-366.

SALHI, A., BENHAMOU, M. 2018. Stratigraphie eustatique par isotops stables du passage Céno-turo du Djebel M'daouer, Monts des Ksour, Algérie, en cours

SAVORNIN, J., 1931. Géologie algérienne et Nord-africaine depuis 1830. Collection du centenaire de l'Algérie 1830 - 1930. *Etudes scientifiques. Masson et Cle. Editeurs.*

SCHLANGER, S.O., JENKINS, H.C., 1976. Cretaceous anoxic events: Causes and consequences: *Geologie en Mjinbouw*, v. 55, p. 179-184.

SCHOLZ, C. H., KOCZYNSKI, T. A. 1979. Dilatancy anisotropy and the response of rock to large cyclic loads. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B10), 5525-5534.

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., 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., 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.

SEILACHER, A., 1974. Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 4, 233-245.

SEILACHER, A., 1977. Evolution of trace fossil communities. In *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* (Vol. 5, pp. 359-376). Elsevier.

SEILACHER, A., 2007. *Trace fossil analysis*. Springer Science & Business Media.

- SEMENOV, W. P., 1899.** The fauna of the Cretaceous deposits of Mangychlak and some other localities in the Transcaspian province. *Travaux de la Société impériale des Naturalistes de St. Pétersbourg (Section Géologie et Minéralogie)*, 28, 1-178.
- SHARIFI, J., RAISOSSADAT S. N., MORTAZAVI MEHRIZI M., MOTAMEDALSHARIATI, M. 2016.** Albian and Cenomanian ammonites of the eastern margin of the Lut block (East Iran). *Carnet de Géol.* 16 (25).
- SHARPE, D., 1850.** Remarks on the genus *Nerinaea*, with an account of the species found in Portugal. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 6(1-2), 101-115.
- SIGAL, J., 1949.** Une date remarquable dans l'évolution de la microfaune du Cénomaniens – Turonien en Algérie. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*
- SIGAL, J., 1952a.** Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. *XIX^e Congr. Géol. int. Alger.* 1^{re} sér., Algérie. n° 26.
- SIGAL, J., 1952b.** Notes micropaléontologiques nord-africaines : 1° du Cénomaniens au Santonien, zone et limites en faciès pélagiques. *C. R somm. Soc. géol. Fr.*
- SONATRACH WEC SHLUMBERGER, 2010.** Sonatrach Well Evaluation Conference Shlumberger. *WEC Publication.*
- SOWERBY, J., 1818.** *The Mineral Conchology of Great Britain: Or Coloured Figures and Descriptions of Those Remains of Testaceous Animals of Shells, which Have Been Preserved at Various Times and Depths in the Earth* (Vol. 2). B. Meredith, sold by the author.
- SOWERBY, J. 1812–1822.** The Mineral Conchology of Great Britain. 1, pls 1–9 (1812), pls 10–44 (1813, pls 45–78 (1814), pls 79–102 (1815); 2, pls 103–14 (1815), pls 115–50 (1816), pls 151–86 (1817), pls 187–203 (1818); 3, pls 204–21 (1818), pls 222–53 (1819), pls 254–71 (1820), pls 272–306 (1821); 4, pls 307–18 (1821), pls 319–83 (1822). *The Author.*
- SOWERBY, J. D., 1813.** Mineral Conchology, vol. 3.
- SOWERBY, J. D., In Sedwick, A and Murchison, R. 1832.** A sketch of the structure of the Eastern Alps. *Trans, Geological Society, London*, 2 (3), 301- 420.
- SOWERBY, J. D., 1814.** Article XI, *Linnaean Society*: London, *Annals of Philosophy*, 4, 448 p.
- SPATH, L. F., 1922.** On Cretaceous Ammonoidea from Angola, collected by Professor J.W. Gregory, D.Sc., F.R.S. *Transactions of the Royal Society of South Africa* 53: 91–160.
- SPATH, L. F., 1925a.** On Upper Albian Ammonoidea from Portuguese East Africa, with an appendix on Upper Cretaceous ammonites from Maputoland. *Annals of the Transvaal Museum*, 11, 179-200.
- SPATH, L. F., 1931.** A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Part 8. *Palaeontographical Society Monographs*: 379 - 410.
- SPATH, L. F., 1921.** On Cretaceous Cephalopoda from Zululand. *Annals of the South African Museum* 12, 217e321.
- SPATH, L. F., 1932.** A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Part 9. *Palaeontographical Society Monographs* 379 - 410.
- SPATH, L. F., 1933.** A monograph of the Ammonoidea of the Gault. Part 10. *Palaeontographical Society Monographs* 411- 442.
- SPATH, L. F., 1934.** A Monograph of the Ammonoidea of the Gault. Part 11. *Palaeontographical Society Monographs* 443 - 496.
- SQUIRES, R. L., 2010.** Northeast Pacific record of the Cretaceous marine gastropod *Atira* and a review of its palaeobiogeography. *Journal of Paleontology*, 84(6), 2010, p. 1022-1030, The Paleontological Society.

