

## Évolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région du Guir (Ouest algérien)

Madani BENYOUCEF <sup>1</sup>

Christian MEISTER <sup>2</sup>

Kaddour MEBARKI <sup>3</sup>

Émilie LÄNG <sup>2</sup>

Mohammed ADACI <sup>3</sup>

Lionel CAVIN <sup>2</sup>

Fatima-Zohra MALTI <sup>4</sup>

Djamila ZAOUÏ <sup>3</sup>

Amine CHERIF <sup>5</sup>

Mustapha BENSALAH <sup>3</sup>

**Résumé :** La lithostratigraphie, les paléoenvironnements et la stratigraphie séquentielle des terrains créacés affleurant au pied méridional de l'Atlas saharien (Sud-Ouest de l'Algérie), sont discutés dans le présent article. Les études s'appuient sur l'analyse de quinze coupes réparties le long des limites méridionale et septentrionale du bassin du Guir, entre Ben-Zireg, à l'Est et l'axe Meridja-Boukais à l'Ouest. Dans cette région, trois formations ont été identifiées et interprétées sur le plan environnemental et séquentiel : 1- La Formation des "Grès rouges", attribuée au Cénomaniens inférieur, est dominée par des dépôts gréseux fins, fluviaux ou littoraux ; 2- La Formation des "Marnes à gypse inférieures", rapportée au Cénomaniens inférieur-moyen, est caractérisée par des assises à caractères littoraux, soumises à l'influence des tempêtes, notamment vers la base ; 3- La Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", d'âge Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, correspond à une sédimentation carbonatée franchement marine de plate-forme peu profonde très généralisée. Les dépôts de ces entités lithostratigraphiques s'agencent en mégaséquence d'ouverture, composée de méso-séquences "transgression-régression". L'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord est confirmée par l'organisation des unités lithostratigraphiques et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échino-faune, des bivalves et en particulier de l'ammonite *Neolobites vibrayanus*.

**Mots-clefs :** Cénomaniens ; Turonien inférieur ; Guir ; Algérie ; lithostratigraphie ; environnements sédimentaires ; évolution séquentielle.

**Citation :** BENYOUCEF M., MEISTER C., MEBARKI K., LÄNG É., ADACI M., CAVIN L., MALTI F.-Z., ZAOUÏ D., CHERIF A. & BENSALAH M. (2016).- Évolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomaniens-Turonien inférieur dans la région du Guir (Ouest algérien).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 16, n° 9, p. 271-295.

**Abstract: Lithostratigraphic, paleoenvironmental and sequential evolution of the Cenomanian-Lower Turonian in the Guir area (western Algeria).**- The lithostratigraphy, paleoenvironment and sequence stratigraphy of the Cretaceous succession outcropping at the southern foot of the Saharan Atlas (south-western Algeria) are discussed in this work. Our current study focuses on the analysis of fifteen sections distributed along to the northern and southern limits of the Guir Basin, between the Ben-Zireg to the East and the Meridja-Boukais axis to the West. In this area, three lithostratigraphic formations were identified and interpreted from an environmental and a sequential points of view: 1 - The lower "Grès rouges" Formation attributed to the Lower Cenomanian, is dominated by fluvial or coastal detrital deposits; 2 - The middle "Marnes à gypse inférieures" Formation assigned to the Lower-Middle Cenomanian is characterized by littoral setting with some storm influences, especially towards the base;

<sup>1</sup> Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université de Mascara, Mascara 29000 (Algérie)  
[benyoucefmada@gmail.com](mailto:benyoucefmada@gmail.com)

<sup>2</sup> Département de Géologie et Paléontologie, Muséum d'Histoire naturelle, CP 6434, CH-1211 Genève 6 (Suisse)

<sup>3</sup> Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, Laboratoire de Recherche n° 25 "PRHPPM-LECT", Université de Tlemcen, BP. 119, Tlemcen 13000 (Algérie)

<sup>4</sup> Faculté des Sciences et de la Technologie, Université de Béchar (Algérie)

<sup>5</sup> Laboratoire de Géodynamique et Bilans Sédimentaires, Université d'Oran (Algérie)

Manuscrit en ligne depuis le 14 avril 2016

[Éditeur : Bruno GRANIER ; éditeur linguistique : Michel HENNEBERT]

3 - The upper "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" Formation of upper Cenomanian-early Turonian in age, is represents a laterally extensive, shallow carbonate platform environment. The three formations constitute an overall transgressive megasequence built of a number of transgressive-regressive minor sequences. The opening of the deposits towards the North is confirmed by the organization of the lithostratigraphic units and by the Tethyan paleobiogeographic affinity of the echinoids and bivalves, and especially the occurrence of *Neolobites vibrayeanus* ammonite.

**Key Words:** Cenomanian; early Turonian; Guir; Algeria; lithostratigraphy; sedimentary environments; sequential evolution.

## 1. Introduction

Les travaux géologiques réalisés dans le Sud-Ouest algérien se sont rarement intéressés à la série crétacée qui affleure dans la région du Guir, à son organisation spatio-temporelle, ainsi qu'aux mécanismes de dépôt en relation avec le cadre géodynamique. Les études entreprises dans cette série (MENCHIKOFF, 1936 ; CLARIOND, 1939 ; LEVY, 1949 ; DELEAU, 1951, 1952 ; PAREYRN, 1961) se limitent uniquement à des descriptions lithologiques accompagnées d'inventaires paléontologiques sommaires. La dalle calcaire, appelée "première Barga" (ou "muraille saharienne" d'après CHOUBERT, 1943), fut reportée au Cénomano-Turonien, par corrélations de faciès avec les régions limitrophes. L'âge des assises sous-jacentes à la "première Barga" est resté imprécis ("infra-Cénomaniens", "infra-Crétacé", Albien), fautes de données paléontologiques.

## 2. Cadre général de la région étudiée

La région étudiée comporte l'une des séries mésozoïques les plus spectaculaires de la marge sud-téthysienne, par sa minceur et sa grande étendue sans changement notable. Elle fait partie des terrains crétacés sud-atlasiques qui se situent entre l'Algérie et le Maroc et forme le bassin du Guir (BENYOUCEF *et al.*, 2008, 2014 ; BENYOUCEF et MEISTER, 2015), dénommé le "bassin salifère de Béchar" par les géologues miniers et "terrains morts" (sans charbon) par DELEAU (1951, 1952). Les affleurements crétacés reposent en discordance angulaire sur un substratum anté-mésozoïque. Ils s'agencent en une disposition synclinale étroite, sur une superficie d'environ 2500 km<sup>2</sup>, orientée Est-Ouest, depuis la localité de Ben-Zireg jusqu'à la frontière algéro-marocaine.

Le bassin du Guir constitue également le prolongement oriental du bassin du "Ziz-Guir" au sens de LEVY (1949). Sa bordure nord est formée par les massifs paléozoïques du Djebel Antar, qui passent à l'Ouest au Djebel Horreit et aux massifs de Talzaza (région de Lahmar). Vers le Sud et le Sud-Est, les affleurements crétacés du Guir sont limités par le Carbonifère du Djebel Béchar, de la dépression de Kénadsa-Chebket Mennouna et de Chebket Djihani. Vers l'Est, ils rétrécissent jusqu'à former une pointe aux alentours de la localité de Ben-Zireg (Fig. 1).

## 3. Description lithostratigraphique et analyse paléoenvironnementale

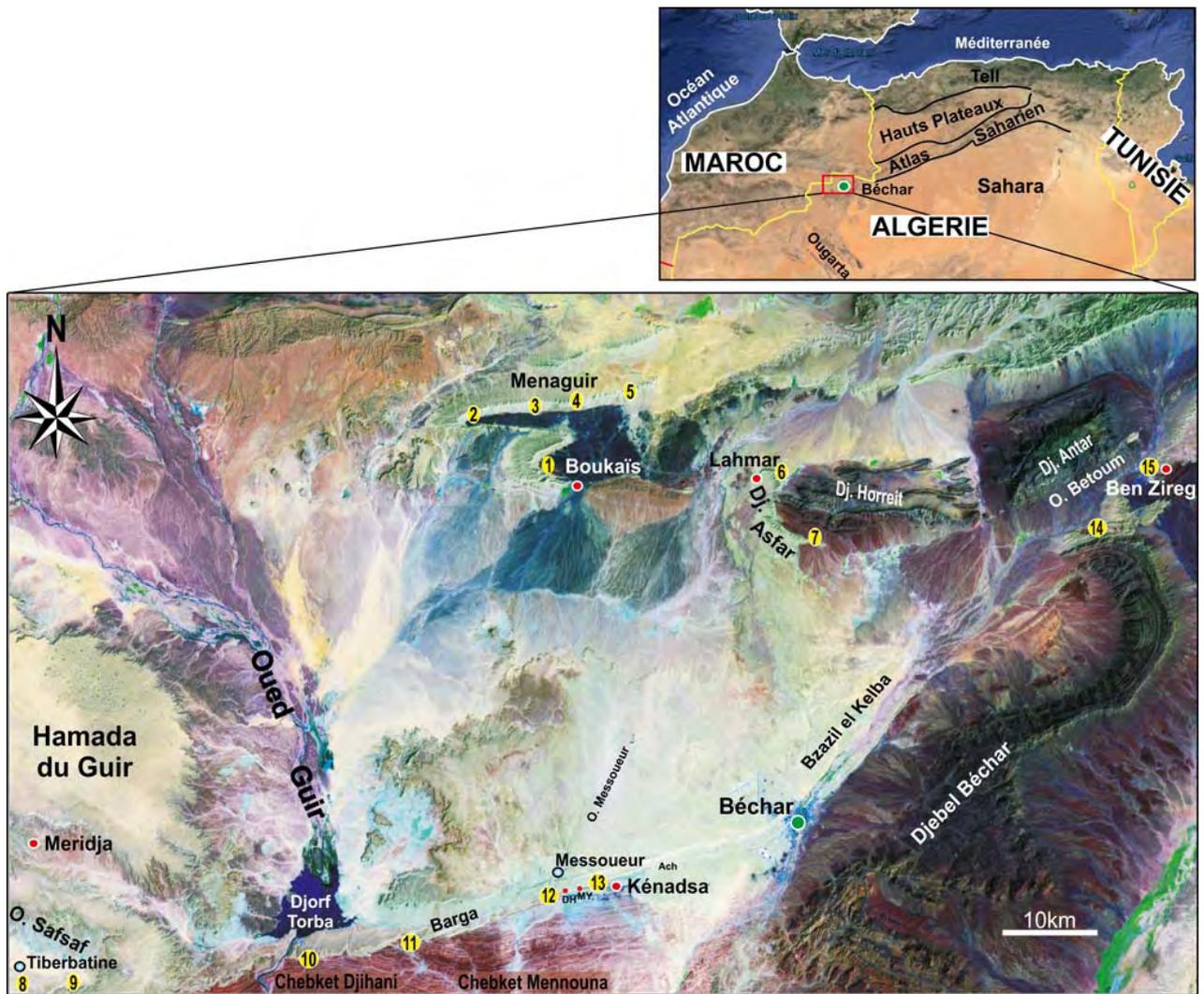
Quinze coupes détaillées ont été levées sur les affleurements crétacés de la région du Guir, ce qui nous a conduit à établir un découpage en formations et en unités, à réviser les attributions stratigraphiques grâce à de nouvelles récoltes paléontologiques, telles que des restes de vertébrés, des céphalopodes, des rudistes et des foraminifères; à préciser le contexte environnemental de chaque entité lithostratigraphique et enfin à proposer un découpage séquentiel.

Par ses teintes claires, la série crétacée du versant méridional de l'Atlas saharien occidental se distingue aisément de son substratum paléozoïque, hétérogène et recouvert le plus souvent d'une patine foncée, presque noire. Elle repose à Boukais sur les rhyolites et les grès du Précambrien inférieur, au Djebel Asfar sur les alternances grés-carbonatées du Tournaisien, de Ben-Zireg à Béchar sur les argiles du Namurien, de Kénadsa à Meridja sur les formations détritiques du Westphalien. Elle a été scindée en trois formations lithostratigraphiques encadrées par des discontinuités d'ampleur régionale. Les deux dernières formations ont été subdivisées en unités lithostratigraphiques, chacune avec ses propres caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux.

## 4. La Formation des "Grès rouges"

### Caractères sédimentologiques et variations latérales (Figs. 2.A - 2.B - 3 et 4.A)

L'épaisseur de la formation varie entre 4 m au Djebel Asfar et 13 m à Boukais et au Menaguir, sur les bords septentrionaux du bassin. Vers le Sud, ainsi que le montrent les corrélations entre les coupes, la formation basale s'amincit jusqu'à disparaître (Figs. 2.A - 3.A). Elle est représentée par quelques remplissages de chenaux grés-conglomératiques, peu épais (1,5 m au maximum), discontinus latéralement, reposant sur le substratum carbonifère. Les structures sédimentaires observées et les fossiles récoltés ne sont pas les mêmes du Sud au Nord du bassin :



**Figure 1** : Localisation de la région d'étude et position des coupes géologiques (DH. Djorf el Hemmam ; MY. Makabratt el Yhoud).

- Sur les bords méridionaux du bassin, un chenal grés-conglomératique affleurant dans la région de Kénadsa présente des laminations obliques ou entrecroisées en auges. Il nous a révélé deux dents de dinosaure spinosauridés, des plaques de tortues, des Testudines indéterminées et des restes de poissons (Mawsoniidae indéterminés, *Neoceratodus africanus*, cf. *Bawitius*, *Obaichthys africanus*).
- Sur les bords septentrionaux du bassin, cette première formation constitue un repère remarquable dans la morphologie (Figs. 2.B - 3.B et 4.A), sous forme d'un cordon de remplissages de chenaux emboîtés, grésopélitiques, rougeâtres, d'épaisseurs variables. Dans les remplissages de chenaux, les grès contiennent des niveaux de marnes rouges ou verdâtres et renferment des dragées de quartz associées parfois à des débris osseux silicifiés, des galets mous et des trémies de sel, notamment au sommet de bancs. Ils montrent des stratifications obliques (Fig. 4.B) et des rides de courant, des stratifications entrecroisées en arêtes de

poisson, des laminations parallèles (Fig. 4.B), des laminations entrecroisées en mamelons (Fig. 4.C) et des surfaces de réactivation. Ils renferment également des sphérules diagénétiques de type "kerkoub" (Fig. 4.D) et des passées conglomératiques à éléments polygéniques, centimétriques et anguleux, arrachés au substrat paléozoïque. Dans la région d'El Menaguir, un banc gréseux centimétrique riche en bivalves recristallisés (Fig. 4.E) et un autre riche en fragments de bois hématitisés (Fig. 5.A) sont intercalés au sein de cette formation. Les bancs de grès présentent également une surface inférieure irrégulière, parfois bioturbée par un réseau horizontal de *Thalassinoides* et *Ophiomorpha* (Fig. 5.B). Leur surface supérieure est fréquemment modelée par des rides de vagues (Fig. 5.C) et recouverte également par des fentes de synérèse ou par un encroûtement ferrugineux mince. Certains niveaux gréseux sont fortement bioturbés et nous ont révélés les ichnogènes *Altichnus*, *Arenicolites*, *Monocraterion* et *Skolithos* (Fig. 5.D).

