



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

École des Mines de Paris (27 et 28 Novembre 2006)

L.G. BULOT, S. FERRY et D. GROSHENY (Éditeurs invités)



La réunion thématique 2006 du Groupe Français du Crétacé (GFC) s'est intéressée "aux relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé". La fermeture progressive de la Téthys au cours du Crétacé va engendrer de grands bouleversements paléogéographiques et courantologiques dans un contexte tectonique actif. De nombreux événements vont alors être enregistrés sur les plans paléontologique, sédimentologique, géochimique et tectonique. La réunion thématique du GFC avait pour but de débattre des interactions complexes des processus mis en jeu lors de cette période singulière sur les marges Nord et Sud de la Téthys.

Les 27 et 28 Novembre 2006, une trentaine de participants se sont réunis à l'École des Mines de Paris où treize communications ont été présentées. Onze résumés sont publiés dans ce numéro spécial des "Carnets". Certaines communications feront l'objet d'une publication dans d'autres revues (pour plus d'information, il est possible de s'adresser aux auteurs).

The theme of the 2006 meeting of the Groupe Français du Crétacé (GFC) was on a comparison of the northern and southern margins of the Tethyan ocean during the nearly 80 million year span of the Cretaceous period, a time when this large, meander-edged seaway was closed progressively by the movement of two major tectonic plates. Consequently, during this slow closure sedimentary successions near the northern and southern shores of the Tethys provide ideal sites for testing a number of hypotheses. One of these is the degree of correlativity between "events" in tracts far distant from one another. The "events" could be paleontologic (faunal renewal vs. migration), sedimentologic (are depositional sequences and specific lithologies such as black shale or phosphates on either shore coeval?), eustatic vs. tectonic.

On November 27-28, 2006, thirty earth scientists met in the École des Mines in Paris to discuss these matters. Thirteen communications were presented, eleven of which as abstracts or extended abstracts comprise this special publication by "Carnets". Most will be published in extenso in other journals (including the *Bulletin de la Société géologique de France*). For further information, please contact the author of a paper.

SOMMAIRE - CONTENTS

- 1- **ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., GONZÁLEZ-DONOSO J.M. & LINARES D.** (2007).- Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien) - Cénomaniens aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie centrale) [*Bioevents at the Albian (Vraconnian) - Cenomanian boundary at the North and South margins of the Tethyan Ocean (SE France and Central Tunisia)*]. [CG2007_M02_Abstract01](#), p. 3-15
- 2- **COURVILLE P.** (2007).- Échanges 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
- 3- **WESTERMANN S., FÖLLMI K.B., MATERA V. & ADATTE T.** (2007).- Phosphorus and trace-metal records during Cretaceous oceanic anoxic events: Example of the Early Aptian OAE in the western Tethys [*Évolution de la concentration du phosphore et des métaux-traces durant les événements anoxiques du Crétacé inférieur : exemple de l'événement de l'Aptien inférieur (OAE 1a) dans la Téthys occidentale*]. [CG2007_M02_Abstract03](#), p. 20-22
- 4- **JAMMES S., MANATSCHAL G. & GHIENNE J.-F.** (2007).- L'évolution tectono-sédimentaire du système "Golfe de Gascogne/Pyrénées Occidentales" au Crétacé inférieur : un nouveau regard [*The tectonic and sedimentary evolution of the Bay of Biscay/Western Pyrenees during the Early Cretaceous : a new point of view*]. [CG2007_M02_Abstract04](#), p. 23-25
- 5- **BARDET N., HOUSSAYE A., PEREDA SUBERBIOLA X. & RAGE J.-C.** (2007).- The marine squamates (reptiles) from the Cenomanian-Turonian of the Tethys: a noteworthy radiation [*Les squamates (reptiles) marins du Cénomaniens-Turonien de la Téthys : une radiation remarquable*]. [CG2007_M02_Abstract05](#), p. 26-28
- 6- **YANS J., MASURE E., DEJAX J., PONS D. & AMÉDRO F.** (2007).- Influences boréales dans le bassin de Mons (Belgique) à l'Albien [*Boreal influences in the Mons basin (Belgium) during the Albian*]. [CG2007_M02_Abstract06](#), p. 29-31
- 7- **GRANIER B.** (2007).- On the track of a major trans-Tethyan discontinuity [*Sur la piste d'une discontinuité majeure trans-Téthys*]. [CG2007_M02_Abstract07](#), p. 32-37
- 8- **FERRY S., MERRAN Y., GROSHENY D. & MROUEH M.** (2007).- The Cretaceous of Lebanon in the Middle-East (Levant) context [*Le Crétacé du Liban dans le cadre du Moyen-Orient (Levant)*]. [CG2007_M02_Abstract08](#), p. 38-42
- 9- **GROSHENY D., CHIKHI-AOUIMEUR F., FERRY S., JATI M., HERKAT M., ATROPS F., REDJIMI W. & BENKEROUF F.** (2007).- The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria) [*Le Cénomaniens-Turonien de l'Atlas saharien (Algérie)*]. [CG2007_M02_Abstract09](#), p. 43-48
- 10- **BULOT L.G.** (2007).- Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabe 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
- 11- **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

Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien) - Cénomaniens aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie centrale)

[Bioevents at the Albian (Vraconnian) - Cenomanian boundary at the North and South margins of the Tethyan Ocean (SE France and Central Tunisia)]

Francis ROBASZYNSKI¹

Francis AMÉDRO²

José María GONZÁLEZ-DONOSO^{3,4}

Dolores LINARES^{3,5}

Citation: ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., GONZÁLEZ-DONOSO J.M. & LINARES D. (2007).- Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie centrale). *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 01 (CG2007_M02/01)

Mots-Clefs : limite Albien-Cénomaniens ; Vraconnien ; ammonites ; foraminifères planctoniques ; Téthys ; SE France ; Tunisie

Key Words: Albian-Cenomanian boundary; Vraconnian; ammonites; planktonic foraminifera; Tethys; SE France; Tunisia

Dans le chapitre "The Cretaceous Period" (Ogg *et alii*, 2004, p. 362) du "Geologic Time Scale", il est précisé pour ce qui concerne l'étage Cénomaniens "the Cenomanian Working Group selected the lowest occurrence of the planktonic foraminifer *Rotalipora globotruncanoides* (equivalent to *R. brotzeni* of some studies) as the basal boundary criterion for the Cenomanian Stage, with the Mont Risou section in southeast France as the GSSP section (...). The GSSP was ratified in 2002."

Par rapport à cette définition, cinq aspects principaux seront l'objet de la présente contribution :

- o le problème de la détermination correcte du foraminifère index *Thalmaninella globotruncanoides* (SIGAL),
- o le choix de *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* PERVINQUIÈRE comme index de la dernière zone d'ammonite de l'Albien terminal (Vraconnien) dans la partie sud de la Téthys,
- o la première citation en Afrique du Nord de deux genres d'ammonites vers la base du Cénomaniens : *Graysonites* et *Utaturiceras*,
- o la comparaison des bioévénements principaux à la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens entre le GSSP de Mont Risou (SE France) et la coupe KZ de la région de Kalaat Senan en Tunisie Centrale,
- o le sens actualisé et l'utilisation du terme "Vraconnien".

¹ Faculté Polytechnique, rue de Houdain 9, 7000 Mons (Belgique)
francis.robaszynski@fpms.ac.be

² 26 rue de Nottingham, 62100 Calais (France)
Université de Bourgogne, UMR 5561, CNRS, Biogéosciences, 6 Bd Gabriel, 21000, Dijon (France)
francis.amedro@free.fr

³ Universidad de Málaga, Facultad de Ciencias, Departamento de Ecología y Geología, Campus de Teatinos, 29071 Málaga (Espagne)

⁴ jmgd@uma.es

⁵ dlr@uma.es

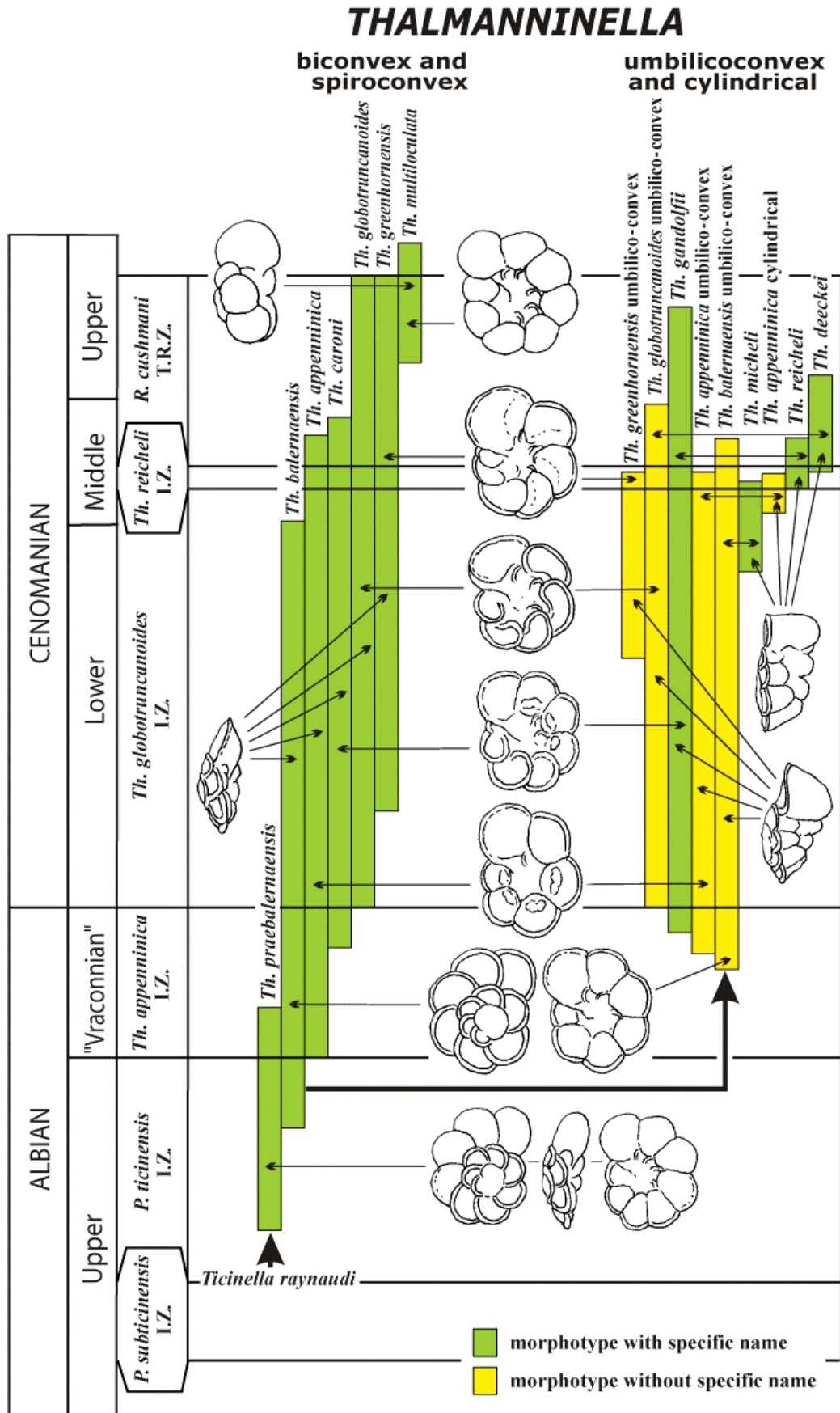


Figure 1 : Évolution anagénétique de deux lignées de *Thalmanninella* dans l'Albien supérieur-Cénomanien, l'une à formes biconvexes à spiroconvexes, l'autre à formes ombilicoconvexes à cylindriques (selon GONZALEZ-DONOSO *et alii*, 2007).

1. L'espèce de foraminifère planctonique *Thalmanninella globotruncanoides* (SIGAL, 1948)

Deux lignées de *Thalmanninella*

Le groupe des rotaliporides est généralement abondant en Tunisie dans les marnes de la Formation Fahdene où se place la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens. Il est représenté par une large population de morphotypes appartenant aux genres *Pseudothalmanninella* et *Thalmanninella*, alors que le genre *Rotalipora* n'apparaît que dans la partie moyenne du Cénomaniens inférieur.

Antérieurement, les genres *Rotalipora* BROTZEN, 1942 et *Thalmanninella* SIGAL, 1946, qui possèdent tous deux des ouvertures ombilicales supplémentaires, ont été séparés sur l'idée que *Thalmanninella* n'avait pas, en plus, les ouvertures suturales si caractéristiques de *Rotalipora*. Cette opinion a toutefois été longuement discutée et, alternativement, les genres ont été séparés (par exemple BRÖNNIMAN & BROWN, 1956) ou rassemblés (par exemple ROBASZYNSKI & CARON, 1979). Récemment, trois genres ont été de nouveau individualisés : *Pseudothalmanninella*, *Thalmanninella* et *Rotalipora* (GONZÁLEZ-DONOSO *et alii*, 2007).

Dans le genre *Thalmanninella* tel qu'ainsi nouvellement éméndé, il semble que deux lignées morphologiques se soient différenciées dès l'Albien supérieur puisque des formes intermédiaires entre ces deux lignées sont très rares (Fig. 1). La première lignée montre une évolution anagénétique dérivant de *Ticinella raynaudi* et présentant des morphotypes biconvexes et spiroconvexes, avec la succession : *praebalernaensis* – *balernaensis* – *appenninica* – *caroni* – *globotruncanoides* – *greenhornensis* – *multiloculata*. La deuxième lignée anagénétique se différencie à partir du stade *balernaensis* avec : *balernaensis* ombilicoconvexe – *appenninica* ombilicoconvexe – *gandolfii* – *globotruncanoides* ombilicoconvexe – *greenhornensis* ombilicoconvexe. Dans la partie élevée de la zone à *Th. globotruncanoides* et aussi dans la zone à *Th. reicheli* ainsi qu'au début de la zone à *Rotalipora cushmani*, les populations de la lignée des *Thalmanninella* ombilicoconvexes différencient des formes cylindriques telles que *micheli*, *appenninica* cylindrique, *reicheli* et *deeckeii* qui sont typologiquement différentes des formes ombilicoconvexes. Ce qui veut dire qu'à la limite Albien-Cénomaniens de nombreuses *Thalmanninella* à morphologies très variées constituent des populations successives où l'émergence de *Th. globotruncanoides* s'effectue très progressivement par le moyen d'innombrables intermédiaires, en particulier avec le stade prédécesseur plus primitif représenté par *Th. caroni*.

Définition de *Thalmanninella globotruncanoides* (SIGAL, 1948)

Le genre *Thalmanninella* présente des ouvertures supplémentaires ombilicales pouvant deviner suturales entre les dernières loges du dernier tour.

Chaque loge des individus de l'espèce *globotruncanoides* montre une carène périphérique très nette qui se divise en deux branches, spirale et ombilicale délimitant ainsi une "anterior face" (EICHER, 1973) correspondant à une surface en forme de triangle allongé, bien visible à la partie antérieure de la dernière loge (Pl. I). À la face spirale, une branche de la carène donne une suture en relief entre des loges pétales tandis qu'à la face ombilicale, l'autre branche se joint au bourrelet périombilical et donne une suture arquée à sigmoïde en relief (ressemblant ainsi à celles d'une *Globotruncana*, d'où son nom), mais parfois moins saillante entre les dernières loges. Par ailleurs, quand le développement d'une loge cache la branche ombilicale de la loge précédente, la présence d'une "anterior face" sur la dernière loge est certainement le meilleur critère pour séparer *Th. globotruncanoides* des formes plus primitives dérivées de *Th. caroni* (Pl. II). Remarque : on considère ici que *Th. globotruncanoides* (SIGAL, 1948, p. 100) est synonyme senior de *Th. brotzeni* SIGAL, 1948, p. 102, suivant les discussions de GONZÁLEZ-DONOSO et LINARES (in ROBASZYNSKI *et alii*, 1994) et de GONZÁLEZ-DONOSO *et alii* (2007).

L'espèce prédécesseur *Th. caroni* ressemble beaucoup à *Th. globotruncanoides* sauf qu'il n'y a pas d' "anterior face" sur la dernière loge, que les sutures à la face ombilicale sont en relief seulement entre les premières loges du dernier tour, les sutures entre les dernières loges restant radiales et déprimées. On comprend ainsi que, dans une évolution anagénétique, des intermédiaires existent entre des stades successifs et que, sous la loupe binoculaire, il ne soit pas toujours commode de trancher entre l'une et l'autre espèce typologique.

Les *Thalmanninella* en Tunisie vers la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens

La base du Cénomaniens est exposée dans les trois coupes HML, SMA et KZ (dans la région de Kalaat Senan, en Tunisie Centrale), coupes qui ont fourni des foraminifères planctoniques et des ammonites (Fig. 2) ainsi que des nanofossiles calcaires (ROBASZYNSKI *et alii*, 1994).

Dans la coupe SMA, les premières *Th. globotruncanoides* typiques avec "anterior face" bien individualisée sont notées en SMA 92 et des intermédiaires avec *Th. caroni* (mais plus proches de *Th. globotruncanoides*) sont déjà fréquents en SMA 87. De ce fait, la base du

Cénomanien doit se situer entre SMA 87 et 92. À noter que cette limite se trouve dans le tiers supérieur de la zone d'ammonite à *Stoliczkaia* (*Shumarinaia*) *africana*, essentiellement vraconnienne, et dont seulement la partie sommitale devient cénomanienne par la présence du marqueur micropaléontologique

Th. globotruncanoides. En revanche, le grand changement ammonitologique s'effectue 6 à 7m plus haut, en SMA 96,50, avec les premières occurrences de *Mantelliceras*, *Graysonites*, *Sciponoceras*, *Hypoturritites*, *Mariella cenomanensis*, etc. (Fig. 2).

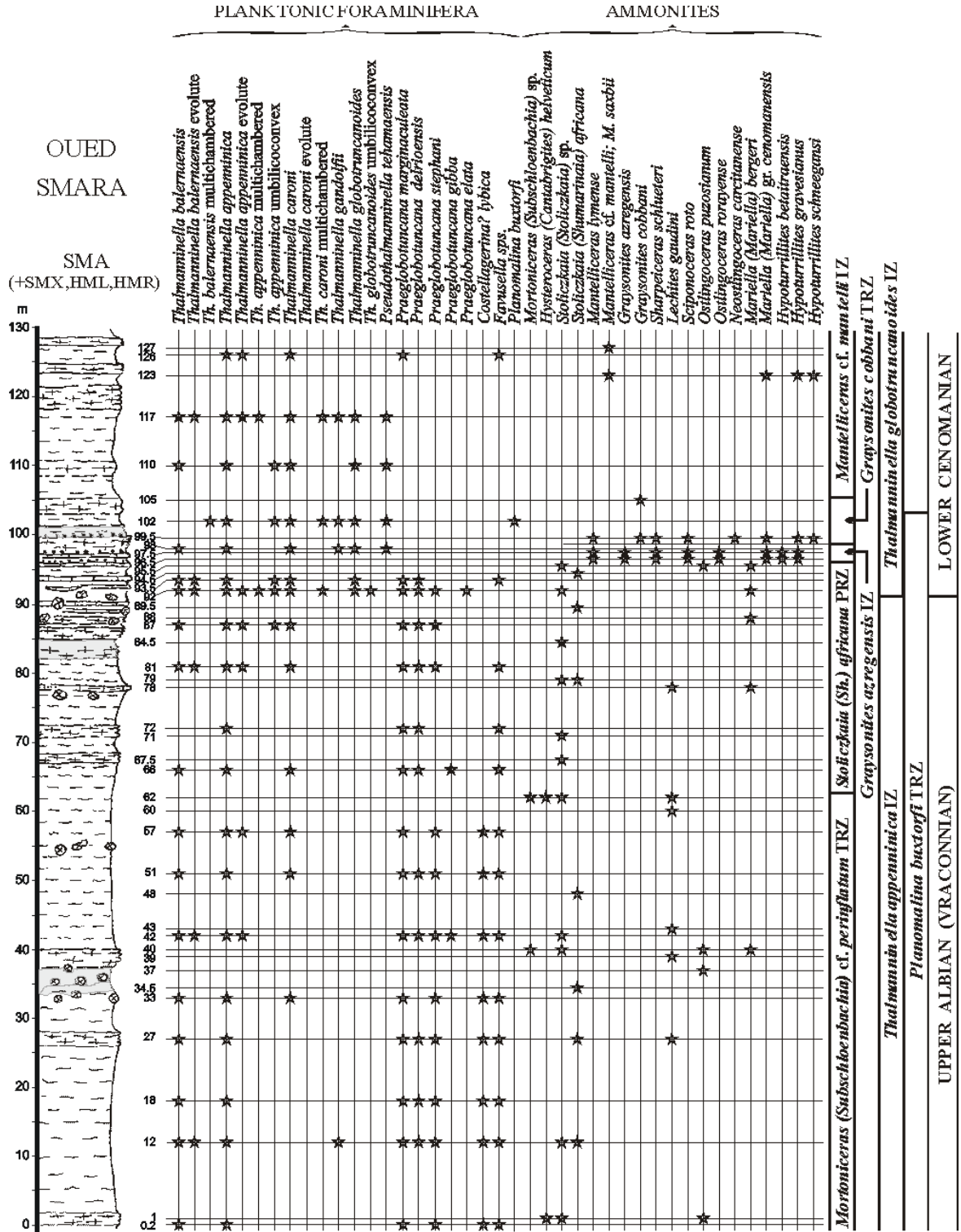


Figure 2 : La coupe SMA dans la région de Kalaat Senan (et les collectes significatives dans les coupes voisines SMX, HML et HMR) : distribution verticale des principales espèces de foraminifères planctoniques et d'ammonites.

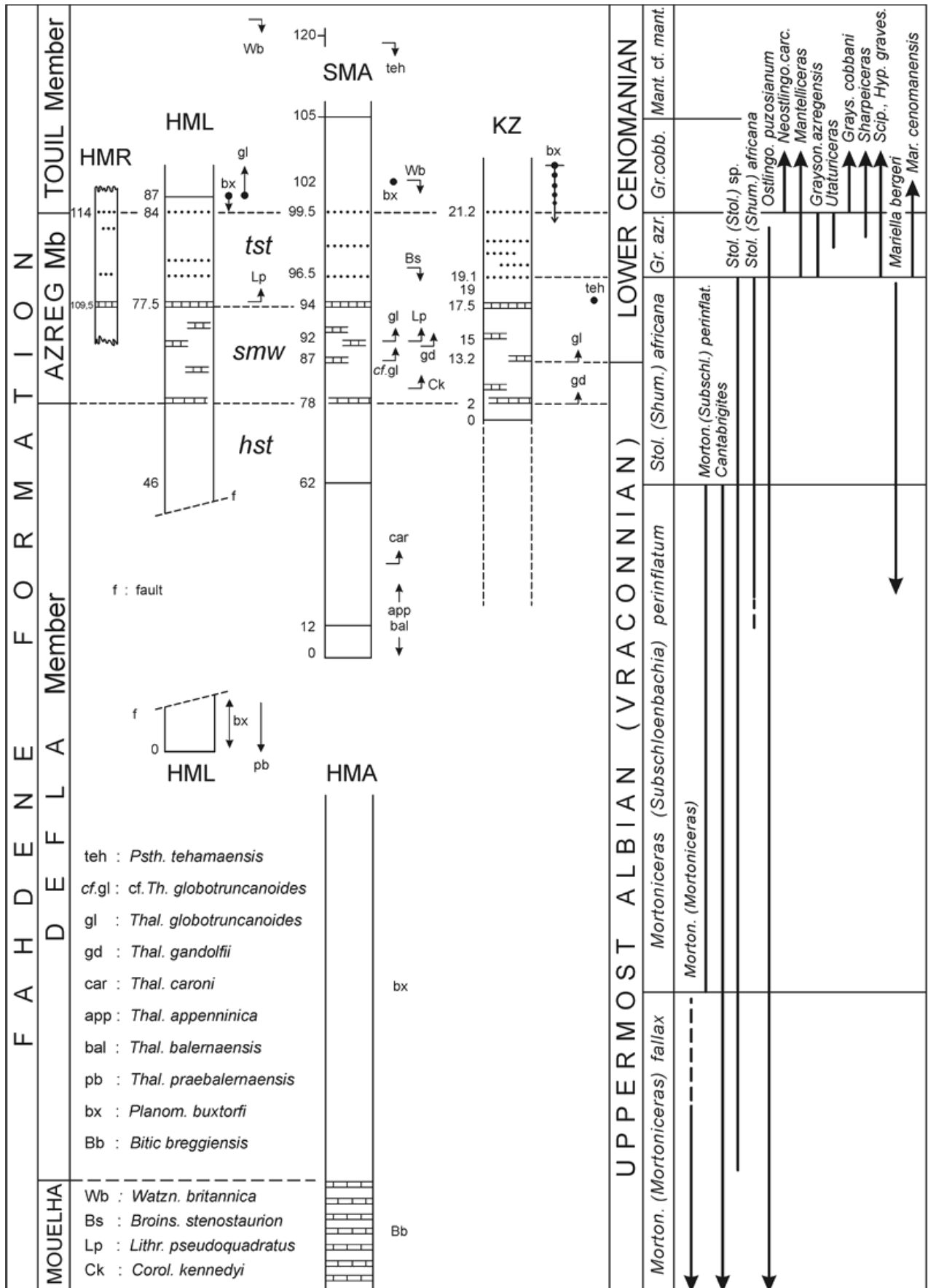


Figure 3 : Principaux bioévénements autour de la limite Albien-Cénomanien dans les régions de Kalaat Senan et Jérissa (Tunisie Centrale).

Dans la coupe KZ, les premières *Th. globotruncanoides*, bien que rares, sont présentes à partir du niveau KZ 13,2 qui est le juste équivalent de l'intervalle SMA 87-92 tandis que le grand changement ammonitologique s'effectue environ 6m plus haut et correspond sensiblement au niveau SMA 96,50.

Toutefois, quand il n'existe qu'une seule coupe disponible et que l'espèce marqueur est rare ou n'est pas bien complètement différenciée de ses prédécesseurs et intermédiaires, il est nécessaire d'avoir recours aux proxies comme les ammonites, les nannofossiles (ou autres événements biologiques ou physico-chimiques) pour estimer correctement la place de la limite d'étage (cf. Fig. 3).

Les Thalmanninelles de la base du Cénomaniens au GSSP de Mont Risou

Ici également des intermédiaires existent entre *Th. globotruncanoides* et ses prédécesseurs mais la base du Cénomaniens a bien été prise aux premières formes typiques de l'espèce (figs. 10-12 de la fig. 8 de CARON in KENNEDY *et alii*, 2004, où, par contre, les figs. 4-6 nommées "*gandolfii*" –morphotype qui est l'équivalent ombilicoconvexe de *caroni*– pourraient peut-être justement illustrer la forme *caroni* par le fait que le spécimen paraît biconvexe et que seules ses premières sutures ombilicales sont arquées et en relief).

La Figure 4 présente une comparaison des bioévénements à proximité de la limite Albiens (Vraconnien)-Cénomaniens entre le Mont Risou (Téthys Nord) et la coupe KZ en Tunisie Centrale (Téthys Sud). On y remarque que les concordances dans la position des divers bioévénements pour deux régions séparées autrefois par l'Océan téthysien sont très nombreuses (cf. paragraphe 3).

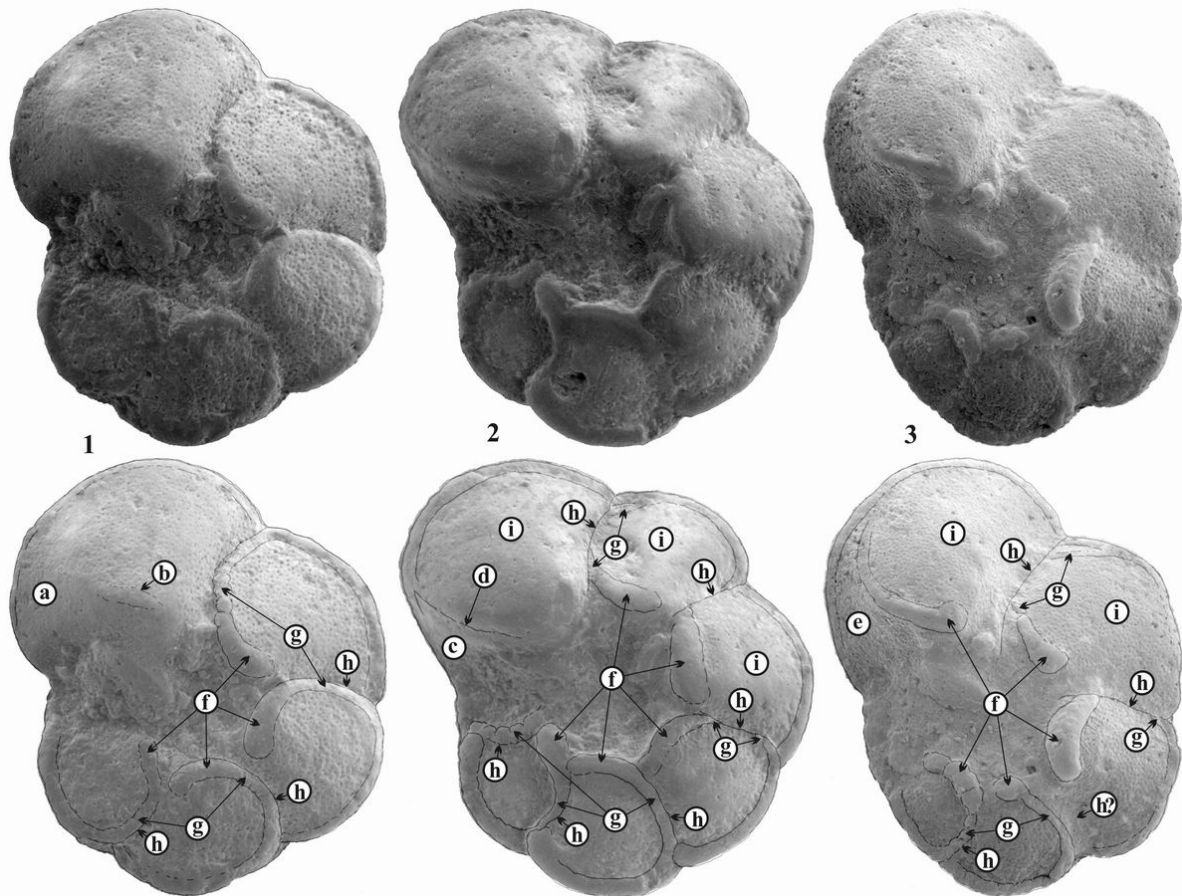


Planche I : Morphologie de l'espèce index *Thalmanninella globotruncanoides* (SIGAL) et de ses formes intermédiaires avec son ancêtre *Th. caroni* (ION). Échelle : barre = 0,5mm.