SQUIRES, R. L., SAUL, L. R., 2002. New early Late Cretaceous (Cenomanian) mollusks from Oregon. *Journal of Paleontology*, 76(1), 43-51.

STAMM, J., 1981. Geology at the intersection of the death Valley and Garlock fault zone, southern Death Valley, California, Pennsylvania State University, Ph. D. thesis, 123 p.

STOLICZKA, F., 1863–1866. The fossil cephalopoda of the Cretaceous rocks of southern India. Ammonitidae with revision of the Nautilidae etc. *Memoirs of the Geological Survey of India*. (1), *Palaeontologica Indica* 3: (1), 41–56(1863); (2–5), 57–106(1864); (6–9), 107–154(1865); (10–13), 155–216(1866).

SUMMESBERGER, H., KENNEDY, J. W., 2004. More Ammonites (Puzosiinae, Pachydiscidae, Placenticeratidae, Nostoceratidae, Diplomoceratidae) from the Campanian (Late Cretaceous) of the Gschliefgraben Gschliefgraben (Ultrahelvetic Nappe; Austria), *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*. 106. Bd. (2004), pp. 167-211.

T

TAVARES, T., MEISTER, C., DUARTE-MORAIS M. L., DAVID, B., 2007. Albian ammonites of the Benguela Basin (Angola): a biostratigraphic framework. *South African Journal of Geology*, 2007, volume 110 pages 137-156.

TAYLOR A., GOLDRING, R. 1996. Short course in trace fossil analysis : interpretation and application. Ichron.

TCHOUMATCHENCO P., UCHMAN A., 2001. "The oldest deep-sea Ophiomorpha and Scolicia and associated trace fossils from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deep-water turbidite deposits of SW Bulgaria". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 169: 85. doi:10.1016/S0031-0182(01)00218-8.

THOMAS, G., 1985. Géodynamique des bassins intramontagneux, le bassin du bas-chéelif occidentale (Algérie) durant le Moï-plio-Quaternaire. *Thèse Doct. Es. Science*, Univ. Pau.

TRÖGER, K. A., KENNEDY, W. J., BURNETT, J. A., CARON, M., GALE, A. S., ROBASZYNSKI, F., 1996. The Cenomanian stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66(SUPPL.), 57-68.

TUCKER, M.E., WRIGHT V. P., 1990. Carbonate sedimentology, *Blackwell Scientific Publications*, Oxford. 482p.

TUCKER, M.E., WRIGHT V. P., 1992. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell scientific publications, Oxford, 482 p.

U

UCHMAN, A., 1995. Uchman, A. (1995). Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils. *Beringeria*.

UCHMAN, A., 1998. Uchman, A. (1998). Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. In *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (Vol. 68, No. 2-3, pp. 105-218).

UCHMAN, A., TCHOUMATCHENCO, P., 2003. A mixed assemblage of deep-sea and shelf trace fossils from the Lower Cretaceous (Valanginian) Kamchia Formation in the Troyan region, central Fore-Balkan, Bulgaria. In *Annales Societatis Geologorum Poloniae* (Vol. 73, No. 1, pp. 27-34).

V

Vail P. R., VAIL. HARDENBOL, J, ET. TODD R. G., 1984. Jurassic Unconformities, Chronostratigraphy, and Sea-Level Changes from Seismic Stratigraphy and Biostratigraphy. *AAPG* pp. 129-144

- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., THOMPSON, S., 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 4: global cycles of relative changes of sea-level, *Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 26 (1977) 83–87.
- 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, 617659.*
- 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.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P. R., SARG, F. J., LOUITT, T.T., 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.*
- VAN-WAGONER, J. C, MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M., RAHMANIA, V. D 1990.** Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies Seismic Stratigraphy, Sequence Stratigraphy Methods in Exploration. AAPG. Pp. III-55.
- VIDET, B., NERAUDEAU, D., 2003.** Variabilité et hétérochronies chez l'exogyre *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck, 1801) (Bivalvia : Ostreoidea : Gryphaeidae) du Cénomanién et du Turonien inférieur des Charentes (SW France). *Compte Rendu Palevol*, **2**, 563-576.
- VIDET, B., PLATEL, J-P., 2005.** Les ostréidés des faciès lignitifères du Crétacé moyen du Sud-Ouest de la France (Charentes et Sarladais). *C. R. Palevol* 4 (2005) 167–176.
- VIDET, B., 2003.** Dynamique des paléoenvironnements à huîtres du Crétacé supérieur nord-Aquitaine (SO France) et du Moï-Pliocène Andalou (SE Espagne), biodiversité, analyse séquentielle, biogéochimie. *Thèse. Univ. Rennes.* 285 p., 10 pl.,
- VILAS, L., MAS, R., GARCIA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELENDEZ, N., RINCON, R., ELIZAG, E., FERNANDEZ CALVO, C., GUTTIEREZ, G., MELENDEZ, F., 1982.** Ibérica Suroccidental. *In: El Cretacico de Espana. Universidad Complutense, Madrid, 457-513.*