Dans les coupes de Berridel et de Menaguir, cette formation détritique nous a livré (BENYOUCEF *et al.*, 2015) des restes de chéloniens, un ensemble de dents isolées de dinosauriens (Dromaeosauridae indéterminé. et *Spinosaurus aegyptiacus*), de poissons (Hybodontidae indéterminé., cf. *Hybodus*, *Distobatus nutiae*, *Onchopristis numidus*, *Ginglymodi* indéterminé., ? *Dentilepisosteus kemkemensis*, *Calamopleurus africanus*, Pycnodontiformes indéterminé.) et de crocodyliens (? *Laganosuchus maghrebensis*) (Fig. 5.E-F).

**Environnement de dépôt :** Sur les bords méridionaux du bassin, la base de la série crétacée montre parfois des chenaux conglomératiques surmontés par de minces niveaux gréseux à laminations entrecroisées en auges. L'ensemble constitue une séquence granodécroissante. Les grès supérieurs renferment des restes de vertébrés semi-aquatiques (spinosauridés et tortues) ou strictement aquatiques d'eau douce (dipneustes et polyptères). Ces caractères faciologiques et paléontologiques suggèrent la présence d'un système de dépôt fluviatile.

Sur les bords septentrionaux du bassin, les caractères sédimentologiques de la formation basale évoluent. Les dépôts prennent un caractère franchement marin, avec la présence de structures indiquant des influences mixtes, houle et marée. L'influence tidale est suggérée par la présence de stratifications en arêtes de poissons, de mégarides et de surfaces de réactivation. L'influence des tempêtes est montrée par la présence de stratifications entrecroisées en mamelons (HCS) et de lits de coquilles au sein des bancs de grès. Cet environnement sédimentaire littoral est attesté aussi par l'association des traces fossiles composée d'*Altichnus*, d'*Arenicolites*, de *Monocraterion*, de *Skolithos*, de *Thalassinoides* et d'*Ophiomorpha*, typiques de l'ichnozone à *Skolithos* (BROMLEY, 1996). La couleur rouge des couches marneuses intercalées entre les grès et les marnes verdâtres (Fig. 5.E-F) indique probablement un phénomène de "continentalisation" d'un faciès primaire marin, à la suite de multiples émergences synsédimentaires (voir FERRY *et al.*, 2007).

#### **Attribution stratigraphique et dépôts contemporains**

La Formation des "Grès rouges" est connue sous les vocables "Grès continentaux antécénomaniens" (MENCHIKOFF, 1936 ; LEVY, 1949), "Grès continentaux infra-cénomaniens" (CLARIOND, 1939 ; CHOUBERT & FAURE MURET, 1962) ou "Continental intercalaire" (KILIAN, 1931 ; DELEAU, 1951, 1952). Elle a livré un assemblage faunistique identique à celui trouvé dans les Monts des Ksour (Atlas saharien algérien occidental) (BASSOULLET, 1973), dans le Tademaït (Sahara algérien) (LEFRANC, 1983), dans les

"Kem Kem beds" marocains (SERENO *et al.*, 1996 ; CAVIN *et al.*, 2001), dans les gisements du Draa Ubari en Libye (RAGE & CAPPETTA, 2002), ainsi qu'à Bahariya au Nord-Ouest de l'Égypte (SLAUGHTER & THURMOND, 1974). Auparavant, l'attribution de ces sites faunistiques à l'Albien a été fondée sur une simple comparaison de faune avec la Formation de Santana du Brésil attribuée sans certitude à cet étage et avec la Formation de Bahariya en Égypte considérée, à cette époque, comme albienne. L'âge du gisement de Santana est fortement débattu : MARTILL (2007) attribue cette formation à un étage plus jeune que l'Albien supérieur (probablement au Cénomaniens), bien que certains auteurs lui confèrent un âge aptien-albien (MAISEY, 1991, 2000) ou albien (SALGADO *et al.*, 2009). Par ailleurs, depuis les travaux de DOMINIK (1985), la Formation de Bahariya, comme l'avait initialement suggéré STROMER (1914), est considérée comme cénomaniens (SCHRANK, 1991, 1992 ; LE LOEUFF *et al.*, 2012). Donc, la similitude de la faune de vertébrés découverte à la base de la série crétacée de la région du Guir avec celle des "Kem Kem" et de Bahariya, permet d'attribuer la Formation des "Grès rouges" au Cénomaniens inférieur. Cette dernière pourrait être l'équivalent de la Formation de l'Ifezouane (DUBAR, 1948) dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud, un peu à l'Ouest de notre secteur et de la partie inférieure des "Kem Kem beds" (SERENO *et al.*, 1996) dans le Sud-Est du Maroc.

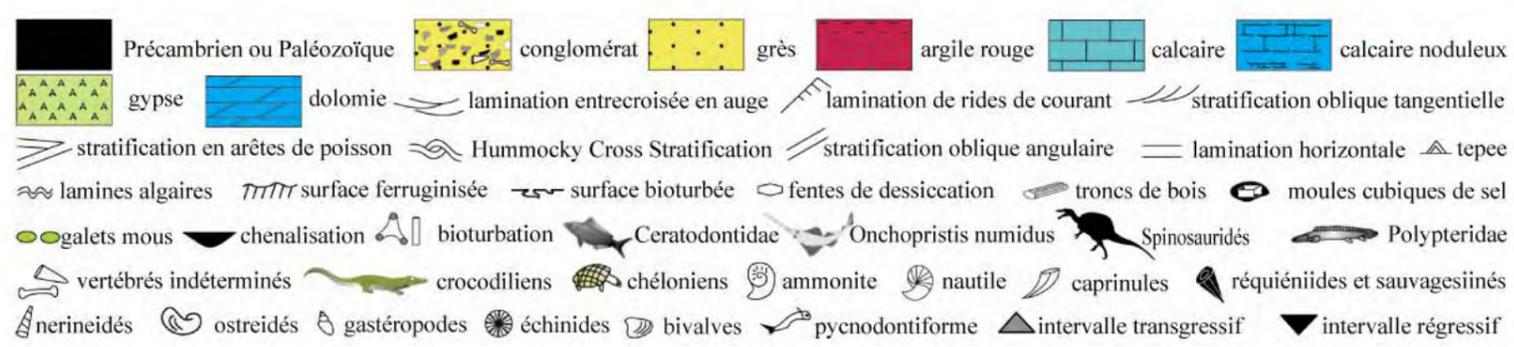
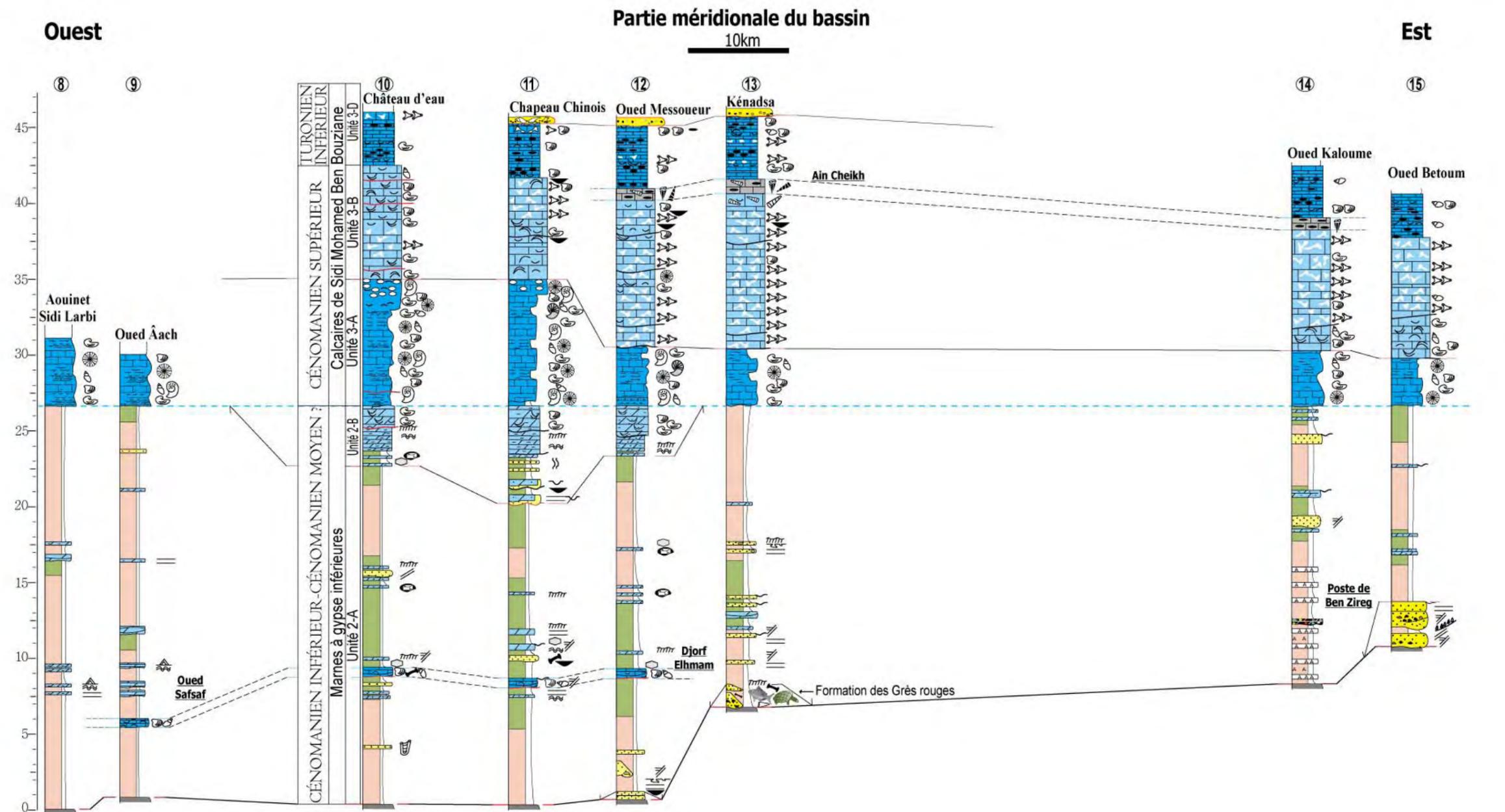
### **5. La Formation des "Marnes à gypse inférieures"**

#### **Caractères sédimentologiques et variations latérales (Figs. 2 et 3)**

Morphologiquement, cette formation prend la forme d'une vire tendre entre deux ensembles plus durs : les assises paléozoïques sombres ou les grès rouges à sa base et les calcaires cénomano-turoniens à son sommet (Figs. 2.A - 2.B - 3). C'est une entité lithostratigraphique hétérogène à dominance de marnes à gypse, qui se caractérise par des variations d'épaisseur et de nombreuses variations latérales de faciès. Sur la bordure septentrionale du bassin, son épaisseur varie de 45 à 55 m, alors que sur sa bordure méridionale elle n'est que de 20 à 25 m, le long de la route Kénadsa-Meridja. Vers la partie extrême orientale du bassin, elle s'amincit jusqu'à 10 à 15 m, aux alentours de Ben-Zireg.

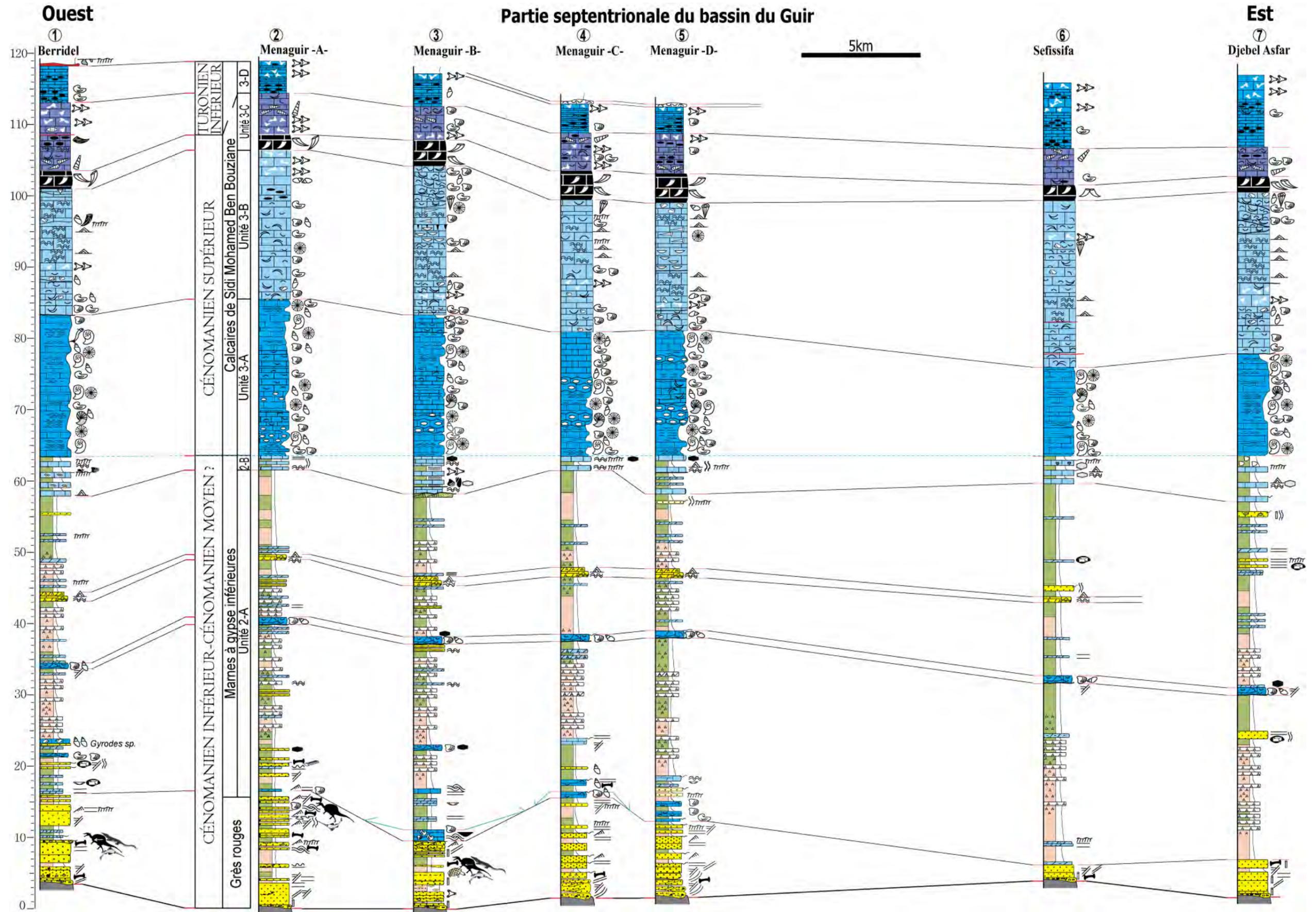
► **Figure 2 :** Évolution lithostratigraphique de la série crétacée dans la région du Guir. **A**, selon un transect Ouest-Est, sur les bords méridionaux du bassin ; **B**, selon un transect Ouest-Est, sur les bords septentrionaux du bassin.