1-2 : formes intermédiaires entre *Th. caroni* et *Th. globotruncanoides* ; 3 : *Th. globotruncanoides*.

a : "anterior face" non différenciée ; b : bourrelet périombilical faiblement développé ; c : "anterior face" faiblement développée ; d : ligne d'inflexion entre l' "anterior face" et la face ombilicale ; e : "anterior face" ; f : bourrelet périombilical ; g : branche ombilicale de la carène ; h : suture ; i : loge recouvrant la branche ombilicale de la loge précédente.

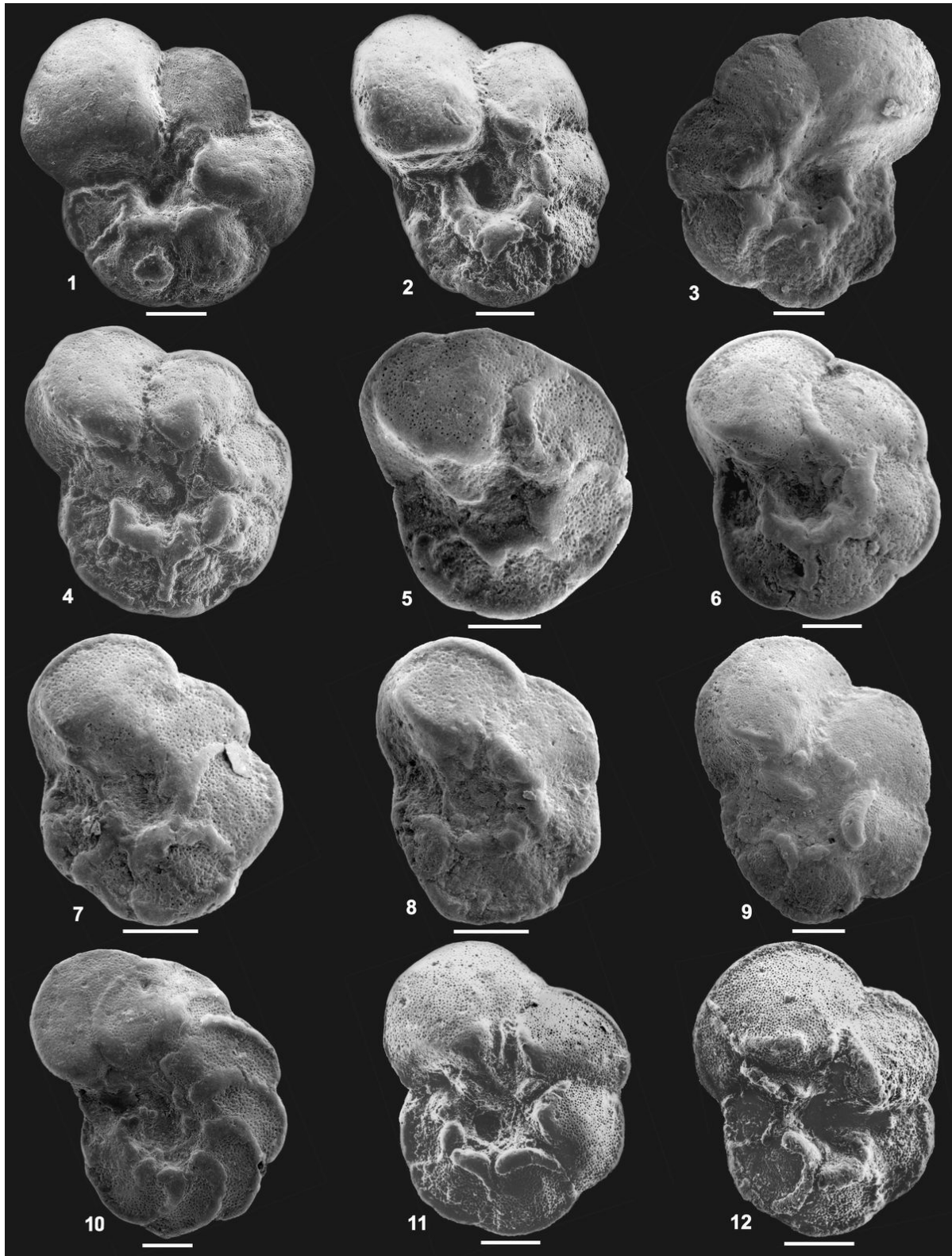


Planche II : Les foraminifères planctoniques *Thalmanninella caroni* (ION), *Th. globotruncanoides* (SIGAL) et leurs intermédiaires dans les coupes SMA et HML, et *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Échelle : barre = 0,1mm.

1 : *Thalmanninella caroni*, SMA 81.- 2 : *Th. caroni*, SMA 87.- 3 : Forme intermédiaire entre *Th. caroni* et *Th. globotruncanoides* ou *Th. globotruncanoides* : l' "anterior face" est développée, mais la branche ombilicale de la carène n'est pas différenciée ; SMA 87.- 4 : *Th. globotruncanoides*, SMA 92.- 5 : *Th. globotruncanoides*, SMA 93.- 6 : *Th. globotruncanoides*, SMA 93,5.- 7 : *Th. globotruncanoides*, SMA 93,5.- 8 : *Th. globotruncanoides*, SMA 97.- 9 : *Th. globotruncanoides*, SMA 97.- 10 : *Planomalina buxtorfi*, SMA 102.- 11 : Forme intermédiaire entre *Th. caroni* et *Th. globotruncanoides* : l' "anterior face" et la branche ombilicale de la carène ne sont pas différenciées ; HML 87.- 12 : *Th. globotruncanoides*, HML 87.

2. Les zones d'ammonites vers la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens dans la Téthys sud

Six zones sont actuellement reconnues en Tunisie Centrale avec une limite Albien-Cénomaniens se situant vers la base du tiers supérieur de la zone à *St. (Sh.) africana*, soit, du haut vers le bas :

<i>Mantelliceras cf. mantelli</i> IZ	
<i>Graysonites cobbani</i> TRZ	
<i>Graysonites azregensis</i> IZ	CÉNOMANIEN INFÉRIEUR
<i>Stoliczkaia (Shumarinaia) africana</i> PRZ	-----
<i>Mortoniceras (Subschloenbachia) perinflatum</i> TRZ	ALBIEN SUP. SUP. (VRACONNIEN)
<i>Mortoniceras (Mortoniceras) fallax</i> IZ	

La zone à *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana*

Cette zone est définie comme l'intervalle entre la dernière occurrence de *M. (S.) perinflatum* et la première occurrence de *Graysonites* (Pl. III), *Hypoturritites*, etc. Cet intervalle où il n'y a plus ni *Mortoniceras* ni *Cantabrigites* a été indexé dans le Sud-Est de la France par SCHOLZ (1973) avec l'ammonite *Arraphoceras (Praeschloenbachia) briacensis*. Malheureusement, *Arraphoceras* est un Hoplitide restreint à la Province Nord-Européenne du domaine boréal et, par là, non utilisable dans la Téthys méridionale. Le choix de l'espèce *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* PERVINQUIÈRE, 1907 comme index de la même zone pour la marge sud de la Téthys est justifié par deux raisons : l'espèce est fréquente et elle est cosmopolite (connue en Tunisie, au Nigéria, en Angleterre). Elle est illustrée dans la Planche IV.

Les genres *Graysonites* et *Utaturiceras*

Ces deux genres d'ammonites n'avaient jamais été cités auparavant en Afrique du Nord dans les associations du Cénomaniens inférieur alors que l'un ou l'autre sont connus du Texas aux Indes en passant par la Californie, le Mexique, le Brésil, l'Espagne, Madagascar et le Japon. Ils sont décrits et illustrés dans les planches (*Graysonites* : cf. Pl. III).

► **Planche III** : a-d : *Graysonites azregensis* (AMÉDRO, 1994), deux spécimens provenant du Cénomaniens basal de Kef el Azreg au niveau KZ 20, Formation Fahdene, dans l'IZ à *G. azregensis*. Échelle : barre = 10cm.

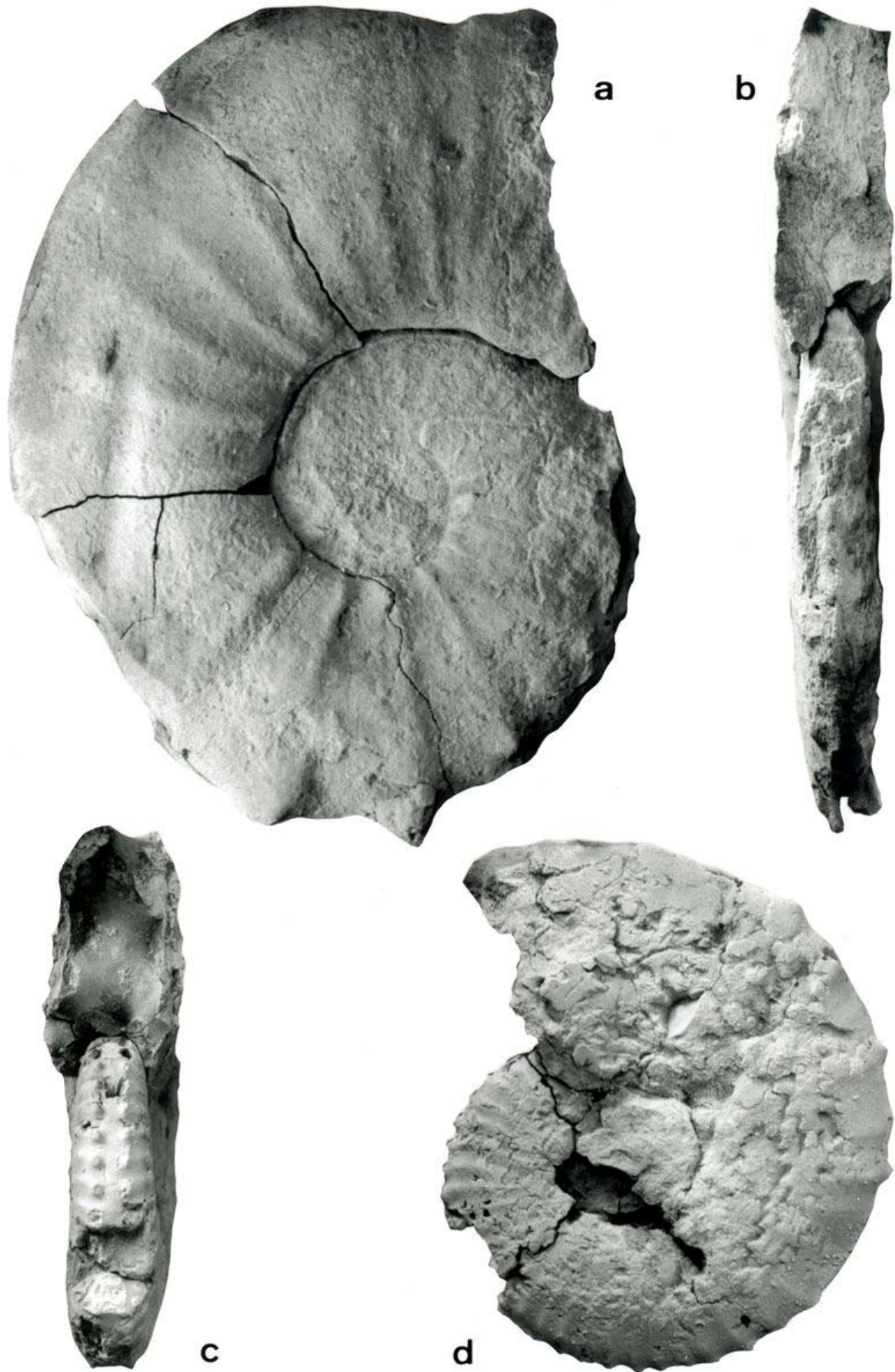
a-b : coll. SG2, spécimen adulte où se développent de petites cornes sur la première moitié de la loge d'habitation ; c-d : coll. SG1, fragment phosphatisé sur lequel les longues côtes deviennent progressivement plus épaisses dans le dernier tour du phragmocône. SG : collection Stijn GOOLAERTS.

3. Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens : comparaison entre le SE de la France (Mont Risou) et la Tunisie Centrale (KZ)

Le Mont Risou est situé dans la Drôme, au milieu du Bassin Vocontien, dans un contexte sédimentaire de marnes bleues pélagiques très épaisses et apparemment sans discontinuités. C'est là qu'a été choisi le GSSP (Global boundary Stratotype, Section and Point) de la base du Cénomaniens (KENNEDY *et alii*, 2004).

La Figure 4 rapporte les principaux bioévénements mis en évidence aux environs de la limite Albien-Cénomaniens au Mont Risou et dans la coupe KZ de la Tunisie Centrale. Elle appelle et suggère plusieurs commentaires.

- Au Mont Risou, trois bioévénements relatifs aux ammonites sont bien démontrés :
 - i/ la fin de *Mortoniceras (S.) perinflatum*,
 - ii/ les dernières occurrences dans le Cénomaniens basal de *Lechites gaudini*, *Stoliczkaia clavigera*, *Mariella cf. miliaris* et *Arraphoceras (P.) briacensis*,
 - iii/ les premières occurrences de *Mantelliceras mantelli*, *Neostlingoceras*, *Sciponoceras* et *Hypoturritites*. Avec quelques différences mineures dans les associations, les trois bioévénements sont également connus en Tunisie Centrale.



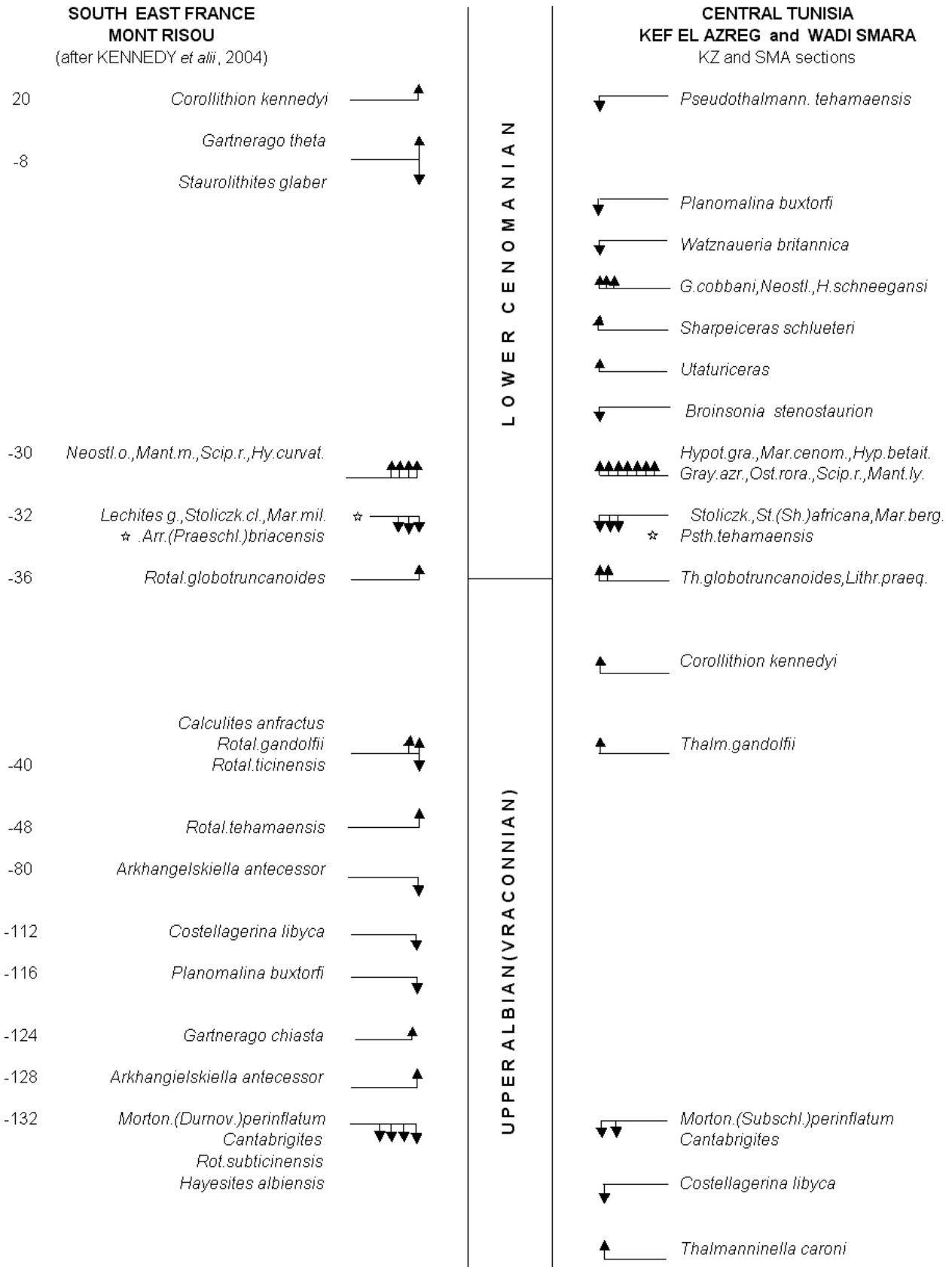


Figure 4 : Comparaison des principaux bioévénements autour de la limite Albien-Cénomanién entre la marge nord de la Téthys (Mont Risou, SE France) et la marge sud (coupe KZ de Kef el Azreg, Tunisie Centrale).

- L'index de la zone à *Arraphoceras* (*P. briacensis*) –zone essentiellement vraconienne- n'est signalé que par un seul spécimen, situé d'ailleurs à la base du Cénomanién. C'est à cause de cette rareté, même à la marge nord de la Téthys, et de son absence totale à la marge sud qu'il est proposé de remplacer cette espèce par *Stoliczkaia* (*Shumarinaia*) *africana*, un autre index, beaucoup mieux représenté, au moins dans la marge Sud-téthysienne (AMÉDRO, 2002).
- Pour les foraminifères planctoniques, la première occurrence de *Th. globotruncanoides* est notée au niveau -36m : c'est la position adoptée par GALE *et alii* (1994) pour placer la limite Albien-Cénomanién. Toutefois, l'espèce ne devient abondante qu'à partir de -27m. Par ailleurs, entre -48 et -38m des formes intermédiaires existent (peut-être des formes voisines de *caroni* ?).
- *Planomalina buxtorfi* : pour beaucoup d'auteurs, il est convenu que cette espèce de foraminifère planctonique disparaît généralement avant la fin de

l'Albien(Vraconien) comme par exemple au Mont Risou où sa dernière occurrence est notée à -116m, comme récemment noté dans le Sud de l'Italie (LUCIANI *et alii*, 2004) ou dans le NW de l'Atlantique (PETRIZZO & HUBER, 2006). Pourtant, SIGAL (1977) la considérait encore présente à la base du Cénomanién. Dans les trois coupes de la région de Kalaat Senan, l'espèce *Planomalina buxtorfi* est bien représentée dans le Cénomanién inférieur par des spécimens non usés et qui ne sont pas associés à d'autres formes de l'Albien supérieur (qui auraient pu faire penser à un remaniement). L'âge Cénomanién inférieur est avéré par des ammonites typiques de la deuxième zone d'ammonite à *Graysonites cobbani*, avec la présence de *Th. globotruncanoides*.

- Pour les nannofossiles calcaires, il y a peu de marqueurs communs aux deux régions, excepté *Corollithion kennedyi* : sa première occurrence se trouve un peu au-dessus de la limite Albien-Cénomanién tandis qu'elle est un peu au-dessous à KZ. Il reste que cette espèce semble un bon proxy pour estimer la position de la limite.

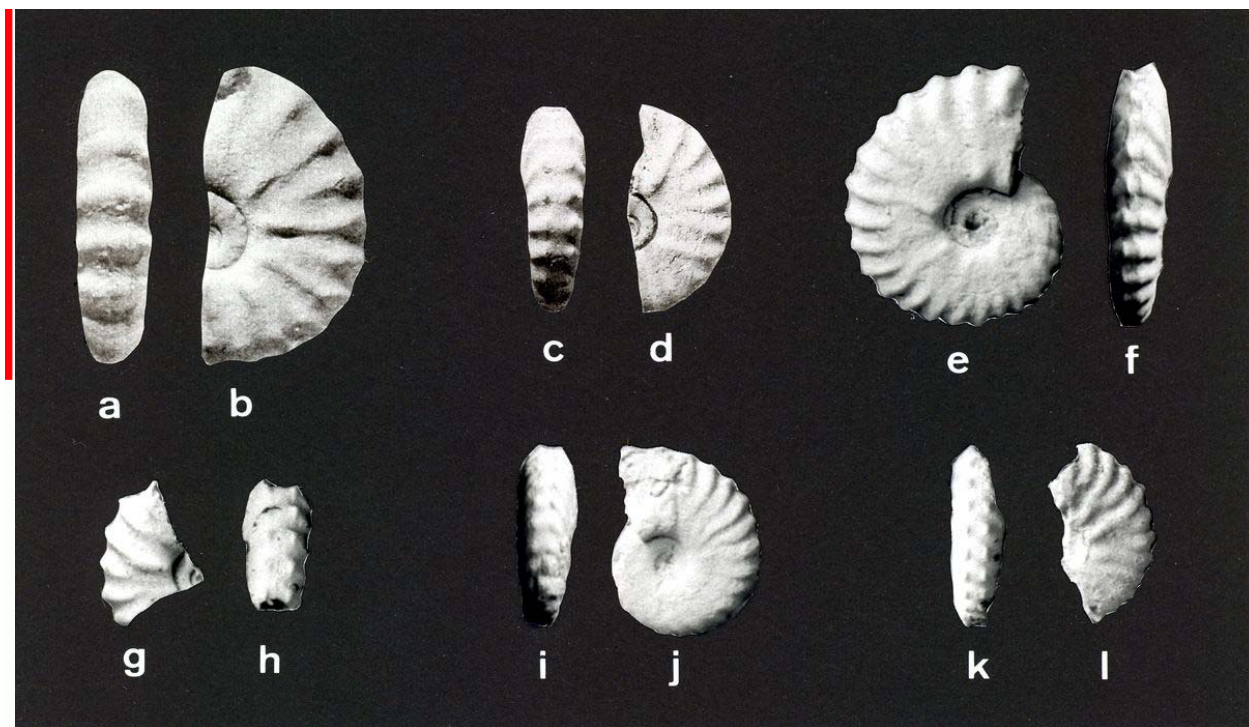


Planche IV : L'espèce index de la dernière zone d'ammonite de l'Albien supérieur (Vraconien) dans la Téthys méridionale : a-l, *Stoliczkaia* (*Shumarinaia*) *africana* PERVINQUIÈRE, 1907. Échelle : barre = 5cm.

a-b : lectotype, collection PERVINQUIÈRE, de l'Albien supérieur du Jebel Mrhila en Tunisie Centrale, copie de WRIGHT & KENNEDY, 1994, p. 553, fig. 3 g-h ; c-d : paralectotype, collection PERVINQUIÈRE, des mêmes localité et horizon que l'holotype, copie de WRIGHT & KENNEDY, 1994, p.553, fig. 3 v-w ; e-f : collection F. AMÉDRO, de l'oued Smara, au niveau SMA 25-30, Formation Fahdène, Albien terminal (Vraconien), dans la TRZ à *Mortonicerus* (*Subschloenbachia*) *perinflatum* ; g-h : coll. F. AMÉDRO, de l'oued Hamadja, au niveau HMR 48, Formation Fahdène, dans la TRZ à *M. (S.) perinflatum* ; i-j : coll. F. AMÉDRO, de l'oued Smara, au niveau SMA 94,50, Formation Fahdène, dans l'IZ à *S. (Sh.) africana* ; k-l : coll. F. AMÉDRO, de l'oued Hamadja, au niveau HML 64, Formation Fahdène, dans l'IZ à *S. (Sh.) africana*. La collection F. AMÉDRO est maintenant conservée au Muséum d'Histoire naturelle de Lille (France).

4. Le "Vraconnien"

Le terme "Vraconnien" a été introduit par RENEVIER en 1868 pour individualiser une faune intermédiaire entre celles de l'Albien et du Cénomaniens typiques. Utilisé en tant que sous-étage de l'Albien par BREISTROFFER en 1936 et considéré alors comme un équivalent de la zone à *Stoliczkaia dispar*, le Vraconnien a été exclu des étages crétacés au Colloque sur le Crétacé inférieur à Lyon en 1963 en raison de sa très faible épaisseur dans la région type et, par là, non cartographiable (COLLIGNON, 1965).

Depuis, l'étude de nombreuses coupes dans le SE de la France, à Madagascar, en Californie et en Tunisie a révélé de fortes épaisseurs de Vraconnien (334m à Marcoule, 145m au Mont Risou, 260m à Kalaat Senan, 157m à Diego Suarez, ... cf. AMÉDRO, 2002). Ces épaisseurs sédimentaires sont souvent beaucoup plus grandes que celles de l'Albien *sensu stricto*. Par ailleurs, le Vraconnien coïncide avec un événement eustatique de 3^{ème} ordre superposé à un pic de transgression de 2^{ème} ordre au cours desquels les biotas marins se développent énormément.

La durée du Vraconnien étant estimée à 2,4 Ma ± 0,2 (voisine de celles du Santonien ou du Coniacien), une réhabilitation de l'étage permettrait de diminuer d'autant celle de l'Albien qui atteint presque 13 Ma. L'étage Vraconnien serait alors composé de trois zones : à *Mortoniceras (M.) fallax* à la base, puis à *Mortoniceras (S.) perinflatum* et, au-dessus, à *Stoliczkaia (Shumarinaia) africana* (dont la partie tout à fait sommitale est d'âge cénomaniens par la présence des premières *Thalmaninella globotruncanoides*).

À noter que la distribution verticale de *Stoliczkaia (St.) dispar* est en réalité restreinte à la zone à *Mortoniceras (S.) perinflatum* et que la "Zone à *Dispar*" auct. ne peut en aucun cas être synonyme du Vraconnien.

Dans la note sont également discutées des comparaisons avec les coupes de Marcoule (vallée du Rhône), de Hameima (Tunisie Centrale), de Diego Suarez (Madagascar) et de Dry Creek (Californie) où la limite Albien-Cénomaniens est bien exposée. Un paragraphe résume aussi les relations entre les changements biologiques et les séquences de dépôt.

Références bibliographiques

AMÉDRO F. (2002).- Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien *sensu stricto* et le Cénomaniens (système Crétacé).- *Académie Royale de Belgique*, Publication de la Classe des Sciences, Bruxelles, (3^e série), t. IV, 128 p.

BREISTROFFER M. (1936).- Les subdivisions du Vraconnien dans le Sud-Est de la France.- *Bulletin de la Société géologique de France*,

Paris, (5^e série), t. 6, fasc. 1-3, p. 63-68.

BRÖNNIMAN P. & BROWN N.K. (1956).- Taxonomy of the Globotruncanidae.- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 48, p. 503-561.

COLLIGNON M. (1965).- Rapport sur l'étage Albien. In : Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963).- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 34, p. 313-317.

EICHER D.L. (1973).- Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifera *Anaticinella multiloculata* (MORROW).- *Journal of Foraminiferal Research*, Washington D.C., vol. 2, p. 184-190.

GALE A.S., KENNEDY W.J., BURNETT J.A., CARON M. & KIDD H.E. (1996).- The Late Albian to Early Cenomanian succession at Mont Risou near Rosans (Drôme, SE France): an integrated study (ammonites, inoceramids, planktonic foraminifera, nannofossils, oxygen and carbon isotopes).- *Cretaceous Research*, Amsterdam, vol. 17, n° 5, p. 515-606.

GONZÁLEZ-DONOSO J.M., LINARES D. & ROBASZYNSKI F. (2007).- The rotaliporids, a polyphyletic group of Albian-Cenomanian planktonic foraminifera. Emendation of genera.- *Journal of Foraminiferal Research*, Washington D.C., vol. 37, n° 2, p. 175-186.

KENNEDY W.J., GALE A.S., LEES J.A. & CARON M. (2004).- The GSSP for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes.- *Episodes*, Beijing, vol. 27, p. 21-32.

LUCIANI V., COBIANCHI M. & JENKINS H.C. (2004).- Albian high-resolution biostratigraphy and isotope stratigraphy: the Coppa della Nuvola pelagic succession of the Gargano Promontory (Southern Italy).- *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Basel, vol. 97, p. 77-92.

OGG J.G., AGTEBERG P.P. & GRADSTEIN F.M. (2004).- The Cretaceous Period. In: GRADSTEIN F.M. *et alii* (eds.), A geologic time scale.- Cambridge University Press, p. 344-383.

PETRIZZO M.R. & HUBER B.T. (2006).- Biostratigraphy and taxonomy of Late Albian planktonic foraminifera from ODP Leg 171B (Western North Atlantic).- *Journal of Foraminiferal Research*, Washington D.C., vol. 36, p. 166-190.

RENEVIER E. (1868).- Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes Vaudoises et les régions environnantes. V : Complément de la faune de Cheville.- *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, Lausanne, t. 9, n° 58, p. 389-482.