W

- WALASZCZYK, I., MARCINOWSKI, R., PRASZKIER, T., DEMBICZ, K., BIENKOWSKA, M., 2004.** Biogeographical and stratigraphical significance of the latest Turonian and Early Coniacian inoceramid/ammonite succession of the Manasoa section on the Onilahy River, south-west Madagascar. *Cretaceous Research*, 25(4), 543-576.
- WANI, R. 2006.** The peculiar taphonomy of the streamlined late Campanian ammonite *Metaplacentoceras subtilistriatum* from northern Hokkaido, Japan. *Cretaceous Research*, 2006, vol. 27, no 6, p. 863-871.
- WELSCH J., 1890.** Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Freneda (département d'Oran, Algérie). *Thèse. Fac. Sci. Paris.* P. 204, 25 figs. 1 carte.
- WETZEL, A., BLECHSCHMIDT, I., UCHMAN, A. AND MATTER, A., 2007.** A highly diverse ichnofauna in Late Triassic deepsea fan deposits of Oman. *Palaios*, 22, 567–576.

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, 737765.*

WILSON, J. L., 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg New York, 470p.* Germany.

WRIGHT, C. W., KENNEDY, W. J., 1994. Evolutionary relationships among *Stoliczkaia* (Cretaceous ammonites) with an account of some species from the English *Stoliczkaia dispar* Zone. *Cretaceous Research* **15**: 547–582.

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. Yin & Tong, 2000.

Y

YAMINA, B., NABIHA, B. A., SALOUA, R., KAMAL, T., 2002. Etude biostratigraphique du Crétacé inférieur (Barrémien supérieur - Albien) du haut Atlas occidental (Maroc). *Estudios Geológicos*, 58(3-4), 109-116.

Z

ŽIT, J., KOPÁČOVÀ, M., NEKOVARIK, C., 2003. Epibionts of mollusc shells from the Korycany limestones (Late Cenomanian, Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, **78 (1)**: 41-52.

ZITTEL, K. A. VON., 1884. *Handbuch der Palaeontologie* 1, Abt. 2; Lief 3, Cephalopoda. pp. 329–522. Munich & Leipzig: R. Oldenbourg.

Listes des figures et tableaux.