A

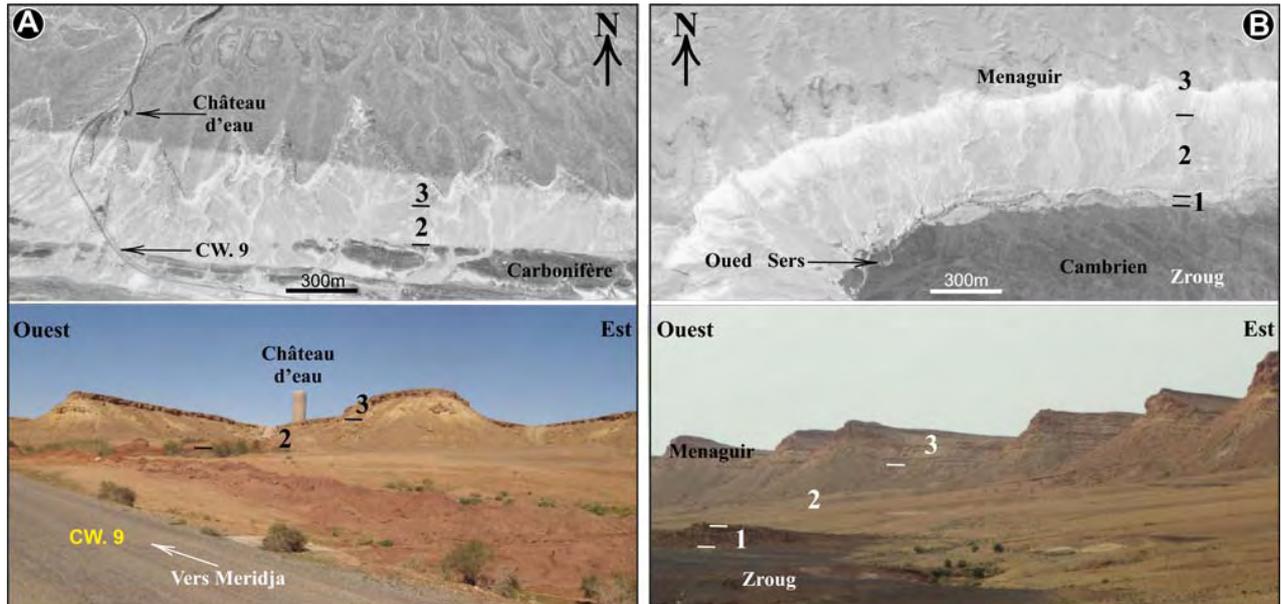




B







**Figure 3 :** Images satellitaires (d'après Google Earth) et vues panoramiques montrant les variations d'épaisseur des affleurements crétacés entre : **A**, les bords méridionaux du bassin (coupe du château d'eau) ; **B**, les bords septentrionaux du bassin (coupe de l'extrémité occidentale d'El Menaguir). 1, Formation des "Grès rouges" ; 2, Formations des "Marnes à gypse inférieures" ; 3, Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane".

La limite inférieure de cette deuxième formation correspond à une discordance angulaire ou à une discontinuité lithologique caractérisée par l'apparition du premier niveau calcaire massif qui couronne la Formation des "Grès rouges". Sa limite supérieure est représentée par un changement de faciès brutal, indiqué par le passage de dépôts marneux verdâtres ou calcaréo-dolomitiques à figures d'émergence, vers les dépôts marno-calcaires beiges, fossilifères, de la formation sus-jacente.

La région de Menaguir, considérée comme coupe type de la série crétacée du Guir (Fig. 2.B), montre que cette deuxième formation est composée de deux unités lithologiquement différentes ("2-A" et "2-B"), séparées l'une de l'autre par une discontinuité régionale.

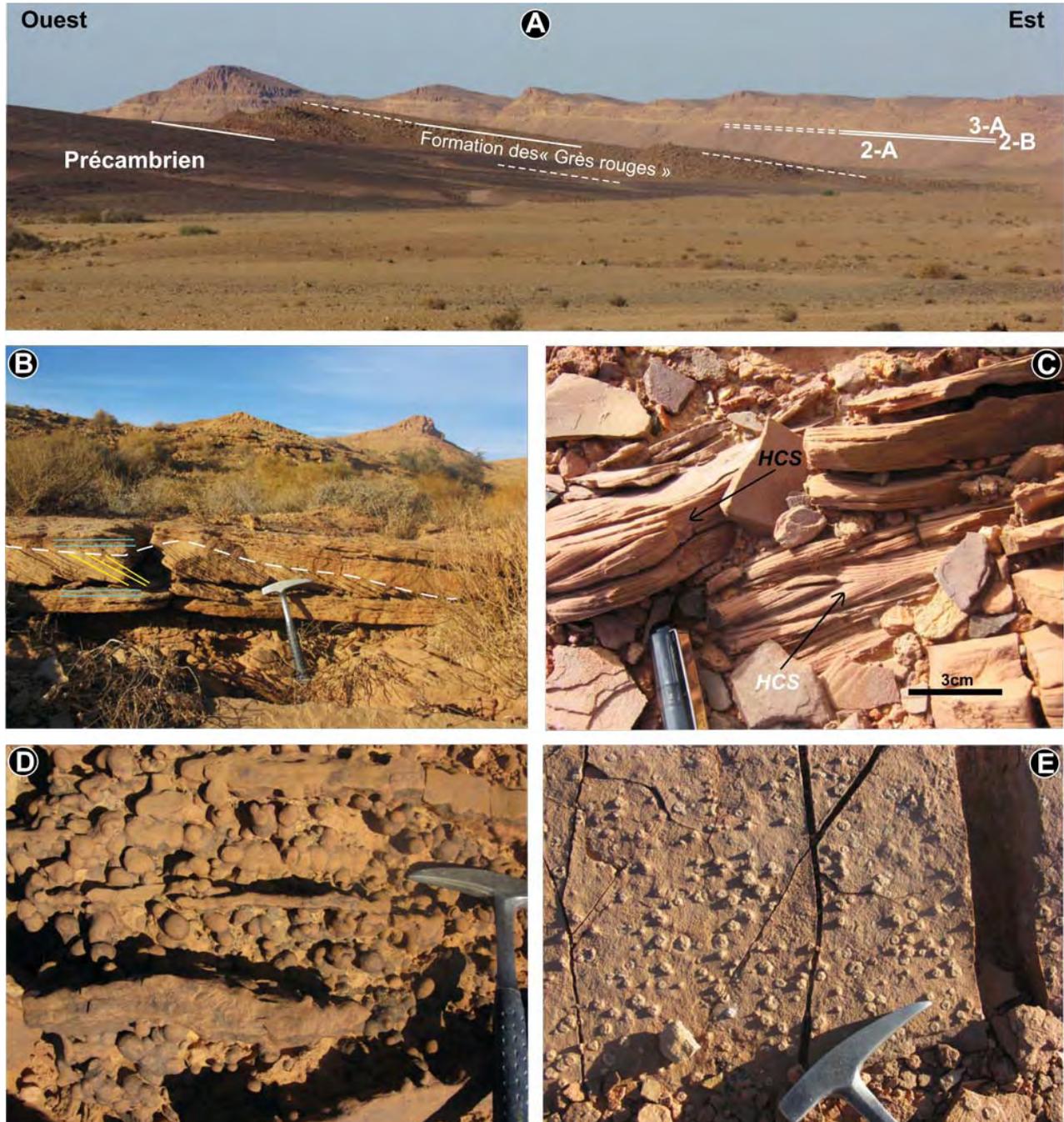
#### **Unité 2-A : marno-gypso-calcaire**

Au Nord du bassin, dans la coupe type (Menaguir "A", Fig. 2.B), cette unité débute au-dessus du premier niveau de calcaire bioclastique en relief (0,2 à 1,5 m) qui apparaît dans la série. Elle prend fin à la base du premier niveau calcaire (30 à 40 cm) de l'unité sus-jacente. Elle est principalement constituée d'une alternance de marnes rouges et de marnes verdâtres (Fig. 6.A). Vers la base, cette alternance admet des niveaux centimétriques de wackestones-packstones bioclastiques, parfois à tendance lumachellique et non bioturbés (Fig. 6.B) ; de calcaires grisâtres à laminations entrecroisées en mamelons (Fig. 6.C) ; de mudstones dolomitiques à lamines algaires interrompues par des *bird-eyes* alignés et discontinus ; de dolomicrites à débit en plaquettes

présentant parfois des pseudomorphoses de gypse. La surface supérieure des bancs est recouverte d'une pellicule ferrugineuse, de rides linguoïdes à granules de fer, de fentes de dessiccation (Fig. 6.D) ou de figures de bioturbation (Fig. 6.E). Dans la région de Berridel, l'avant-dernier banc calcaire est dolomitique, grisâtre, de forme lenticulaire, à base érosive, avec un sommet irrégulier parsemé de moules internes de *Gyrodes* sp. (Fig. 6.F).

Ces faciès, marneux et calcaires, sont épisodiquement intercalés par des lits gréseux minces, à grain fin, à laminations parallèles et litages entrecroisés. Ces grès renferment des trémies de sel, des débris osseux indéterminables et sont le plus souvent encroûtés d'oxydes de fer à leur sommet. Leur base est érosive, avec parfois des galets mous empruntés aux marnes sous-jacentes.

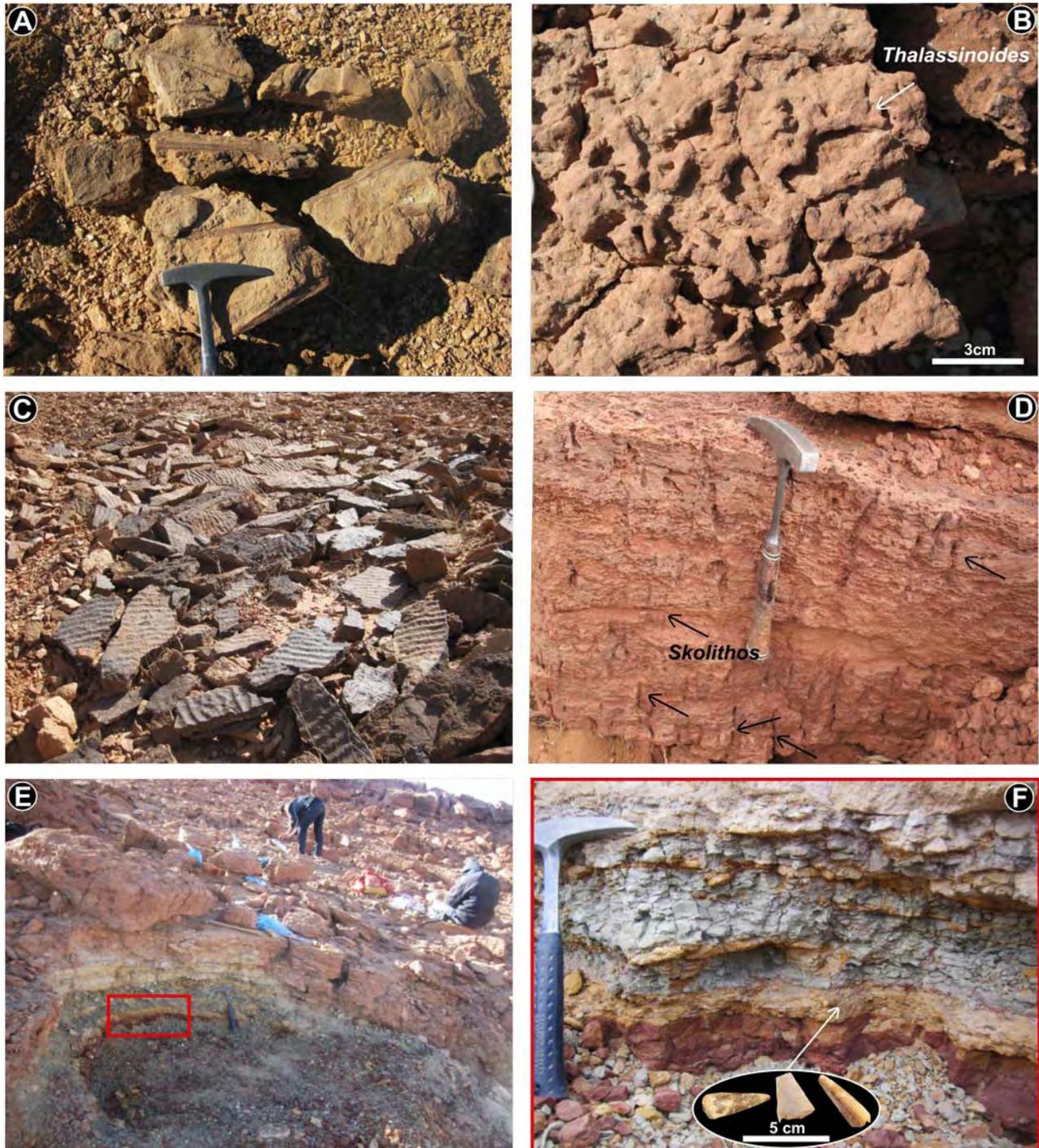
Vers le sommet, se développe une alternance composée de marnes gypsifères rouges ou verdâtres, de niveaux centimétriques de gypse fibreux ou saccharoïde, de brèches marno-gypsifères, de niveaux dolomitico-argileux et de silts. Les lentilles gypseuses sont d'extension horizontale métrique à plurimétrique. Elles présentent parfois une structure varvée, formée de lamines claires d'origine gypseuse et d'autres lamines sombres à dominante argileuse. Au sein de cette alternance s'intercale aussi une barre dolomitique (40 à 50 cm) latéralement continue, contenant d'abondants moules de bivalves et de gastéropodes monospécifiques. La surface inférieure de cette barre est bosselée et présente par endroits des traces d'érosion.



**Figure 4 :** **A**, Panorama, selon une direction Ouest-Est, montrant la Formation des "Grès rouges" qui repose par discordance angulaire sur les grès du Précambrien (extrémité occidentale d'El Menaguir) ; **B**, Vue en coupe présentant un faciès gréseux à stratifications obliques angulaires, encadrées par des stratifications horizontales (coupe de Menaguir "A") ; **C**, Faciès gréseux rougeâtre à stratifications entrecroisées en mamelons (HCS) (coupe de Djebel Asfar) ; **D**, Grésification en boules ou "kerkoub" d'un banc gréseux à stratifications entrecroisées (coupe de Menaguir "B") ; **E**, Vue d'un faciès gréseux rougeâtre parsemé de bivalves recristallisés (coupe de Menaguir "A").

Sa surface supérieure est bréchifiée et montre des fentes de dessiccation. Ce niveau repère se poursuit par un intervalle marneux verdâtre surmonté d'un ou de deux bancs gypso-dolomitiques d'épaisseur décimétrique. Ces derniers montrent des lamines algaires intercalées par

de fines lamines gypseuses, pouvant évoluer latéralement vers une structure en tepees (Fig. 6.G). Ils diminuent d'épaisseur en allant vers l'Est (Djebel Asfar) et disparaissent complètement sur les bords méridionaux du bassin.



**Figure 5 :** **A**, Base d'un banc gréseux riche en troncs de bois fossiles hématisés (coupe de Menaguir "A"); **B**, Surface inférieure d'un banc gréseux à *Thalassinoides* en réseau horizontal (coupe de Berridel) ; **C**- Surface supérieure d'un banc gréseux sculptée par des rides de vagues (coupe de Menaguir "C") ; **D**, Interface d'une barre gréseuse à terriers attribués à l'ichnogenre *Skolithos* (coupe de Djebel Asfar) ; **E** et **F**, Banc gréseux jaunâtre, intercalé dans une alternance de marnes rouges avec des marnes verdâtres, riche en dents de spinosauridés et chondrichthyens (coupe de Menaguir "A").