ROBASZYNSKI F. & CARON M. (eds., 1979).- Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boréale et Téthys).- *Cahiers de Micropaléontologie*, Paris, vol. 1, première partie, 185 p. + vol. 2, deuxième partie, 181 p.

ROBASZYNSKI F., CARON M., AMÉDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZÁLEZ-DONOSO J.M., LINARES D. & GARTNER S. (1994).- Le Cénomaniens de

- la région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 12, n° 2 (1993), p. 351-505.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., GONZÁLEZ-DONOSO J.M. & LINARES D. (soumis).- The Albian (Vraconnian)-Cenomanian boundary at the North and South margins of the Tethyan Ocean (SE France, Tunisia).- *Bulletin de la Société géologique de France*, Paris.
- SCHOLZ G. (1973).- Sur l'âge de la faune d'ammonites au Château près de St-Martin-en-Vercors (Drôme) et quelques considérations sur l'évolution des Turrilités et des Hoplitidés vracono-cénomaniens.- *Géologie Alpine*, Grenoble, t. 49, p. 119-129.
- SIGAL J. (1948).- Note sur les genres de foraminifères *Rotalipora* BROTZEN (1942) et *Thalmaninella*, famille des Globorotaliidés.- *Revue de l'Institut français du Pétrole*, Rueil-Malmaison, vol. III, n° 4, p. 95-103.
- SIGAL J. (1977).- Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques.- *Géologie méditerranéenne*, Marseille, t. 4, n° 2, p. 99-108.

Échanges 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?]

Philippe COURVILLE¹

Citation: COURVILLE P. (2007).- Échanges et colonisations fauniques (Ammonitina) entre Téthys et Atlantique sud au Crétacé supérieur : voies atlantiques ou sahariennes ? *In* : BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 02 (CG2007_M02/02)

Résumé : Généralement considéré comme une période chaude, le Crétacé supérieur témoigne d'une extension maximale des domaines marins. Les optima transgressifs du Cénomaniens et du Turonien inférieur induisent la création de nouveaux domaines de mer épicontinentale sur les régions sahariennes (mer Transsaharienne). Pendant cette période, les faunes d'ammonites sont remarquablement homogènes entre 60° N et 60° S. À partir de ces stocks d'ammonites cosmopolites, mais très largement inféodés aux environnements ouverts de plates-formes distales, s'individualisent à plusieurs reprises des groupes capables de coloniser les régions sahariennes. Ces groupes généralement endémiques, ont des morphologies très convergentes; des voies de migration nord (à partir des marges sud de la Téthys) ou sud (à partir des marges de l'Atlantique sud, *via* le Fossé de la Bénoué) peuvent avoir canalisé simultanément la colonisation de la mer transsaharienne.

Mots-Clefs : Paléogéographie ; Téthys ; Atlantique du Sud ; Crétacé supérieur ; Ammonites

Abstract: During the Late Cretaceous, generally considered as a warm period, the area covered by seas reached a maximum. The transgressive optima of the Cenomanian and the Early Turonian induce the creation of new domains of epicontinental sea in the Saharan regions (Trans-Saharan Seaway). During this period ammonite faunas are remarkably homogenous between 60°N and 60°S. Originating from these stocks of cosmopolite ammonites, which, however, are very largely adapted to open distal platform environments, some groups individualized capable of colonizing the Saharan regions. These generally endemic groups have very convergent morphologies. Migration routes north (from the southern margins of the Tethys) or south (starting from the eastern margins of the South Atlantic, via the Benue Trough) may have simultaneously channeled the colonization of the Trans-Saharan Sea.

Key Words: Palaeogeography, Tethys, Southern Atlantic, Upper Cretaceous, Ammonites

1 - Introduction

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; FRANKS *et alii*, 1994).

Dans ce contexte, les faunes marine du Crétacé supérieur (et particulièrement les Ammonitina du Cénomaniens et du Turonien), sont connues pour leur remarquable homogénéité (COBBAN, 1984 ; COLLIGNON, 1964 ; COOPER, 1978 ; KENNEDY *et alii*, 1987 ; LÜGER & GRÖSCHKE, 1989 ; RENZ, 1987 ; ROBASZYNSKI *et alii*, 1990 ; ZABORSKI, 1987) : les domaines

marins correspondant aux plates-formes distales sont largement colonisés par des Acanthocerozoa, souvent associés à des hétéromorphes variés, aussi bien sur les marges nord et sud-téthysiennes, qu'à l'ouest des Caraïbes, au sud de l'Atlantique sud, ou dans les régions indo-malgaches. Des ensembles fauniques à *Lytoceras* / *Phylloceras* sont toujours liés aux environnements océaniques. Les similitudes entre les ensembles fauniques souvent très distants géographiquement sont remarquables au niveau générique, voire spécifique, jusqu'au début du Cénomaniens supérieur (genres *Calycocheras*, *Euomphaloceras*; Fig. 1A). Pendant cette période, la dissémination et l'homogénéisation des faunes ont nécessairement lieu le long des plates-formes sud-téthysiennes, et éventuellement de l'Afrique de l'ouest, ou au nord et à l'ouest des Caraïbes (actuel Western Interior).

¹ U.M.R. C.N.R.S. 8014 (LP3), Université de Lille-1, Cité Scientifique, Bât. 5, 59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex (France)

Philippe.Courville@univ-lille1.fr

Manuscrit en ligne depuis le 15 mai 2007

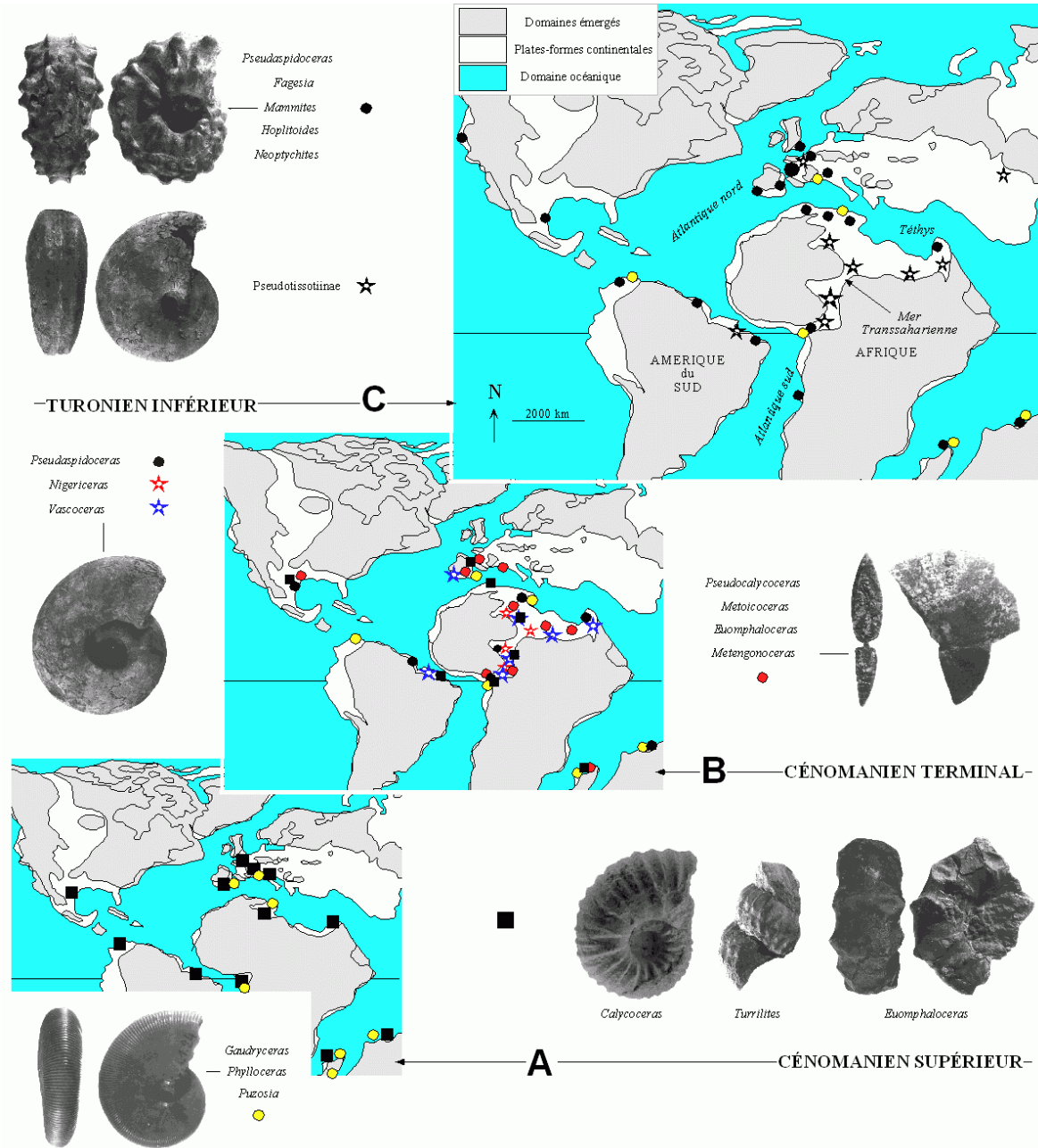


Figure 1 : Distribution et origine paléogéographique des principaux groupes d'ammonites. Intervalle Cénomanién supérieur - Turonien inférieur. Fond palinspastique modifié d'après BARRON (1987) et COURVILLE *et alii* (1991).

Figure 1: Paleogeographical origin and distribution of the main ammonite groups. Late Cenomanian to Early Turonian interval. Palinspastic maps modified from BARRON (1987) and COURVILLE *et alii* (1991).

Pendant le bref intervalle temporel Cénomanién terminal – Turonien inférieur, l'installation rapide de la mer transsaharienne est une conséquence directe des pics transgressifs (Fig. 1A-B) ; cette mer, ou ces bras de mers épicontinentales, permettent des communications directes entre le sud de la Téthys et le nord de l'Atlantique sud naissant. En fait, vers le sud, c'est le Fossé intracratonique de la Bénoué (est de l'actuel Nigéria), qui met en contact direct les plates-formes sahariennes et l'Atlantique sud. Ces communications sont plus ou moins stables pérennes pendant tout le Crétacé supérieur (BENKHELIL, 1988 ; COURVILLE *et alii*, 1991 ; REYMENT & DINGLE, 1987).

2 - Faunes du Cénomanién final

Les nouveaux environnements disponibles dans les régions sahariennes sont "instantanément" colonisés par deux ensembles fauniques : l'un est très cosmopolite à l'échelle des régions ouest-téthysiennes / ouest caraïbes / sud-atlantique; l'autre est, et restera, largement endémique sur les plates-formes sahariennes (COURVILLE *et alii*, 1998).

1. Groupe "cosmopolite". Il inclut des taxons variés, et regroupe par exemple les genres *Neolobites*, *Metoicoceras*, *Pseudocalycoceras*, *Euomphaloceras*, *Metengonoceras*, etc. Ces ammonites 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 (Fig. 1B). Elles ne constituent que des éléments traces au sein des faunes sahariennes, et paraissent n'atteindre, au sud du Sahara que la région tout à fait septentrionale du Fossé de la Bénoué ; certaines formes (*Neolobites*) n'atteignent pas le sud du Niger. Il est probable que ces groupes colonisent la mer transsaharienne à partir de ses marges nord (MEISTER *et alii*, 1992).

2. Groupe "endémique", constituant le fond de la faune de la mer transsaharienne. Pendant le Cénomaniens, en fonction de la localisation spatiale et temporelle des peuplements, 80 à 100 % des ammonites récoltées appartiennent à la sous-famille des Vascoceratinae; elle sera relayée, au cours du Turonien inférieur, par les Pseudotissotiinae. Ces groupes sont caractérisés par leur coquille petite, peu ornée et leur cloison très simplifiée (COURVILLE *et alii*, 1998 ; MEISTER *et alii*, 1994).

Indéniablement, les Vascoceratinae s'enracinent chez des Acanthoceratinae. Ces ammonites évoluent extrêmement rapidement sur place; les peuplements sahariens dessinent un "patchwork" d'espèces ou de types morphologiques affines, certains ayant des distributions paléogéographiques vastes, d'autres non (MEISTER *et alii*, 1992, 1994).

Le taxon ayant la distribution géographique la plus vaste est *Nigericeras*, genre abondamment représenté de l'Algérie au Nord du Fossé de la Bénoué. Issu d'une souche Acanthoceratinae dont il porte toujours certains caractères morphologiques dans les tours internes, il peut logiquement arriver du nord du Sahara. Par évolution sur place, il n'engendre que quelques taxons ayant des distributions géographiques restreintes, depuis le centre du Fossé de la Bénoué jusqu'au Niger. Vers le Sud, *Nigericeras* est inconnu dans l'essentiel du Fossé de la Bénoué (COURVILLE & CRONIER, 2003).

Connus plus tardivement que *Nigericeras*, les autres Vascoceratinae ont une distribution géographique différente de ce dernier. Massivement représentés du Fossé de la Bénoué au Niger (COURVILLE *et alii*, 1998 ; MEISTER *et alii*, 1992, 1994 ; ZABORSKI, 1990), ils sont moins envahissants ou ont une répartition plus discontinue vers le nord des plates-formes sahariennes. En outre, ces formes "essaient" vers le Sud comme vers le Nord, avec des peuplements tardifs localisés respectivement au Brésil, ou en Israël, au Portugal (BENGTSON, 1983; BERTHOU & LAUVERJAT, 1974 ; FREUND & RAAB, 1969).

Leur distribution calée par une biostratigraphie précise, suggère (ou est compatible avec) une origine sud-atlantique, peut-être *via* le Fossé de la Bénoué. Ces Vascoceratinae pourraient en fait être issu d'un stock d'Acanthoceratinae autre que *Nigericeras*, avec des formes arrivées au sud de l'Atlantique naissant par l'Afrique ou les USA.

3 - Faunes du Turonien inférieur (Fig. 1C)

Les stocks d'ammonites cosmopolites turoniennes sont constitués par plusieurs groupes principaux, dont la distribution géographique est sensiblement comparable à celle des formes cosmopolites cénomaniennes : il s'agit principalement de Mammitinae (*Watinoceras*, *Mammites*, *Pseudaspidoceras*, ...), et de "Vascoceratinae" particuliers (*Fagesia*, *Neoptychites*, *Pseudoneoptychites*, ...). Là encore, ces ammonites sont extrêmement peu représentées dans les peuplements sahariens (0 à 5%). Elles ne donnent que de très rares formes par évolution sur place.

Les formes sahariennes endémiques sont les Pseudotissotiinae, sous-famille enracinée dans les Vascoceratinae cénomaniens. Cette sous-famille compte plusieurs genres et espèces, soit en relais au cours du temps, soit synchrones. Ces ammonites ont une distribution paléobiogéographique également comparable à celle des Vascoceratinae : elles sont très abondantes du Fossé de la Bénoué jusqu'au Niger (COURVILLE *et alii*, 1998 ; MEISTER *et alii*, 1994 ; ZABORSKI, 1990). Plus vers le Nord, leur distribution est très discontinue, et elles n'"essaient" ni vers l'Europe, ni vers l'Amérique du Sud. Elles traduisent la poursuite de l'évolution sur place du stock de Vascoceratinae qui s'était implanté dès le Cénomaniens.

4 - Conclusion

Après le Turonien inférieur, l'apparition des ammonites sur les plates-formes sahariennes est plus événementielle, en liaison probable avec les maxima transgressifs globaux. Les formes qui s'y rencontrent et connues ponctuellement, correspondent plutôt à des ensembles cosmopolites, mais dont la diversité est très appauvrie par rapport à l'Europe, les USA, ou encore l'extrémité sud du Fossé de la Bénoué. Ainsi, sont connues au Turonien moyen basal, des faunes à *Hoplitoïdes* ; au Turonien supérieur, des faunes à *Coilopoceras* ; au Campanien supérieur, des faunes à *Lybicoceras* ; au Maëstrichtien inférieur, des faunes à *Sphenodiscus*. Toutes ces ammonites sont caractérisées par leur coquille discoïde lisse, à région ventrale aiguë, et cloison très simplifiée (ZABORSKI, 1983). Postérieurement au Turonien inférieur, les peuplements sahariens peuvent arriver simultanément *via* les marges sud de la Téthys, ou par l'Atlantique sud.

Références bibliographiques

- BARRON E.J. (1987).- Cretaceous plate tectonic reconstructions.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, vol. 59, p. 3-29.
- BENGTSON P. (1983).- The Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brazil.- *Fossils and Strata*, Oslo, vol. 12, 78 p.
- BENKHELIL J. (1988).- Structure et évolution du bassin intracontinental de la Bénoué (Nigéria).- *Bulletin des Centres de Recherches elf-aquitaine*, Pau, vol. 12, p. 29-128.
- BERTHOU P.Y. & LAUVERJAT J. (1974).- La limite Cénomanién-Turonien. Essai de corrélation entre la série portugaise à *Vascoceras* et les séries d'Europe du sud-ouest et de l'Afrique du Nord.- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 278, p. 2605-2608.
- COBBAN W.A. (1984).- Mid-Cretaceous ammonite zones, Western interior, United States.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, Copenhagen, vol. 33, p. 71-89.
- COLLIGNON M. (1964-1965).- Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites).- *Mémoires du Service Géologique*, Tananarive : Cénomanién, 11, p. 1-151. Turonien, 12, p. 373-413. Coniacien, 13, p. 414-454. Santonien, 14, p. 455-513. Campanien, 15, p. 1-216 et 16, p. 1-82; Maëstrichtien, 17, p. 640-658.
- COOPER M.R. (1978).- Uppermost Cenomanian-Basal Turonian ammonites from Salinas, Angola.- *Annals of South Africa Museum*, Cape Town, vol. 75, p. 51-152.
- COURVILLE P. & CRONIER C. (2003).- Les hétérochronies du développement : un outil pour l'étude de la variabilité et des relations phylétiques ? Exemple de *Nigericeras*, Ammonitina du Crétacé supérieur africain.- *Comptes Rendus Palévol*, Paris, vol. 2, p. 535-546.
- 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 Cénomanién supérieur-Turonien moyen basal du Niger et du Nigéria (Afrique de l'Ouest).- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 313, p. 1039-1042.
- COURVILLE P., THIERRY J. & LANG J. (1998).- Ammonites faunal exchanges between South Tethysian platforms and South Atlantic, during the uppermost Cenomanian-lowermost Middle Turonian, in the Benue Trough (Nigeria).- *Géobios*, Lyon, n° 31, fasc. 2, p. 187-214.
- FRAKES L.A., PROBST J.L. & LUDWIG W. (1994).- Latitudinal distribution of palaeotemperatures on land and sea from Early Cretaceous to Middle Miocene.- *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 318, n° 2, p. 1209-1218.
- FREUND R. & RAAB M. (1969).- Lower Turonian ammonites from Israël.- *Special Papers in Palaeontology*, London, vol. 4, p. 1-83.
- KENNEDY W.J., WRIGHT C.W. & HANCOCK J.M. (1987).- Basal Turonian ammonites from west Texas.- *Palaeontology*, London, vol. 30, part 1, p. 27-74.
- LÜGER P. & GRÖSCHKE M. (1989).- Late Cretaceous ammonites from the Wadi Qena area in the Egyptian Eastern Desert.- *Palaeontology*, London, vol. 32, part 2, p. 355-407.
- MEISTER C., ALZOUMA K., LANG J. & MATHEY B. (1992).- Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomanién - Turonien.- *Géobios*, Lyon, n° 25, fasc. 1, p. 55-100.
- MEISTER C., ALZOUMA K., LANG J. & MATHEY B. & PASCAL A. (1994).- Nouvelles données sur les ammonites du Niger occidental (Ténééré, Afrique occidentale) dans le cadre de la transgression du Cénomanién - Turonien.- *Géobios*, Lyon, n° 27, fasc. 2, p. 189-219.
- RENZ O. (1987).- The Cretaceous ammonites from Venezuela.- Birkhäuser ed., Bâle, 1-132.
- REYMENT R.A. & DINGLE R.V. (1987).- Palaeogeography of Africa during the Cretaceous period.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, vol. 59, p. 93-116.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., DUPUIS C., AMÉDRO F., GONZALES-DONOSO J.M., LINARES D., HARDENBOL J., GARTNER S., CALANDRA F. & DELOFFRE R. (1990).- A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area.- *Bulletin des Centres de Recherches elf-aquitaine*, Pau, vol. 14, p. 213-414.
- ZABORSKI P.M. (1983).- Campano-Maëstrichtian ammonites. Correlation and palaeogeography in southern Nigeria.- *Journal of African Earth Sciences*, Oxford, 1, p. 59-63.
- ZABORSKI P.M. (1987).- Lower Turonian (Cretaceous) ammonites from South-East Nigeria.- *Bulletin of the British Museum, Natural History*, London, vol. 41, p. 31-66.
- ZABORSKI P.M. (1990).- The Cenomanian and Turonian (Mid-Cretaceous) ammonites biostratigraphy of North-Eastern Nigeria.- *Bulletin of the British Museum, Natural History*, London, vol. 46, p. 1-18.

**Phosphorus and trace-metal records
during Cretaceous oceanic anoxic events:
Example of the Early Aptian OAE in the western Tethys**

**[Évolution de la concentration du phosphore et des métaux-traces
durant les événements anoxiques du Crétacé inférieur :
exemple de l'événement de l'Aptien inférieur (OAE 1a)
dans la Téthys occidentale]**

Stéphane WESTERMANN^{1,2}

Karl B. FÖLLMI^{1,3}

Virginie MATERA^{1,4}

Thierry ADATTE^{1,5}

Citation: WESTERMANN S., FÖLLMI K.B., MATERA V. & ADATTE T. (2007).- Phosphorus and trace-metal records during Cretaceous oceanic anoxic events: Example of the Early Aptian OAE in the western Tethys. *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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 03 (CG2007_M02/03)

Key Words: Phosphorus; trace metals; Early Cretaceous; Aptian; OAE; redox conditions

Mots-Clefs : Phosphore ; métaux traces ; Crétacé inférieur ; OAE ; conditions redox

Global oceanic anoxic events (OAEs) represent exceptional episodes in Earth's history, which are marked by widespread dysoxic to anoxic conditions in world's oceans and which are usually associated with the formation of organic-rich sediments. They are often accompanied by phases of marked evolutionary overturn and extinction, carbonate platform drowning, and shifts in the global carbon cycle (SCHLANGER & JENKYN, 1976; JENKYN, 1980; WEISSERT *et alii*, 1998; FÖLLMI *et alii*, 1994). The goal of the research discussed here is to investigate the phosphorus (P) and redox-sensitive trace-metal (TM) content of a series of representative sections along basin-shelf transects in the western Tethyan realm during the Early Aptian anoxic event.

P is an important and often limiting element in ocean primary productivity. It is closely linked to the carbon (C) cycle by two processes (weathering of continental rocks and photosynthesis). The efficiency of P storage in the sedimentary reservoirs is redox dependent. P regeneration becomes more important in oxygen-depleted bottom waters (INGALL & JAHNKE, 1994; VAN CAPPELLEN & INGALL, 1996; COLMAN & HOLLAND, 2000; EMEIS *et alii*, 2000; TAMBURINI *et alii*, 2002; BODIN *et alii*, 2006). TM concentrations or ratios are used as indicator of redox conditions in modern and ancient

sedimentary systems (CALVERT & PETERSEN, 1993; JONES & MANNING, 1994; WIGNALL, 1994; CRUSIUS *et alii*, 1996; DEAN *et alii*, 1997, 1999; YARINCIK *et alii*, 2000; MORFORD *et alii*, 2001; PAILLER *et alii*, 2002; ALGEO & MAYNARD, 2004; BODIN *et alii*, 2007). TM enrichments have been related to the capacity of organic matter to scavenge TM during its passage through the water column and to their preservation in the sedimentary environment as a function of redox conditions.

We have analysed four sections located in Gorgo a Cerbara (central Italy), Glaise l'Ermitage, Combe Lambert and Cassis La-Bédoule (all SE France) for the Early Aptian event.

The preliminary results in P content suggest that the onset of the Early Aptian event shows a general increase in P contents, whereas the return to lower values through the first part of the anoxic event may be related to a weakened capacity to retain P in the sedimentary reservoir.

For TM, the data seem to indicate a different behaviour in the two sections analyzed. These differences may be related to their paleogeographical setting and a corresponding difference in anoxic conditions.

¹ Institut de géologie et d'hydrogéologie, Université de Neuchâtel, Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel (Switzerland)

² stephane.westermann@unine.ch

³ karl.foellmi@unine.ch

⁴ virginie.matera@unine.ch

⁵ thierry.adatte@unine.ch

Manuscript online since May 15, 2007

To complete these first results, analysis of organic-carbon contents and the calculation of Corg/Preact ratios will be performed the better to constrain the palaeoceanographic conditions during this event. New TM content analysis using another type of extraction will be done in order to standardize analytical procedures. Finally, we will investigate two other similar periods of the Cretaceous: the Valanginian and the Cenomanian/Turonian anoxic events.

References

- ALGEO T.J. & MAYNARD J.B. (2004).- Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems.- *Chemical Geology*, Amsterdam, vol. 206, n° 3-4, p. 289-318.
- BODIN S., GODET A., FÖLLMI K.B., VERMEULEN J., ARNAUD H., STRASSER A., FIET N. & ADATTE T. (2006).- The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: evidence from phosphorus burial rates.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, vol. 235, n° 1-3, p. 245-264.
- BODIN S., GODET A., MATERA V., STEINMANN P., VERMEULEN J., GARDIN S., ADATTE T. & FÖLLMI K.B. (2007).- Enrichment of redox-sensitive trace metals (U, V, Mo, As) associated with the late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event.- *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, Stuttgart, vol. 96, n° 2, p. 327-341.
- CALVERT S.E. & PETERSEN T.F. (1993).- Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record.- *Marine Geology*, Amsterdam, vol. 113, n° 1-3, p. 67-88.
- COLMAN A.S. & HOLLAND H.D. (2000).- The global diagenetic flux of phosphorus from marine sediments to the oceans; redox sensitivity and the control of atmospheric oxygen levels. In: GLENN C.R., PRÉVÔT-LUCAS L. & LUCAS J. (eds.), *Marine authigenesis: from global to microbial*.- *SEPM Special Publication*, Tulsa, vol. 66, p. 53-75.
- CRUSIUS J., CALVERT S., PEDERSEN T. & SAGE D. (1996).- Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition.- *Earth Planet Science Letter*, Amsterdam, vol. 145, p. 65-78.
- DEAN W.E., GARDNER J.V. & PIPER D.Z. (1997).- Inorganic geochemical indicators of glacial – interglacial changes in productivity and anoxia of the California continental margin.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, vol. 61, n° 21, p. 4507-4518.
- DEAN W.E., PIPER D.Z. & PETERSON L.C. (1999).- Molybdenum accumulation in Cariaco basin sediment over the past 24 k.y.: a record of water-column anoxia and climate.- *Geology*, Boulder, vol. 27, p. 507-510.
- EMEIS K.-C., STRUCK U., LEIPE T., POLLEHNE F., KUNZENDORF H. & CHRISTIANSEN C. (2000).- Changes in the C, N, P burial rates in some Baltic Sea sediments over the last 150 years – relevance to P regeneration rates and the phosphorus cycle.- *Marine Geology*, Amsterdam, vol. 167, n° 1-2, p. 43-59.
- FÖLLMI K.B., WEISSERT H., BISPING M. & FUNK H. (1994).- Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin.- *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, vol. 106, n° 6, p. 729-746.
- INGALL E. & JAHNKE R. (1994).- Evidence for enhanced phosphorus regeneration from marine sediments overlain by oxygen depleted waters.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, vol. 58, n° 11, p. 2571-2575.
- JENKYN H.C. (1980).- Cretaceous anoxic events: from continents to oceans.- *Journal of the Geological Society of London*, vol. 137, p. 171-188.
- JONES B. & MANNING D.A.C. (1994).- Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones.- *Chemical Geology*, Amsterdam, vol. 111, n° 1-4, p. 111-129.
- MORFORD J.L., RUSSELL A.D. & EMERSON S. (2001).- Trace metal evidence for changes in the redox environment associated with the transition from terrigenous clay to diatomaceous sediment, Saanich Inlet, BC.- *Marine Geology*, Amsterdam, vol. 174, n° 1-4, p. 355-369.
- PAILLER D., BARD E., ROSTEK F., ZHENG Y., MORTLOCK R. & VAN GEEN A. (2002).- Burial of redox-sensitive metals and organic matter in the equatorial Indian Ocean linked to precession.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, vol. 66, n° 5, p. 849-865.
- SCHLANGER S.O. & JENKYN H.C. (1976).- Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences.- *Geologie en Mijnbouw*, Amsterdam, vol. 55, p. 179-184.
- TAMBURINI F., HUON S., STEINMANN P., GROUSSET F.E., ADATTE T. & FÖLLMI K.B. (2002).- Dysaerobic conditions during Heinrich events 4 and 5: Evidence from phosphorus distribution in a North Atlantic deep-sea core.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford, vol. 66, n° 23, p. 4069-4083.
- VAN CAPPELLEN P. & INGALL E.D. (1996).- Redox stabilization of the atmosphere and oceans by phosphorus-limited marine productivity.- *Science*, Washington D.C., vol. 271, p. 493-496.
- WEISSERT H. & ERBA E. (2004).- Volcanism, CO₂ and palaeoclimate; a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record.- *Journal of the Geological Society of London*, vol. 161, n° 4, p. 695-702.

- WEISSERT H., LINI A., FÖLLMI K.B. & KUHN O. (1998).- Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, vol. 137, n° 3, p. 189-203.
- WIGNALL P.B. (1994).- Black Shales.- *Clarendon Press*, Oxford. 127 p.
- YARINCIK K.M., MURRAY R.W., LYONS T.W., PETERSON L.C. & HAUG G.H. (2000).- Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from redox-sensitive metals (Mo, V, Mn, and Fe).- *Paleoceanography*, Washington D.C., vol. 15, n° 6, p. 593-604.