Fig. 1	Photo satellitaire (A) et (B) situation géographique de la région d'étude dans l'Algérie nord-occidental. (Google Earth).....	2
Fig. 2	Schéma montrant les principaux cours d'eau de la région d'étude.....	3
Fig. 3	Carte géologique de l'Algérie (Sonatrach WEC Shlumberger, 2010).....	4
Fig. 4	Situation paléogéographique et géologique de la chaîne maghrébine. (Boccaletti <i>et al.</i> , 1985, modifiée).....	5
Fig. 5	Photo satellitaire (a, b) et schéma explicatif, (c); superposition des schémas géographiques, structuraux et paléogéographiques de l'Algérie occidentale (<i>in</i> Boualem, 2006).....	6
Fig. 6	Carte géographique sommaire de la région d'études et ses régions limitrophes.....	8
Fig. 7	Extrait de la carte géologique de l'Algérie ; 1/500 000°, Serv. Carte. Géol de l'Algérie. 1951, (modifiée).....	10
Fig. 8	Légende et symboles utilisés dans les colonnes lithologiques.....	24
Fig. 9	Photographie d'ensemble de la région de Tiaret, A ; photo satellitaire (Google Earth - 2015), B ; photo cartographique de la région d'étude et les régions limitrophes (Google Map -2015).....	26
Fig. 10	Carte toponymique montrant la répartition des différents secteurs étudiés dans la région de Tiaret 1 : Tiaret – Mellakou - Tagdemt ; 2 : Frenda – Medroussa - Louhou ; 3 : Tousnina - Ledjdar ; 4 : Sougueur - Nador ; 5 : Chellala.....	32
Fig. 11	Situation de la région de Tiaret dans le Tell (A) et localisation des secteurs étudiés dans la région de Tiaret (B) avec la situation des coupes du secteur de Tiaret-Mellakou-Tagdemt (C).....	34
Fig. 12	Extrait de carte topographique de Mechraâ Sfa (1/50 000°) montrant la localisation des coupes levées ; 1 : S. Ouadah, 2 : Ras el-Kef, 3 : Tagdemt, 4 : el-Karia-1, 5 : el-Karia-2.....	36
Fig. 13	Colonnes lithologiques des coupes du secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou.....	39
Fig. 14	Photographies panoramiques des coupes étudiées ; (A) Coupe de Mcharref-2, le détail montre la série avec les niveaux fossilifères (n°2- 6 et 13), (B) Coupe de Mcharref-1 avec le Berriasien en bas (Fm. de Mina) montrant des grès chenalisés, (C) Coupe d'Aïn Guesma (barre = 1.20 m) montrant des niveaux riches en bivalves (c1) et des calcaires bioclastiques dolomités (c2) (dolomitisation tardive fissurale).....	40
Fig. 15	Photographie panoramique de la "Formation de Cheurfa" (coupe de Sidi Ouadah).....	43
Fig. 16	Colonne lithostratigraphique, description et illustration de la coupe de Sidi Ouadah.....	44
Fig. 17	Photographie panoramique et schéma géologique de la coupe de Sidi Ouadah.....	45
Fig. 18	Coupe géologique (à main levée) d'el-Karia-1 (Sidi Ouadah).....	45
Fig. 19	Photographie panoramique de la "Formation de Freaou" (coupe de Sidi Ouadah).....	46
Fig. 20	Extrait de la carte topographique de Mellakou (1/50 000 ^b) montrant les deux coupes levées dans le Djebel Cheurfa (1 et 2 traits de coupes).....	48
Fig. 21	Extrait de la carte topographique de Mellakou (1/50 000 ^b) et position des coupes levées (1 : A. el-Hallouf ; 2 : Guelt Nil ; 3 : Khalouet Sbaâ ; 4 : Toubessine ; 5 : Tmalhet).....	48

Fig. 22	Situation de la région de Tiaret (A) et ses secteurs étudiés (B) ; position du secteur de Frenda - Medroussa (Louhou) dans la région de Tiaret et Situation des coupes levées (C)...	49
Fig. 23	Coupes lithologiques du secteur de Frenda - Medroussa (Louhou).....	51
Fig. 24	Coupe lithostratigraphique, description et illustration de la coupe de Djebel Cheurfa.....	52
Fig. 25	Photographie panoramique et colonne lithologique de la coupe de Tmalhet (Oued Louhou).....	53
Fig. 26	Coupe lithostratigraphique et description sommaire de la coupe de Tmalhet, secteur du Frenda-Medroussa-Louhou.....	54
Fig. 27	Photographie Panoramique (A) de la "Formation de Cheurfa" avec ses membres (Tmalhet) et sa limite supérieure (B) dans Kef Bouabdellah (Dj. Tmalhet).....	56
Fig. 28	Photographies panoramiques de la coupe d'Aïn el-Hallouf (Gaâda) (A et B), Le détail de A, C : (droit à gauche) Khalouet Sbaâ (Dj. El-Assa), Aïn el-Hallouf et Dj. El-Gaâda.....	57
Fig. 29	Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Tousnina - Ledjdar dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B). Les coupes de Tousnina ne figurent pas dans ce schéma.....	59
Fig. 30	Photographie satellitaire (Google Earth) et coupe géologique de la série de Kef el-Gatoura.....	60
Fig. 31	Colonnes lithologiques des coupes du secteur de Tousnina – Ledjdar.....	61
Fig. 32	Colonne lithostratigraphique et description sommaire de la coupe de Kef El Gatoura, secteur du Tousnina - Ledjdar.....	62
Fig. 33	Photographie panoramique de la coupe d'el-Hachia près de l'Oued Bel-Guedour (A) et photographie de la coupe de Kef el-Gatoura. Notons la stratonomie des marnes jaune-verdâtre avec des bancs épais de calcaires au sommet.....	65
Fig. 34	Photographies panoramiques des coupes de Kef el-Gatoura (Ledjdar) (A, B) et Douar el-Hachia (coupe de Kef el-Hachia près de l'Oued Bel-Guedour (C, D).....	64
Fig. 35	Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Sougueur - Nador dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B).....	66
Fig. 36	Colonnes lithologiques du secteur du Sougueur – Nador.....	68
Fig. 37	Photographies panoramiques de la coupe de Douar Boukrima – Douar Mina. Ligne rouge : Trait de coupe.....	69
Fig. 38	Extrait de la carte d'Algérie 1/200 000° montrant la région de Chellala.....	70
Fig. 39	Situation de la région de Tiaret et ses secteurs étudiés (A), position du secteur de Chellala dans la région de Tiaret et localisation des coupes levées (B).....	71
Fig. 40	Colonnes lithologiques du secteur de Chellala.....	73