Sur les bords méridionaux du bassin du Guir, cette première unité est une alternance de marnes rouges et verdâtres, reposant en discordance angulaire directement sur les dépôts sombres du Carbonifère (Fig. 3.A). Ces marnes sont intercalées occasionnellement de passées centimétriques de grès roux à grain fin, de silt rougeâtre ou verdâtre, de dolomie argi-

leuse jaunâtre à moules cubiques de sel et à rides de courant, de dolomie en plaquettes à lamines d'origine algale, ainsi que par un niveau dolomitico-argileux à brèches polygéniques multicolores (coupe de Oued Kaloume ; Fig. 2.A, coupe 14). Dans la coupe du Chapeau Chinois (Fig. 2.A, coupe 11), s'intercale également une dalle dolomitique à surface supérieu-

re ferrugineuse imprégnée de traces fossiles attribuées à des terriers de type *Catenichnus* et *Rhizocorallium*. De Oued Safsaf à Oued Messoueur, on distingue au sein du faciès marneux verdâtre une barre dolomitico-argileuse (40 à 50 cm d'épaisseur) de couleur grisâtre, à base érosive, riche en moules internes de bivalves et de gastéropodes et à surface supérieure montrant des fentes et brèches de dessiccation. Cette barre est identique à celle qui est intercalée dans la partie sommitale des marnes gypsifères des bords septentrionaux du bassin. Elle a été retrouvée à Djorf el Hemmam, mais sa puissance diminue progressivement en direction de "Makabrat el Yhoud". Elle disparaît complètement entre Kénadsa et Ben-Zireg et vers l'Ouest, au-delà de Oued Safsaf.

Partout, cette première unité se termine par une vire de marnes vertes de 5 à 20 m de puissance, dépourvue d'intercalations gypseuses.

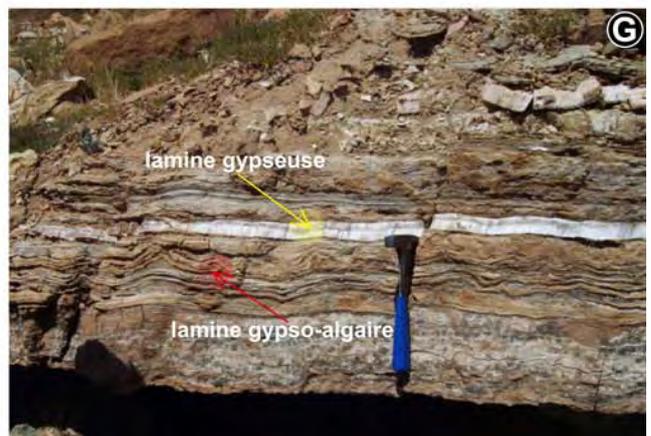
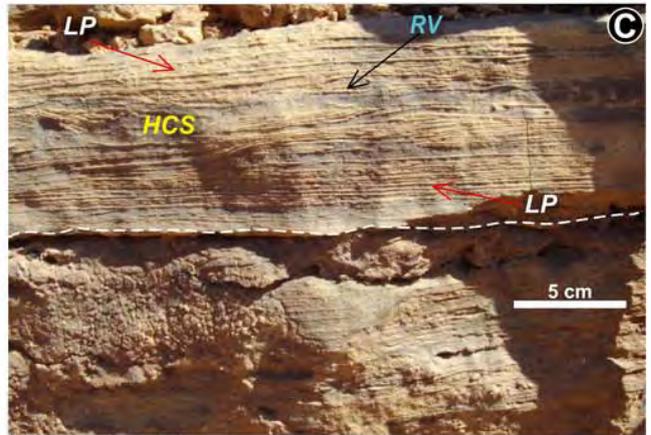
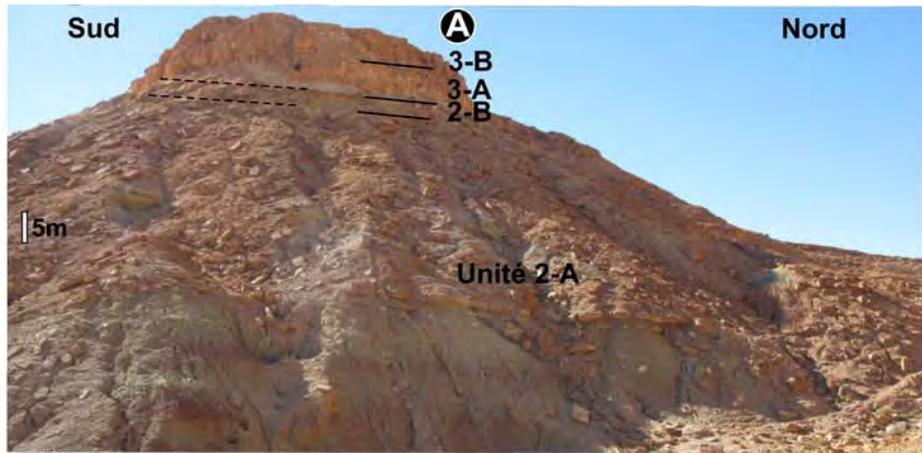
**Environnement de dépôt :** Les dépôts de la première unité traduisent les fluctuations d'une étendue marine pelliculaire soumise à une intense évaporation. Les séquences marnes-gypses forment une alternance produite par la décantation des marnes, lors des périodes à faible ennoyage, et par la précipitation évaporitique, lors des périodes sèches et arides, dans un environnement de plaine côtière ou de plate-forme péritidale au sens de PRATT *et al.* (1992) et WRIGHT & BURCHETTE (1996), analogue à une sebkha qui occupe le domaine supratidal à intertidal supérieur.

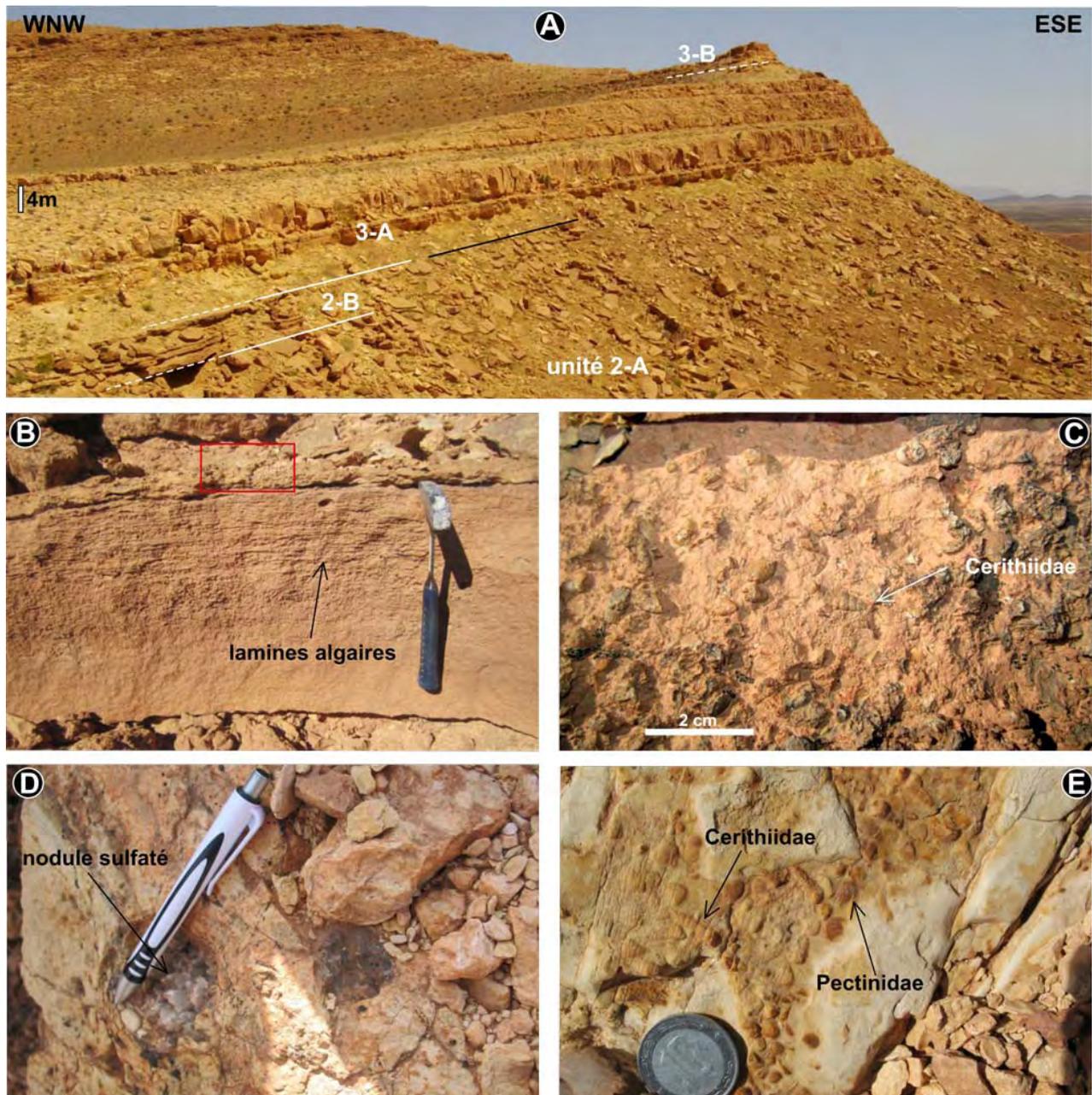
L'alternance de périodes ennoyage-émersion est très bien exprimée dans les niveaux gypso-dolomitiques à lamines algaires évoluant en tepees (Fig. 6.G) : les incrustations gypseuses des lamines algaires sont favorisées par une alternance rapide et répétée entre l'inondation et l'émersion des surfaces sédimentaires. Comme modèle analogue d'inondation périodique des eaux salées suivie de gypsification des tapis cyanobactériens, on peut citer ce qui se manifeste actuellement dans les marais salants d'Australie (LOGAN, 1987) et dans les bassins évaporitiques de Bulgarie (TRASHLIEV, 1969). Les alternances marnes gypsifères-dolomies expriment aussi l'inondation et l'émersion des surfaces sédimentaires, en relation avec la montée eustatique du Cénomanién. Aux niveaux dolomitiques sont associés des laminations algaires stratiformes ou ondulées et des marqueurs d'émersion momentanée, tels que les fenestras, les tepees et les polygones de dessiccation.

L'installation de croûtes ferrugineuses qui recouvrent certains bancs dolomitiques, en fin de séquences, sont probablement l'indice d'une émersion prolongée ou d'une sédimentation ralentie en début de transgression suivante. Au sein des marnes verdâtres ou rougeâtres, il semble vraisemblable de considérer les minces intercalations gréseuses chenalisées et à grain fin, comme de faibles arrivées des eaux continentales sableuses, provenant de la progradation des apports détritiques terrigènes, qui colmatent périodiquement les zones basses de la plaine sebkhaïque. Les cubes de sel qui se concentrent au sommet de certains niveaux gréseux, intercalés dans les marnes rouges ou verdâtres, traduisent également un milieu de faible tranche d'eau, concentrée en sel et associé à une évaporation intense.

Les marnes verdâtres sont parfois interrompues par des brèches dolomitiques multicolores, des calcaires bioclastiques à bivalves et gastéropodes ou par des calcaires à stratifications entrecroisées en mamelons (*HCS*). Ces dépôts témoignent d'une sédimentation de plate-forme péritidale, affectée épisodiquement par des élévations brutales du niveau de la mer liés à des tempêtes. Dans les parties les plus septentrionales du bassin (Menaguir et Berridel) ces "tempestites" sont plus abondantes que sur les bords méridionaux du bassin du Guir, ce qui confirme la polarité générale du système de dépôt, du Sud vers le Nord.

► **Figure 6 :** **A**, Panorama, selon une direction Sud-Nord, montrant une alternance de marnes verdâtres et de marnes rouges avec des niveaux gypseux dans la localité de Berridel (partie supérieure de l'unité "2-A", cf. coupes géologiques pour les différentes unités); **B**, Banc calcaire bioclastique chenalisé à faisceaux de stratifications entrecroisées et en mamelons, surmontant la Formation des "Grès rouges" dans la région d'El Menaguir ; **C**, Couche calcaire à structure interne d'*HCS*, encadrée par des laminations planaires (LP). Le toit des *HCS* est remodelé par les vagues (RV) de fin de tempête (coupe de Menaguir "D") ; **D**, Polygones de dessiccation au sommet d'un banc calcaire riche en moules de bivalves et de gastéropodes (coupe de Menaguir "C") ; **E**, Banc calcaire présentant une surface supérieure à terriers remplis par une marne verdâtre (coupe de Oued Messoueur) ; **F**, Dalle calcaire riche en moules internes de *Gyrodes* sp. (coupe de Berridel) ; **G**, Vue en coupe d'une alternance gypso-carbonatée à lamines algaires ondulées évoluant latéralement vers une structure en tepees (coupe de Menaguir "D").





**Figure 7 :** **A**, Vue panoramique montrant les dépôts de l'unité "2-B" selon une direction WNW-ESE (coupe de Menaguir "D") ; **B**, Lamines stromatolithiques dans la partie supérieure d'une dalle calcaires (unité "2-B", coupe de Menaguir "B") ; **C**, Surface supérieure de la dalle précédente, à Cerithiidae et bivalves indéterminés (coupe de Menaguir "B") ; **D**, Illustration photographique des nodules sulfatés (flèche) emballés dans une dalle calcaire beige (coupe de Berridel) ; **E**, un placage de faune (Cerithiidae et Pectinidae) pyriteuse de petite taille à la surface supérieure de la roche encaissante (coupe de Berridel).

#### **Unité 2-B : calcaréo-marneuse**

Cette unité de faible puissance se distingue par une vire marneuse beige, verdâtre ou blanchâtre, entrecoupées de dalles calcaires massives, dures, latéralement continue, de teinte marron rouille (Fig. 7.A). Les niveaux calcaires présentent des lamines ondulées d'origine algale (Fig. 7.B). Ils montrent également une base irrégulière et une surface sommitale à polygones de dessiccation, à rides de courant ou à encroûtement ferrugineux mince renfermant une concentration de Cerithiidae et de

bivalves hétérodonates (Fig. 7.C). Dans la coupe de Berridel, la première dalle calcaire massive est précédée par une vire marneuse blanchâtre à débit en feuilles, riche en os de poissons indéterminés. Cette intercalation marneuse comporte également trois bancs calcaréo-argileux à nodules de gypse (Fig. 7.D), dont la surface du dernier niveau est parsemée de Pectinidae et de Cerithiidae pyriteux (Fig. 7.E).

Sur les bords méridionaux du bassin, les dépôts de cette deuxième unité affleurent dans le tronçon qui se situe entre les coupes de Djorf

Torba et de l'Oued Messoueur (Fig. 2.A). Ils correspondent à un banc dolomitique massif, à passées fossilifères minces riches en sections d'*Exogyra olisiponensis* et d'*Exogyra flabellatum*. Au-delà de ce tronçon, les premiers niveaux de la troisième formation reposent directement sur les marnes verdâtres de l'unité 2-A.