**L'évolution tectono-sédimentaire du système
"Golfe de Gascogne/Pyrénées Occidentales"
au Crétacé inférieur : un nouveau regard**
[The tectonic and sedimentary evolution
of the Bay of Biscay/Western Pyrenees
during the Early Cretaceous : a new point of view]

Suzon JAMMES^{1,2}

Gianreto MANATSCHAL^{1,3}

Jean-François GHIENNE^{1,4}

Citation: JAMMES S., MANATSCHAL G. & GHIENNE J.-F. (2007).- L'évolution tectono-sédimentaire du système "Golfe de Gascogne/Pyrénées Occidentales" au Crétacé inférieur : un nouveau regard. *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 04 (CG2007_M02/04)

Mots-Clefs : Paléogéographie ; Crétacé inférieur ; Golfe de Gascogne ; Pyrénées Occidentales ; processus d'amincissement ; enregistrement sédimentaire

Key Words: Paleogeography; Early Cretaceous; Bay of Biscay; Western Pyrenees; thinning process; sedimentary record

La reconstruction paléogéographique de l'Ibérie et de l'Eurasie au Crétacé inférieur ainsi que la cinématique qui en découle restent aujourd'hui très controversées. Deux modèles opposés sont présentés. La première reconstitution (Fig. 1.a) réalisée par OLIVET (1996) utilise la superposition des anomalies magnétiques M0 et propose un grand mouvement de décrochement sénestre de l'Ibérie le long de la faille Nord Pyrénéenne. Dans ce modèle, les bassins extensifs crétacés, présents dans le domaine pyrénéen (bassin de Parentis, Bassin d'Arzacq, bassin de Mauléon, ...), se sont formés dans un contexte décrochant et sont donc des bassins en pull-apart. Dans le second modèle (Fig. 1.b), SIBUET (2004) et SRIVASTAVA *et alii* (2000) ont essayé d'introduire le maximum de contraintes en considérant les anomalies magnétiques observées au-delà de M0 (jusqu'à M17). Cette reconstitution prend ainsi en compte l'existence d'une zone de transition (BOILLOT *et alii*, 1987), entre la croûte océanique et la croûte continentale et minimise le déplacement latéral de l'Ibérie proposé par OLIVET (1996). Dans ce modèle, le Golfe de Gascogne s'ouvre à l'Albo-Aptien selon un mode en ciseaux avec un pôle de rotation localisé au Sud-Est du Golfe de Gascogne. Ce mode d'ouverture induit une propagation vers l'Est de plusieurs bassins en extension, relayés par des failles transformantes orientées Nord-Sud. Ces deux modèles ont des implications très différentes à l'échelle de la plaque ibérique (cinématique et

relation entre l'Ibérie et l'Eurasie en cours du Crétacé), mais également à une échelle plus régionale sur la géologie du Sud-Est et du Sud-Ouest de la France. Un des objectifs consiste à trouver des éléments géologiques permettant de tester ces deux hypothèses.

Des travaux récents ont été menés aux limites de la plaque ibérique, d'une part à l'ouest, sur la marge ibérique (PÉRON-PINVIDIC, 2006) et d'autre part en Provence (LELEU, 2005). À partir de l'étude de l'évolution spatiale et temporelle de structures de rifting (cartographie 3D), les travaux de G. PÉRON-PINVIDIC ont permis d'imposer de nouvelles contraintes sur les processus et la cinématique associée à l'ouverture de l'Atlantique et la séparation de la plaque Nord-Américaine à la fin de l'Aptien (112 Ma). Les travaux de S. LELEU, mettent en évidence des découplages à partir du Campanien, entre le système Corse-Provence et les systèmes pyrénéen et alpin par le jeu de grandes transformantes telles les failles des Cévennes, de Nîmes ou de la Durance. Ces résultats ont donc des implications importantes sur l'évolution du système Golfe de Gascogne-Pyrénées occidentales jusqu'à l'Aptien (avant 113 Ma) puis au-delà du Campanien (après 71 Ma), avec notamment la cinématique alpine et le début de la convergence entre les plaques ibérique et européenne. Dans cette étude, nous avons donc décidé de nous focaliser sur le système Golfe de Gascogne-Pyrénées occidentales, zone

¹ CGS-EOST, ULP, 1 rue Blessig, F-67084 Strasbourg (France)

² Suzon.Jammes@illite.u-strasbg.fr

³ gianreto.manatschal@illite.u-strasbg.fr

⁴ ghienne@illite.u-strasbg.fr

géographiquement intermédiaire aux deux précédents domaines afin de compléter la compréhension de l'ensemble du système alpin et sa relation avec l'ouverture de l'Atlantique. De plus, l'étude de l'histoire crétacée des

bassins extensifs présents dans ce système (Parentis et Mauléon) permettra de mieux comprendre l'évolution cinématique du système au Crétacé supérieur.

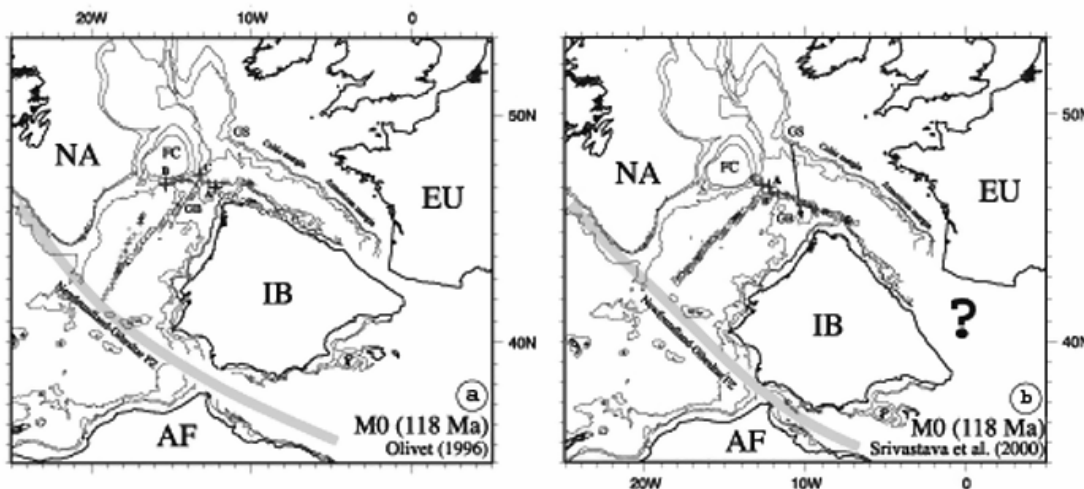


Figure 1 : Reconstruction paléogéographique de l'Ibérie et de l'Eurasie à l'anomalie MO : a) modèle de SRIVASTAVA *et alii* (2000) ; b) modèle de OLIVET (1996). Modifié d'après SIBUET *et alii* (2004).

Ce travail a donc pour objectif d'apporter certains éléments de réponse aux incertitudes persistantes sur l'évolution cinématique des plaques ibérique et européenne au Crétacé et plus particulièrement d'étudier les processus de déformation (amincissement et réactivation) et l'enregistrement sédimentaire des deux bassins crétacés de Mauléon et de Parentis. L'étude de ces deux bassins, l'un affleurant (le bassin de Mauléon), l'autre en mer (le bassin de Parentis) permet d'utiliser une approche pluridisciplinaire (géophysique marine et géologie). Des données de sismique réflexion couplées aux données de forages sont exploitées pour l'étude du bassin de Parentis ; celles-ci permettent d'évaluer et de comprendre la subsidence tectonique qui a affecté ce bassin lors de sa formation. Dans le bassin de Mauléon, ce sont essentiellement des données de terrain (stratigraphie, sédimentation, ...) qui sont utilisées afin de mieux comprendre l'histoire sédimentaire de ce bassin et la subsidence thermique associée. Par ailleurs, les données géophysiques (gravimétrie, sismique...) permettront de caractériser la nature même de ces bassins (bassins en pull-apart créés le long de décrochements Est-Ouest ou bassin extensifs relayés par des décrochements Nord-Sud). Enfin, ces observations seront confrontées à un modèle numérique complexe de rift polyphasé (LAVIER et MANATSCHAL, 2006) afin de tester le modèle d'amincissement et de vérifier le processus d'étirement proposé.

Par ailleurs, les résultats préliminaires d'une première mission de terrain montrent l'importance de l'amincissement crustal et suggèrent l'exhumation locale du manteau dans le bassin de Mauléon. Celle-ci est associée à une forte subsidence au centre et une migration de la déformation vers les bordures du bassin

(CANÉROT, en préparation). Ces observations, associées à une réinterprétation des coupes sismiques du bassin de Parentis, soulèvent de nouvelles questions sur l'évolution tectonique du domaine pyrénéen.

Références bibliographiques

- Boillot G., Recq M., Winterer E.L., Meyer A.W., Applegate J., Baltuck M., Bergen J.A., Comas M.C., Davies T.A., Dunham K., Evans C.A., Girardeau J., Goldberg G., Haggerty J., Jansa L.F., Johnson J.A., Kasahara J., Loreau J.-P., Luna-Sierra E., Moullade M., Ogg J., Sarti M., Thurow J. & Williamson M. (1987).- Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain).- *Tectonophysics*, Amsterdam, vol. 132, n° 4, p. 335-342.
- Lavier L.L. & Manatschal G. (2006).- A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins.- *Nature*, London, vol. 440, n° 7082, p. 324-328.
- Leleu S. (2005).- Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence : traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision.- Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg (13 décembre 2005), 222 p.
- Olivet J.L. (1996).- La cinématique de la plaque Ibérie.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf-aquitaine*, Pau, vol. 20, p. 131-195.
- Péron-Pinvidic G. (2006).- Morphotectonique et architecture sédimentaire de la transition océan-continent de la marge ibérique.- Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg (4 mai 2006), 314 p.
- Sibuet J.C., Srivastava S.P. & Spakman W.

- (2004).- Pyrenean orogeny and plate kinematics.- *Journal of Geophysical Research*, Washington, vol. 109, B08104, doi : 10.1029/2003JB002514, 18 p.
- Srivastava S., Sibuet J.C., Cande S., Roest W.R. & Reid I.R. (2000).- Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins.- *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, vol. 182, n° 1, p. 61-76.

**The marine squamates (reptiles)
from the Cenomanian-Turonian of the Tethys:
a noteworthy radiation**

**[Les squamates (reptiles) marins
du Cénomanién-Turonien de la Téthys :
une radiation remarquable]**

Nathalie BARDET^{1,2}

Alexandra HOUSSAYE^{1,3}

Xabier PEREDA SUBERBIOLA⁴

Jean-Claude RAGE^{1,5}

Citation: BARDET N., HOUSSAYE A., PEREDA SUBERBIOLA X. & RAGE J.-C. (2007).- The marine squamates (reptiles) from the Cenomanian-Turonian of the Tethys: a noteworthy radiation [*Les squamates (reptiles) marins du Cénomanién-Turonien de la Téthys : une radiation remarquable*]. In: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY D. (eds.), Relations between the northern and southern margins of the Tethys ocean during the Cretaceous period [*Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé*].- Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2007/02, Abstract 05 (CG2007_M02/05)

Key Words: Reptiles; marine squamates; Cenomanian-Turonian; Tethys; mosasauroids; dolichosaurs; "hind-limbed" snakes

Mots-Clefs : Reptiles ; squamates marins ; Cénomanién-Turonien ; Téthys ; mosasauroïdes ; dolichosaures ; serpents "à pattes"

[English]

The Cenomanian-Turonian interval is a key period in the evolution of squamates. They display a spectacular radiation in the marine realm, in particular on the northern and southern margins of the Mediterranean Tethys, though some taxa reached the Interior Sea of North America. Snakes probably originated in the Mediterranean Tethys from this assemblage, but that is the issue of a current debate among paleontologists. In the span of time comprising the Cenomanian-Turonian stages four major groups diversified in the Mediterranean zone: the "hind-limbed snakes", the dolichosaurs, the "aigialosaurs" and the mosasauroids (the last two grouped as the Mosasauroidea). About thirty species are known in the fossil record.

"Hind-limbed" snakes, their phylogenetic position still under discussion, attain a length of 1.5 m and are all pachyostotic. They are known only from the Cenomanian of the northern (western Europe and Adriatic region) and southern (North Africa and Middle East)

margins of the Mediterranean Tethys (RAGE & ESCUILLIÉ, 2003).

Dolichosaurs are snake-like lizards with long necks but still have short limbs, and range up to one meter in length. They are known in Europe and the Middle East mainly from the Cenomanian, but their range in North America extends from the Cenomanian-Turonian to the Santonian.

Mosasauroids include basal forms, collectively labelled as "aigialosaurs", probably a paraphyletic group, and a more specialized one, the mosasauroids. "Aigialosaurs", aquatic lizards measuring up to 1.5 m long, are known during the Cenomanian-Turonian, mainly in Europe. Mosasauroids, large predators of the open sea (over 2 m in length), are known from the Middle Turonian to the end of the Maastrichtian. Most of the Turonian forms are from Africa and the Americas.

With the exception of the mosasauroids, this important radiation of squamates in the marine realm is restricted in time (Cenomanian-Turonian) and space (almost entirely to the

¹ UMR 5143 du CNRS, Département Histoire de la Terre, Muséum National d'Histoire Naturelle, 8 rue Buffon, 75231 Paris (France)

² bardet@mnhn.fr

³ houssaye@mnhn.fr

⁴ Departamento Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, Apartado 644, 48080 Bilbao (Espagne/Spain)

⁵ jcrage@mnhn.fr

northern and southern margins of the Mediterranean Tethys). It should be noted that most of the known taxa are monotypic. Only the snake *Simoliophis* and the dolichosaurs *Coniasaurus* and *Pontosaurus* are represented by several species and have a relatively broad geographic distribution. Among the groups discussed above, only the mosasaurids subsist during the end of the Cretaceous and show a strong evolutive radiation during the Santonian-Maastrichtian, when they are represented by very numerous cosmopolitan taxa that display very diverse ecological types.

It is probable that:

- 1) certain major geological and biological events that characterize this Cenomanian-Turonian pivotal period, could have permitted this radiation (JACOBS *et alii*, 2005a, b);
- 2) the Mediterranean portion of the Tethys seems to have played an important role in both the radiation and dispersion of these animals (RAGE & ESCUILLIÉ, 2003); and
- 3) factors inherent to each of the four groups (size, bone structure, ecological and palaeobiogeographical preferences, etc) could have had an effect on and insured the success of one group -the mosasaurids- with respect to the others of these groups, whereas the radiation of snakes succeeded only in continental environments.

[Français]

Le Cénomaniens-Turonien est une période clé dans l'évolution des squamates. Ils montrent une radiation spectaculaire en domaine marin, s'effectuant essentiellement sur les marges Nord et Sud de la Téthys méditerranéenne, même si quelques représentants ont atteint la Mer Intérieure nord-américaine. C'est dans ce contexte que se situe probablement l'origine des serpents, débat paléontologique d'actualité. Entre le début du Cénomaniens et la fin du Turonien, quatre grands groupes se diversifient dans la zone méditerranéenne : les serpents "à pattes", les dolichosaures, ainsi que les "aigialosauridés" et les mosasauridés (ces deux derniers étant regroupés sous le terme de Mosasauroidea). Une trentaine d'espèces est connue dans le registre fossile.

Les serpents "à pattes", dont la position phylogénétique demeure discutée, atteignent 1,5 m et sont tous pachyostotiques. Ils ne sont connus que durant le Cénomaniens sur les marges Nord (Europe occidentale et région adriatique) et Sud (Afrique du Nord et Proche-Orient) de la Téthys méditerranéenne (RAGE & ESCUILLIÉ, 2003).

Les dolichosaures sont des lézards serpentiformes, mais conservant de courts membres, à long cou, et mesurant jusqu'à un mètre. Ils sont connus en Europe et au Proche-Orient essentiellement au Cénomaniens, alors que leur registre en Amérique du Nord s'étend

du Cénomaniens-Turonien jusqu'au Santonien.

Les mosasauroides incluent des formes basales réunies sous le nom d' "aigialosaures", groupe probablement paraphylétique, et des formes dérivées, les mosasauridés. Les "aigialosaures", lézards aquatiques mesurant jusqu'à 1,5 m, sont connus durant le Cénomaniens-Turonien principalement en Europe. Les Mosasauridae, grands prédateurs de mer ouverte (taille supérieure à 2 m), sont connus du Turonien moyen jusqu'à la fin du Maastrichtien. Les formes turoniennes sont essentiellement représentées en Afrique et aux Amériques.

Cette importante radiation des squamates en milieu marin se caractérise, sauf pour les Mosasauridés, par une restriction dans le temps (Cénomaniens-Turonien) et l'espace (marges Nord et Sud de la Téthys méditerranéenne surtout). Il est également à noter que la plupart des taxons connus sont monotypiques. Seul le serpent *Simoliophis* et les dolichosaures *Coniasaurus* et *Pontosaurus* sont représentés par plusieurs espèces et ont une répartition relativement large. De tous les groupes évoqués, seuls les Mosasauridés subsistent durant la fin du Crétacé et montrent à leur tour une radiation évolutive très importante durant l'intervalle Santonien-Maastrichtien, où ils sont représentés par de très nombreux taxons répartis de manière cosmopolite et montrant des types écologiques très divers.

Il est probable que :

- 1) certains événements géologiques et biologiques majeurs qui caractérisent cette période charnière qu'est le Cénomaniens-Turonien ont dû permettre cette radiation (JACOBS *et alii*, 2005a, b) ;
- 2) la zone méditerranéenne de la Téthys semble avoir joué un rôle important à la fois dans la radiation et la dispersion de ces animaux (RAGE & ESCUILLIÉ, 2003) ; et
- 3) des facteurs propres à chacun des quatre groupes évoqués (taille, structure osseuse, préférences écologiques et paléobiogéographiques, etc.) ont dû influencer et assurer le succès d'un groupe – les mosasauridés - par rapport aux autres au sein de cet ensemble, alors que les serpents n'ont par la suite réussi leur diversification que sur le continent.

Bibliographic references / Références bibliographiques

- JACOBS J.J., FERGUSON K., POLCYN M.J. & RENNISON C. (2005a).- Cretaceous $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy and the age of dolichosaurs and early mosasauroids.- *Netherlands Journal of Geosciences*, Utrecht, vol. 84, n° 3, p. 257-268.
- JACOBS J.J., POLCYN M.J., TAYLOR L.H. & FERGUSON K. (2005b).- Sea-surface temperatures and palaeoenvironments of dolichosaurs and

early mosasaurs.- *Netherlands Journal of Geosciences*, Utrecht, vol. 84, n° 3, p. 269-281.
RAGE J.-C & ESCUILLIÉ F. (2003).- The

Cenomanian: stage of hindlimbed snakes.- Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Brest, Article 2003/01 (CG2003_A01), 11 p.

Influences boréales dans le bassin de Mons (Belgique) à l'Albien [Boreal influences in the Mons basin (Belgium) during the Albian]

Johan YANS¹

Edwige MASURE²

Jean DEJAX³

Denise PONS³

Francis AMÉDRO⁴

Citation: YANS J., MASURE E., DEJAX J., PONS D. & AMÉDRO F. (2007).- Influences boréales dans le bassin de Mons (Belgique) à l'Albien. *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY D. (eds.), Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé.- *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, Brest, Mémoire 2007/02, Résumé 06 (CG2007_M02/06)

Mots-Clefs : Faciès wealdiens ; bassin de Mons ; Belgique ; Albien ; palynologie

Abstract: The occurrence of marine dinoflagellates (including *Cauca parva* from the Boreal Province), acritarchs and the organic lining of foraminifers suggest Boreal marine influences in the Wealden facies of the Mons basin (Belgium) during the Late Albian.

Key Words: Wealden facies; Mons basin; Belgium; Albian; palynology

Le bassin de Mons (Belgique) forme une aire subsidente d'une quarantaine de kilomètres de long sur une dizaine de kilomètres de large, entre le Nord-Est du Bassin de Paris, le Sud du Parautochtone Brabançon et le Nord de l'Allochtone Ardennais. Au cours du Crétacé inférieur, cette aire de sédimentation a vu le dépôt de sables et argiles à faciès wealdiens surmontés par les "meules" albiennes riches en grains de glauconie et ammonites. Les âges des sédiments à faciès wealdiens répartis sur plusieurs sites du bassin de Mons ont été précisés récemment (YANS *et alii*, 2002, 2005, 2006 ; DEJAX *et alii*, 2007 ; DEJAX *et alii*, sous presse). Ils s'échelonnent du Barrémien moyen au Turonien, révélant un important diachronisme.

Les faciès wealdiens de l'Est du bassin de Mons, autrefois réputés d'origine strictement continentale, renferment des palynomorphes marins (kystes de dinoflagellés, acritarches, algues prasinophyceae et "loges chitineuses initiales de foraminifères"). Les genres de dinoflagellés *Spiniferites*, *Achomosphaera* et *Hystrichosphaeridium* fréquemment reconnus dans ces faciès wealdiens, caractérisent les milieux ouverts (STOVER *et alii*, 1996). Un environnement marin franc et profond est toutefois peu probable dans la mesure où :

1) le nombre d'individus et la diversité des

espèces de dinoflagellés rencontrés sont largement inférieurs à ceux classiquement observés dans les milieux marins profonds (MASURE, 1984) ;

2) la forte proportion de palynomorphes d'origine continentale témoigne de la relative proximité des apports ;

3) le développement de plusieurs espèces (*Xiphophoridium alatum*, *Dinopterygium cladoides*, *Trichodinium castanea*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Hystrichodinium pulchrum*) paraît être favorisé au sein d'environnements relativement proximaux (HASENBOHLER, 1981) ;

4) les algues Prasinophyceae du genre *Pterospermella* semblent affectionner des milieux marins dans lesquels se manifestent des influences météoriques (GUY-OHLSON, 1996). En résumé, l'association palynologique suggère des milieux de plate-formes relativement ouverts sous influence estuarienne. La granulométrie grossière dans cette partie des sédiments à faciès wealdiens est cohérente avec ce type d'environnement à forte énergie.

Les kystes de dinoflagellés de l'Est du bassin de Mons fournissent une attribution stratigraphique correspondant à l'Albien supérieur *sensu stricto* (Zone à *Mortonicerias inflatum*). L'association des spores et du pollen d'affinité gymnospermienne y est variée. Le

¹ Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix, 61 rue de Bruxelles, 5000 Namur (Belgique)

johan.yans@fundp.ac.be

² UMR-CNRS 5143, Paléobiodiversité et Paléoenvironnements, Université Pierre et Marie Curie, case 104, 4, Place Jussieu, 75005 Paris Cedex 05 (France)

³ UMR-CNRS 5143, Paléobiodiversité et Paléoenvironnements, Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Paléobotanique et Paléoécologie, 12 rue Cuvier, 75005 Paris (France)

⁴ 26 rue de Nottingham, 62100 Calais (France)

Manuscrit en ligne depuis le 15 mai 2007

genre *Ephedripites*, fréquent dans les sédiments à faciès wealdien du bassin de Mons (notamment à Bernissart), a totalement disparu. On y remarque en revanche des grains de caytoniales (caractéristiques de milieux intertidaux ?) et la présence des genres *Corniculatisporites* (notamment de l'espèce *C. auritus*), *Tesselatosporis* et *Santonisporites*. *Corniculatisporites* est connu de l'Albien au Campanien. En Hongrie, ce genre est observé à l'Albien (JUHÁSZ, 1977). L'espèce *Corniculatisporites auritus* est également reconnue au Canada dans des sédiments de l'Albien moyen à supérieur (SINGH, 1971). Le genre *Santonisporites* est connu de l'Albien supérieur au Campanien inférieur en France. Le pollen d'affinité angiospermienne comprend *Retimonocolpites dividuus* qui apparaît dès le Barrémien moyen à supérieur au Nord-Ouest de l'Égypte (PENNY, 1992) et au Gabon (DOYLE *et alii*, 1982). Une attention particulière est donnée à la présence du genre *Afropollis* (BRENNER, 1963) DOYLE, JARDINÉ & DOERENKAMP, 1982, dont l'affinité angiospermienne pourrait être remise en question (PONS *et alii*, 1994). Dans le continent Laurasia, ce genre est reconnu :

- 1) en Charentes à l'Albien terminal probable (NÉRAUDEAU *et alii*, 2002),
- 2) dans l'Ouest de la France au Cénomanién (AZÉMA *et alii*, 1972), sous le nom *Liliacidites textus* NORRIS, 1967, et
- 3) en Anjou au Cénomanién inférieur. L'Est du bassin de Mons constitue la localité la plus septentrionale où le genre *Afropollis* ait été observé. Plusieurs grains monosulqués *Retimonocolpites dividuus* sont mis en évidence. Un exemplaire du genre *Ajatipollis* (tétrade obligatoire de pollen d'affinité angiospermienne) a été rencontré.

Parmi les taxons de dinoflagellés, certains précisent le contexte paléogéographique de l'Est du bassin de Mons. Le taxon *Cauca parva* caractérise la mer boréale (NØHR-HANSEN, 1993). Aucune espèce typiquement téthysienne n'est observée. Selon AMÉDRO (2002), la forte proportion de *Lepthoplites*, *Pleurohoplites*, *Calliaihoplites* et *H. (Discohoplites)* dans les sédiments vracconniens inférieurs des "meules" de l'Est du bassin de Mons rattache le Hainaut belge à la province faunique des *Hoplitidae* d'OWEN (1973), équivalente à la Province nord-européenne du domaine boréal de KAUFFMAN (1973). Durant l'Albien supérieur, les influences boréales dans les faciès marins du bassin de Mons sont totales.

En conclusion, les sédiments de l'Albien supérieur de l'Est du bassin de Mons contiennent des taxons de dinoflagellés et d'ammonites d'affinités typiquement boréales, ce qui rattache clairement le bassin de Mons à la bordure Nord-Est du Bassin de Paris. Cette étude contribue à une meilleure connaissance de la stratigraphie et de la paléogéographie

d'un secteur du Nord-Ouest de l'Europe durant le Crétacé inférieur.

Références bibliographiques

- AMÉDRO F. (2002).- Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien *sensu stricto* et le Cénomanién (système Crétacé).- *Académie Royale de Belgique*, Publication de la Classe des Sciences, Bruxelles, (3^e série), t. IV, 128 p.
- AZÉMA C., DURAND S. & MEDUS J. (1972).- Des miospores du Cénomanién moyen.- *Paléobiologie continentale*, Montpellier, vol. III, n° 4, 54 p.
- DEJAX J., DUMAX É., DAMBLON F. & YANS J. (2007).- Palynology of Baudour Clays Formation (Mons Basin, Belgium): correlation within the "stratotypic" Wealden. *In*: STEEMANS P. & JAVAUX E. (eds.), *Recent Advances in Palynology*.- Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Brest, Memoir 2007/01, Abstract 03 (CG2007_M01/03), p. 16-28.
- DEJAX J., PONS D. & YANS J. (sous presse).- Palynology of the dinosaur-bearing Wealden facies sediments in the natural pit of Bernissart (Belgium).- *Review of Palaeobotany and Palynology*, Amsterdam.
- DOYLE J.A., JARDINÉ S. & DOERENKAMP A. (1982).- *Afropollis*, a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the Cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana.- *Bulletin des Centres Recherches Exploration-Production elf-aquitaine*, Pau, vol. 6, n° 1, p. 39-117.
- GUY-OHLSON D. (1996).- Prasinophycean algae. *In*: JANSONIUS J. & MCGREGOR D.C. (eds.), *Palynology: Principles and applications*.- *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Salt Lake City, n° 1, p. 181-189.
- HASENBOHLER B. (1981).- Étude paléobotanique et palynologique de l'Albien et du Cénomanién du "Bassin Occidental Portugais" au Sud de l'accident de Nazare (Province d'Estremadure, Portugal).- PhD thesis, Unité d'Enseignement et de Recherche des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 349 p.
- JUHÁSZ M. (1977).- Monoletete spore of Schizeaceae from Hungarian Albien deposits.- *Acta Biologica Szegediensis*, Szeged, t. XXIII, p. 19-38.
- KAUFFMANN E.G. (1973).- Cretaceous bivalvia.- *Atlas of Palaeobiogeography*, Elsevier, Amsterdam, p. 353-383.
- MASURE E.- (1984).- L'indice de diversité et les dominances des communautés de kystes de dinoflagellés : marqueurs bathymétriques ; forage 398D, croisière 47B.- *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (7^{ème} série), t. XXVI, n° 1, p. 93-111.
- NÉRAUDEAU D., PERRICHOT V., DEJAX J., MASURE E., NEL A., PHILIPPE M., MOREAU P., GUILLOCHEAU F.