Fig. 41	Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Oued Touil et illustrations. .photographiques (barre =10 cm).....	74
Fig. 42	Photographies panoramiques de la coupe d'Oued Touil dans la région de Hasbaïa montrant les formations de (i) "Formation d'Oued Touil" et (ii) la "Formation de Ras en-Nokhra" (A) et (i) les "Grès de Sebaâ Riouss" avec les "Marno-calcaires d'Oued Touil" (B).....	75
Fig. 43	Photographies panoramiques de la coupe d'Oued Touil, de bas en haut ; "Formation des Grès de Sebaâ Riouss"(C), les "Marno-calcaire d'Oued Touil" (B) et la "Formation de Ras en-Nokhra" (A).....	76
Fig. 44	Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Tiaret – Tagdemt – Mellakou.....	78
Fig. 45	Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Frenda – Medroussa (Louhou).....	79
Fig. 46	Corrélation entre les coupes lithostratigraphiques du secteur de Chellala.....	80
Fig. 47	Corrélation régionale selon une direction N – S entre l'Anticlinal de S. Ouadah, le Bassin de Louhou et Ledjdar.....	82
Fig. 48	Corrélation régionale selon une direction W – E (1) entre l'Anticlinal de S. Ouadah et le Sersou oriental.	83
Fig. 49	Corrélation régionale selon une direction W – E (2) entre les Monts de Frenda, le Sersou occidental, le Nador et les Monts de Chellala..	84
Fig. 50	Corrélation régionale NW – SE entre l'anticlinal de S. Ouadah, le Sersou occidentale et le Nador.....	85
Fig. 51	(A) Photographie du flanc sud de l'anticlinale de sidi Ouadah, (B) photographie montrant la partie SW de l'anticlinal avec refoulement des couches (C) dans Dj. el-Hamra, coupe de S. Ben Affène.....	87
Fig. 52	Photographies montrant les deux flancs depuis el-Hamra (A et B), photographie de l'anticlinal de Douar Mina (C).....	88
Fig. 53	Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe de Sidi Ouadah.....	135
Fig. 54	Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Mcharref.....	136
Fig. 55	Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Sidi Ouadah.....	137
Fig. 56	Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Cheurfa – Tmalhet – Dj el Assa.....	139
Fig. 57	Cadre biostratigraphique et répartition des organismes dans la coupe synthétique de Chellala – Oued Touil.....	140
Fig. 58	Corrélation litho-biostratigraphique des différentes coupes levées dans les Monts de Tiaret, Frenda et Chellala.....	141