**Environnement de dépôt :** Des niveaux carbonatés massifs à lamines algaires, intercalés dans les marnes, caractérisés par une épaisseur constante et une régularité de faciès, n'ont pu se former que dans un milieu de dépôt quasi-plat. Ils indiquent un environnement de plate-forme intertidal à supratidale. Les polygones de dessiccation qui marquent la surface sommitale de certaines dalles calcaires, confirment cette interprétation. Le dépôt des marnes vertes intercalées entre les dalles calcaires pourrait trouver son origine dans les périodes d'ennoyages marins plus prononcés. La faune pyriteuse qui tapisse la surface supérieure des dalles calcaires peut correspondre au début de ces ennoyages.

#### **Attribution stratigraphique et dépôts contemporains**

La Formation des "Marnes à gypse inférieures" n'a pas fourni d'indicateurs biostratigraphiques permettant une datation précise. Elle est sus-jacente aux "Grès rouges" à vertébrés d'âge Cénomaniens inférieurs et sous-jacente aux premiers niveaux marins de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane", attribués à la partie inférieure du Cénomaniens supérieur en raison de la présence de l'ammonite *Neolobites vibrayeanus*.

Donc, cette position lithostratigraphique permet d'attribuer à la Formation des "Marnes à gypse inférieures" un âge Cénomaniens inférieur à moyen par simple encadrement. Cette formation est latéralement équivalente à la Formation d'Aoufous du bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud plus à l'Ouest. Elle pourrait être corrélée, aussi, à la Formation de Midelt dans la Haute Moulouya (CISZAK *et al.*, 1999), à la Formation d'Ouaouizaght dans le Haut-Atlas central (SOUHEL *et al.*, 1986) et aux Formations de Rheidia et de M'daouer dans les Monts des Ksour (BASSOULLET, 1973). Elle doit être équivalente à la partie médiane et supérieure (D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>) du "Groupe Dekkak" défini dans le Haut-Atlas marocain oriental (HADDOUNI, 1998).

## **6. La Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane"**

### **Caractères sédimentologiques et variations latérales (Figs. 2 et 3)**

Cette formation se dresse généralement en falaises calcaires verticales : Bzazil el Kelba, première Barga, Djebel Asfar, Chebket Berridel, El Megsem et El Menaguir (Fig. 1). Son nom a

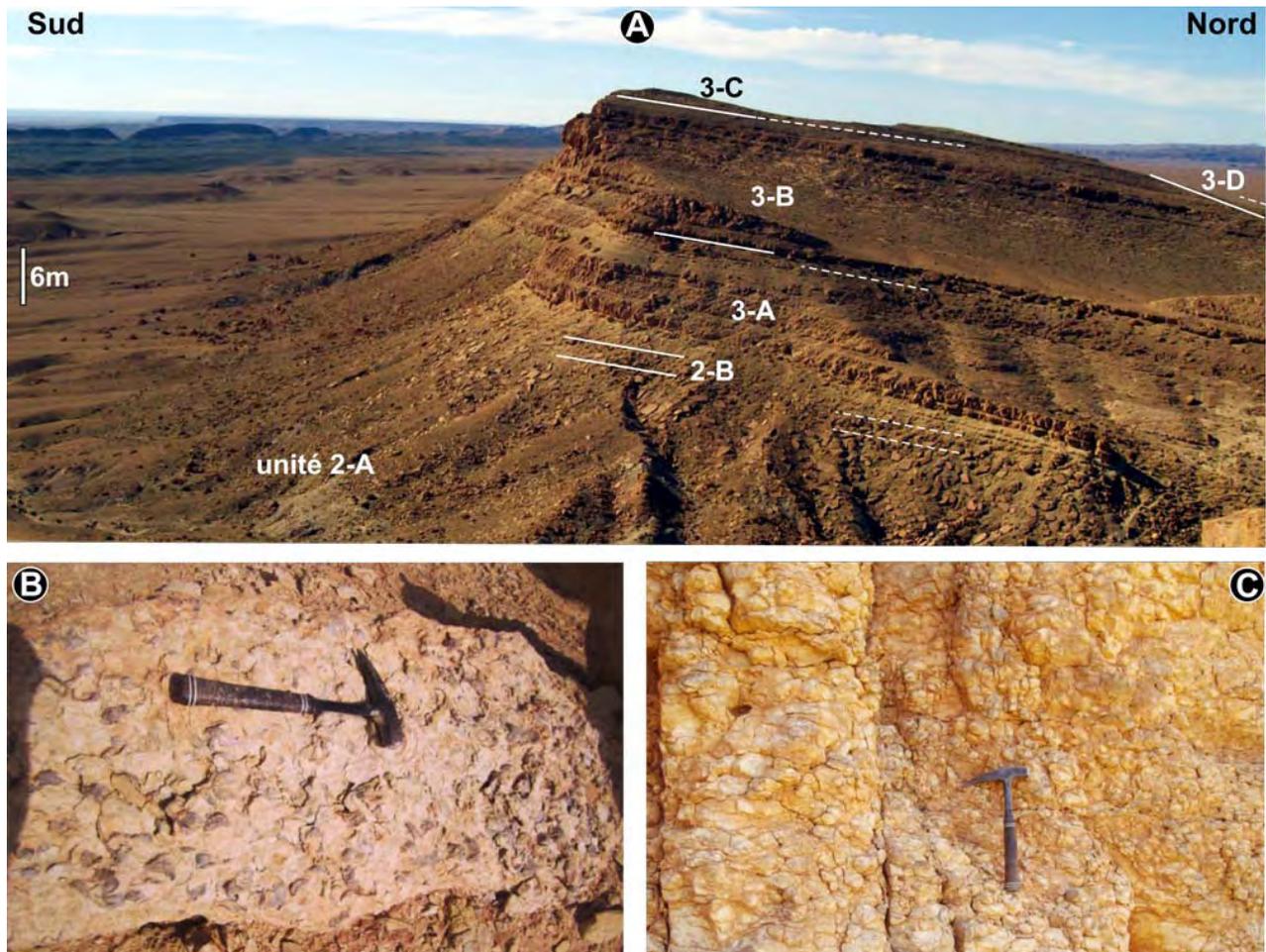
pour origine celui de la barre calcaire baptisée "première Barga de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Cette dernière constitue le repère régional le plus remarquable qui s'étend sans interruption, depuis Ben-Zireg à l'Est jusqu'à Djorf Torba à l'Ouest. Elle constitue la limite méridionale du synclinal crétacé du Guir.

Cette troisième formation, essentiellement calcaire, dont l'épaisseur varie de 55 à 60 m au Nord et de 10 à 20 m au Sud du bassin, se présente sous forme d'une falaise carbonatée massive qui fait saillie dans le paysage. Sa limite inférieure se situe à l'apparition du premier niveau calcaire noduleux ou marneux fossilifère (ostréidés, ammonites, foraminifères, ostracodes,...) qui scelle la Formation des "Marnes à gypse inférieures". Sa limite supérieure est une surface d'émersion d'extension régionale remarquable.

Cette troisième formation se subdivise en quatre unités lithostratigraphiques (Figs. 2 et 8.A):

#### **Unité 3-A : marno-calcaires à *Neolobites***

Cette unité débute au-dessus de la surface ferrugineuse ou à polygones de dessiccation qui recouvre le dernier banc calcaire terminant la formation sous-jacente. Elle est formée par une alternance de marnes beiges ou blanchâtres et de calcaires argileux lumachelliques (Fig. 8.B) à stratification diffuse ou à débit noduleux (Fig. 8.C) et de bancs calcaires bioclastiques massifs. Dès sa base, cette succession nous a révélé une biophase abondante, composée de céphalopodes (*Neolobites vibrayeanus*, *Angulithes mermeti*, et *Eutrephoceras* sp.), de gastéropodes (Aporrhaidae, Campanilidae, Naticidae, Turritellidae et Tylostomidae) et d'échinides réguliers ou irréguliers (Cidaridae, Diplopodiidae, Hemisteridae, Heterodiadematidae, Holectypidae et Pseudodiadematidae) associés à des bivalves fousseurs (Arcidae, Cardiidae, Laternulidae, Mytilidae, Pectinidae, Pholadomyidae, Plicatulidae et Tellinidae), des gryphaeidés, des ostréidés, des dactylus de pinces de crabe, de rares fragments de polypier de la famille des Caryophyllidae (? *Parasmilla* sp.), ainsi que des tubes parallèles, enchevêtrés sous forme de colonies cylindriques ou en Y, de 1 à 4 cm de diamètre, attribués au serpule *Filograna* sp. Les niveaux supérieurs recèlent également des dentitions mandibulaires de poisson pycnodontiforme indéterminé. La macrofaune découverte est généralement en bon état de conservation et se présente sous forme de moules internes à remplissage conforme à la matrice. Les résidus de lavage ont fourni des ophiuroïdes, des foraminifères, des ostracodes, des dents et fragments isolés de poissons. Cette microfaune est en cours d'étude.



**Figure 8 :** **A**, Panorama montrant les dépôts de l'unité "3-A" par rapport aux unités sous et sus-jacentes (coupe de Menaguir "B"); **B**, Banc calcaire argileux lumachellique riche en moules de *Costagyra olisiponensis* et de *Ceratostreon flabellatum* (coupe de Kénadsa) ; **C**, Calcaires à débit en nodules (coupe de Berridel).

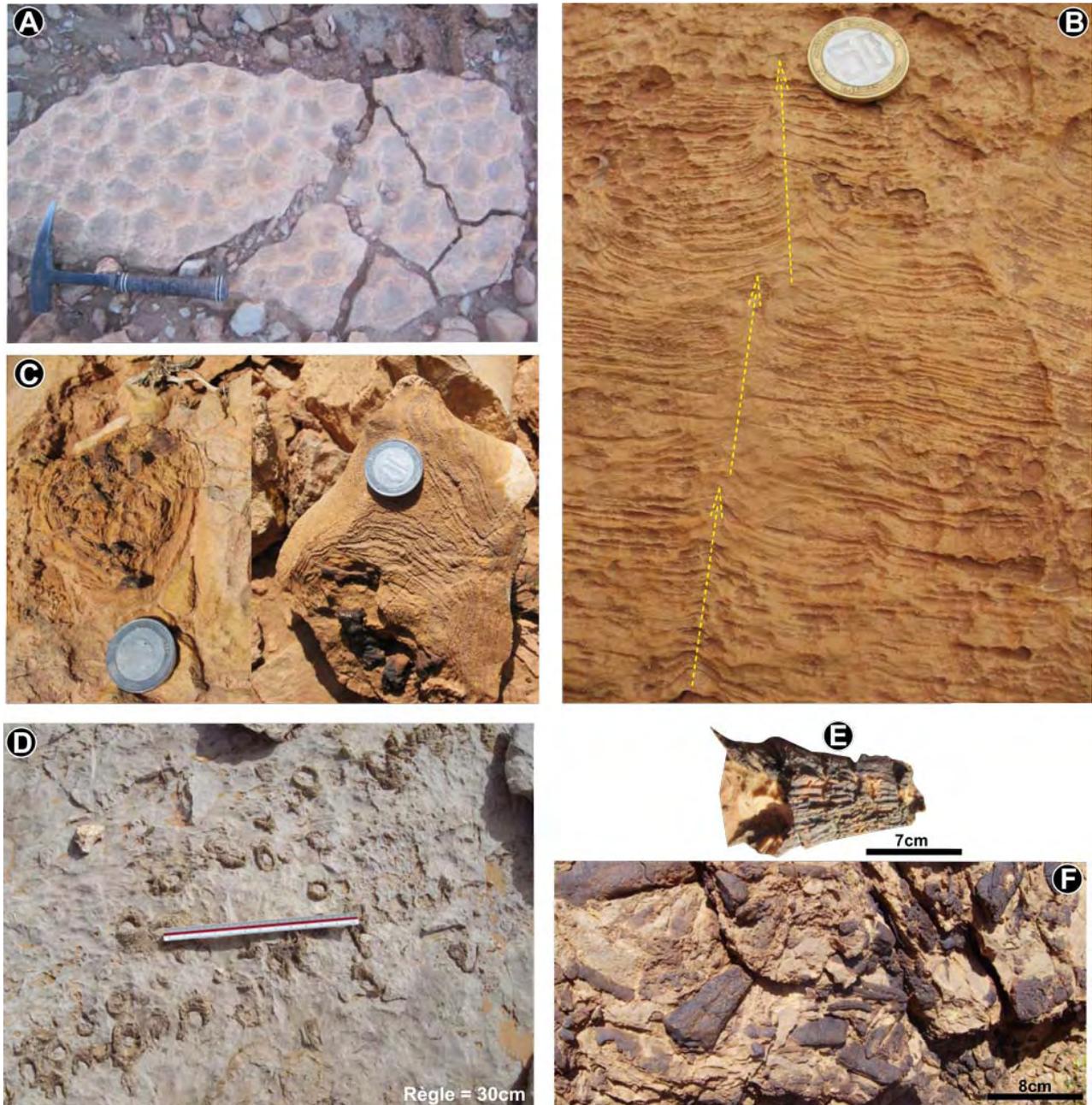
**Environnement de dépôt :** Cette unité (*Neolobites* bioevent de CAVIN *et al.*, 2010, et bioevents A1-A2 de MEISTER & PIUZ, 2013) est constituée de bancs continus, sans variations sédimentologiques notables. Elle contient un large spectre de fossiles benthiques et pélagiques. Les macro-restes sont en majeure partie déterminables et ne sont pas ré-élaborés au sens de FERNÁNDEZ-LÓPEZ (1991), mais sont parfois déformés. Cette déformation est liée probablement à une compaction d'enfouissement différentielle entre un sédiment calcaire non consolidé et des nodules cimentés pendant la diagenèse précoce (ELMI & AMEUR, 1984 ; WIESE & SCHULZE, 2005). Les dépôts de cette unité témoignent d'une accentuation notable de la transgression cénomaniennne qui généralise un milieu de mer ouverte peu profonde, aux fonds marins très riches en organismes diversifiés. Dans ce milieu, l'abondance des gastéropodes et des bivalves, notamment les coquilles aplaties d'*Exogyra flabellatum* adaptées aux substrats meubles et résistants à l'enfouissement infralittoral (CALLAPEZ, 2008), suggère un milieu

de dépôt calme à fond boueux, plat à faiblement penté, probablement de vasière infralittorale (CANÉROT *et al.*, 1982 ; ETTACHFINI & ANDREU, 2004).

En Afrique du Nord et au Moyen-Orient, l'ammonite *Neolobites vibrayeanus* colonise généralement les plates-formes peu profondes et se trouve le plus souvent associée au nautilite *Angulithes* (WIESE & SCHULZE, 2005 ; WILMSEN & NAGM, 2012 ; MEISTER & PIUZ, 2013).