- & GUYOT T. (2002).- Un nouveau gisement à ambre insectifère et à végétaux (Albien terminal probable) : Archingeay (Charente-Maritime, France).- *Géobios*, Lyon, vol. 35, n° 2, p. 233-240.
- NØHR-HANSEN H. (1993).- Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Barremian to Albian, Lower Cretaceous, North-East Greenland.- *Bulletin Grønlands Geologiske Undersøgelse*, Copenhagen, vol. 166, 171 p.
- OWEN H.G. (1973).- Ammonite faunal province in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance.- *Geological Journal, Special Issue*, London, vol. 5, p. 145-154.
- PENNY J.H.J. (1992).- The relevance of the Early Cretaceous angiosperm palynology of Egypt to biostratigraphy and reconstruction of angiosperm palaeolatitudinal migrations.- *Cretaceous Research*, Amsterdam, vol. 13, n° 4, p. 369-378.
- PONS D., BERTHOU P.-Y., FILGUERA J.B.d.M. & SAMPAIO J.J.d.A. (1994).- Palynology of the lithostratigraphical "fundão", "crato" and "ipubi" units (Upper Aptian to Lower-Middle Albian, Araripe Basin, Northeast Brazil) : palaeoecological, stratigraphical and climatological informations.- *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*, Angers, p. 383-401.
- SINGH C. (1971).- Lower Cretaceous microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta.- *Research Council of Alberta, Bulletin*, Edmonton, 028, 542 p.
- STOVER L.E., BRINKHUIS H., DAMASSA S.P., DEVERTEUIL L., HELBY R.J., MONTEIL E., PARTRIDGE A.D., POWELL A.J., RIDING J.B., SMELROR M. & WILLIAMS G.L. (1996).- Mesozoic-Tertiary dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes. In: JANSONIUS J. & MCGREGOR D.C. (eds.), *Palynology: Principles and applications*.- *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Salt Lake City, n° 1, p. 641-750.
- YANS J., SPAGNA P., FOUCHER J.-C., PERRUCHOT A., STREEL M., BEAUNIER P., ROBASZYNSKI F. & DUPUIS C. (2002).- Multidisciplinary study of the wealden deposits of the Mons Basin (Belgium): a progress report.- *Aardkundige Mededelingen*, Leuven, vol. 12, p. 39-42.
- YANS J., DEJAX J., PONS D., DUPUIS C. & TAQUET P. (2005).- Paleontologic and geodynamic implications of the palynological dating of the Bernissart wealden facies sediments (Mons Basin, Belgium).- *Comptes Rendus Paléovol*, Paris, t. 4, p. 135-150.
- YANS J., DEJAX J., PONS D., TAVERNE L. & BULTYNCK P. (2006).- The Iguanodons of Bernissart are middle Barremian to earliest Aptian in age.- *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Bruxelles, vol. 76, p. 91-95.

On the trail of a major trans-Tethyan discontinuity [Sur la piste d'une discontinuité majeure trans-Téthys]

Bruno GRANIER¹

Citation: GRANIER B. (2007).- On the trail of a major trans-Tethyan discontinuity. *In:* BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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 07 (CG2007_M02/07)

Abstract: At the base of the Valanginian a major discontinuity associated with one of the major transgressions of the Cretaceous is nominated as a candidate for the boundary between the Cretaceous and Jurassic systems. This surface has been identified in both platform and basinal domains, at the eastern edge of the North American continent and in the Middle East, as well as through the western edge of Africa and Europe.

Key Words: Jurassic; Cretaceous; Tithonian; Berriasian; Valanginian; boundary; stages; systems; periods

Résumé : À la base du Valanginien, une discontinuité majeure associée à une des plus grandes transgressions du Crétacé est désignée comme candidate pour le titre de limite des systèmes Jurassique et Crétacé. Cette surface a été identifiée aussi bien en domaine de plate-forme qu'en domaine de bassin, de la bordure orientale du continent nord-américain au Moyen-Orient, en passant par la bordure occidentale du continent africain et l'Europe.

Mots-Clefs : Jurassique ; Crétacé ; Tithonien ; Berriasien ; Valanginien ; limite ; étages ; systèmes ; périodes

I - Introduction

While working in the field in southeastern Spain in connection with the preparation of my PhD thesis (GRANIER, 1987) I made my first contact with a particular surface that for years I was to continue to track in the literature, or encounter by chance during exploratory trips (Iraq, Oman, Ukraine) and while living abroad (United Arab Emirates). The surface involves a major discontinuity that in a chronostratigraphic sense is situated at the transition from the Berriasian to the Valanginian stages (more precisely in the basal levels of the Valanginian).

II - A trans-Tethyan Tour

II.1 - Spain (Fig. 1)

I first recognized this discontinuity in southeastern Spain within the platform series of the Prebetic of Alicante, at Puig Campana (GRANIER, 1987). One of the first problems was its stratigraphic position. In facies of this type the absence of the ammonites and calpionellids that are the classic markers of the Early Cretaceous led me to make use of larger foraminifera and calcareous algae that allowed me to attribute a Late Berriasian to Early Valanginian age to the beds that bound it.

Using lithostratigraphic correlation it was then possible to establish a correlation between the beds laid down immediately above this stratigraphic unconformity at Puig Campana, the "Calcarenes with *Pseudocyclamina*", and a sequence of strata rich in fine-grained siliciclastics accumulated in the Sierra de

Fontcalent at the edge of the citrabetic basin, dated by ammonites as Early Valanginian (RASPLUS & FOURCADE (eds.) *et alii*, 1987). The stratigraphic position of the event that created this sedimentary discontinuity could then be refined from an initially relatively broad interval involving the Upper Berriasian-Lower Valanginian to the extreme base of the Lower Valanginian (in the *Thurmanniceras pertransiens* Zone). A return to the sites between the two localities, Cabezon de Oro (a platform margin domain) and the village of Busot (a talus/slope area), resulted in new collections of ammonites and calpionellids that complete and make more precise the age assignments of AZÉMA (1977) and of ESTEVEZ *et alii* (1984), and validated my earlier correlation.

In the platform domain (at Puig Campana) we saw no indication of emergence at the top of the underlying unit, the "Limestones with *Trocholina*" and at the edge of this platform (at Cabezon de Oro) the same stratigraphic unit contains indications (presence of calpionellids and of the foraminifer *Protopenneropolis ultragranulata*) of a slightly more open-marine environment.

In both areas the transition to the overlying beds, the "Calcarenes with *Pseudocyclamina*" is not the mark of an abrupt downward shift of facies that is there is no indication of a forced regression, but rather the reverse, the installation of a more open-marine environment (as documented by the presence of ammonites, calpionellids and characteristic foraminifera such as *Protopenneropolis ultra-*

¹ Département des Sciences de la Terre, UFR Sciences et Techniques, Université de Bretagne Occidentale, 6 avenue Le Gorgeu - CS 93837, F-29238 Brest Cedex 3 (France)

bruno.granier@univ-brest.fr

Manuscript online since May 15, 2007

granulata and *Montsalevia salevensis*) with an associated change in the hydrodynamics to a wave-dominated regime (as indicated by hummocky and swaley cross-bedding).

The "Calcarenites with *Pseudocyclammina*" (also known as the "upper member of the Sierra del Pozo Formation" in regional literature) have been identified over most of the Prebetic platform domain: for instance, this unit

cropped out in the Sierra Mariola, an historical locality (BUSNARDO & DURAND-DELGA, 1960: "13. grès calcaireux" in text-fig. 2) some 40 km north of the localities studied; and farther northward it almost reaches the southern borders of both the Meseta (to the NW) and the Iberian domain (to the NE).

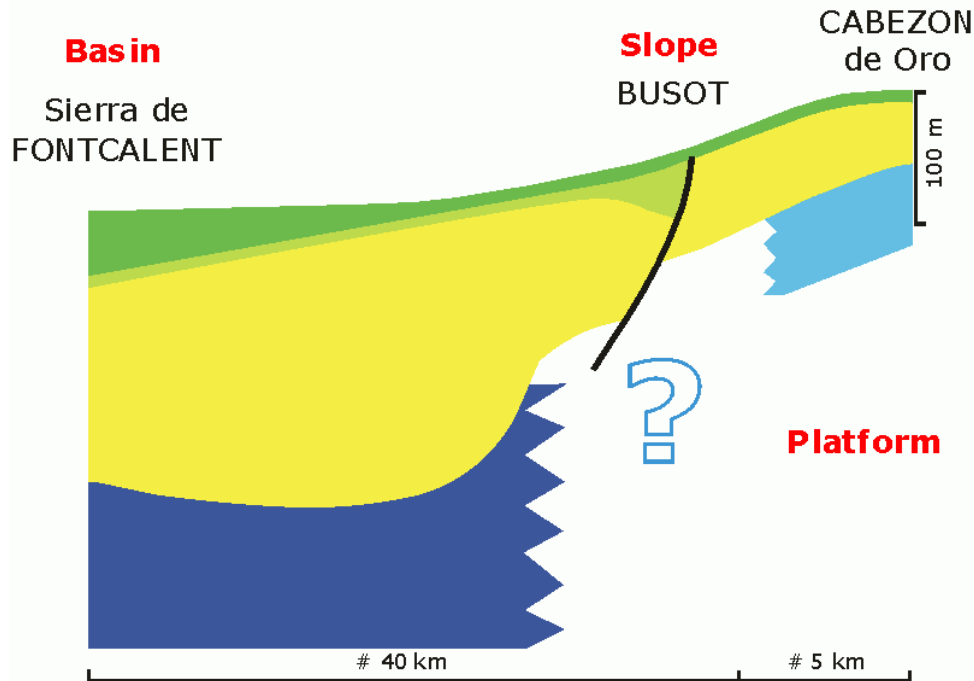


Figure 1: Correlations of lithostratigraphic successions on a platform (Cabezon de Oro) to basin (Sierra de Fontcalent) profile in SE Spain (modified from GRANIER *et alii*, 1995). Dark blue: Berriasian marls and calcareous limestones; light blue: Berriasian limestones; yellow: Valanginian silty limestones and calcarenites; light green: Valanginian-Hauterivian strata; dark green: Hauterivian-Barremian strata (including a ferruginous oolite).

This major discontinuity at the base of the Valanginian is marked above by the abrupt appearance of siliciclastics of which the clay fraction is either lacking or present in negligible quantities. What was the source of this well-sorted and abundant material (silts at Sierra de Fontcalent, sands and gravels at Cabezon de Oro and Puig Campana)? Among the gravels extraclasts (not endoclasts) predominate, *i.e.* lithoclasts derived from older calcarenites that consist of allochems and quartz or feldspar grains with a mosaic-calcite cement (Fig. 2); the larger lithoclasts reach the size of cobbles (up to 10 cm in their larger dimension). These older calcarenites were formed by an episode of cementation affecting mixed, calcareous and siliciclastic, sand layers in a meteoric-phreatic zone. Examination of the derived lithoclasts by cathodoluminescence (Fig. 2) indicates a strong resemblance to calcarenites at the base of the Berriasian that are known to me only from outcrops in the Sierra Mariola (see BUSNARDO & DURAND-DELGA, 1960: "5. grès calcaireux" in text-fig. 2).

As a whole, the source of the siliciclastics appears to have been an important stock of

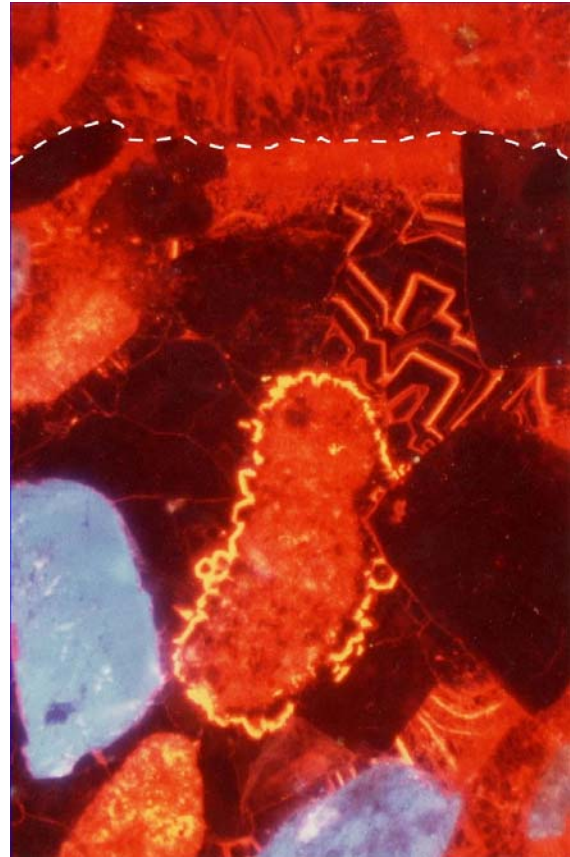
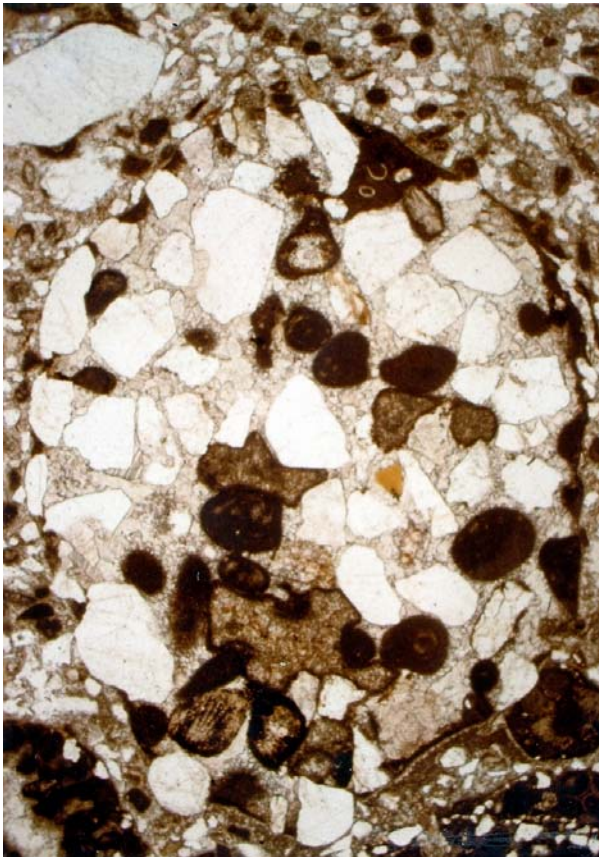
detritus that accumulated over time in the innermost part of the platform or on the emergent Meseta at the edge of the Iberian microcontinent. Presumably it was a general transgression onto this carbonate platform inherited from Jurassic times that caused remobilization of this material. Surprisingly, deposition of carbonates did not cease, for small bulbous coral colonies occur and carbonate grains (ooids, aggregates, bioclasts) exist in association with the siliciclastic material; it suggests that the turbidity was low, an interpretation supported by the scarcity of very fine-grained siliciclastic particles (clay-size). One cannot call this type of transgression a drowning, although it involved a major change in hydrodynamics with the change to a wave- and storm- dominated regime as documented by hummocky and swaley cross-bedding. A large part of the detritus was carried over the edge of the platform to accumulate beyond it, both on the slope and below it in the basin, thus constituting an enormous transgressive, prograding prism (a special case in which the rate of sedimentation, a variable supposedly insignificant and treated as a constant in classic models of sequence

stratigraphy, is by far more important than accomodation).

II.2 - Westward, oceanic sites DSDP 392A and 416A

Site DSDP 416A is in the open sea off the Atlantic coast of Morocco at the foot of the continental plateau. Its situation is analogous to that of Sierra of Foncalent with a thick accumulation of Lower Valanginian beds consisting mainly of deepwater turbite deposits. Farther West on the other side of the North Atlantic, site DSDP 392A is located well off the

Florida coast at the edge of the continental plateau which is bounded by the Blake Nose submarine escarpment. The limestone series of the platform of which the uppermost layers are attributed to the Berriasian (FOURCADE & GRANIER, 1989) is capped by a pelagic series, Barremian or younger; strata representing the Valanginian and Hauterivian, as well as a part of the Barremian, are either condensed or absent. In this distal portion of the platform, one can truly speak of drowning; however carbonate sedimentation was not interrupted in its proximal portion.



A

B

Figure 2: A.- Lithoclastic floatstone with a grainstone matrix, a mixture of carbonate allochems and terrigenous sand or silt. The large lithoclast has the same composition and the same texture as the matrix. Sample CLUSE 5, "Calcarenites with *Pseudocyclammina*", Lower Valanginian, Puig Campana. Scale bar = 1 mm; **B.-** Cathodoluminescence analyses indicate that these lithoclasts are not intraclasts, but genuine extraclasts reworked from older rocks and then transported to the edge of the platform. The colors of the calcite cements and their zonation differ in the lithoclast (bottom) and matrix (top). Sample CAM 8, "Calcarenites with *Pseudocyclammina*", Lower Valanginian, Puig Campana. Scale bar = 100 µm.

II.3 - Eastward, the United Arab Emirates and Oman

The author (GRANIER, 2000) recently presented a revision of the stratigraphy of the Kahmah Group (better known regionally as the Thamama Group, although the two entities are not strictly synonymous). Here, relationships between platform and basin domains are discussed in print for the first time.

In the platform domain a succession of

distinctive lithostratigraphic units is encountered; as they are bounded by regional or supra-regional discontinuities they were treated as alloformations. From bottom to top (see a part of the sequence in Figure 3, Zakum 1) they are named: Habshan Fm (Tithonian), Bu Haseer Fm (Tithonian and Berriasian), Belbazem Fm (Berriasian), and Zakum Fm (Lower Valanginian).

In the basinal domain, above a tectonic discontinuity that includes a more or less

important stratigraphic hiatus, the series begins with "porcellanites", sometimes preceded by a polygenic conglomerate; together they make up the Rayda Fm; from it Late Tithonian ammonites and Berriasian calpionellids have been collected. These dense white limestones are replaced abruptly by the marls and

argillaceous limestones of the Salil Fm. The upper portion of this unit has a few more calcareous strata that contain *Pseudocyclammia lituus*; this more limy subunit has been called erroneously "Habshan" (see Fig. 3, Dhulaima 4).

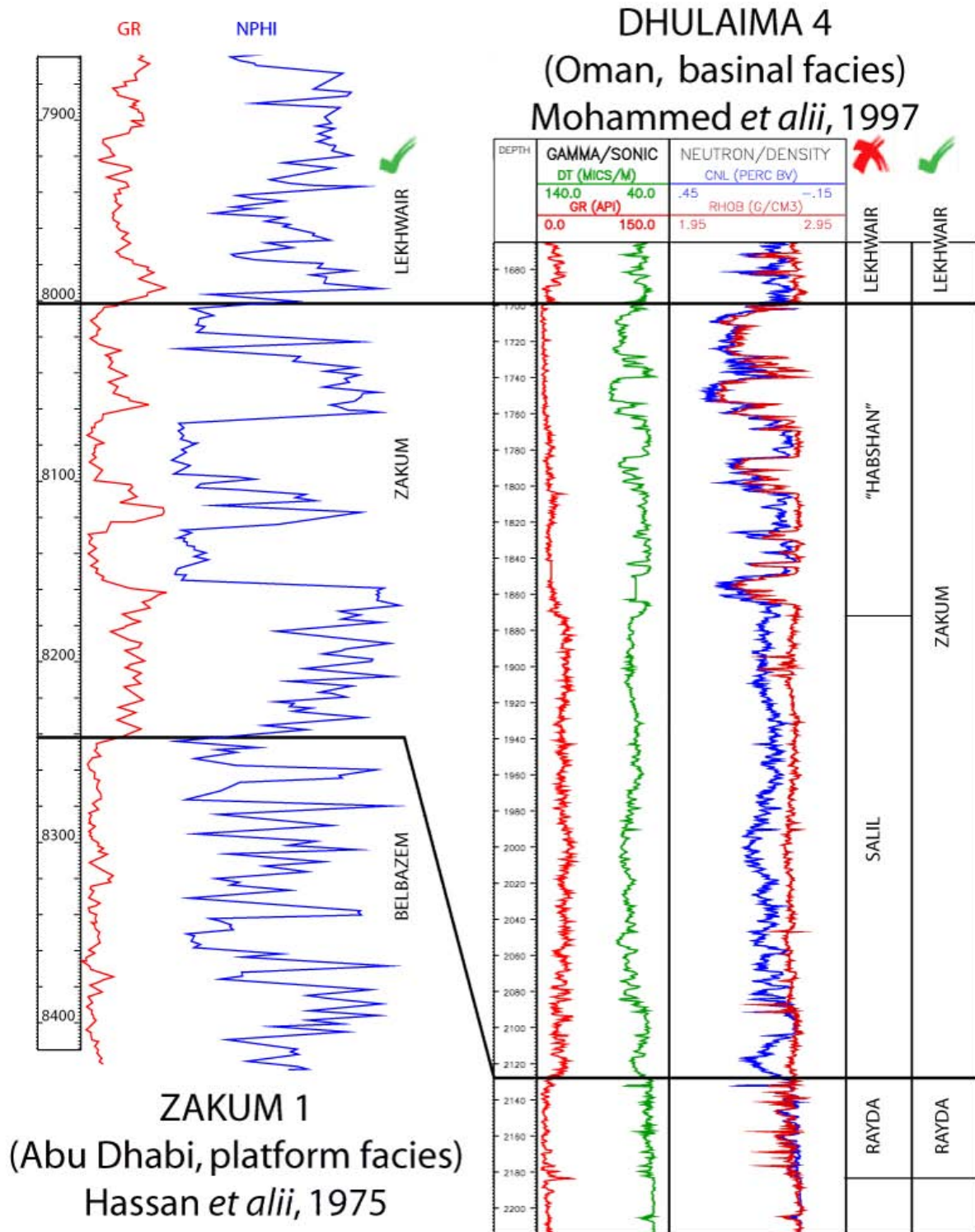


Figure 3: Correlation of platform sequence: a Zakum well in the Abu Dhabi offshore (modified after HASSAN *et alii*, 1975) and basinal facies: Dhulaima No. 4 in the Oman onshore (modified after MOHAMMED *et alii*, 1997).

Biostratigraphic arguments can be evinced to establish:

- the contemporaneity of the Bu Haseer (lower unit) and Belbazem (upper unit) formations of the platform domain with the Rayda Fm of the basin domain, and
- the equivalence in time of the Zakum Fm on the platform with the Salil Fm and the so-called "Habshan Fm" in the basin.

A major discontinuity separates the Belbazem and Zakum formations on the platform and the Rayda and Salil facies in the pelagic sequence. In these lithologic successions the distinction is reinforced by the abrupt appearance of an important argillaceous fraction in the upper unit.

As is the case in southern Spain lithostratigraphic arguments (here the argillaceous content) may be used to supplement biostratigraphic information.

11.4 - In France (Provence and the Jura)

In Provence a discontinuity spanning the same interval of time separates the "Marnes vertes" Formation from the "Calcaires blancs supérieurs" (VIRGONE, 1997). Here, there was no emergent land-mass to provide detrital siliciclastics. They are replaced by granular limestones called "high energy" that mark the locations occupied by the sandstones and calcarenites in Spain.

Work in progress concerns the Jura and will be the subject of new publications.

III - Discussion

The limits of the stages of the Jurassic and Cretaceous are defined by "good stratigraphic fossils" that classically are ammonites, but the fact that ammonites are "facies fossils" is all too often not considered. Consequently, in platform domains the rarity of these biostratigraphic markers often makes it impossible to identify the limits of stages as they were defined (and amended) in basinal domains.

The problem is even more grave when in addition the stratigrapher is not able to define/map the limit of systems. Consider the very special case of the boundary between the Jurassic and Cretaceous systems; this surface as currently defined must be found "somewhere":

- within the mass of the "Calcaires Blancs Inférieurs" in Provence (VIRGONE, 1997),
- in the body of Purbeckian limestones in the French-Swiss Jura,
- within the "barre tithonique" of southeastern France (JAN DU CHÊNE *et alii*, 1993),
- in the Bu Haseer Fm of the United Arab Emirates, *etc.*

Note that if the Boreal domain too is taken into consideration, confusion increases because

the boundary between the Jurassic and Cretaceous in the Tethyan province is founded on the same criteria as those used to separate the Tithonian from the Berriasian (for a long time this boundary was located in the middle of an ammonite zone called the *Jacobi-Grandis* Zone), but according to the several authors, in the Boreal domain it is either intra-Volgian or at the limit between the Volgian and Ryazanian (intra-Berriasian).

In the platform domain, the transition from the Tithonian to the Berriasian is gradual, unmarked by lithologic or faunal distinctions. A break does occur higher in the succession in the vicinity of the limit between the Berriasian and the Valanginian. As we have seen in this rapid review this major discontinuity does not have a unique signature but it can be well identified in both the proximal and distal domains, on the platform and in the basin, for it is contingent on one of the largest Mesozoic transgressions. From a chronostratigraphic viewpoint it is very close to a stage limit defined by ammonites (it is even closer if one accepts that the *Thurmanniceras otopeta* (Sub-) Zone should be included in the Berriasian (see BULOT *et alii*, 1996).

IV- Conclusions

The criteria proposed in the several fields (sedimentological, petrographical, biological, geochemical, *etc.*) to define the Tithonian-Berriasian limit are too tenuous to be of value as a system limit (but have been so employed since KILIAN) or even for bounding a stage. therefore, I propose to return to a more practical definition of systems (and stages). Authors - as d'ORBIGNY did in his time - should focus on the identification of significant events (any record of a global "catastrophy") to set unit limits. Such a concept involves the integration of litho-, bio-, and sequence stratigraphies to delimit chronostratigraphic units defined by physical criteria that will be calibrated as closely as possible with biozone "proxies", and not defined strictly/solely by biozones as has been the practice to date. From sedimentological, petrographical, biological, *etc.* standpoints the trans-Tethyan discontinuity at the base of the Valanginian (which passes laterally into a continuity in the basinal domain) merits elevation to the rank of a system boundary (an option close to the viewpoints of TOUCAS and HAUG, see BARBIER & THIEULOY, 1965).

Acknowledgments

This proposal has benefited from discussions with a number of colleagues whom I thank for having taken the time to discuss counter-arguments or to offer me new keys to my thesis. I hope to be able to associate them in forthcoming publications.

References

- AZÉMA J. (1977).- Étude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne).- Thèse Doctorat d'État, Université Pierre et Marie CURIE, Paris, 393 p.
- BARBIER R. & THIEULOY J.-P. (1965).- Étage Berriasien.- *In*: Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, septembre 1963).- *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 34, p. 69-77.
- BULOT L.G. *et alii* (1996).- The Valanginian stage.- *In*: RAWSON P.F. *et alii* (eds.), Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels (1995).- *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Bruxelles, 66 (Supplement), p. 11-18.
- BUSNARDO R. & DURAND-DELGA M. (1960).- Le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques.- *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (7^{ème} série), t. II, p. 278-287.
- ESTEVEZ A., GARCIA HERNANDEZ M., PINA J.A. & HAUERNHEIMER C. (1984).- Nuevas precisiones estratigraficas sobre el Cretacico inferior del Cabeço d'or (provincia de Alicante, zona prebetica).- 1° Congreso Español de Geología, Segovia, (23), t. III, p. 189-197.
- FOURCADE É. & GRANIER B. (1989).- Âge des carbonates de plate-forme du site 392A DSDP (Leg 44), marge atlantique du continent nord américain.- *Marine Geology*, Amsterdam, vol. 90, n° 3, p. 197-204.
- GRANIER B. (1987).- Le Crétacé inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea, Alicante (Espagne) : Biostratigraphie, Sédimentologie, Évolution tectono-sédimentaire.- Thèse, Docteur de l'Université Paris VI (nouveau régime), 23 novembre 1987; *Mémoires des Sciences de la Terre, Université Pierre et Marie CURIE*, Paris, 87-49, vol. I (texte): 281 p.; vol. II (planches): 54 pls.
- GRANIER B. (2000).- Lower Cretaceous stratigraphy of Abu Dhabi and the United Arab Emirates- A reappraisal.- The 9th Abu Dhabi International Petroleum Exhibition & Conference, October 15th-18th, *Conference Proceedings*, Abu Dhabi, ADIPEC 0918, p. 526-535.
- GRANIER B., VIRGONE A., BUSNARDO R. & BULOT L.G. (1995).- Des calpionelles dans l'Hauterivien supérieur. Découverte exceptionnelle à Busot (Alicante, Espagne).- *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, (série II, fasc. a), t. 321, p. 1179-1186.
- HASSAN T.H., MUDD G.C. & TWOMBLEY B.N. (1975).- The stratigraphy and sedimentation of the Thamama Group (Lower Cretaceous) of Abu Dhabi.- Ninth Arab Petroleum Congress, Dubai, 107(B-3), 11 p.
- JAN DU CHÈNE R., BUSNARDO R., CHAROLLAIS J., CLAVEL B., DECONNINCK J.-F., EMMANUEL L., GARDIN S., GORIN G., MANIVIT H., MONTEIL E., RAYNAUD J.-F., RENARD M., STEFFEN D., STEINHAUSER N., STRASSER A., STROHMENGER C. & VAIL P.R. (1990).- Sequence-stratigraphic interpretation of Upper Tithonian-Berriasian reference sections in South-East France: a multidisciplinary approach.- *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf-aquitaine*, Pau, vol. 17, n° 1, p. 151-181.
- MOHAMMED A.R., HUSSEY J.A. & REINDL E. (1997).- Catalogue of Oman lithostratigraphy.- CD-ROM, Petroleum Development Oman, Muscat, 373 p.
- RASPLUS L. & FOURCADE É. (eds.) *et alii* (1987).- Stratigraphie intégrée du sillon citrabétique (Sierra de Foncalent, Province d'Alicante, Espagne).- *Géobios*, Lyon, n° 20, fasc. 3, p. 337-387.
- VIRGONE A. (1997).- Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée : Le Berriasien supérieur - Valanginien basal de Basse Provence occidentale (S.E. France).- Thèse, Docteur de l'Université de Provence - Aix-Marseille I (nouveau régime), 6 juin 1997, 196 p.

The Cretaceous of Lebanon in the Middle East (Levant) context [Le Crétacé du Liban dans le cadre du Moyen-Orient (Levant)]

Serge FERRY^{1,2}

Yann MERRAN¹

Danièle GROSHENY³

Moustapha MROUEH⁴

Citation: FERRY S., MERRAN Y. GROSHENY D. & MROUEH M. (2007).- The Cretaceous of Lebanon in the Middle East (Levant) context. *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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 08 (CG2007_M02/08)

Key Words: Cretaceous; Lebanon; sequence stratigraphy; incised valleys; paleogeography; volcanism

Mots-Clefs : Crétacé ; Liban ; stratigraphie séquentielle ; vallées incisées ; paléogéographie ; volcanisme

[English]

The Cretaceous succession of Lebanon was first described and dated mainly by DUBERTRET & VAUTRIN (1937), DUBERTRET (1955), and SAINT-MARC (1974), supplemented by the later contributions of SMIRNOVA & MROUEH (1980) for the Chouf Sandstones, NOUJAIM-CLARK & BOUDAGHER-FADEL (2001, 2002) for the Salima Formation. After two years of field work using facies sedimentology and sequence stratigraphy, and as part of the Middle East Basins Evolution (MEBE) Programme, we propose to divide the Cretaceous of Lebanon into three parts (Fig. 1):

- (a) Valanginian to upper Aptian,
- (b) upper Albian to Turonian, and
- (c) Post-Turonian to Eocene.