Fig. 59	Corrélation entre quelques coupes de références dans la marge sud de la Téthys depuis le Maroc jusqu'au Tunisie et quelques coupes de ce travail.....	142
Fig. 60	Photographies montrant des argiles à traces de fossiles « terriers simples et <i>Ophiomorpha</i> » (A et C) associées avec des argiles en lie-de-vin ; A et B (formation de S. Ouadah, coupe de S. Ouadah).....	147
Fig. 61	Photographies de traces fossiles, (A) ; Terrier de type <i>Ophiomorpha</i> (<i>Glossifungites ichnofacies</i>) observé dans les grès de la formation de S. Ouadah (coupe de S. Ouadah), (B) ; réseau de <i>Thalassinoïdes</i> et <i>Ophiomorpha</i> dans les grès massifs, formation de S. Ouadah, coupe de Sar Ben Affène).....	148
Fig. 62	Réseau de terriers « <i>Thalassinoïdes</i> , <i>Skolithos ichnofacies</i> , zone à <i>Cruziana</i> » observé au sein des calcaires biodétritique du membre inférieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).....	149
Fig. 63	Traces fossiles : <i>Palaéophycus</i> , <i>Cylindrichnus</i> , cf. <i>Phycodes</i> et <i>Neonereites uniserialis</i> observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la "Formation de Mcharref" (coupe de Mch 2).....	149
Fig. 64	Photographies de trace fossile de type <i>Nereites missouriensis</i> (zone à <i>Nereites</i>) observée sur la face supérieure et inférieure d'un niveau de grès fins centimétrique au sommet du membre supérieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).....	150
Fig. 65	Photographies de traces fossiles de type <i>Palaéophycus</i> et <i>Phycodes</i> observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la formation de Mcharref (coupe de Mch 2).....	150
Fig. 66	Photographie de traces fossiles de type <i>Cylindrichnus</i> , <i>Condrites</i> , <i>Palaéophycus</i> et <i>Neonereites</i> isp. observées sur la face supérieure d'un niveau de grès centimétrique au sommet du membre supérieur de la "Formation de Mcharref" (coupe de Mch 2).....	151
Fig. 67	Traces d'incrustation/parasitisme (des loges d' <i>Entobia</i> cf. <i>geometrica</i> Bromley et d'Alessandro, 1984) observées sur la face extérieure d'une coquille d'huître (<i>Plicatula auressensis</i> ?).....	152
Fig. 68	Photographies montrant des <i>Diplocraterions</i> (terriers en U, de la zone à <i>Glossifungites</i>) sur la surface supérieure du banc n° 67. "Fm. De Cheurfa", coupe de Sidi Ouadah (A et B remplissage différent et altéré ; C et D ; figures avec des tubes binaires bien préservés.....	153
Fig. 69	Photographies de traces fossiles, (A, D - E) ; Traces de terriers en réseau complexe « <i>Thalassinoïdes</i> », (B) ; traces fossiles de type <i>Ophiomorpha</i> avec <i>Thalassinoïdes</i> , (D montrent le détail de (C) et (D) ; réseau de <i>Thalassinoïdes</i> et formation des nodules par remplissage (fossilisation) différent, figures observées sur les surfaces supérieures des calcaires dolomitique des "Formations de Cheurfa" et "Freaou".....	154
Fig. 70	Zonation verticale des fonds marins (d'après Pérès, 1961). Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d'exondation (Hamon, 2004).....	164
Fig. 71	Répartition des faciès "RF" sur un modèle de rampe carbonatée (selon Boulvain, 2017). (hauteurs fortement exagérées).....	164
Fig. 72	Essai de répartition des faciès dans les environnements marins de la région d'étude.....	175
Fig. 73	Les discontinuités au sein de la séquence théorique de dépôt (d'après Vail & al., 1987 ; modifié).....	184
Fig. 74	Lithostratigraphie, association de faciès, discontinuités et découpage séquentielle des coupes de la région de Sidi Ouadah et Mcharref.....	192

Fig. 75	Lithostratigraphie, association de faciès, discontinuités et découpage séquentielle des coupes de la région de Chellala (Oued Touil).....	193
Fig. 76	Lithostratigraphie, association de faciès, discontinuités et découpage séquentielle des coupes de la région Frenda (Bassin de Louhou).....	194
Fig. 77	Comparaison des différentes chartes eustatiques pour le Crétacé supérieur (<i>in</i> Lasseur, 2007) et variations eustatiques proposées de ce travail.....	197
Fig. 78	Modèle de rampe idéal selon Einsele (1992). A: Idealized carbonate ramp with an inner ramp barrier complex separating a logonal zone form the open marine ramp facies. B: evolution of carbonate ramp to a rimmed carbonate shelf. C: evolution of a rimmed shelf to a carbonate ramp (based on Read, 1982, Aigner, 1985, Buxton & Pedley, 1989 <i>in</i> Einsele, 1992).....	199
Fig. 79	Schéma montrant la structure en Onlap des calcaires lumachelliques à la base de la "Formation de Freau" (coupe de SO).....	200
Fig. 80	Esquisse paléogéographique de la sédimentation crétacée pendant l'Albien inférieur et moyen.....	201
Fig. 81	Esquisse paléogéographique de la sédimentation crétacée pendant l'Albien supérieur - Cénomanién inférieur.....	201
Fig. 82	Cadre paléogéographique de la sédimentation pendant le Cénomanién inférieur – Turonien inférieur.....	202
Fig. 83	Cadre paléogéographique de la sédimentation pendant le Cénomanién inférieur – Turonien supérieur – Sénonien <i>p.p.</i>	203
Fig. 84	Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction SW- NE (Dj. Boutaleb - Dj. Cheurfa – Tiaret - Mehdià).....	205
Fig. 85	Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction WSW- ENE (Oued Louhou-Tiaret-Sidi Laâdjel).....	207
Fig. 86	Géométrie et répartition des corps sédimentaires pendant le Crétacé supérieur dans la région de Tiaret dans une direction W- E (Oued Taht-Medroussa-Sougueur-Dj. Nador)....	208
Tableau. 1	Quelques zonations d'ammonites du Cénomanién supérieur dans différents domaines (selon Hancock, 2003 ; Gale <i>et al.</i> , 1999 ; Courville, 1993 ; ...etc. <i>in</i> Ammonites.fr ; <i>site d'internet</i> , Chatelier H., 2017).....	96
Tableau. 2	Tableau de quelques zonations d'ammonites (modifiée par Gale <i>et al.</i> 2011) et zonation standard de l'Albien supérieur.....	113
Tableau. 3	Tableau 3 : Zonation d'ammonites établie après Kennedy (1994), Wright & Kennedy (1984), Hancock (1991), Marcinowski <i>et al.</i> (1996), Gale <i>et al.</i> (2005), Wilmsen (2007), Kennedy & Latil (2007), Amédro (2008), Kennedy <i>et al.</i> (2013), et Reboulet <i>et al.</i> (2014) (<i>in</i> Sharifi <i>et al.</i> 2016). Noms en gras sont cités dans ce travail.....	127
Tableau. 4	Essai de mise en correspondance des zonations d'ammonites et de foraminifères entre le Nord-ouest de l'Europe (domaine boréal) et la Tunisie centrale (domaine téthysien) pendant le Crétacé supérieur. Les flèches vers le haut ou vers le bas désignent respectivement les apparitions et disparition des taxons visés (d'après Amédro & Robaszynski, 2008, modifiée).....	133
Tableau. 5	Tableau récapitulatif des faciès et leurs interprétations environnementales.....	176