#### **Unité 3-B : calcaires massifs**

La base de cette unité est marquée par un changement radical de faciès, caractérisé par la disparition de la stratification ondulée de l'unité sous-jacente et par le passage brutal aux calcaires massifs. L'unité est formée d'une succession exclusivement carbonatée et dolomitisée, à gros bancs beiges à grisâtres, d'épaisseur décimétrique à métrique. Ce sont des calcaires bioclastiques à texture wackestone, livrant des ostréidés, des gastéropodes et des échinides. L'aspect de certains bancs calcaires est tigré, ce qui est dû à une bioturbation

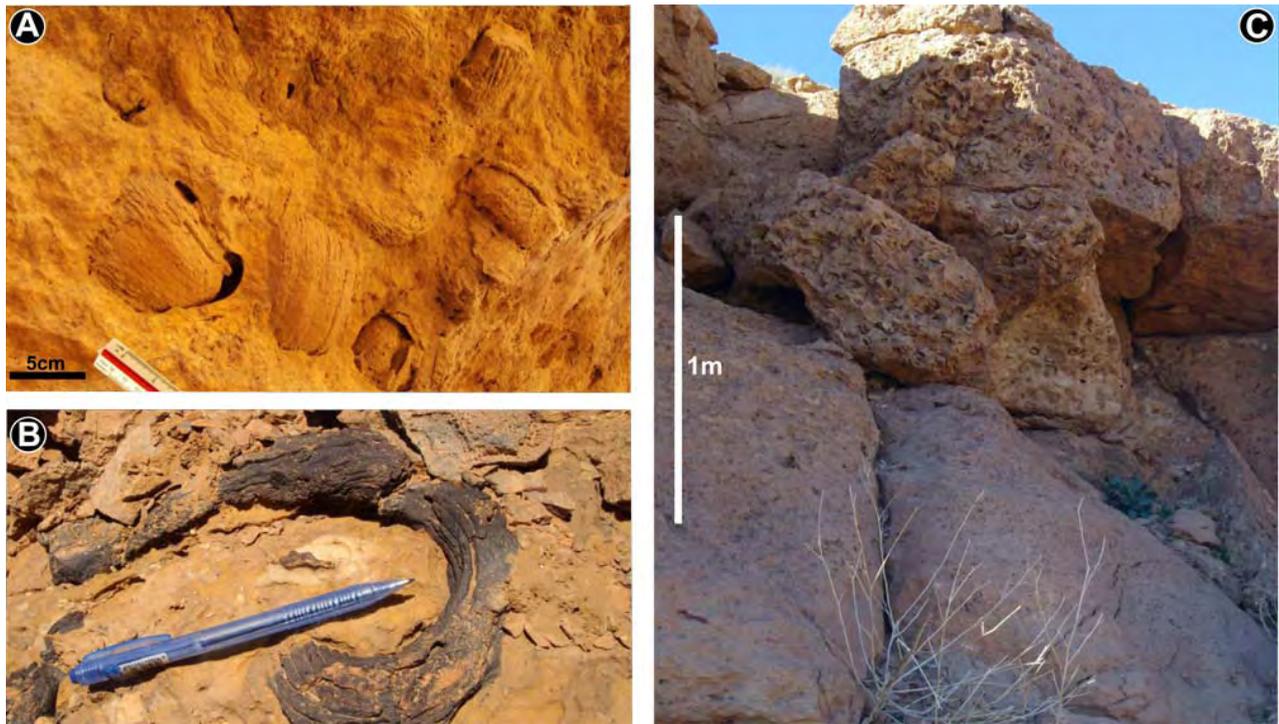


**Figure 9 :** **A**, Banc calcaire à surface supérieure sculptée par des rides d'interférentes cogénétiques en nid-d'abeilles (coupe de Berridel) ; **B**, Surface supérieure d'une dalle calcaire à lamines stromatolithiques concentriques (coupe de Berridel) ; **C**, Banc calcaire à lamines stromatolithiques plissotées (coupe de Menaguir "D") ; **D**, Dalle calcaire parsemée de moules de sauvagesinés silicifiés (coupe de Kénadsa) ; **E**, Moule interne de *Durania* sp. silicifié (coupe de Kénadsa) ; **F**, Surface supérieure d'un banc calcaire remaniant des réquiéniides et sauvagesinés silicifiés (coupe de Djebel Asfar).

intense, qui se marque macroscopiquement par des différences de couleur (jaune, grise ou rouge) et de texture. Les terriers montrent des contours nets, de formes bien définies et correspondent la plupart du temps à des *Thalassinoides*, auxquels s'ajoutent occasionnellement des traces de type *Diplocraterion*, *Planolites*, *Protovirgularia* ou *Scolicia*. Dans ces calcaires s'intercalent aussi des packstones riches en radioles d'oursins et des packstones-

grainstones sous forme de strates lenticulaires à Pectinidae, Gryphaeidae, échinides et gastéropodes. La surface sommitale des bancs est modelée par des rides de courant asymétriques, parfois en nid-d'abeilles (Fig. 9.A).

Sur les limites septentrionales du bassin, cette unité est coupée par un banc métrique de calcaire micritique à lamines stromatolithiques planes ou ondulées (Fig. 9.B-C).



**Figure 10 :** **A**, Moules internes de *Caprinula* de grande taille (coupe de Menaguir "C") ; **B**, Valve courbe et silicifiée de *Caprinula* (coupe de Berridel) ; **C**, Banc calcaire à *Caprinula* affectés par la dissolution (coupe de Menaguir "B").

La partie terminale de cette unité est formée généralement d'un lit calcaire décimétrique à patine noire (bordures nord du bassin) ou grise (bordures sud du bassin), particulièrement riches en rudistes, des réquieniides (*Apricardia* sp.) et des sauvagesiiinés (*Durania* sp. et *Sauvagesia sharpie*) silicifiés et irrégulièrement répartis dans une matrice biomicritique dolomitisée ; ils sont soit isolés et en position de vie (Fig. 9.D-E), soit en fragments désarticulés (Fig. 9.F).

**Environnement de dépôt :** Les dépôts de cette unité enregistrent des fluctuations notables du niveau marin. L'abondance des exogyres et des traces fossiles caractéristiques des fonds meubles ("loose-ground") et l'ichnofaciès *Cruziana* indiquent un dépôt en milieu de plate-forme médio-littorale à margino-littorale riche en nutriments et à salinité normale (FREY & PEMBERTON, 1984 ; MATHEY *et al.*, 1991). Les strates qui se caractérisent par de fréquentes laminites cryptoalgaires et par l'absence de bioturbations indiquent un environnement intertidal supérieur, aux conditions de température et de salinité élevées, sans aller toutefois jusqu'à des conditions évaporitiques franches (absence de gypse). Les minces intercalations chenalisées de calcaires lumachelliques attestent de l'influence épisodique de tempêtes. Les niveaux à rudistes, qui caractérisent la partie sommitale de l'unité, ne constituent pas de bio-

constructions puisque les débris de rudistes sont souvent remaniés dans des petits bancs. Ces débris ne forment pas de barrières hydrodynamiques, mais sont interprétés comme déposés en zones peu profondes, à énergie hydrodynamique modérément élevée.

#### **Unité 3-C : calcaires à caprinules et nerineidés**

Cette unité est constituée à sa base par un banc calcaire grisâtre, massif, compact, sans litage apparent, d'épaisseur variable (maximum 3 m). Ce banc est particulièrement riche en moules internes de rudistes entiers qui peuvent constituer jusqu'à 80 % du sédiment. L'état de conservation des organismes est généralement excellent, en particulier au sommet des couches, où est identifié le rudiste *Caprinula boissyi* (Fig. 10.A-C) qui atteint une taille allant jusqu'à 25 cm. Certains spécimens sont complètement silicifiés (Fig. 10.B) ou sont affectés par la dissolution (Fig. 10.C). Entre les moules internes de rudistes, on retrouve une texture de mudstone ou wackestone à foraminifères benthiques (*Nezzazata simplex*, *Nezzazatinella picardi*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli* et *Trochospira* sp.).

Ce banc à caprinules de grande taille est bien développé dans la région d'El Menaguir, diminue en épaisseur vers l'Est, en direction du Djebel Asfar, et il disparaît totalement en allant vers le Sud.

Généralement le banc à caprinidés est surmonté par des couches calcaires bioturbées et par un niveau centimétrique, grisâtre, bien continu latéralement, riche en *Nerinea* sp. Disposées en désordre. L'examen microscopique de ce faciès montre qu'il s'agit d'une texture wackestone-packstone à nérinéidés (parfois de 60% à 70% de la lame) enrobés dans une matrice micritique dolomitisée. Des foraminifères benthiques affectés par la dissolution ont été également observés dans certaines lames.

**Environnement de dépôt :** Les caprinules qui constituent l'essentiel de cette unité semblent correspondre à l'agglomération *in situ* de rudistes nommée "*biogenic concentrations*" (KIDWELL *et al.*, 1986). Le genre *Caprinula* montre une distribution géographique très large (Afrique du Nord et Europe). Il n'est associé ni à des figures sédimentaires témoignant d'émergence, ni à des organismes qui peuvent signaler des milieux peu profonds soumis aux influences du large (barrière) tels que les madrépores. Il atteste d'un milieu moins profond, à salinité normale et modérément agité. L'absence de structures fenestrae ou de dessiccation semble indiquer que le milieu était continuellement sous l'eau. Les caprinidés ne constituent jamais un véritable récif, mais leur croissance dans une matrice de boue carbonatée indique l'instauration d'un régime subrécifal sur une plate-forme carbonatée peu profonde (CHIKHI-AOUIEUR, 2010). Des faciès similaires ont été décrits dans le Crétacé du Moyen-Orient et ont été considérés également comme des dépôts de plate-forme ("*mid-ramp*") à rudistes (BUCHBINDER *et al.*, 2000).

Selon WILSON (1975), le faciès packstone à gastéropodes reflète un dépôt dans un environnement subtidal à intertidal inférieur. Dans l'intervalle étudié, l'abondance des nerinéidés disposés en désordre et la matrice micritique attestent d'un milieu de faible énergie hydrodynamique qui pourrait correspondre à un environnement subtidal peu profond.

#### **Unité 3-D : calcaires lités**

L'unité est caractérisée par une succession bien stratifiée, composée de lits calcaires fins, compacts, de couleur grisâtre ou bleuâtre, sans litage apparent, d'épaisseur centimétrique (0,05 à 0,30 m), à nodules de silex (Fig. 11.A-B), en grande partie dolomitisés. Ces lits calcaires mudstones montrent une surface supérieure à rides de courant et sont continus latéralement. Ils sont intercalés de niveaux calcaires à gastéropodes recristallisés, de calcaires bioclastiques à débris d'*Exogyra* et de calcaires grisâtres fortement bioturbés.

Dans la partie septentrionale du bassin, cette succession se poursuit par un banc massif (1 à 1,2 m) de calcaires intensément bioturbés par des *Thalassinoides* (Fig. 11.C). Celui-ci se termine par un horizon lumachellique couronné

par une discontinuité à échelle régionale. Il s'agit d'une surface ondulée affectée par des fentes de dessiccation et recouverte d'une mince pellicule de brèche provenant probablement de la dessiccation. Vers le Sud, entre Kénadsa et Djorf Torba, le dernier banc est formé d'un calcaire lumachellique (0,15 m) continu latéralement et coiffé par une surface d'émergence à fentes de dessiccation. Cette discontinuité est surmontée par un niveau centimétrique microconglomératique (Fig. 11.D) ou gréseux à petits graviers calcaires associés à des fragments de gastéropodes et de rudistes usés, montrant des terriers cylindriques (Fig. 11.E).

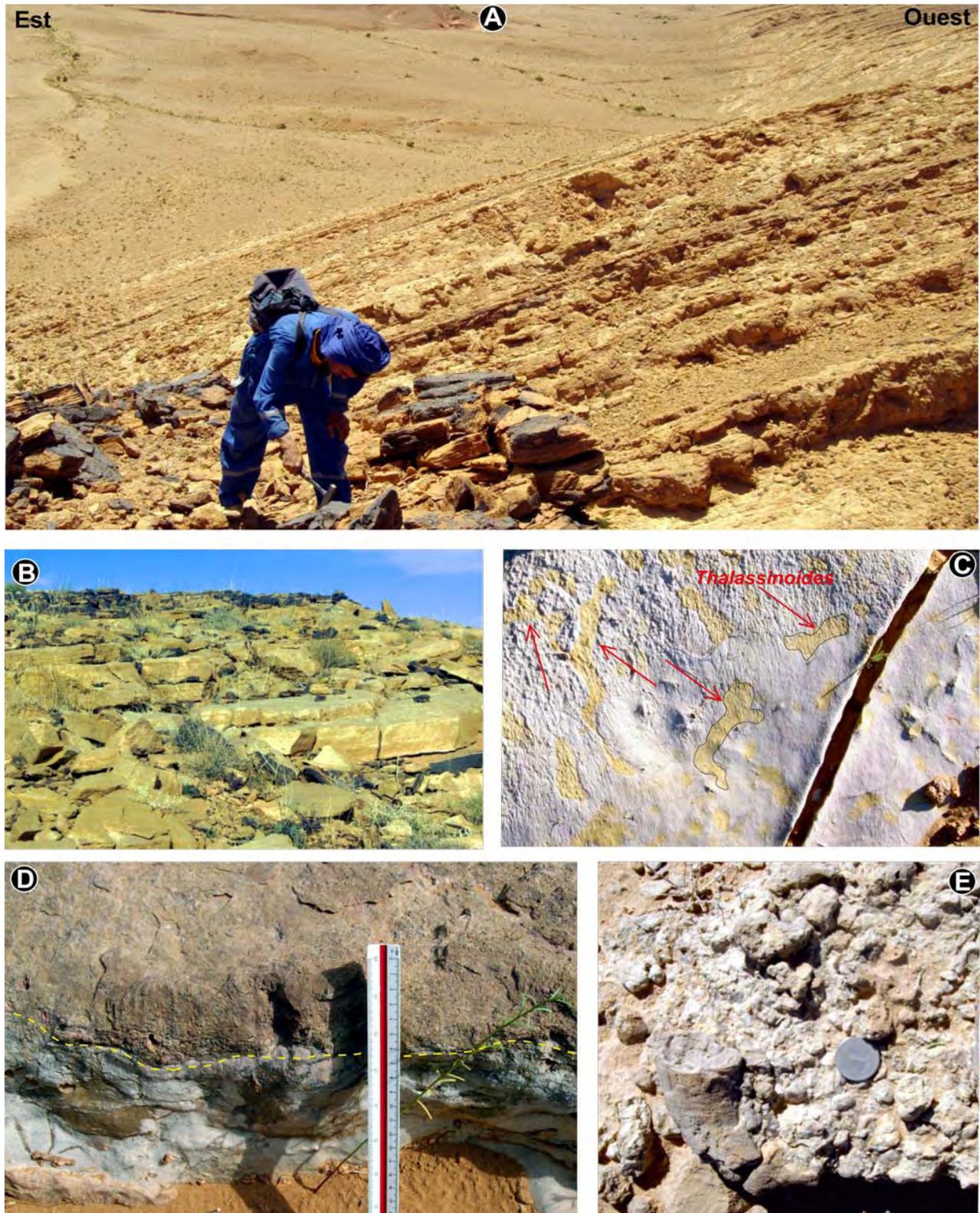
**Environnement de dépôt :** Les dépôts de cette unité occupent la partie sommitale des affleurements crétacés. Ils correspondent à des plaquettes calcaires monotones, de texture mudstone, dépourvues de macrofossiles, qui témoignent de dépôts carbonatés boueux dans un environnement de faible énergie hydrodynamique. Cet environnement est assimilé à une plate-forme subtidale profonde. Les changements brutaux de faciès de cette unité globalement plus profonde, notamment à son sommet, témoignent de changements rapides de profondeur. Le passage des dalles micritiques minces et continues latéralement à des niveaux bioclastiques bioturbés typiques des environnements margino-littoraux et médio-littoraux, puis la surface sommitale bréchique signent la chute du niveau marin qui termine cette unité 3-D.