The first period is represented by several depositional sequences each bounded by emersion surfaces (D1 to D3, Fig. 1). The top of the Jezzine Fm. is unique because it is an emersion (karstified) surface in northern Lebanon but appears to be only a simple transgression surface in the South. During these emergences the coastal sedimentary prism was shifted into the present-day offshore. The transgressions that initiate all three sequences, including that of the upper Albian, which is coincident with the beginning of period 2, starts with the deposition of volcanoclastics that may continue into the overlying, deepening-up, shallow-water marine deposits. This relationship suggests that these

depositional sequences were tectonically-controlled, that is the transgressions were initiated by the renewal of an extensional regime accompanied by volcanism. As a result of the strong lowering of base level, most emersions are associated with incised valleys, particularly spectacular in Northern Lebanon. The strongest is at the base of the upper Albian sequence (Fig. 2). It corresponds to an emergence that lasted throughout the whole lower to middle Albian interval.

The second period corresponds to the emplacement of a large system of carbonate platforms that covered much more of the Arabian craton. Changes of relative sea-level created a number of depositional sequences (not shown on Fig. 1) but drops in base level were not as great as those that occurred during the first period, except perhaps for the sequence ending near the Albian-Cenomanian boundary where an emersion surface of this age has been seen in the Anti-Lebanon and even in sections west of the Levant fault. These mild oscillations in relative sea-level are responsible of the spectacular sandwich of shallow-water (often rudist-bearing) carbonate facies alternating with finely-bedded or even laminated mudstones of Mount Lebanon.

The Cenomanian-Turonian boundary, situated at the very base of the Ghazir Fm., is here coincident with the beginning of a deepening trend that peaks in the lower Turonian.

¹ Université Lyon 1, UMR 5125 PEPS, 43 Bd du 11 Novembre, Campus de La Doua, Bt. Géode, 69622 Villeurbanne cedex (France)

² serge.ferry@univ-lyon1.fr

³ Université de Strasbourg, Strasbourg 1, EOST, UMR 7517, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg (France)
daniele.grosheny@univ-strasbg.fr

⁴ Université libanaise de Beyrouth, Faculté d'Agronomie, Mont Liban, Horch Tabet (Lebanon)

mmroueh@ul.edu.lb

Manuscript online since May 15, 2007

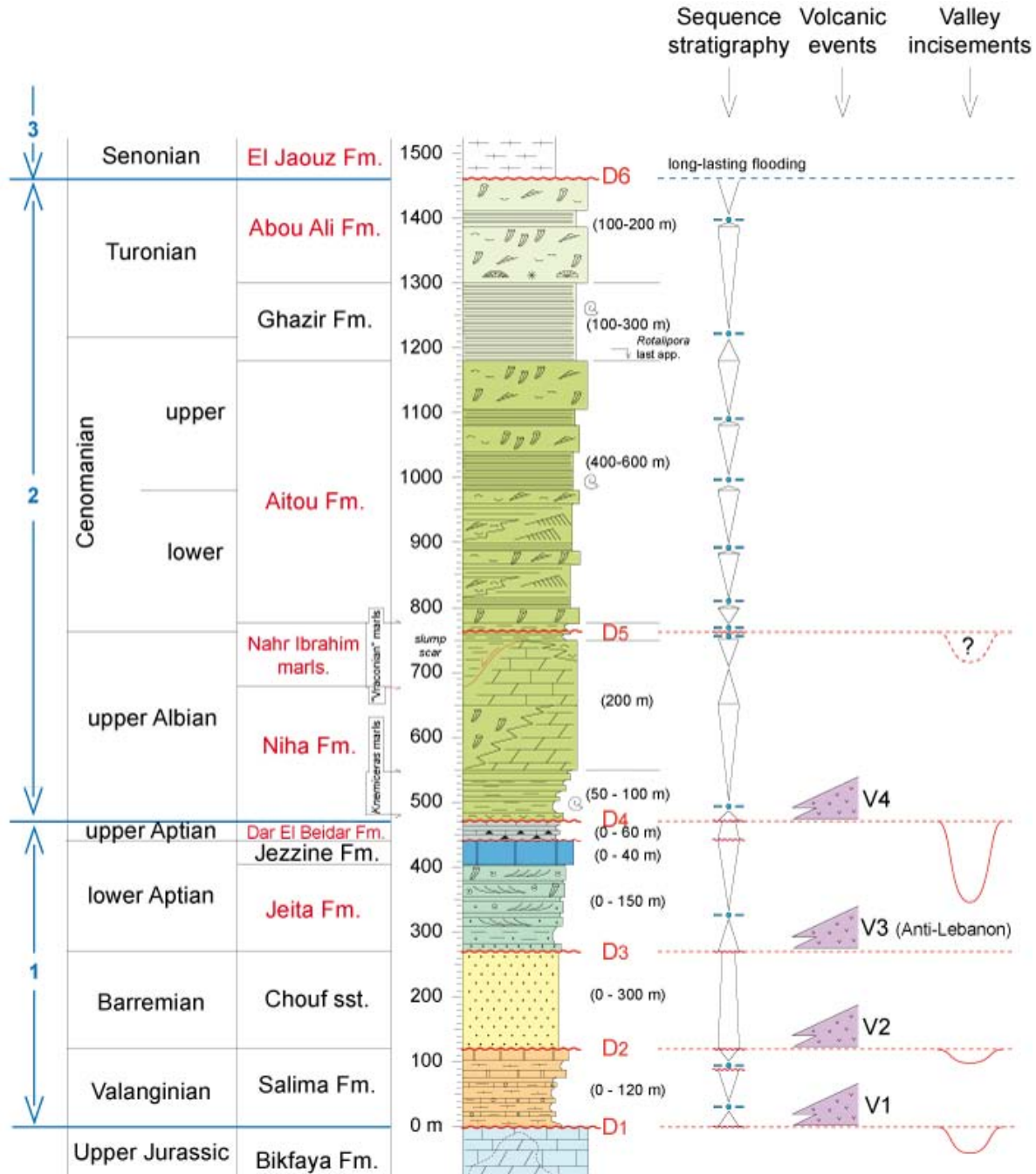


Figure 1: Revised stratigraphy of the Cretaceous of Lebanon. (Formation names in red are new, 1 to 3 on left column refers to the three periods distinguished in the text).

Figure 1 : Stratigraphie révisée du Crétacé du Liban. (Les noms de formations en rouge sont nouveaux, les chiffres 1 à 3 dans la colonne de gauche font référence aux trois périodes distinguées dans le texte).

The third period corresponds to an acceleration of the drowning of the Arabian craton, probably as a response to the beginning of the collisional trend responsible for the closing of the Tethys. On the Levant platform, deposition of micritic limestones and chalks began and continued into Eocene times.

Several paleogeographic maps have been drawn that take into account our results in Lebanon and also include, tentatively, published data from adjacent countries. The task is not easy mainly because of the many remaining uncertainties about the age of Lower Cretaceous sandstones in Israel, Syria and

Jordan. Two of them are presented (Fig. 3).

The (?) Berriasian – Valanginian sequence is preserved only in some half-grabens in northern Lebanon under the "transgressive" Barremian Chouf sandstones. The term "transgressive" should be considered in terms of accommodation space because the facies is fluvial at its base, and becomes deltaic to marginal marine only at its summit. These sandstones were deposited most abundantly in a W-E oriented saddle west of the Levant fault. East of the fault their thickness abruptly decreases. The lower portion of the poorly dated sandstones of the Kurnub Group in Syria

and Jordan, as well as their equivalent in Israel have been tentatively attributed to the lower and upper Aptian rather than to a lateral equivalent of the Chouf sandstones. This choice is based on a better coherence in the Aptian depositional systems from a regional standpoint. This tentative correlation remains to be fully supported by new biostratigraphic analyses.

The whole of the lower Aptian is represented by a transgressive half-cycle (Jeita Fm.) made of a number of smaller carbonate sequences (megarippled calcarenites, rudist-bearing wackestones, *etc.*), often with emergent features at the top, and by a regressive half-cycle represented by the lagoonal mudstone facies of the Jezzine Fm. The barrier facies of the Jezzine Fm. is not known in Lebanon. In the coastal plain of Israel, thick calcarenites have been found at this stratigraphic level in exploration wells. These calcarenites could be part of the facies belt that separated the lagoonal mudstones from those of the open sea. If this view is correct, this barrier facies should continue to the north in offshore Lebanon (Fig. 3A).

In west central Lebanon the upper Aptian (Dar El Beidar Fm.) is made up of a number of small shallow-water carbonate sequences. To the North, the thickness of this formation decreases markedly, mainly because it was eroded during the Albian emergence.

Paleogeographic maps of the Aptian are hard to make due to stratigraphic uncertainties about the Kurnub sandstones in adjacent countries, as for example in Jordan where they onlap Paleozoic sandstones.

The maps drawn for the upper Albian (Fig. 3B) to Turonian interval indicate a system of prograding and retreating carbonate platforms both in the coastal range of Syria and in the Rutbah high in Syria. Central and southern

Lebanon remained subsident enough that only deeper-water mudstones were deposited there, at least during the Late Albian and Early Cenomanian. The Bekaa valley also remained a low. This suggests a syndepositional vertical movement of the Yamouneh Fault.

[Français]

Le Crétacé du Liban (Fig. 1), dont la biostratigraphie est basée principalement sur les travaux de DUBERTRET et VAUTRIN (1937), de DUBERTRET (1955) et de SAINT-MARC (1974), avec les contributions de SMIRNOVA et MROUEH (1980) à propos des grès de base, ainsi que de NOUJAIM-CLARK & BOUDAGHER-FADEL (2001, 2002) pour la formation Salima, peut être subdivisé, après deux ans d'études de terrain effectuées dans le cadre du programme MEBE (Middle East Basins Evolution) en trois parties :

- Valanginien à Aptien supérieur,
- Albien supérieur-Turonien,
- Crétacé supérieur post-Turonien débordant dans l'Éocène.

La première période est représentée par plusieurs séquences de dépôt, chacune séparée de l'autre par une émergence régionale qui a déplacé le prisme côtier dans l'offshore actuel. Le cortège transgressif de la plupart des séquences du Crétacé inférieur est marqué par une activité volcanique importante, ce qui suggère un contrôle tectonique des reprises de subsidence (extension), c'est à dire des transgressions. Beaucoup d'émersions sont marquées par des vallées incisées spectaculaires, notamment celle qui fait la transition entre la première et la deuxième période (Fig. 2). Cette émergence couvre en effet tout l'Albien inférieur et moyen, étant donné que l'ammonite *Knemiceras syriacum*, présente dans le cortège transgressif de la séquence albienne, est connue pour n'apparaître qu'au sommet de l'Albien moyen (L. BULOT, comm. orale, 2006).

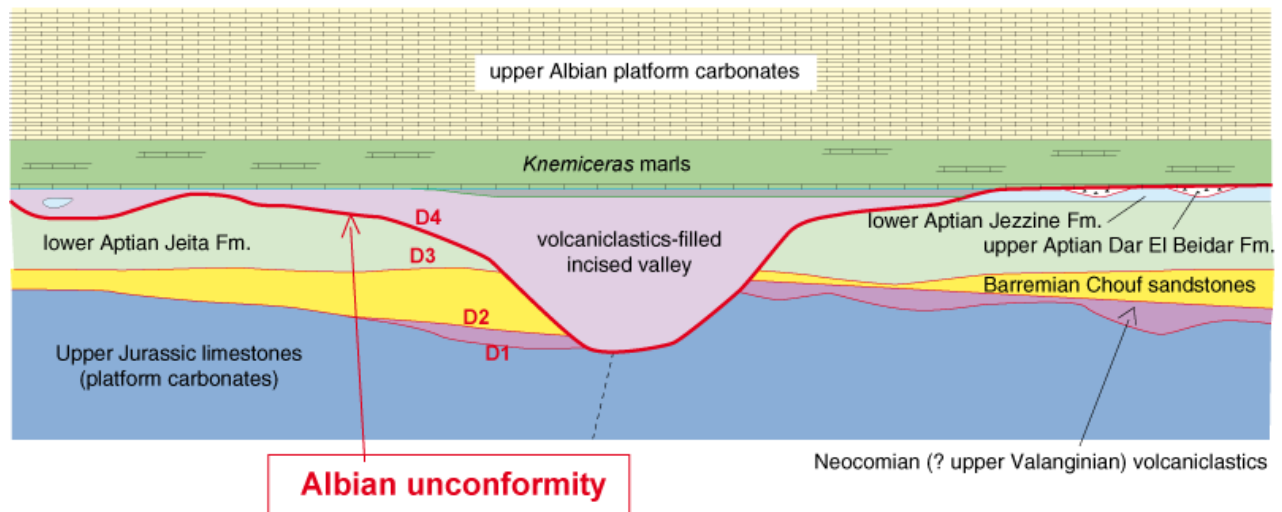


Figure 2: Albian incised valley at Beit Monzer, near the city of Ehdén, in northern Lebanon.
Figure 2 : Vallée incisée albienne à Beit Monzer, près de la ville d'Ehdén, Nord Liban.

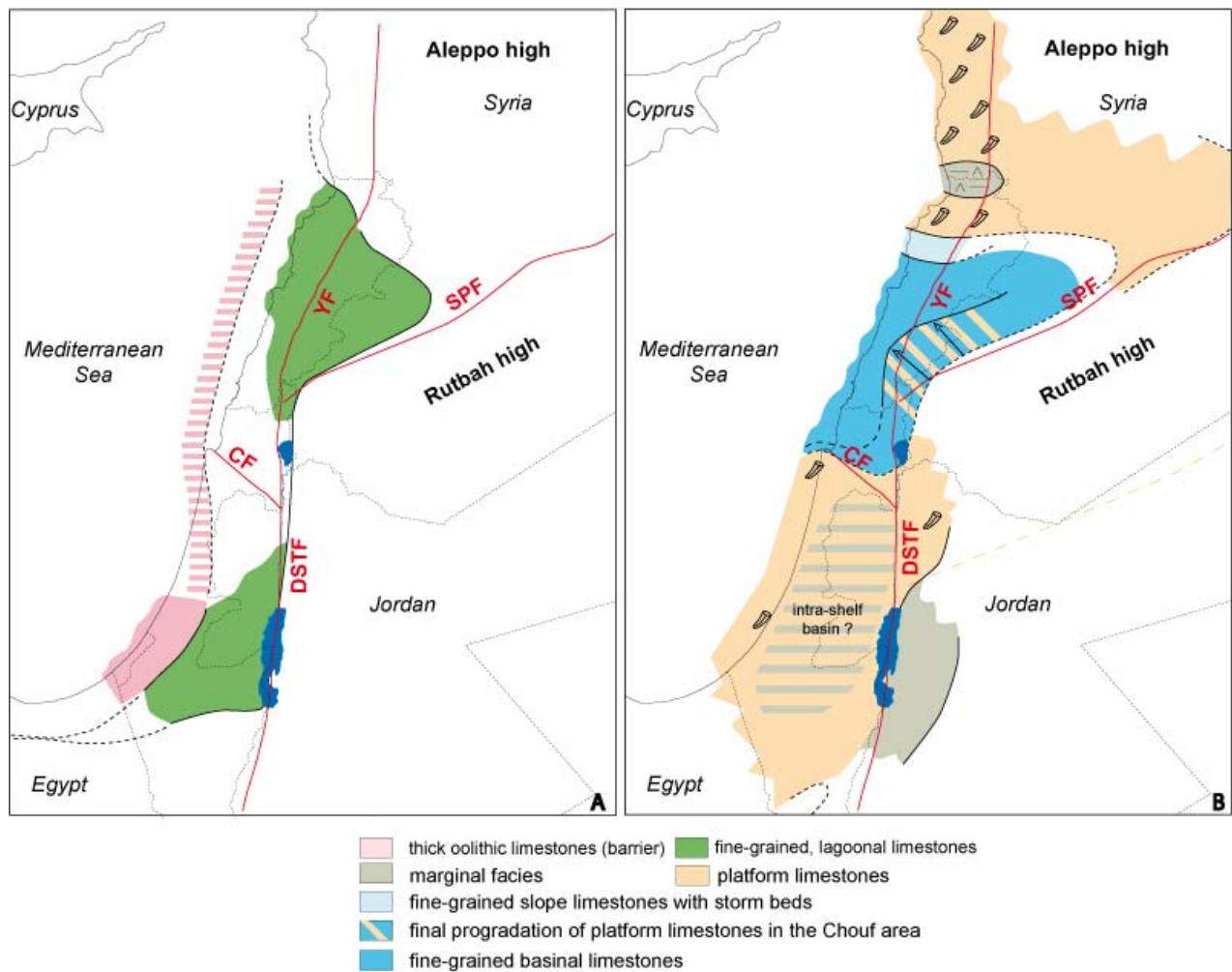


Figure 3: Examples of paleogeographic maps under construction. (A: lower Aptian Jezzine Fm.; B: upper Albian Niha Fm.; DSTF, Dead Sea Transform Fault; SPF, South Palmyrides Fault; YF, Yamouneh Fault; CF, Carmel Fault; both DSTF and YF makes the Levant Fault).

Figure 3 : Exemples de versions préliminaires de cartes paléogéographiques. (A: Formation de Jezzine, Aptien inférieur ; B: Formation de Niha, Albian supérieur ; DSTF, faille transformante de la Mer Morte ; SPF, faille du Sud Palmyrides ; YF, faille d'Yamouneh ; CF, faille de Carmel ; la combinaison des failles DSTF et YF est également appelée faille du Levant).

La deuxième période est celle de la mise en place d'un vaste système de plates-formes carbonatées qui empiète sur le craton arabe et que l'on peut suivre sur toute sa périphérie. À l'exception d'une émergence généralisée sur tout le territoire du Liban Nord vers la limite Albien-Cénomanién, l'amplitude des variations du niveau marin relatif est beaucoup moins importante que lors de la période précédente. Les variations limitées du niveau marin relatif ont engendré ce faciès carbonaté multi-couches (calcaires fins localement laminés / calcaires organogènes) si caractéristique du mont Liban et qui s'explique par un dépôt sur une plate-forme accidentée de dépressions "intra-shelf".

La limite Cénomanién-Turonien est ici marquée par un simple ennoyage de la plate-forme carbonatée et ne s'accompagne pas de déformations tectoniques visibles.

La troisième période est celle de l'accentuation de l'ennoyage du craton. Les

plates-formes carbonatées disparaissent. La sédimentation devient partout crayeuse et se poursuit sans grand changement dans l'Eocène.

Plusieurs cartes paléogéographiques ont été construites, en intégrant les données publiées concernant les pays limitrophes. Mais les incertitudes stratigraphiques qui subsistent font que ces cartes ne représentent que des tentatives, basées principalement sur la cohérence régionale des systèmes de dépôt dans les séquences successives.

La séquence berriaso (?) – valanginiénne n'est préservée que dans des demi-grabens du Nord-Liban sous la "transgression" des grès fluviatiles barrémiens du Chouf. Ceux-ci ne semblent préservés que dans la partie centrale du Liban et principalement à l'ouest de la faille du Levant. Partout ailleurs, les grès très mal datés du groupe Kurnub de Syrie et de Jordanie ou de son équivalent en Israël ont été attribués à l'Aptien supérieur, en s'appuyant, par

analogie, sur les corrélations séquentielles réalisées d'Ouest en Est au Liban. Une reprise de subsidence (extension) semble donc piéger les apports fluviaux uniquement au Liban, pas ailleurs, où l'espace d'accommodation limité ou nul ne le permet pas. L'Aptien inférieur est d'abord représenté par un demi-cycle globalement transgressif, complexe, fait plusieurs séquences émerives à faciès carbonatés (localement à rudistes) et grès. Le demi-cycle régressif est représenté par les calcaires de lagon de la formation Jezzine dont le faciès barrière (tel qu'il semble exister en Israël où il serait représenté par des calcarénites épaisses dans les puits de la plaine côtière) est sans doute situé dans l'offshore au droit de la côte libanaise actuelle (Fig. 3A). L'Aptien supérieur est fait de petites séquences à faciès peu profond qui n'empiètent guère sur le craton arabe. Dans l'extrême Nord du Liban, l'Aptien se réduit fortement. Il est plus ou moins bien préservé sous la surface d'érosion albienne. Il est difficile de proposer des cartes paléogéographiques régionales fiables pour cette tranche de temps, en raison des problèmes de datation des grès qui la représentent en Israël et en Jordanie plus à l'Est où ils transgressent directement les grès paléozoïques.

Les cartes de faciès réalisées pour l'intervalle Albien supérieur-Turonien (Fig. 3B) mettent en évidence un système de plates-formes progradant de façon répétitive à partir de zones hautes et comblant des sillons "intra-shelf". Il semble que la faille du Levant ait eu un rôle dans l'entretien de la zone globalement basse de la Bekaa.

Bibliographic references / Références bibliographiques

- DUBERTRET L. (1955) – Carte géologique du Liban au 200 000e.- Ministère des Travaux publics, Beyrouth.
- DUBERTRET L. & VAUTRIN H. (1937) – Révision de la stratigraphie du Crétacé du Liban. *Notes et Mémoires, Haut-Commissariat de la République Française en Syrie et au Liban*, t. II, p. 43-73.
- NOUJAIM-CLARK G. & BOUDAGHER-FADEL M.K. (2001).- The larger benthic Foraminifera and stratigraphy of the Upper Jurassic/Lower Cretaceous of central Lebanon.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 44, N° 3, p. 215-232.
- NOUJAIM-CLARK G. & BOUDAGHER-FADEL M.K. (2002).- "Larger" foraminifera assemblages and stratigraphy of the Upper Jurassic Bahness Complex Formation, Central Lebanon.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 21, N° 2, p. 679-695.
- SAINT-MARC P. (1974).- Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, du Cénomaniens et du Turonien du Liban.- *Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient*, Muséum National Histoire Naturelle, Paris, t. XIII, 342 p.
- SMIRNOVA S. & MROUEH M. (1980).- Caractère palynologique du grès de base du Liban (Rayon Hidle).- 26^e Congrès Géologique International, Résumé - Abstracts, Paris (7-17 juillet 1980), vol. I, section 3, p. 183.

The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria) [Le Cénomanién-Turonien de l'Atlas saharién (Algérie)]

Danièle GROSHENY^{1,2}

Fettouma CHIKHI-AOUIMEUR³

Serge FERRY^{4,5}

Mohamed JATI¹

Missoum HERKAT³

François ATROPS⁴

Wassila REDJIMI³

Fatiha BENKEROUF³

Citation: GROSHENY D., CHIKHI-AOUIMEUR F., FERRY S., JATI M., HERKAT M., ATROPS F., REDJIMI W. & BENKEROUF F. (2007).- The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria). *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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 09 (CG2007_M02/09)

Abstract: Through the correlation of a ten of sections from platform to basin we suggest that the Cenomanian-Turonian Boundary Event and the deposition of black shales are at least in part linked to morphologic changes due to shallow-water carbonate production during a rise in relative sea-level, at first slow, faster later.

Key Words: Algeria; Cenomanian-Turonian boundary; CTBE; OAE2; anoxic event; black shale; $\delta^{13}\text{C}$ anomaly

Résumé : Par le biais d'une dizaine de coupes corrélées des plates-formes au bassin, nous suggérons que l'événement de la limite Cénomanién-Turonien et le dépôt des black shales associés est ici en partie contrôlé par des changements morphologiques liés à la production primaire de carbonates au cours d'une élévation du niveau marin relatif d'abord lente puis plus rapide.

Mots-Clefs : Algérie ; limite Cénomanién-Turonien ; CTBE ; OAE2 ; événement anoxique ; black shale ; anomalie $\delta^{13}\text{C}$

[English]

We present the first results of a France-Algeria Cooperation Programme (Tassili 05 MDU 652) aimed at better defining the sequence stratigraphy of the Cenomanian-Turonian (C/T) boundary event (CTBE) on the northern edge of the Saharan craton. These preliminary results are based on ten sections from the Ouled Nail and Aurès massifs in the western part of the Saharan Atlas (Fig. 1). Future work will be further to the East (Mellegue basin), in order to make a correlation with the Kalaat-Senan

reference section in northern Tunisia (ROBASZYNSKI *et alii*, 1993).

In the sections of the Ouled Nail massif (Fig. 2), we delineate three successive periods within the Late Cenomanian to Early Turonian interval. The first (lower part of the upper Cenomanian) and the last (the whole of the Turonian) correspond palaeogeographically to a ramp-type depositional system. The ramp is S-N oriented, from the Saharan craton to the deeper depositional environments of Algerian coastal range. During the intervening phase that lasted

¹ Université de Strasbourg, Strasbourg 1, EOST, UMR 7517, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg (France)

² daniele.grosheny@univ-strasbg.fr

³ Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène, Bab Ezzouar, Alger (Algeria)

⁴ Université Lyon 1, UMR 5125 PEPS, 43 Bd du 11 Novembre, Campus de La Doua, Bt. Géode, 69622 Villeurbanne cedex (France)

⁵ serge.ferry@univ-lyon1.fr

Manuscript online since May 15, 2007

only a short time (latest Cenomanian to earliest Turonian), the palaeogeography changes. Isolated carbonate platforms (rudists and/or oyster-bearing facies) develop on the Saharan craton and in some places of the former ramp to the north. These platforms are separated by corridors where at first deeper-water, light-coloured mudstones with planktonic

foraminifera and ammonites were deposited. The black shales of the Cenomanian-Turonian boundary event (CTBE) then fill these corridors. The shales pinch out on the platform edges. The S-N oriented ramp is reactivated in the early Turonian and marls are deposited everywhere. They thin to the south on the Saharan craton.

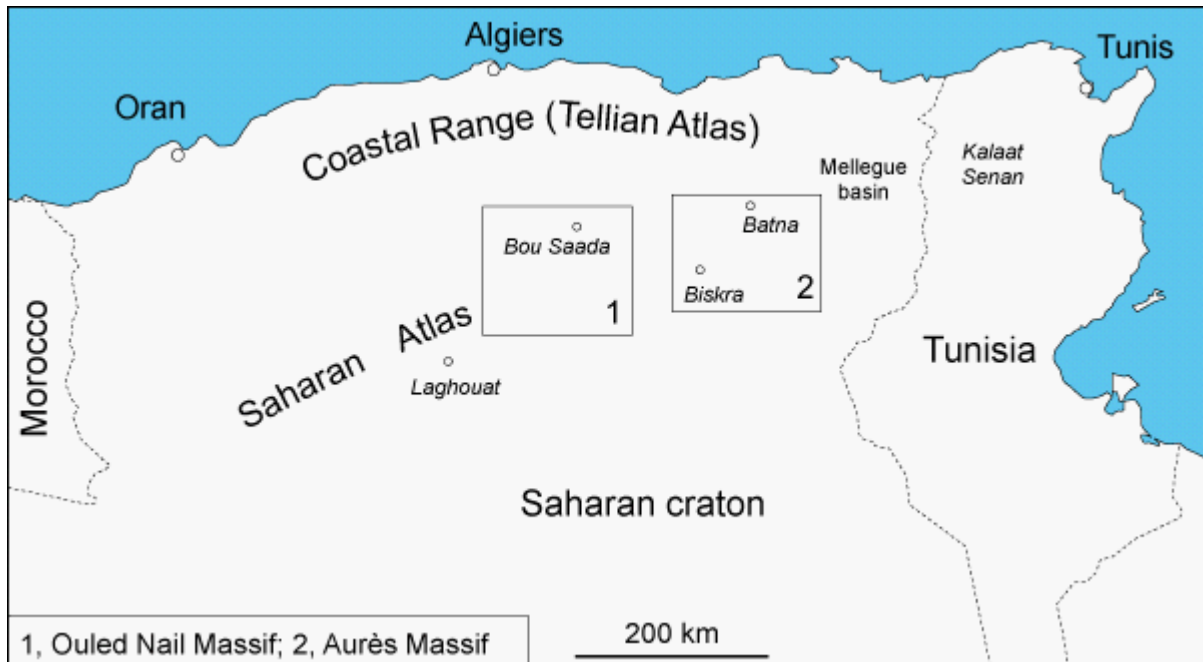


Figure 1: Situation of the studied areas in northern Algeria.

Figure 1 : Localisation des régions étudiées dans le Nord algérien.

In the Aurès Massif, seven West-to-East sections have been correlated along a platform to basin transect (Fig. 3). The Biskra section could not be properly drawn, time lacking, but has been investigated in terms of facies. As in the Ouled Nails Massif, the same three periods can be detected. During the first period, the high-frequency emersive cycles of the Biskra section pass northward to non-emergent cycles consisting of oyster-bearing limestones (relative sea-level [RSL] lowstands) and marls (RSL highstands). In the intermediate Nouader section, the lowstand beach facies corresponding to the emergences in the Biskra section were found. The most outstanding feature of the transect is the lateral evolution of the rudist-bearing, carbonate platform facies of the Biskra section (Ziban platform) to a deeper-water mudstone, its thickness slowly decreasing to the North (Mellegue basin). Through this series of closely-spaced sections we have proved that about 35 m of rudistid facies may pass laterally to a basinal bed as thin as a few tens of centimetres. As in the Ouled Nail Massif, the black shales of the CTBE overlap the uppermost Cenomanian carbonate platform of the Ziban area (Biskra section).