Table des matières.

CHAPITRE I : GENERALITES.

I- INTRODUCTION GENERALE.....	2
II- PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE DES HAUTS-PLATEAUX DANS LE CONTEXTE DE L'ALGERIE NORD-OCCIDENTALE.....	4
III- PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE.....	7
IV- LES PRINCIPALES UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DES MONTS DE TIARET.....	7
A- Ensemble ante-mésozoïque, Socle et Substratum.....	7
B- Ensemble mésozoïque.....	9
C- Ensemble post-mésozoïque.....	15
V- HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	15
A- Historique général.....	15
B- Historique des travaux sur le Crétacé de la région de Tiaret.....	17
VI- METHODOLOGIE, OBJECTIFS DU TRAVAIL ET PERSPECTIVES.....	19
A- Méthodologie du travail et objectifs.....	19
B- Perspectives.....	21

CHAPITRE II : STRATIGRAPHIE : DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.

I- INTRODUCTION.....	25
II- ORGANISATION LITHOLOGIQUE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.....	27
A- Formation des argilo-gréseux de Sidi Ouadah.....	27
1- Présentation et définition.....	27
2- Attribution stratigraphique.....	28
3- Limites.....	28
B- Formation des marno-calcaire de Mcherraf.....	28
1- Présentation et définition.....	28
2- Attribution stratigraphique.....	28
3- Limites.....	29
C- Formation carbonatée de Cheurfa.....	29
1- Présentation et définition.....	29
2- Attribution stratigraphique.....	29
3- Limites.....	29
D- Formation carbonatée de Freau.....	29
1- Présentation et définition.....	29

2- Attribution stratigraphique.....	29
3- Limites.....	30
A'- Formation argilo-gréseuse de Sebaâ Riouss.....	30
1- Présentation et définition.....	30
2- Attribution stratigraphique.....	30
3- Limites.....	31
B'- Formation carbonatée d'Oued Touil.....	31
1- Présentation et définition.....	31
2- Attribution stratigraphique.....	31
3- Limites.....	31
C'- Formation carbonatée de Ras Nokhra.....	31
1- Présentation et définition.....	31
2- Attribution stratigraphique.....	31
3- Limites.....	31
III- DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE.....	32
A- Secteur de Tiaret – Mellakou – Tagdempt.....	32
1- Situation géographique.....	33
2- Description de la série, Coupe de référence, Sidi Ouadah.....	36
B- Secteur de Frenda-Medroussa (Louhou).....	46
1- Situation géographique (fig. 20, 21 et 22).....	46
2- Description de la série, Coupe du Dj. Cheurfa et Tmalhet.....	50
C- secteur de Tousnina - Ledjdar.....	58
1- Situation géographique des coupes.....	58
2- Description de la série.....	59
D- secteur de Sougueur - Nador.....	65
1- Situation géographique.....	65
2- Description de la série.....	67
E- Secteur de Chellala.....	70
2- Description de la série.....	72
IV- CORRELATION ET SYNTHESE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	77
A- Corrélation locale.....	77
B. Corrélation régionale.....	79
C. Synthèse lithostratigraphique.....	85
V- APPROCHE STRUCTURALE.....	86

**CHAPITRE III : BIOSTRATIGRAPHIE, PALEONTOLOGIE ET
ICHTNOFOSSILES.**

I- INTRODUCTION.....	90
II- BIOSTRATIGRAPHIE.....	90
A- Secteur de Tiaret – Tagdempt – Mellakou.....	90