#### **Attribution stratigraphique et dépôts contemporains**

La présence de *Neolobites vibrayeanus* permet de placer l'ensemble inférieur (unité "3-A") de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" à la base du Cénomaniens supérieur qui coïncide avec la partie inférieure à moyenne de la zone à *Calycoceras guerangeri* (e.g., THOMEL, 1972 ; CHANCELLOR *et al.*, 1994 ; MEISTER & PIUZ, 2013).

L'assemblage de rudistes (*Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpei*) et de foraminifères (*Chrysalidina gradata*, *Merlingina cretacea*, *Nezzazinella picardi*, *Nezzazata simplex* et *Pseudolitanella reichelii*), identifié dans la partie médiane de la barre calcaire (unités "3-B" et "3-C"), correspond parfaitement à celui signalé au Portugal (BERTHOU, 1984) et au Maghreb (CHIKHI-AOUIEUR *et al.*, 2006 ; CHIKHI-AOUIEUR, 2010). Il permet d'assigner à cette entité sédimentaire un âge Cénomaniens supérieur (zone à *Metaco-ceras geslinianum* - *Neocardioceras judii*).

La partie supérieure (unité "3-D") de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" est dépourvue de bio-indicateurs stratigraphiques. Elle a été rapportée au Turo-nien inférieur par analogie faciologique avec ses correspondants dans les régions d'Erfoud, de



**Figure 11** : **A**, Vue panoramique, selon une direction Est-Ouest, montrant la partie terminale (unité "3-D") de la Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" (coupe de Berridel) ; **B**, Vue rapprochée présentant la succession de dalles calcaires centimétriques, compactes, parfois silicifiées (coupe de Djebel Asfar) ; **C**, Niveau calcaire au sommet de la série crétacée présentant une bioturbation par *Thalassinoides* à contours nets. Notons la différence de couleur des terriers (jaune) par rapport au calcaire encaissant (grisâtre) (coupe de Menaguir "C") ; **D**, Vue en coupe de la discontinuité qui affecte le sommet des niveaux calcaires attribués au Turonien inférieur. Au-dessus de la surface de discontinuité s'installe une sédimentation détritique de nature microconglomératique (coupe de Kénadsa) ; **E**, Surface d'érosion au sommet de la barre calcaire céno-mano-turonienne, remaniant des rudistes usés et de terriers cylindriques (coupe de Messoueur).

Ziz et de Goulmima (Maroc), datés par des foraminifères planctoniques de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* (RHALMI *et al.*, 2000 ; ETTACHFINI & ANDREU, 2004 ; LÉZIN *et al.*, 2012 ; ANDREU *et al.*, 2013). Cette attribution stratigraphique est basée aussi sur les changements sédimentologiques, paléontologiques et paléoenvironnementaux qui marquent la base du Turonien (juste après l'événement OAE2) au Sahara et sur tout le pourtour de la Méditerranée (GROSHENY *et al.*, 2008, 2013 ; LÉZIN *et al.*, 2012 ; LEBEDEL *et al.*, 2013 ; WILMSEN & NAGM, 2012 ; ANDREU *et al.*, 2013).

La partie médiane des faciès peu profond des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" se corrèle aux couches semblables qui affleurent plus à l'Ouest, au Maroc, dans le "sillon pré-africain" où ils couvrent à peu près la durée de l'anomalie géochimique du passage C-T, mondialement reconnue (LÉZIN *et al.*, 2012 ; LEBEDEL *et al.*, 2013 ; ANDREU *et al.*, 2013).

La Formation des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" a pour équivalent latéral la Formation de Ben Cherrou dans le Haut Atlas central, la Formation d'Amghourzif dans le Moyen Atlas méridional et la Haute Moulouya, la Formation d'Ait Ben Ali dans le Moyen Atlas central, la Formation d'Akrabou dans le bassin d'Errachidia-Boudnib-Erfoud et la Formation de Rhoundjaia dans l'Atlas Saharien occidental.

Dans le bassin du Guir, la limite Cénomani-Turonien a été placée au changement lithologique situé à la base des calcaires lités constituant la partie supérieure des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane". Ce changement de faciès correspond à la fin de l'anomalie géochimique (LEBEDEL *et al.*, 2013). Il peut être suivi jusqu'au Sahara central (GROSHENY *et al.*, 2013).

## 7. Évolution séquentielle (Fig. 12)

Dans le bassin du Guir, l'extension des aires de sédimentation et la régularité des milieux de dépôts dépendent principalement des mouvements eustatiques transgressifs et régressifs de la mer cénomano-turonienne. L'identification des séquences de dépôt est basée sur l'interprétation des enchaînements de faciès, soit transgressifs (*deepening-up*) soit régressifs (*shallowing-up*), ainsi que de la nature des surfaces stratigraphiques remarquables (surface de transgression, surface de chute du niveau marin relatif) au sein des successions observées. Les environnements de dépôt très peu pentés peuvent affecter notamment les enchaînements régressifs en court-circuitant certains faciès mieux représentés sur les rampes plus pentées. Quatre séquences moyennes (ou mésoséquences) transgressives-régressives ont été individualisées, dont les maxima d'inondation sont soulignés par des calcaires de mer ouverte.

Les deux premières mésoséquences sont d'âge Cénomani inférieur-moyen et couvrent l'ensemble des dépôts des Formations des "Grès rouges" et des "Marnes à gypse inférieures". Le demi-cycle transgressif de la première mésoséquence est limité à la base par une discordance angulaire et par une discontinuité d'érosion qui correspond à une surface de transgression. Il est composé des dépôts de la Formation des "Grès rouges" et de la base de l'unité "2-A". Le maximum d'inondation coïncide avec le sommet de la dalle calcaire fossilifère riche en gastéropodes, qui montre une extension régionale. Le demi-cycle régressif de la première mésoséquence est formé de marnes à passées de gypse, grès et dolomie, qui se développent sur une plate-forme de faible énergie (marnes, gypses et stromatolithes). Le demi-cycle transgressif de la deuxième mésoséquence correspond aux dépôts de la partie sommitale de l'unité "2-A" (marnes verdâtres dépourvues de gypse) et de la partie médiane de l'unité "2-B". Le demi-cycle régressif de cette séquence est composé par une dalle calcaire stromatolithique d'extension régionale. Il s'achève par une surface d'émersion à polygone de dessiccation. La faune pyriteuse de petite taille qui marque la surface supérieure de la dalle calcaire à lamines stromatolithiques peut correspondre à une surface de transgression (mésoséquence suivante).

La troisième mésoséquence transgressive-régressive d'ordre régional est d'âge Cénomani supérieur (unités "3-A" et "3-B"). Sa limite inférieure indique un changement brutal de faciès et d'environnement sédimentaire, avec passage de calcaires stromatolithiques de plate-forme péritidale vers des niveaux calcaires noduleux de plate-forme infralittorale. Le cortège transgressif, d'âge Cénomani supérieur non terminal, coïncide avec l'installation de l'événement à *Neolobites* (unité "3-A") qui s'est déposé dans un milieu de vase infralittorale, dont la diversité et l'abondance de la faune indique une stabilité du milieu et donc peut être un maximum de profondeur (GILI *et al.*, 1995 ; SKELTON *et al.*, 1995, 1997 ; SANDERS & PONS, 1999). L'intervalle régressif de la troisième mésoséquence recouvre les unités "3-B" et "3-C" formées essentiellement de barres calcaires massives (calcaires bioturbés margino-littoraux et calcaires tidalites à lamines cryptoalgaires). Il peut être corrélé avec la phase anoxique mondiale "OAE2 bioevent" et aux dépôts "BED1", "BED2" du Sud-marocain, par comparaison avec les travaux de LÉZIN *et al.* (2012), LEBEDEL *et al.* (2013), ANDREU *et al.* (2013) et GROSHENY *et al.* (en préparation, S. FERRY communication personnelle).

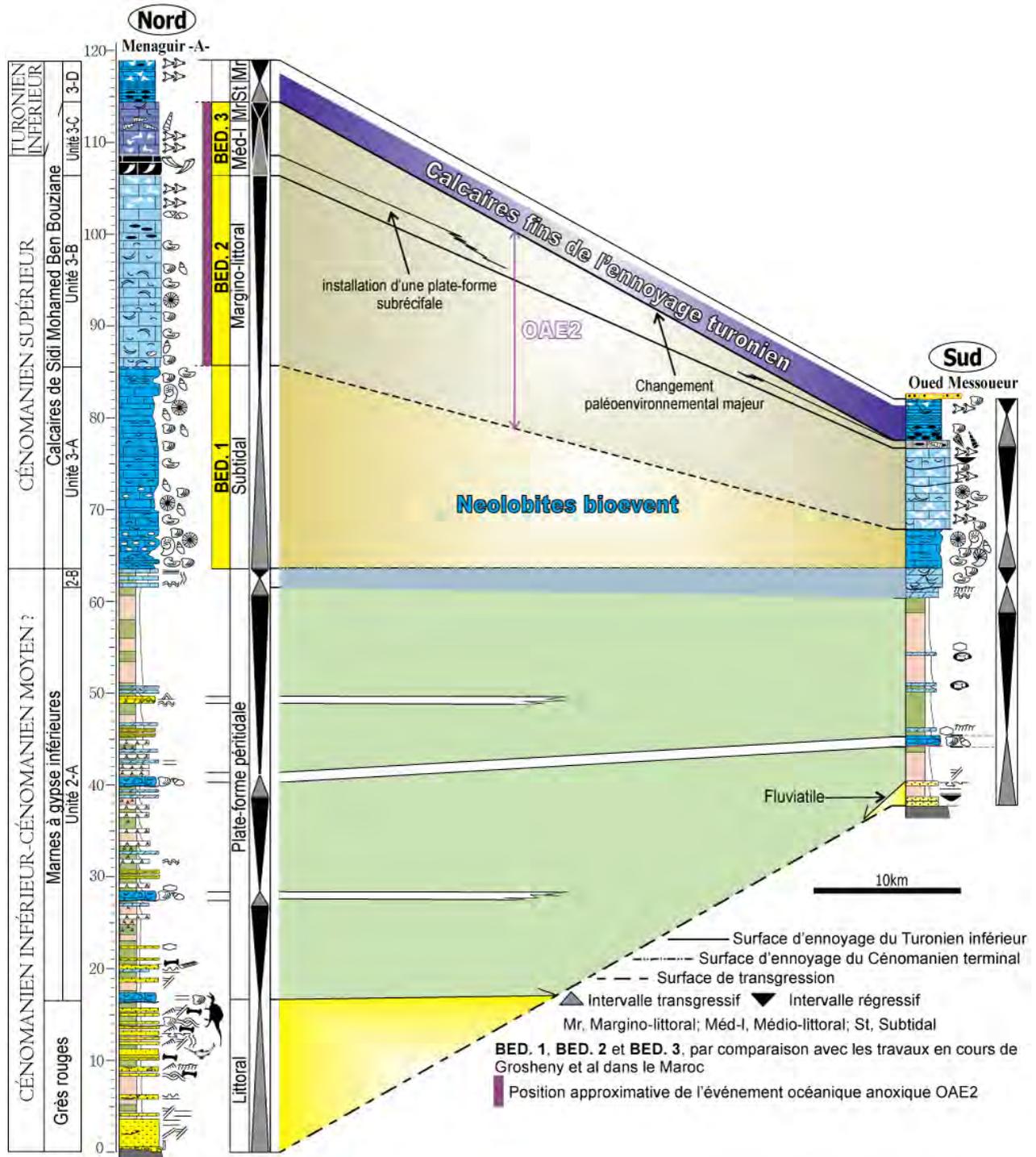


Figure 12 : Coupe nord-sud montrant l'organisation séquentielle et l'évolution latérale des dépôts.

La quatrième mésoséquence couvre les couches attribuées au Turonien inférieur (unité "3-D"). Elle est limitée à la base par une discontinuité qui marque un changement lithologique et paléoenvironnemental majeur (ennoyage général). Sa limite supérieure est une discontinuité composite matérialisée sur le terrain par une surface d'émersion accompagnée et/ou suivie d'une érosion qui précède le dépôt de la Formation des "Marnes à gypse supérieures" attribuée au Sénonien (BENYOUCEF *et al.*, 2008).

Son cortège transgressif correspond à des dalles micritiques subtidales. Le cortège régressif est composé d'une sédimentation carbonatée bioturbée par des *Thalassinoïdes*, indiquant un environnement de dépôt margino-littoral. L'installation de ce dernier milieu sédimentaire est lié à la diminution de profondeur (demi-cycle régressif), par comblement, jusqu'à l'émersion.

L'ensemble de la succession étudiée est, quant à lui, interprété comme une mégaséquence transgression-régression intégrant les

différentes mésoséquences, qui a évolué par étapes successives : d'un milieu détritique continental (fluviatile) ou littoral vers un milieu de plaine d'inondation évaporitique (ou plate-forme péritidale) soumise épisodiquement à des incursions marines brutales comme l'indiquent les horizons bioclastiques intercalés dans les marnes à gypse, puis un milieu marin ouvert sur le domaine océanique, comme l'atteste l'abondance de faunes benthiques et pélagiques. Cette mégaséquence correspond à l'avancée de la mer sur la bordure septentrionale du craton saharien (ou marge sud-téthysienne). Il s'agit d'un phénomène connu à très grande échelle et jugé pour cette raison eustatique.

## 8. Conclusion

Les terrains créacés de la région du Guir sont découpés en trois formations lithostratigraphiques à développement vertical inégal témoignant d'une évolution paléoenvironnementale tributaire des variations eustatiques.

La Formation basale des "Grès rouges" est rapportée au Cénomaniens inférieur grâce à la découverte de restes de vertébrés. Elle est représentée par des dépôts fluviatiles au Sud et par un milieu littoral à influence tidale ou même de tempêtes au Nord du bassin d'étude. La Formation des "Marnes à gypse inférieures" est attribuée par encadrement au Cénomaniens inférieur-moyen. Elle témoigne d'une sédimentation de plateforme péritidale analogue à une sebkha côtière soumise à l'influence épisodique des tempêtes. La Formation terminale des "Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane" est attribuée au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. Elle se compose de quatre unités lithostratigraphiques, témoignant d'une sédimentation de plate-forme carbonatée allant de l'intertidal au subtidal.

La caractérisation des discontinuités sédimentaires et l'analyse des modalités d'empilement des lithofaciès permettent de distinguer plusieurs séquences qui se succèdent les unes aux autres pour former des mésoséquences transgressives-régressives, limitées par des discontinuités sédimentaires à valeur régionale. Ces mésoséquences s'agencent dans une mégaséquence évoluant vers l'ouverture sur la mer franche, puis vers une émergence au Turonien supérieur. La tendance à l'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord, est nettement confirmée par l'organisation d'ensemble des unités lithostratigraphiques, ainsi que par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échinofaune et de la malacofaune (BENYOUCEF *et al.*, 2012), et surtout par la présence de l'ammonite *Neolobites vibrayanus*.

## Remerciements

Nous remercions vivement Messieurs André PIUZ et Serge FERRY pour leurs remarques et critiques constructives sur ce manuscrit. Nous remercions également le Rédacteur en Chef, Bruno GRANIER, qui a accepté la publication de ce travail dans Carnets Geol. Les travaux d'Émilie LÄNG sont financés par le Fonds National Suisse (FNS 200021-129923).