The unconventional palaeogeography of the intermediate period that corresponds to the CTBE is shown on Figure 4. The replacement of the upper Cenomanian ramp profile by this

system of isolated platforms and corridors may be explained as a simple "keep-up" mechanism of carbonate platform growth during a period of slowly-rising sea level. In places where the shallow-water carbonate factory could keep up with a rising sea-level, the build-up of a platform began. In other areas, the depth was simply a bit too great, and continued to increase during the rise in relative sea-level. At first, these areas were the dump sites of periplatform oozes before the deposition of the CTBE black shales began. During the last stage of the CTBE, the shallow-water carbonate factory ceased to function everywhere, perhaps due to an acceleration of the rise in sea level, or possibly because of other environmental factors. As in the Ouled Nail Massif, a black shale facies occupied the low-lying area (here the whole Mellegue basin) and filled it progressively, for the black shale facies clearly overlies the Ziban platform to the South. When the topography was more uniform, lower Turonian open marine marls were deposited everywhere. This interpretation of the succession suggests that the CTBE black shales are present merely as the result of a confinement mechanism. A more complex interpretation cannot be excluded, taking into account the possible effect of other environmental factors. During the third period, a simple Turonian ramp is reactivated in the

direction of the Mellegue basin, with platform carbonates prograding and retreating several times.

Work in progress in other areas of the Saharan craton also suggests that gentle tectonic deformation during the CTBE may have enhanced the effect of the keep-up mechanism, and may account in part for the peculiar palaeogeography that for a time developed at the C/T boundary.

Stable isotope analyses have been made on four of all the sections studied, sited in both the Ouled Nail and Aurès massifs. The Chir (Bel Hioud) section is presented here (Fig. 5). Analyses show that in all sections the CTB anomaly is located in the black shale facies but may have started in the white mudstone bed below. In this bed, the somewhat erratic signature of the $\delta^{13}\text{C}$ curve, its amplitude depending on the sections, may be due to a weak dolomitization as seen in thin sections. So, it is tempting to correlate these results with those found in the Pueblo section of the Western Interior Basin of North America where the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly (PRATT, 1984; DESMARES *et alii*, in press) starts in bed 63 of COBBAN & SCOTT (1972). In addition, the white mudstone bed of

the Saharan Atlas at the base of interval 2 could be a remotely related equivalent of bed 63 at Pueblo where it too marks the beginning of the C/T transgressive trend.

Regarding the position of the C/T boundary, the occurrence of the ammonite *Neoptychites cephalotus* within the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly (Fig. 5) is enigmatic, as this form is known to be of Turonian in age but in all reference sections of the world the C/T boundary is in the upper part of the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly.

[Français]

Dans le cadre du programme Tassili 05 MDU 652 (coopération franco-algérienne), destiné entre autres à décrire et définir, dans un cadre séquentiel précis, l'événement anoxique de la limite Cénomaniens-Turonien sur la bordure nord de la plate-forme saharienne, sont présentés les résultats préliminaires obtenus à partir des coupes levées dans le massif des Ouled Nails et celui des Aurès. D'autres coupes seront effectuées dans le bassin du Mellègue afin de réaliser des comparaisons avec la coupe classique de Kalaat Senan en Tunisie (ROBASZYNSKI *et alii*, 1993).

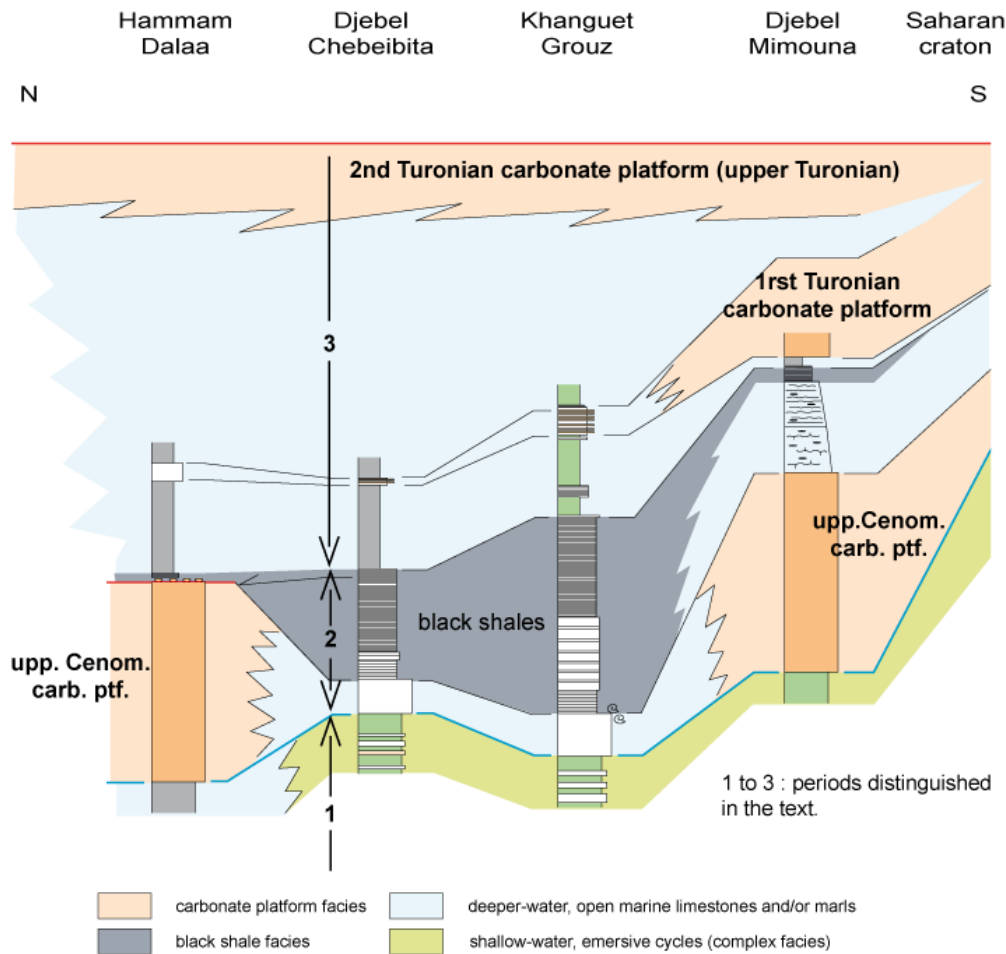


Figure 2: Correlation of the sections studied in the Ouled Nail Massif.
 Figure 2 : Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Ouled Nails.

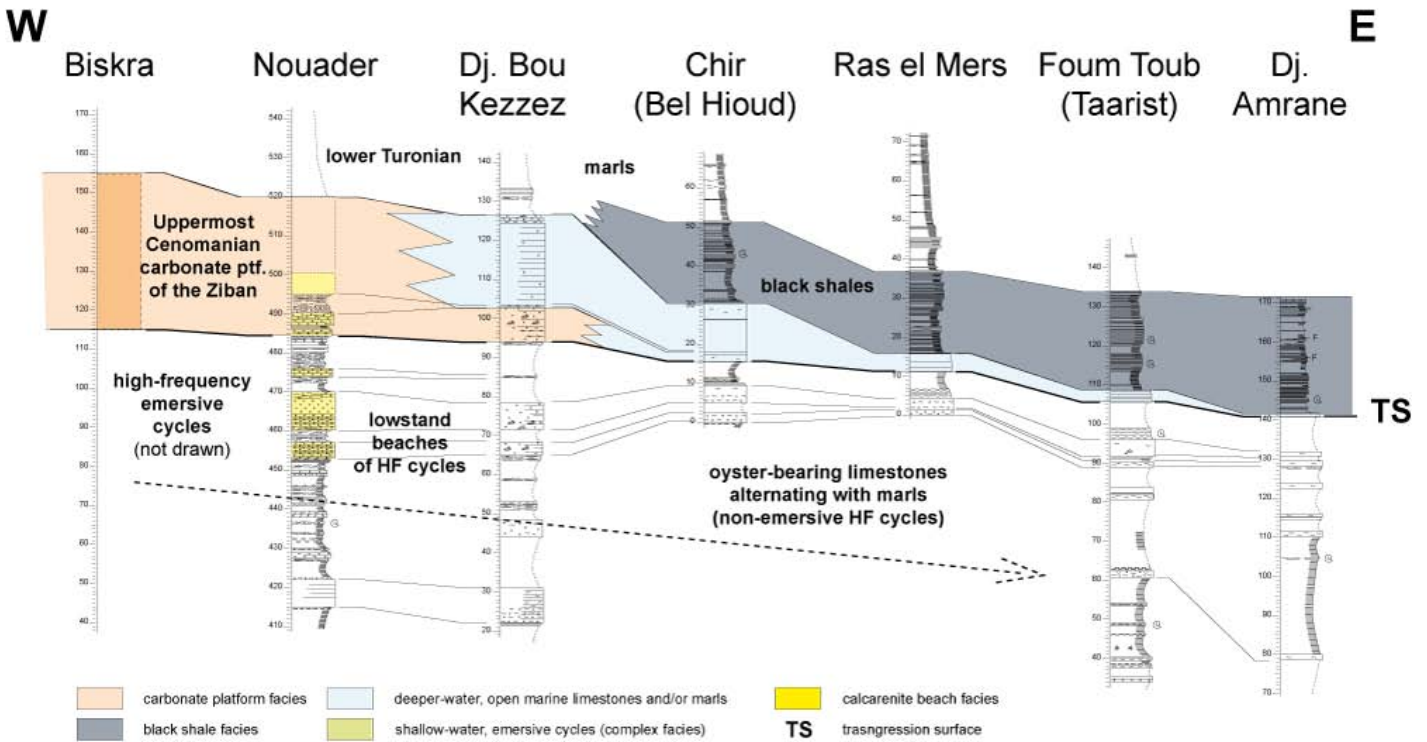


Figure 3: Correlation of the sections studied in the Aurès Massif.
Figure 3 : Corrélation des coupes étudiées dans le massif des Aurès.

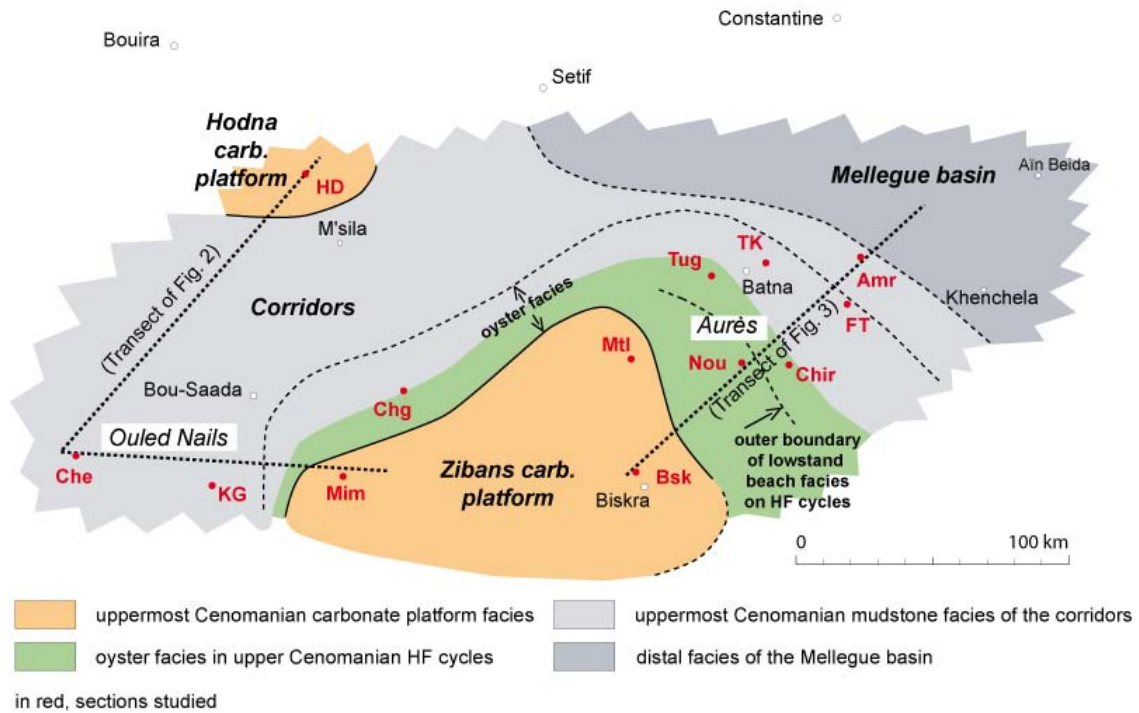


Figure 4: Palaeogeography of the eastern Saharan Atlas during period 2 (latest Cenomanian to earliest Turonian).
Figure 4 : Paléogéographie de la partie orientale de l'Atlas saharien au cours de la seconde période (Cénomanien terminal à Turonien basal).

Dans les Ouled Nails (Fig. 2), il est possible de distinguer trois périodes dans l'ensemble allant du Cénomanien supérieur au Turonien. La première période (partie inférieure du Cénomanien supérieur) et la dernière (Turonien) correspondent à un dépôt sur une rampe régulière orientée globalement sud-nord depuis la plate-forme saharienne. La seconde,

intermédiaire, intéresse le Cénomanien terminal et l'extrême base du Turonien. Elle est caractérisée par la mise en place d'une paléogéographie comportant des plates-formes isolées (faciès à rudistes et/ou à huîtres) séparées par des couloirs où sédimentent des boues carbonatées claires (mudstone) à foraminifères planctoniques et ammonites. Les

black shales de la limite Cénomanién-Turonien comblent ensuite les dépressions. Les marnes turoniennes de la rampe ultérieure, alors reconstituée, recouvrent l'ensemble.

Dans les Aurès (Fig. 3), une série de coupes en direction du bassin du Mellègue vers le N-E met en évidence une disposition analogue. En effet, elles montrent également, sur le profil de la rampe de la première période, que les exondations des cycles émeratifs à haute fréquence (HF) de la plate-forme des Ziban se raccordent à des faciès de plage calcaire-rénitiques, à une quarantaine de kilomètres vers le N-E. Il est ainsi possible d'apprécier l'amplitude des déplacements de la ligne de

rivage sur ces cycles HF. Plus au N-E, les calcaires à huitres de ces cycles HF, non émeratifs, doivent être considérés comme les faciès distaux des plages de bas niveau. Les coupes sériées montrent également, en ce qui concerne la deuxième période, que le faciès à rudistes épais de la plate-forme des Ziban, passe latéralement à un banc de texture mudstone, comme dans les Ouled Nails mais son épaisseur diminue en passant de quinze mètres à moins d'un mètre vers la partie profonde du bassin. Comme dans les Ouled Nails, les marnes gris sombre plus ou moins laminés (black shales) qui se déposent ensuite viennent en "onlap" sur la plate-forme des Ziban.

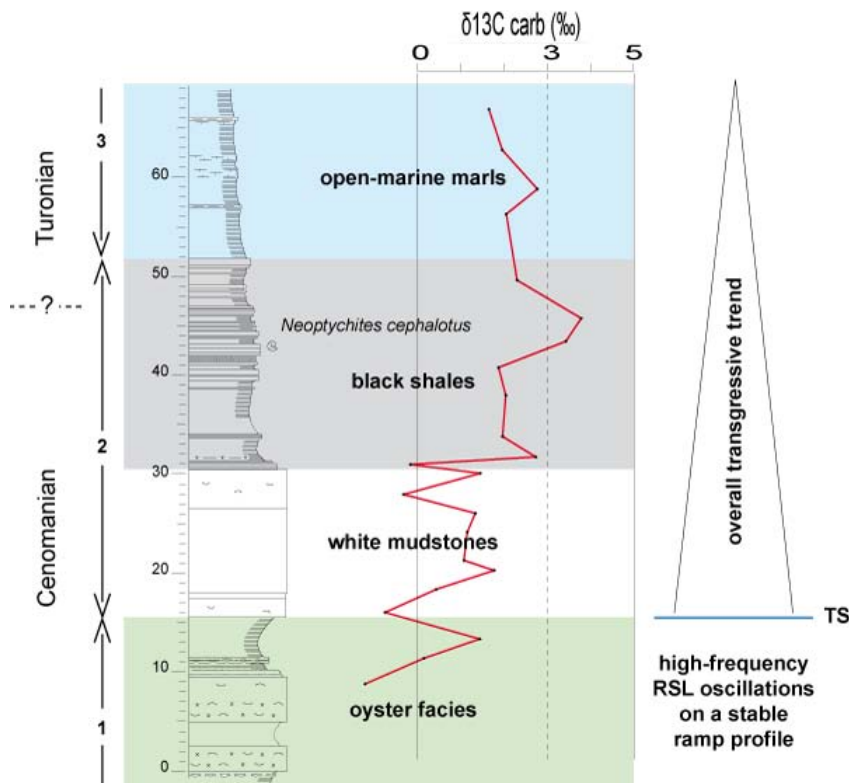


Figure 5: $\delta^{13}\text{C}$ isotope curve in the Chir (Bel Hioud) section, and (to the right) sequence stratigraphy interpretation. (TS, transgression surface; 1 to 3, periods distinguished in the text).

Figure 5 : Courbe isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ de la coupe de Chir (Bel Hioud) et interprétation séquentielle (à droite). (TS, surface de transgression ; 1 à 2, périodes distinguées dans le texte).

La paléogéographie de la période intermédiaire est illustrée sur la Figure 4. Le remplacement d'un profil de rampe par le dispositif particulier des plates-formes isolées pendant la deuxième période peut être expliqué par un phénomène de croissance de type "keep-up" des faciès à rudistes au moment d'une élévation progressive du niveau marin relatif. Dans certains secteurs, les faciès carbonatés peu profonds "suivent" le niveau marin montant, dans d'autres non. La paléogéographie qui en résulte est ensuite ennoyée, suite à une accélération de la montée du niveau marin relatif. Des alternances de marnes et de calcaires s'installent alors dans tous les secteurs. Elles représentent un faciès confiné dans les creux de la topographie. Lorsque cette topographie diversifiée est

comblée, les marnes turoniennes de faciès marin ouvert se déposent sur l'ensemble de la région. Ces marnes se pincent progressivement en direction de la plate-forme saharienne ; la rampe turonienne s'installe à nouveau. La différenciation morphologique de la deuxième période n'est peut-être pas uniquement liée à la production carbonatée, mais, elle est aussi probablement liée à des déformations tectoniques légères, telles qu'elles sont suspectées ailleurs sur la plate-forme saharienne (travaux en cours).

Les analyses des isotopes sables, réalisées sur quatre des coupes levées, permettent de reconnaître l'anomalie géochimique classique en $\delta^{13}\text{C}$ (coupe de Chir Bel Hioud, présentée sur la Figure 5). Cette anomalie se situe

principalement dans l'intervalle à black shales mais peut avoir débuté dans le banc de calcaire micritique plus ou moins épais sous-jacent. Dans ce banc on constate une signature isotopique plus ou moins erratique peut-être à mettre sur le compte d'une dolomitization légère vue en lames minces. Si l'anomalie débute bien dans ce banc, il serait tentant de le mettre en correspondance avec le banc 63 de COBBAN & SCOTT (1972) dans la coupe de référence de Pueblo (bassin intérieur nord-américain) car l'anomalie en $\delta^{13}\text{C}$ y débute également (PRATT, 1984 ; DESMARES *et alii*, in press). Ce banc 63 marque le tout début de la transgression de la limite C/T, tout comme dans l'Atlas saharien.

En l'absence, pour l'instant des données paléontologiques précises et en considérant que la limite biostratigraphique entre le Cénomaniens et le Turonien se situe, dans les coupes de référence mondiales, vers le sommet de cette anomalie, la limite d'étage est provisoirement positionnée dans le sommet de l'intervalle à faciès de black shales dans les coupes de l'Atlas saharien. La présence à ce niveau de l'ammonite *Neoptychites cephalotus*, forme en principe turonienne non basale pose cependant un problème.

Bibliographic references / Références bibliographiques

- DESMARES D., GROSHENY D., BEAUDOIN B., GARDIN S. & GAUTHIER-LAFAYE F. (in press).- High-resolution stratigraphic record constrained by volcanic ashes layers at the Cenomanian-Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. - *Cretaceous Research*, Amsterdam.
- COBBAN W.A. & SCOTT G.R. (1972).- Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greehorn Limestone near Pueblo, Colorado. - *U.S. Geological Survey Professional Paper*, Denver, n° 645, 108 p.
- PRATT L.M. (1984).- Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. - *AAPG Bulletin*, Tulsa, vol. 68, p. 1146-1159.
- ROBASZYNSKI F., CARON M., AMÉDRO F., DUPUIS C., HARDENBOL J., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D. & GARTNER S. (1993).- Le Cénomaniens de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. - *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 12, n° 2, p. 351-505.

Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabe au Crétacé moyen (Aptien - Turonien)

[Endemism vs. cosmopolitanism of the ammonite faunas from the Arabian plate during mid-Cretaceous times (Aptian – Turonian)]

Luc G. BULOT¹

Citation: BULOT L.G. (2007).- Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabe au Crétacé moyen (Aptien - Turonien). *In*: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 10 (CG2007_M02/10)

Mots-Clefs : Ammonites ; Crétacé moyen ; plaque arabe ; Moyen-Orient ; paléobiogéographie

Abstract: This paper is a first approach to the distribution through space and time of the mid-Cretaceous ammonite faunas of the Arabian plate. It is based on new collections made in Iran (Lurestan, Khuzestan and the coastal Fars area) and data from the literature (Oman, Lebanon, Jordan, Israel and Egypt). On the Arabian plate itself there is a marked difference between the diversity and abundance of the taxa present in intra-shelf basins from those on drowned platforms. Their comparison with faunas from Maghreb (Tunisia and Algeria mainly) enhances the validity of a premise concerning the existence of a South Tethyan endemic region that is well expressed during the Lower and Middle Albian, for it is marked by the success of highly distinctive faunas of Engonoceratidae ("*Platinknemiceras*", *Knemiceras* and *Parengonoceras*) developed on drowned platforms. This endemism is less obvious during the remainder of the period studied and appears to be limited mainly to aberrant ranges: the early occurrence of some taxa (such as *Neolobites* in the Middle Cenomanian) or the persistence of others (such as *Epicheloniceras* in the middle of the Upper Aptian).

Key Words: Ammonites; Middle Cretaceous; Arabian plate; Middle East; palaeobiogeography

Comparativement à de nombreuses autres régions du globe terrestre, notre connaissance des faunes d'ammonites du Crétacé moyen de la plaque arabe est à un stade très préliminaire. Un nombre limité de travaux publiés ou inédits permettent néanmoins d'avoir une vue synthétique de la distribution spatio-temporelle des faunes pour l'intervalle Aptien à Turonien. Même si les premières ammonites d'Asie mineure et du Moyen-Orient ont été figurées dès le XIX^{ème} siècle (von BUCH, 1849), la majorité des données anciennes ont été acquises au cours du XX^{ème} siècle. Il s'agit essentiellement des travaux de HYATT (1903) et BASSE (1937-1940) au Liban ; de ECK (1908, 1910, 1914), GRECO (1915), DOUVILLÉ (1916, 1929) et MAHMOUD (1956) en Égypte ; de SPATH (1930) et COLLIGNON (1981) en Iran ; auxquels s'ajoutent les monographies de TAVANI (1942, 1948) sur les faunes de Somalie. Globalement tous ces travaux manquent de précision stratigraphique ce qui a eu pour conséquence de nombreuses confusions quant à l'interprétation des faunes décrites, tant du point de vue biostratigraphique que biogéographique (Acanthoplitinae aptiens et albiens, genres *Knemiceras* et *Neolobites* par exemple).

Il a fallu attendre les travaux de FREUND & RAAB (1969) et LEWY & RAAB (1978) pour Israël ; LUGER & GRÖSCHKE (1989), GEYER *et alii* (1997), ABDEL GAWAD & ZALAT (1992), ABOUL-ELA *et alii* (1992) et ALY & ABDEL GAWAD (2001) pour l'Égypte ; de KENNEDY & SIMMONS (1991) et

BULOT *et alii* (sous presse) pour l'Oman ; de WEISE & SCHULZE (2005) pour la Jordanie et de BULOT (2006) pour l'Iran pour disposer d'une vision moderne de la répartition spatio-temporelle des faunes d'ammonites.

L'étude en cours des faunes iraniennes (Lurestan, Khuzestan et Fars côtier) donne une bonne image de la diversité des faunes de la Plaque arabe pour l'intervalle Aptien – Turonien du fait de l'abondance du matériel disponible (plus d'un millier de spécimens collectés *in situ*). À partir des données préliminaires (BULOT, 2006), il est d'ores et déjà possible de distinguer deux types très distincts de faunes.

Les faunes de bassin "intra-shelf" sont connues pour l'intervalle Aptien inférieur sommital à Turonien inférieur. Les ammonites dominent très largement dans les assemblages fauniques de ce type d'environnement à rares échinodermes irréguliers et lamellibranches (inocérames dans le Crétacé supérieur). Par contraste, les macrofaunes fossiles qui caractérisent les périodes d'enneigement des plates-formes carbonatées (Aptien supérieur, Albiens et Turonien moyen – supérieur) sont très largement dominées par les faunes benthiques (lamellibranches endobiontes et épibiontes, gastéropodes, échinodermes réguliers et irréguliers, ...) et les ammonites ne constituent généralement qu'une faible proportion des assemblages. D'un point de vue générique et spécifique, les faunes d'ammonites de bassin et

¹ FRE CNRS 2761, Géologie des Systèmes Carbonatés, Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence, 13331 Marseille cedex (France)

LucGBulot@aol.com

Manuscrit en ligne depuis le 15 mai 2007

de plate-forme sont très nettement contrastées et la biodiversité est nettement plus élevée dans les assemblages de bassin.

À l'Aptien inférieur sommital (sommet zone à *D. deshayesi* et zone à *D. furcata*), l'ammonitofaune est essentiellement représentées par les Deshayesitinae (*Deshayesites*, *Dufrenoya*) et Cheloniceratinae (*Cheloniceras*). De rares Ancyloceratidae (*Ammonitoceras*, *Tonohamites*) et Desmoceratidae (*Pseudohaploceras*) complètent

les assemblages qui sont exclusivement connus en faciès de bassin.

À l'Aptien supérieur, dans les faciès de bassin, les faunes sont caractérisées par un intervalle à rares Cheloniceratinae (*Epicheloniceras*) pour sa partie inférieure (Zone à *E. martinii*) et un intervalle à Acanthoplitidae dominants (*Acanthoplites*, *Parahoplites*, *Nolaniceras* et "*Hypacanthoplites*") pour ses parties moyenne (Zone à *P. melchioris*) et supérieure (zones à *N. nolani* et *N. jacobii*).

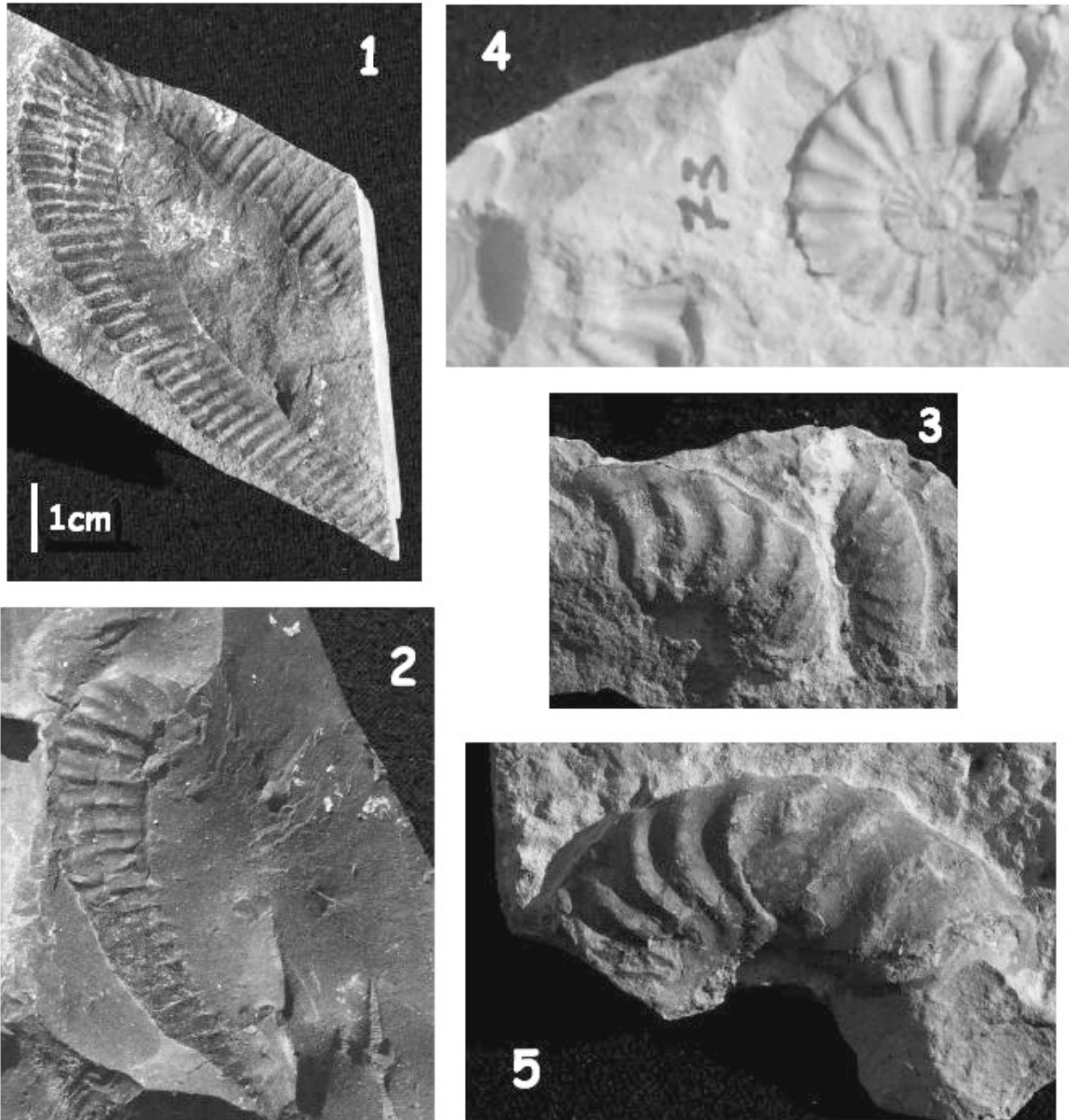


Figure 1: Ammonites de l'Albien inférieur du Lurestan (bassin "intra-shelf") : 1 – *Eohamites* gr. *hybridus* (CASEY) (sommet de la Zone à *D. mammillatum*). 2 – *Parabrancoeras* sp. nov. (base de la Zone à *L. tardefurcata*). 3 – *Paracleoniceras* sp. nov. (Zone à *D. mammillatum*, horizon à *Douvilleiceras variable*). 4 – *Protanisoceras* gr. *cantanum* SPATH - *acteon* (d'ORB.) (sommet de la Zone à *D. mammillatum*). 5 – *Paracleoniceras* sp. nov. (Zone à *D. mammillatum*, horizon à *Douvilleiceras variable*). Toutes les formes figurées sont à la même échelle.