1- Coupes de Mcharref-2 & 3.....	90
2- Coupe de Zaâroura (Tiaret-ville).....	90
3- Coupe de Sidi Ouadah.....	91
4- Coupe de Sar ben Affène.....	92
B- Secteur de Frenda – Medroussa (Louhou).....	92
1- Coupe de Cheurfa.....	92
2- Coupe de Tmalhet (Oued Louhou).....	93
3- Coupe de Toubessine.....	93
4- Coupe de Khalouet Sbaâ.....	93
C- Secteur de Tousnina – Ledjdar.....	96
1- Coupe de Kef el-Gatoura.....	96
D- Secteur de Chellala.....	104
1- Coupe de l’Oued Touil.....	104
2- Coupe de Sboâ el Hdid – Draâ Lben.....	104
III- PALEONTOLOGIE SYSTEMATIQUE DES AMMONITES CRETACEES.....	113
A- Introduction.....	113
B- Etude systématique.....	114
C- Discussion et remarques.....	131
IV- ATTRIBUTIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES ET CORRELATIONS.....	132
A- Etat de connaissances actuelles.....	132
1-L’Albien.....	132
2- Le Cénomanién.....	132
3- Le Turonien.....	132
B- Attributions biostratigraphiques.....	134
1- La Formation de Sidi Ouadah.....	134
2- La Formation de Mcharref.....	134
3- La Formation de Cheurfa.....	134
4- La Formation de Freau.....	134
C- Corrélations.....	139
D- Discussion sur le problème des limites.....	143
1- Limites de L’Albien.....	143
2- La limite Cénomanién – Turonien (ou CTB).....	144
E- Les bioévénements de l’intervalle Albien - Turonien.....	144
1- Upper Albian Mortoniceratid event ; Albien supérieur – terminal.....	145
2- Upper Cenomanian anoxic event, Cénomanién supérieur.....	145
3- CT Boundary and Filament event; La limite C – T.....	145
V- ICHNOFOSSILES.....	147
VI- PALEOBIOGEOGRAPHIE DU BASSIN CRETACE ET EVOLUTION DE LA BIOMASSE DE MARCOFAUNE.....	157

CHAPITRE IV : ANALYSE DES FACIES, ENVIRONNEMENTS ET STRATIGRAPHIE SEQUENIELLES.

I- INTRODUCTION.....	163
II- FACIES ET ASSOCIATION DE FACIES.....	163
A- Introduction.....	163
B- Faciès.....	163
C- Notion de microfaciès.....	166
D- Analyse des faciès.....	166
E- Association de faciès et Interprétations paléoenvironnementales.....	177
1- Association de faciès A.....	177
2- Association de faciès B.....	177
3- Association de faciès C.....	177
4- Association de faciès D et D'.....	178
5- Association de faciès E.....	178
6- Association de faciès F.....	178
7- Association de faciès G.....	179
F- Discussion : les facteurs contrôlant la mosaïque des faciès.....	179
1- l'Occurrence de la transgression saccadée.....	179
2- Compensation sédimentaire et comblement.....	179
3- Géodynamique.....	180
II- DISCONTINUITES ET SEQUENCES SEDIMENTAIRES.....	180
A- Notions de discontinuités.....	180
B- Inventaire des discontinuités sédimentaires dans la région étudiée.....	180
1- Surface gréseuse ferrugineuse à bioclastes et gastéropodes.....	181
2- Surface à concentrations de faunes pyriteuses.....	181
3- Niveau condensé à ammonites.....	181
4- Changement de faciès.....	181
5- Joints et diastèmes.....	181
6- Niveaux de grès fins bioturbés à Nereites.....	181
7- Surfaces durcies « hardground » profond à traces de fer.....	181
8- Surfaces bioturbées à Thalassinoïdes.....	182
9- Surface d'érosion avec changement de faciès.....	182
10- Surface durcie à Diplocraterion.....	182
C- Séquences de dépôts et cycles sédimentaires.....	183
D- Séquences et découpage séquentiel.....	185
1- Description et définition des séquences élémentaires.....	185
2- Caractérisation des mésoséquences (ou séquence de 3ème ordre sensu Vail et al., 1977)..	188
3- Mégaséquences (ou séquence de 2ème ordre sensu Vail et al., 1977).....	189
4- Corrélations des limites de séquences identifiées dans la région d'étude.....	190

E- Chartes eustatiques.....	194
1- Quelques éléments complémentaires, Contexte eustatique du Crétacé supérieur.....	194
IV- PALEOGEOGRAPHIE ET MODELE DE DEPOT DU CRETACE DE TIARET.....	198
IV- GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES.....	204
CONCLUSION GENERALE.....	224
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	229