## Références bibliographiques

- ANDREU B., LEBEDEL V., WALLEZ M.-J., LÉZIN C. & ETTACHFINI EI M. (2013).- The upper Cenomanian-lower Turonian carbonate platform of the Preafrican Trough, Morocco: Biostratigraphic, paleoecological and paleobiogeographical distribution of ostracods.- *Cretaceous Research*, vol. 45, p. 216-246.
- BASSOULLET J.-P. (1973).- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas Saharien occidental (Algérie).- Thèse de Doctorat d'État, Sciences Naturelles, Université de Paris VI, 497 p.
- BENYOUCEF M., ADACI M., MEISTER C., LÄNG E., MALTI F.Z., MEBARKI K., CHERIF A., ZAOUÏ D., BENYOUCEF A. & BENSALAH M. (2014).- Le "Continental Intercalaire" dans la région du Guir (Algérie) : nouvelles données paléontologiques, ichnologiques et sédimentologiques.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 33, n° 1, p. 281-297.
- BENYOUCEF M., BENSALAH M., MALTI F.Z. & BENDELLA M. (2008).- New stratigraphic data from the Cretaceous basin of Guir (Bechar, South-western of Algeria).- *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, Villeurbanne, vol. 164, p. 19-22.
- BENYOUCEF M., LÄNG E., CAVIN L., MEBARKI K., ADACI M & BENSALAH M. (2015).- Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma.- *Cretaceous Research*, vol. 55, p. 44-55.
- BENYOUCEF M. & MEISTER C. (2015).- Lithostratigraphic evolution, facies analysis and depositional environment of the Cenomanian-lower Turonian in the Guir area, South-western Algeria.- *Cretaceous Research*, vol. 53, p. 68-88.
- BENYOUCEF M., MEISTER C., BENSALAH M. & MALTI F.Z. (2012).- La plateforme préafricaine (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) dans la région de Béchar (Algérie) : stratigraphie, paléoenvironnements et signification paléobiogéographique.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 31, n° 1, p. 205-218.

- BERTHOU P.Y. (1984).- Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the ammonite facies and rudist facies.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Copenhagen, vol. 33, p. 41-55.
- BUCHBINDER B., BENJAMINI C. & LIPSON-BENITAH S. (2000).- Sequence development of Late Cenomanian-Turonian carbonates ramps, platforms and basins in Israel.- *Cretaceous Research*, vol. 21, p. 813-843.
- BROMLEY R.G. (1996).- Trace fossils. Biology, taphonomy and applications.- Chapman & Hall, London, 2<sup>nd</sup> Edition, 361 p.
- CALLAPEZ P.M. (2008).- Palaeogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous western Portuguese carbonate platform.- *Thalassas*, Vigo, vol. 24, n° 1, p. 29-52.
- CANÉROT J., CUGNY P., PARDO G., SALAS R. & VILLENA J. (1982).- Ibérica Central-Maestrazgo. *In: El Cretacico de España*.- Universidad Complutense, Madrid, p. 273-344.
- CAVIN L., BOUDAD L., DUFFAUD S., KABIRI L., LE LOEUFF J., ROUGET I. & TONG H. (2001).- L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin du Tafilalt et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc): implications paléobiogéographiques.- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol. 333, p. 677-683.
- CAVIN L., TONG H., BOUDAD L., MEISTER C., 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*, vol. 57, p. 391-412.
- CHANCELLOR G.R., KENNEDY W.J. & HANCOCK J.M. (1994).- Turonian ammonite faunas from Central Tunisia.- *Special Papers in Palaeontology*, vol. 50, 118 p.
- CHIKHI-AOUIEUR F. (2010).- L'Algérie à travers son patrimoine paléontologique : les rudistes.- BAOSEM, Alger, 270 p.
- CHIKHI-AOUIEUR F., NOUH-MEFNOUNE B. & BANKIH B. (2006).- Rudistes du Cénomanien et du Turonien de la région de Ghardaïa (Mzab, Algérie). Paléontologie, biostratigraphie et paléobiogéographie.- *Mémoire du Service Géologique National*, Alger, vol. 13, p. 199-207.
- CHOUBERT G. (1943).- Quelques réflexions sur la terminaison orientale de l'Anti Atlas.- *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle*, Rabat, XXIII, p. 61-79.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1962).- Évolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *In: Livre à la Mémoire du Professeur Paul FALLOT*.- *Mémoire hors-série, Société Géologique de France*, Paris, vol. 1, p. 447-527.
- CISZAK R., ANDREU B., CHARRIÈRE A., ETTACHFINI E.M. & ROSSI A. (1999).- Le Crétacé anté-turonien du Moyen Atlas méridional et de la Haute Moulouya, Maroc; stratigraphie séquentielle et paléoenvironnements.- *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, vol. 170, n° 4, p. 451-464.
- CLARIOND L. (1939, inédit).- Note sur la géologie des environs de Kenadza. *Rapport du Bureau de Recherche et de Participations Minières*, 57 p.
- COQUAND H. (1862).- Géologie et paléontologie de la région sud de la Province de Constantine.- *Mémoires de la Société d'Émulation de la Provence*, Marseille, t. II, 341 p. URL: <https://archive.org/details/geologieetpaleon00coquiala>
- CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P., PELISSIE T. & REY J. (1989).- Le Jurassique du Quercy: unités lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire.- *Géologie de la France*, Orléans, n° 3, p. 33-62.
- DELEAU P. (1951).- Les bassins houillers du Sud oranais dans la région de Colomb-Béchar-Abadla.- *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, Livre I, Stratigraphie, 275 p.
- DELEAU P. (1952).- La région de Colomb-Béchar.- Monographie Régionale, Alger, XIXe Congrès de Géologie International, vol. 1, n° 8, p. 1-101.
- DOMINIK W. (1985).- Stratigraphie und Sedi-mentologie (Geochemie, Schwermineral analyse) der Oberkreide von Bahariya und ihre Korrelation zum Dakhla-Becken (Western-Desert, Ägypten).- *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, vol. 62, 173 p.
- DUBAR G. (1948).- Carte géologique provisoire du Haut Atlas de Midelt au 1/200.000. Notice explicative.- *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, Rabat, n° 59 bis.
- EHRENBERG K. (1944).- Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bautendekapoder Krebse.- *Paläontologische Zeitschrift*, Berlin, vol. 23, p. 345-359.
- ELMI S. & AMEUR M. (1984).- Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens.- *Geologica Romana*, vol. 23, p. 13-22.
- ETTACHFINI E.M. & ANDREU B. (2004).- Le Cénomanien et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc.- *Cretaceous Research*, vol. 25, n° 2, p. 277-302.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ S. (1991).- Taphonomic concepts for a theoretical biochronology.- *Revista Española de Paleontología*, Madrid, vol. 6, n° 1, p. 37-49.
- FERRY S., MASROUR M. & GROSHENY D. (2007).- Le Crétacé de la marge atlantique marocaine (région d'Agadir).- *Excursion du Groupe Français du Crétacé*, 2007, 75 p. URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00686791>

- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1984).- Trace fossil facies models. In: WALKER R.G. (ed.), Facies models.- Geological Association of Canada, St. John's, (Reprint Series), Second Edition, vol. 1, p. 189-207.
- GILI E., SKELTON P.W., VICENS E. & OBRADOR A. (1995).- Corals to rudists-an environmentally induced assemblage succession.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 119, p. 127-136.
- GROSHENY D., CHIKHI-AOUMEUR 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*, Paris, vol. 179, n° 6, p. 593-603.
- GROSHENY D., FERRY S., JATI M., OUAJA M., BENSALAH M., ATROPS F., CHIKHI-AOUMEUR F., BENKHEROUF-KECHID F., NEGRA H. & AIT SALEM H. (2013).- The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria).- *Cretaceous Research*, vol. 42, p. 66-84.
- HADDOUMI H. (1998).- Les formations détritiques "couches rouges" (Bathonien et Crétacé inférieur) de la région d'Anoual (Haut Atlas oriental, Maroc): sédimentologie, stratigraphie et paléogéographie.- Thèse d'État, Université Mohammed 1, Oujda, Maroc, p. 229.
- KIDWELL S.M., FÜRSTICH F.T. & AIGNER T. (1986).- Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations.- *Palaios*, Lawrence, vol. 1, p. 228-238.
- KILIAN C. (1931).- Des principaux complexes continentaux du Sahara.- *Comptes Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, Paris, vol. 9, p. 109-111.
- LE LOEUFF J., LANG E., CAVIN L. & BUFFETAUT E. (2012).- Between Tendaguru and Bahariya: on the age of the Early Cretaceous dinosaur sites from the Continental Intercalaire and other African formations.- *Journal of Stratigraphy*, Nanjing, vol. 36, n° 2, p. 486-502.
- LEBEDEL V., LÉZIN C., ANDREU B., WALLEZ M.-J., ETTACHFINI EI M. & RIQUIER L. (2013).- Geochemical and palaeoecological record of the Cenomanian-Turonian Anoxic Event in the carbonate platform of the Preafrican Trough, Morocco.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 369, p. 79-98.
- LEFRANC J.Ph. (1983).- Continental intercalaire. In: FABRE J. (ed.), Afrique de l'Ouest : introduction géologique et termes stratigraphiques / West Africa : geological introduction and stratigraphic terms.- *Lexique Stratigraphique International*, (Nouvelle Série), Pergamon, Oxford, n° 1, p. 218-219.
- LEVY R. (1949, inédit).- Le bassin du Ziz-Guir.- Rapport géologique, Maroc, Rabat, 35 p.
- LÉZIN C., ANDREU B., ETTACHFINI EI M., WALLEZ M.-J., LEBEDEL V. & MEISTER C. (2012).- The Upper Cenomanian-Lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco.- *Sedimentary Geology*, vol. 245-246, p. 1-16.
- LOGAN B.W. (1987).- The MacLeod evaporite basin, Western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution.- *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, vol. 44, 140 p.
- MARTILL D.M. (2007).- The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat-Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biostratigraphic utility of its biota.- *Cretaceous Research*, vol. 28, n° 6, p. 895-920.
- MAISEY J.G. (1991).- Santana fossils. An illustrated atlas.- T.F.H. Publications, Neptune City, NJ, 459 p.
- MAISEY J.G. (2000).- Continental break up and the distribution of fishes of Western Gondwana during the Early Cretaceous.- *Cretaceous Research*, vol. 21, p. 281-314.
- MATHEY B., LANG J., PIERRE C. & ALZOUMA K. (1991).- Effets combinés de l'eustatisme et des variations climatiques: l'exemple des premières transgressions du Crétacé supérieur dans le bassin de l'ullemmeden (Niger).- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 312, n° 5, p. 523-528.
- MEISTER C. & PIUZ A. (2013).- Late Cenomanian - Early Turonian ammonites of the southern Tethys margin from Morocco to Oman: biostratigraphy, paleobiogeography and morphology.- *Cretaceous Research*, vol. 44, p. 83-103.
- MENCHIKOFF N. (1936).- Études géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud.- *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (5e Série), t. 6, p. 131-148.
- NICHOLSON H.A. (1873).- Contributions to the study of the errant annelides of the older Palaeozoic rocks.- *Proceedings of the Royal Society of London*, vol. 21, p. 288-290.
- PAREYN C. (1961).- Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais.- Publications du Centre de Recherches Sahariennes, Paris, (Série Géologie), vol. 1, p. 325 p.
- PRATT B.R., JAMES N.P. & COWAN C.A. (1992).- Peritidal carbonates. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.), Facies models, response to sea level change.- Geological Association of Canada, St. John's, p. 303-322.
- RAGE J.-C. & CAPPETTA H. (2002).- Vertebrates from the Cenomanian, and the geological age of the Draa Ubari fauna (Libya).- *Annales de Paléontologie*, Paris, vol. 88, p. 79-84.
- RHALMI M., PASCAL A. & CHELLAI EI H. (2000).- Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains.- *Géologie Alpine*, Grenoble, vol. 76, p. 135-149.

- SALGADO L., CANUDO J.I., GARRIDO A.C., RUIZ-OMEÑACA J.I., GARCÍA R.A., DE LA FUENTE M.S., BARCO J.L. & BOLLATI R. (2009).- Upper Cretaceous vertebrates from El Anfiteatro area, Rio Negro, Patagonia, Argentina.- *Cretaceous Research*, vol. 30, n° 3, p. 767-784.
- SANDERS D. & PONS J.M. (1999).- Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria: Stratigraphy, sedimentology, and models of development.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 148, p. 249-284.
- SCHRANK E. (1991).- Mesozoic palynology and continental sediments in NE Africa (Egypt and Sudan) - a review.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 12, n° 1-2, p. 363-373.
- SCHRANK E. (1992).- Nonmarine Cretaceous correlations in Egypt and northern Sudan: palynological and palaeobotanical evidence.- *Cretaceous Research*, vol. 13, p. 351-368.
- SERENO P.C., DUTHEIL D.B., IAROCHE M., LARSSON H.C.E., LYON G.H., MAGWENE P.M., SIDOR C.A., VARRICCHIO D.J. & WILSON J.A. (1996).- Predatory dinosaurs from the Sahara and Late Cretaceous faunal differentiation.- *Science*, vol. 272, p. 986-991.
- SKELTON P.W., GILI E., VICENS E. & OBRADOR A. (1995).- The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 119, p. 107-136.
- SKELTON P.W., GILI E., ROSEN B.R. & VALLDEPERAS F.X. (1997).- Corals and rudists in the Late Cretaceous: a critique of the hypothesis of competitive displacement.- *Boletín de la Real Sociedad Española de Ciencias Naturales*, Madrid, (Sección Geología), vol. 92, n° 1-4, p. 225-239.
- SLAUGHTER B.H. & THURMOND J.T. (1974).- A Lower Cenomanian (Cretaceous) ichthyofauna from the Bahariya Formation of Egypt.- *Annals of the Geological Survey of Egypt*, Cairo, vol. 4, p. 25-40.
- SOUHEL A., CANÉROT J. & ANDREU B. (1986).- Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen-supérieur et le Crétacé inférieur-moyen du synclinal d'Ait Attab (Haut Atlas Central, Maroc).- *Revue de la Faculté des Sciences*, Marrakech, numéro spécial 2 (PICG-UNESCO, n° 183, Marrakech 1985), p. 463-477.
- STROMER E. (1914).- Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. II. Wirbeltier-Reste der Baharije Stufe (unterstes Cenoman).- *Abhandlungen der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, München, vol. 27, p. 1-16.
- THOMEL G. (1972).- Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales.- *Mémoire de la Société Géologique de France*, Paris, vol. 116, 204 p.
- TRASHLIEV S. (1969).- Structures of the Tortonian gypsum rocks in northwestern Bulgaria.- *Sedimentary Geology*, vol. 3, p. 291-316.
- WIESE F. & SCHULZE F. (2010).- The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (d'ORBIGNY, 1841) in the Middle East: taxonomic and palaeoecologic remarks.- *Cretaceous Research*, vol. 26, p. 930-946.
- WILMSEN M. & NAGM E. (2012).- Depositional environments and facies development of the Cenomanian-Turonian Galala and Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt).- *Facies*, Erlangen, vol. 58, p. 229-247.
- WILSON J.L. (1975).- Carbonate facies in geologic history.- Springer Verlag, Berlin, 470 p.
- WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. (1996).- Shallow-water carbonate environments. In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*.- Blackwell, Oxford, p. 368-378.