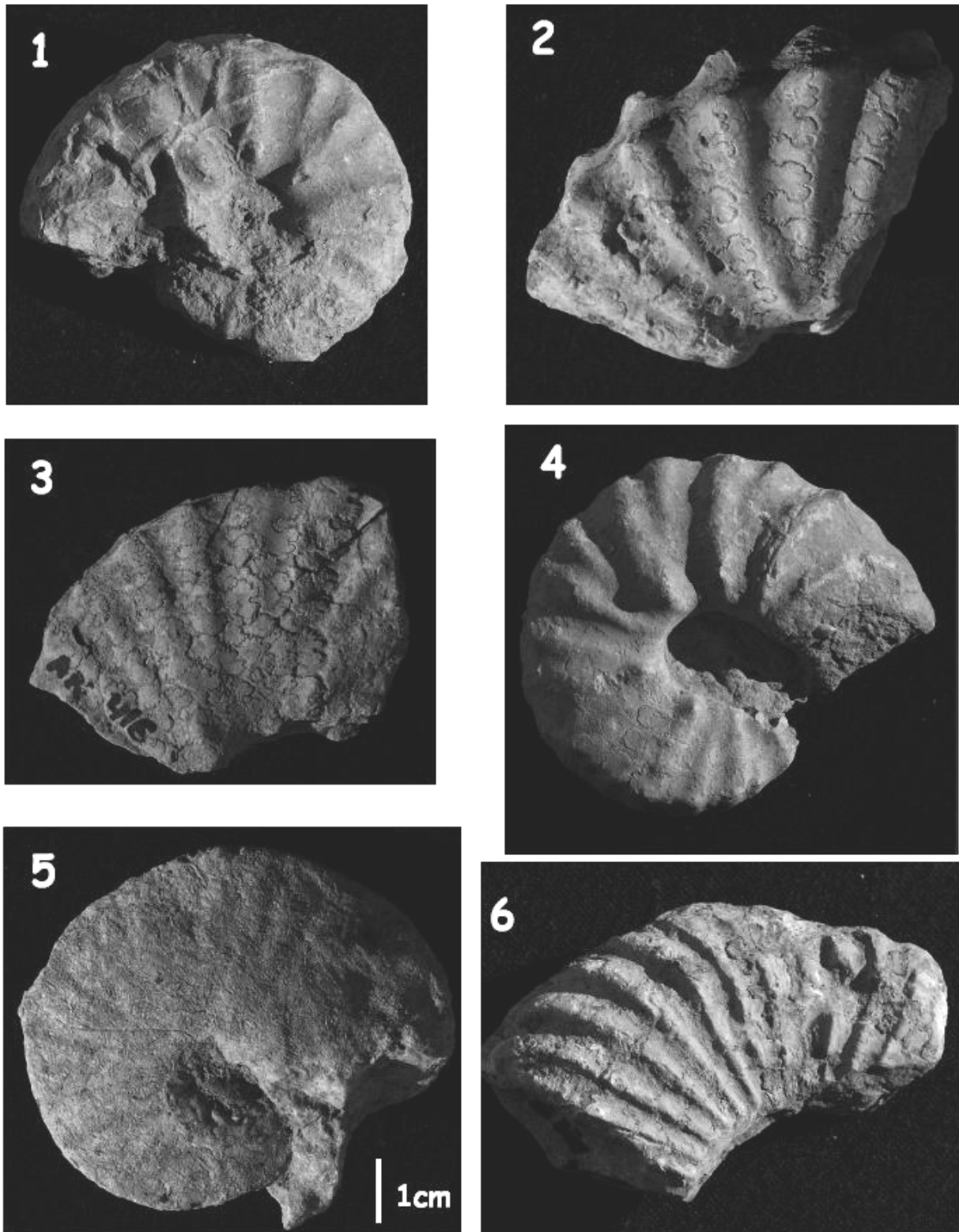


Figure 2: Ammonites de l'Albien du Lurestan (plate-forme ennoyée) : 1 – *Knemiceras persicum* COLLIGNON (Albien inférieur sommital, sommet de la Zone à *D. mammillatum*). 2 – *Knemiceras* aff. *dubertreti* BASSE (Albien supérieur basal, Zone à *D. cristatum*). 3 – *Knemiceras dubertreti* BASSE (Albien supérieur basal, Zone à *D. cristatum*). 4 – *Knemiceras syriacum* (von BUCH). (Albien supérieur basal, Zone à *D. cristatum*). 5 – "*Knemiceras*" gr. *uhlgi* (CHOFFAT) (Albien supérieur, Zone à *M. pricei*). 6 – *Mirapelia mirapellianum* (d'ORBIGNY) (Albien moyen basal, Zone à *H. dentatus*). Toutes les formes figurées sont à la même échelle.

La majorité des assemblages semblent être monogénériques et monospécifiques. Par contraste, lorsqu'ils sont représentés les assemblages de plate-forme sont très largement dominés par les Cheloniceratidae (*Epicheloniceras*) associés à de rares Acanthoplitidae (*Colombiceras*, *Acanthohoplites*, *Parahoplites*), ainsi que par des formes inédites d'Ancyloceratina. Il est à noter que dans les coupes du Lurestan et Khuzestan, le genre *Epicheloniceras* est toujours très bien représenté dans la Zone à *P. melchioris*.

Les faunes de la partie inférieure de l'Albien inférieur (Zone à *L. tardefurcata*) sont exclusivement connues au Lurestan (coupe de Kuh-E-Bangestan). Elles sont caractérisées par un assemblage largement inédit de représentants des genres *Parabrancoeras*, "*Hypacanthoplites*" et les premiers Engonoceratidae ("*Knemiceras*" du groupe *deserti*), accompagnés dans la partie supérieure par des Douvilleiceratinae (*Douvilleiceratas*). La partie inférieure de la Zone à *D. mammillatum* sus-jacente n'a aussi été reconnue qu'en faciès de bassin "intra-shelf". La faune dominée par des Douvilleiceratinae (dont des taxons inédits) y est accompagnée de Desmocerataceae (*Beudanticeras* du groupe *revoili - africanum*) et de rares Engonoceratidae ("*Platknemiceras*" du groupe *deserti*). Ces assemblages sont d'ailleurs fondamentaux pour dater avec précision les premiers Engonoceratidae, qui initialement reconnus en Égypte, puis en Algérie (DUBOURDIEU, 1953) ont fait l'objet d'interprétations biostratigraphiques très disputées (voir discussions in ARNOULD-SAGET, 1956 ; CASEY, 1961 et GEYER, 1995).

La partie supérieure de la Zone à *D. mammillatum* est caractérisée en domaine de bassin par l'abondance des *Douvilleiceratas* du groupe *variable* et par les représentants du genre *Paracleoniceras sensu* COLLIGNON. C'est aussi dans ces niveaux que sont représentés les premiers *Knemiceras* "vrais" (groupe de *K. persicum - spathi - douvillei = Iranoknemiceras sensu* COLLIGNON, 1981). L'âge Albien inférieur de ces formes attribuées de manière erronée au passage Albien supérieur – Cénomaniens basal par COLLIGNON (1981) est ainsi confirmé (voir aussi BULOT *et alii*, sous presse). De rares *Polyelliceras* ont été trouvés dans cet intervalle ainsi qu'une abondante faune d'Hamitidae. Le sommet de la zone est marqué par l'apparition des *Mirapelia* (Mojsisovicsiidae) et des premiers Lyelliceratinae *sensu stricto* (*Lyelliceras*). Comparativement, les assemblages de plates-formes ennoyées sont nettement plus pauvres et caractérisés par l'abondance des *Knemiceras* du groupe *persicum* dans la formation Khazdumi. De rares *Douvilleiceratas* du groupe *variable* accompagnent cette faune. Les *Polyelliceras* du groupe *flandrini* peuvent être localement fréquents.

En faciès de bassin, l'Albien moyen est

marqué à sa base par un niveau riche en Lyelliceratinae (*Pseudobrancoeras versicostatum*). Le reste du sous-étage est dominé par les Mojsisovicsiidae (*Mirapelia*, *Oxytropidoceras sensu stricto* et *Mojsisovicsia*). La différence avec les assemblages de plate-forme est très nette. Ces derniers sont toujours dominés par les *Knemiceras* (*K. dubertreti* associés à la base avec les derniers représentants du groupe de *K. persicum*) accompagnés par de rares *Mirapelia*. Globalement l'Albien moyen est marqué par un effondrement de la diversité des faunes tant au niveau générique que spécifique.

À l'Albien supérieur (zones à *D. cristatum* et *M. pricei*), les faunes de bassin sont toujours marquées par l'abondance des Mojsisovicsiidae (abondants *Venezoliceras sensu stricto* et *Oxytropidoceras sensu stricto* ; rares *Dipoloceras*), auxquels viennent rapidement s'ajouter les premiers Mortoniceratinae (*Deiradoceras*) et des Brancoceratidae abondants (*Hysteroeras*). Comme pour l'Albien moyen, les faunes de plate-forme sont dominées par les *Knemiceras* (*K. syriacum* dominant et rares *K. dubertreti*) accompagnés de rares *Venezoliceras*. Il est à noter que la progradation généralisée des faciès de plates-formes carbonatées à la fin de l'Albien supérieur (Formation Maudud) n'a pas permis de reconnaître les assemblages caractéristiques des zones à *M. inflatum* et *S. dispar* de l'Albien supérieur.

Lorsqu'il est représenté par des faciès à ammonites, le Cénomaniens inférieur est caractérisé par une riche faune de *Sharpeiceras* et d'*Utaturiceras* (base de la formation Sarvak à Kuh-E-Khartang – Fars côtier). Cette exception ne doit pas masquer le fait que les faunes cénomaniennes sont extrêmement pauvres et peu diversifiées à l'échelle de la zone géographique étudiée malgré la présence de rares *Turrillites* dans le Cénomaniens moyen et des Acanthocerataceae mal préservés dans le Cénomaniens supérieur. Les faunes du Turonien inférieur sont elles aussi très pauvres (rares *Watinoceras*). Il faut attendre l'ennoiement généralisé de la plate-forme de la Formation Sarvak au Turonien moyen pour voir apparaître de nouveau de riches assemblages d'ammonites composés de *Romaniceras*, *Coilopoceras*, *Pseudotissotia* et Collignoniceratidae. Aucun équivalent de ces faunes en faciès de bassin n'a été découvert pour l'instant.

La comparaison avec la littérature disponible montre que les observations faites sur les faunes iraniennes s'appliquent au reste de la plaque arabe. Cela est tout particulièrement flagrant pour la différenciation entre faunes de bassin et de plate-forme. Ainsi dans un contexte paléogéographique et environnemental similaire les faunes de *Knemiceras* d'Oman (BULOT *et alii*, sous presse) et du Liban (BASSE, 1937-1940) sont rigoureusement identiques à

leurs homologues iraniennes pour les mêmes intervalles stratigraphiques. L'analyse des faunes turoniennes d'Israël (LEWY & RAAB, 1978) et d'Égypte (LUGER & GRÖSCHKE, 1989) conduit aux mêmes conclusions.

En contexte de bassin "intra-shelf", les similitudes entre les faunes de l'Aptien supérieur - Albien inférieur de Kuh-E-Bangestan et celles du Moghara (MAHMOUD, 1956 ; ALY & ABDEL GAWAD, 2001) dans le Sinaï égyptien sont elles aussi manifestes.

Si l'on étend la comparaison avec les faunes du Maghreb, et en dépit de données pas toujours très actualisées, les affinités biogéographiques avec les faunes de la plaque arabe sont très claires. Cela est particulièrement flagrant pour les faunes de l'Albien (PERVINQUIÈRE, 1907 ; DUBOURDIEU, 1953 ; ARNOULD-SAGET, 1956 ; ABDALLAH & MEMMI, 1994 ; ABDALLAH *et alii*, 1995 ; LATIL *et alii*, 2005), pour le Cénomanién basal (ROBASZYNSKI *et alii*, 2007) et le Cénomanién moyen à Turonien moyen – supérieur (PERON, 1889-1893, 1896-1897 ; PERVINQUIÈRE, 1910 ; BASSE, 1954 ; COLLIGNON, 1965 ; CHANCELLOR *et alii*, 1994 ; MEISTER & ABDALLAH, 1996, 2005 ; MEISTER & RHALMI, 2002).

Par comparaison avec les faunes des marges nord-téthysiennes plusieurs points majeurs méritent d'être soulignés :

1 - C'est au cours de l'Albien inférieur et moyen que l'endémisme est le plus marqué et affecte l'ensemble des populations tant au niveau du genre qu'au niveau de l'espèce. Cette période de temps étant particulièrement marquée par la réussite des Engonoceratidae (genre *Knemiceras*) dans les environnements de plates-formes ennoyées ;

2 - Par opposition les faunes de l'Aptien inférieur sommital, de l'Aptien supérieur basal, de l'Albien supérieur, du Cénomanién supérieur et du Turonien moyen-supérieur sont nettement plus cosmopolites ;

3 - Il est aussi intéressant de noter que la répartition stratigraphique d'un certain nombre de genres (*Epicheloniceras*, *Neolobites*) et de sous-familles (Acanthohoplitinae) est très différente de celle connue sur les marges nord-téthysiennes.

Ces différents aspects seront développés et replacés dans le cadre paléogéographique, géodynamique et paléoclimatologique de l'intervalle de temps considéré dans une publication ultérieure.

Références bibliographiques

ABDALLAH H. & MEMMI L. (1994).- Sur l'âge des couches à *Knemiceras* de Tunisie méridionale. Caractérisation de l'Albien supérieur (zone à *Inflata* et zone à *Substuder*).- *Comptes rendus de l'Académie*

des Sciences, Paris, vol. 319, n° 2, p. 337-340.

ABDALLAH H., MEMMI L., DAMOTTE R., RAT P. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1995).- Le Crétacé de la chaîne nord des Chotts (Tunisie du centre-sud) : biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines.- *Cretaceous Research*, London, vol. 16, p. 487-538.

ABDEL GAWAD G.I. & ZALAT A. (1992).- Some Upper Cretaceous macroinvertebrates from Gebel El Hamra and Gebel Um Heriba, Mitla Pass, western Central Sinai, Egypt.- *Proceedings of the First International Conference on the Geology of the Arab World*, Cairo, p. 333-344.

ABOUL-ELA N.M., ABDEL GAWAD G.I. & ALY M.F. (1992).- Albian fauna of Gebel Manzour, north Sinai, Egypt.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 13/2, p. 201-220.

ALY M.F. & ABDEL GAWAD G.L. (2001).- Early Cretaceous ammonites of Gebel Lagama, North Sinai, Egypt.- *Palaeontographica A*, Stuttgart, vol. 262, p. 25-52.

ARNOULD-SAGET S. (1956).- Contribution à l'étude des Engonoceratidae (les couches à *Knemiceras* du Sud-tunisien).- *Annales des Mines Géologiques*, Tunis, vol. 20, 1-47.

BASSE E. (1937-1940).- Les Céphalopodes des massifs côtiers syriens. Pt 1 et 2.- *Notes et Mémoires du Haut-Commissariat de la République Française en Syrie et au Liban. Études paléontologiques*, vol. 2, p. 165-200 ; vol. 3, p. 411-472.

BASSE E. (1954).- Description d'une nouvelle espèce d'ammonite tunisienne appartenant au genre *Neolobites* FISCHER 1882 : *Neolobites medeninensis* nov. sp. et considérations sur ce genre.- *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles de Tunisie*, Tunis, vol. 6, p. 197-204.

BUCH L. von (1849).- Über Ceratiten.- *Physikalische Mathematische Abhandlungen der Königlich Akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 1848, p. 1-33.

BULOT L.G. (2006).- Ammonites of the Aptian – Turonian successions of South-Western Iran (Lurestan, Khuzestan and Coastal Fars): Biochronology and paleontological report.- IFP/NIOC internal report, Rueil-Malmaison, 65 p.

BULOT L.G., KENNEDY W.J., PHILIP J. & ROBERT E. (sous presse).- Ammonites of the Wasia Group (Albian-Cenomanian) of the Central Oman Mountains: Systematics, biostratigraphy and palaeobiogeography.- *GeoArabia*, Bahrain.

CASEY R. (1961).- The Cretaceous (Albian) ammonite *Platknemiceras* BATALLER.- *Annals and Magazine of Natural History*, London, vol. 4, n° 13, p. 353-357.

CHANCELLOR G.R.C., KENNEDY W.J., & HANCOCK J.M. (1994).- Turonian Ammonite Faunas from Central Tunisia.- *Palaeontographical association, Special Papers in Palaeontology*, London, vol. 50, 118 p.

- COLLIGNON M. (1965). Nouvelles ammonites néocrétacées sahariennes.- *Annales de Paléontologie, Invertébrés*, Paris, vol. 51, p. 165-202.
- COLLIGNON M. (1981).- Albian-Cenomanian Fauna of the Kazhdumi Marl Formation, Fars-Khuzestan, Iran.- *Documents des Laboratoires de Géologie*, Lyon, Hors Série vol. 6, p. 251-291.
- DOUVILLÉ H. (1916).- Les terrains secondaires dans le massif du Moghara à l'Est de l'isthme de Suez.- *Mémoire de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 54, n° 2, 184 p..
- DOUVILLÉ H. (1929).- Les Ammonites de la Craie supérieure en Égypte et au Sinaï.- *Mémoire de l'Académie des Sciences*, Paris, vol. 60 (1928), 44 p.
- DUBOURDIEU G. (1953).- Ammonites nouvelles des Monts du Mellègue.- *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Algérie*, Série Paléontologie, Alger, vol. 16, p. 1-76.
- ECK O. (1908).- Bemerkungen zu einigen Neolobiten aus der Sammlung Schweinfurth. In: STAFF H. von & ECK O. (eds.), Über die Notwendigkeit einer Revision des Genus *Neolobites* FISCHER, *Sitzungsberichte der Gesellschaft Naturforschender FREUNDE zu Berlin*, 1908, p. 275-286.
- ECK O. (1910).- Vorläufige Mitteilungen über die Bearbeitung der Cephalopoden der Schweinfurthschen Sammlung und über die Entwicklung des Turons in Ägypten (Obere Kreide Ägyptens).- *Zeitschrift der Deutschen Geologische Gesellschaft, Monatsberichte*, Stuttgart, vol. 62, p. 380-387.
- ECK O. (1914).- Die Cephalopoden der Schweinfurthschen Sammlung.- *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, A, Abhandlungen*, Stuttgart, vol. 66, p. 179-216.
- FREUND R. & RAAB M. (1969).- Lower Turonian ammonites from Israel.- *Paleontological Association, Special Papers in Palaeontology*, London, vol. 4, p. 1-83.
- GEYER O. (1995).- *Knemiceras uhligi* (CHOFFAT) dans la Chaîne Ibérique méridionale (Albien supérieur, Espagne).- *Batalleria*, Barcelona, vol. 5, p. 5-17.
- GEYER O., KUSS J. & BACHMAN M. (1997).- On some Albian ammonites from Northeastern Sinai (Egypt).- *Paläontologische Zeitschrift*, Stuttgart, vol. 71, p. 221-229.
- GRECO B. (1915).- Fauna cretacea dell'Egitto raccolta dal Figari Bey. 1 Cephalopoda.- *Palaeontographia Italica*, Pisa, vol. 21, p. 189-231.
- HYATT A. (1903).- Pseudoceratites of the Cretaceous.- *United States Geological Survey Monograph*, Washington, vol. 44, 351 p.
- KENNEDY W.J. & SIMMONS M.D. (1991).- Mid-Cretaceous ammonites and associated microfossils from the Central Oman Mountains.- *Newsletters in Stratigraphy*, Stuttgart, vol. 25, n° 3, p. 127-154.
- LATIL J.-L. (2005).- Preliminary data on the Lower Albian ammonite succession in the North West of Tunisia and adjacent areas of Algeria: the Hameina section. In: ARNAUD-VANNEAU A. & ZGHAL I. (eds.), Aptian-Turonian events in central Tunisia.- *Géologie Alpine*, Grenoble, série spéciale "colloque et excursions", vol. 5, p. 60-63.
- LEWY Z. & RAAB M. (1978).- Mid-Cretaceous stratigraphy of the Middle East.- *Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice*, vol. 4, p. XXXII.1-XXXII.20.
- LUGER P. & GRÖSCHKE M. (1989).- Late Cretaceous ammonites from the Wadi Quena area in the Egyptian Eastern Desert.- *Palaeontology*, Oxford, vol. 32, p. 355-407.
- MAHMOUD I.G.E.-D. (1956).- Études paléontologiques sur la faune crétacique du Massif du Moghara (Sinai-Égypte).- *Publications de l'Institut du Désert d'Égypte*, Alexandrie, vol. 8, 192 p.
- MEISTER C. & ABDALLAH M. (1996).- Les ammonites du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur de la région de Gafsa-Chotts, Tunisie du centre-sud.- *Géobios*, Lyon, supplément, n° 29, fasc. 5, p. 3-49.
- MEISTER C. & ABDALLAH M. (2005).- Précisions sur les successions d'ammonites du Cénomano-Turonien dans la région de Gafsa, Tunisie du centre-sud.- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 24, fasc. 1, p. 111-199.
- MEISTER C. & RHALMI M. (2002).- Quelques ammonites du Cénomano-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnid-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc).- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. 21, fasc. 2, p. 759-779.
- PERVINQUIÈRE L. (1907).- Études de paléontologie tunisienne. 1. Céphalopodes des terrains secondaires.- *Carte Géologique de la Tunisie*, de Rudeval, Paris, v + 438 p.
- PERVINQUIÈRE L. (1910).- Sur quelques ammonites du Crétacé algérien.- *Mémoires de la Société Géologique de France*, Paléontologie, Paris, vol. 17, fasc. 2-3, 86 p.
- PERON A. (1889-1893).- Description des mollusques fossiles des Terrains Crétacés de la région sud des Haut-Plateaux de la Tunisie recueillis en 1885 et 1886 par M. Philippe THOMAS.- *Exploration Scientifique de la Tunisie*, Masson, Paris, xii + 405 p. : xii p. + p. 1-103 (1889), p. 105-327 (1891), p. 328-405 (1893).
- PERON A. (1896-1897).- Les ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie.- *Mémoires de la Société Géologique de France*, Paléontologie, Paris, vol. 6, fasc. 7, 88 p.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F., GONZÁLEZ-DONOSO J.M. & LINARES D. (2007).- Les bioévénements de la limite Albien (Vraconnien)-Cénomaniens aux marges nord et sud de la Téthys (S.E. de la France et Tunisie centrale). In: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 01, p. 3-15.
- SPATH L.F. (1930). - The fossil fauna of the Samana Range and some neighbouring areas. Part V. The Lower Cretaceous Ammonoidea; with notes on Albian Cephalopoda from Hazara.- *Memoirs of the Geological Survey of India, Palaeontologia indica*, Calcutta, vol. 15 (n. s.), p. 51-66.
- TAVANI G. (1942).- Molluschi del Cretaceo della Somalia.- *Paleontographica Italica*, Pisa, vol. 32, suppl. 4, p. 93-133.
- TAVANI G. (1948).- Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell'Ogaden. Parte II. Gastropoda, Cephalopoda, Conclusioni.- *Paleontographica Italica*, Pisa, vol. 45, p. 1-76.
- WEISE F. & SCHULZE F. (2005).- The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (d'ORBIGNY, 1841) in the Middle East: taxonomic and palaeoecologic remarks.- *Cretaceous Research*, London, vol. 26, p. 930-946.

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]

Luc G. BULOT¹

Serge FERRY²

Citation: BULOT L.G. & FERRY S. (2007).- La discontinuité albienne à l'échelle globale et ses implications paléobiogéographiques et biostratigraphiques. In: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 11 (CG2007_M02/11)

Mots-Clefs : Albien ; discontinuité ; Iran ; Moyen-Orient ; Téthys

Key Words: Albian; uncomformity; Iran; Middle East; Tethys

À l'échelle globale, les séries albiennes sont le plus souvent caractérisées à leur base par une discontinuité sédimentaire associée à des hiatus, des épisodes de non-dépôt, des surfaces d'érosion et/ou d'émersion.

Cette particularité du passage Aptien - Albien a été identifiée en premier lieu en Europe occidentale. Il en est ainsi sur tout le pourtour du Domaine vocontien dans le Sud-Est de la France où les dépôts glaucono-phosphatés polyzonaux impliquent généralement le sommet de l'Aptien (Zone à *H. jacobii*) et une partie plus ou moins importante de l'Albien inférieur et moyen (BREISTROFFER, 1931 ; THIEULOY & GIROD, 1964, 1965 ; BRÉHÉRET, 1995). Une situation similaire a été décrite dans les domaines helvétique et ultra-helvétique (DELAMETTE, 1986 ; FÖLLMI, 1989 ; DELAMETTE *et alii*, 1997) mais aussi dans le Bassin parisien (RAT *et alii*, 1979) et le Bassin anglo-normand (CASEY, 1961, 1999 avec références).

Ce phénomène est aussi particulièrement marqué dans les séries de la plate-forme arabique où les formations terrigènes de l'Albien inférieur sommital à supérieur basal (Formation Nahr Umr en Oman central et Marnes à *Knemiceras* au Liban) reposent directement sur des formations carbonatées d'âge Aptien (Fig. 1) comme l'ont montré IMMENHAUSER *et alii* (1999), GRÉSELLE & PITTET (2005), FERRY *et alii* (2006) et BULOT *et alii* (sous-pressé). Dans les régions étudiées par ces auteurs l'ampleur du hiatus associé à cette discontinuité est extrêmement variable. Il affecte au minimum le sommet de l'Aptien supérieur et la plus grande partie de l'Albien inférieur, voire l'Albien moyen (Liban).

J. Madar

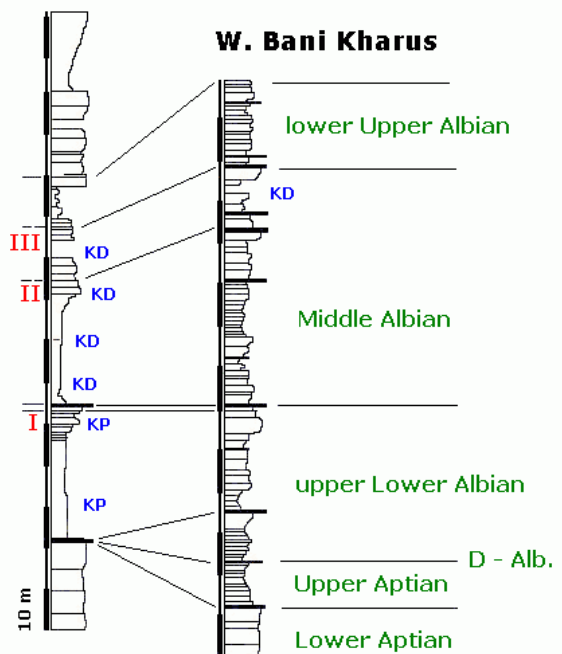


Figure 1 : La discontinuité albienne selon un transect plate-forme/bassin en Oman (modifié d'après IMMENHAUSER & SCOTT, 2002).

Les récents travaux conduits par l'un d'entre nous (L.G.B.) dans le Sud-Ouest de l'Iran montrent l'expression contrastée de cette discontinuité selon le contexte paléogéographique (BULOT, 2006 et ce volume). Traditionnellement, les marnes à ammonites de la Formation Kazhdumi sont attribuées à l'Albien. La réalité est nettement plus complexe et l'analyse biostratigraphique détaillée de 7 coupes de référence a montré que la base de cette formation est très nettement diachrone bien qu'elle repose toujours sur des formations

¹ FRE CNRS 2761, Géologie des Systèmes Carbonatés, Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence, 13331 Marseille cedex (France)

LucGBulot@aol.com

² Université Lyon 1, UMR 5125 PEPS, 43 Bd du 11 Novembre, Campus de La Doua, Bt. Géode, 69622 Villeurbanne cedex (France)

serge.ferry@univ-lyon1.fr

Manuscrit en ligne depuis le 15 mai 2007

carbonatées d'âge Aptien.

Dans le Fars côtier, dans un contexte de plate-forme carbonatée ennoyée, la Formation Khazdumi est marquée dès sa base par une association de *Knemiceras* qui indique sans équivoque l'Albien (BULOT, ce volume). Elle repose généralement sur des grès pisolithiques peu épais d'âge Aptien ("Burgan sandstones" auct.) qui la séparent du sommet des formations carbonatées à rudistes et orbitolines de l'Aptien inférieur non sommital. D'ouest en est l'âge de la base de la Formation Khazdumi varie du sommet de l'Albien inférieur (association à *K. persicum*) à la base de l'Albien supérieur (association à *K. syriacum*). L'Albien supérieur basal peut même reposer directement sur de l'Aptien inférieur sommital.

Au Khuzestan, dans un contexte de bassin "intra-shelf", la Formation Khazdumi débute dans l'Aptien. Deux types de successions peuvent être distingués. Dans les secteurs les plus profonds du bassin, la série se compose d'alternances marno-calcaires hémipélagiques qui débutent à l'Aptien inférieur (Zone à *D. deshayesi*) et qui sont marquées au passage Aptien - Albien par des niveaux très riches en matière organique (Zone à *H. jacobi*) et des calcaires marneux faiblement glauconieux (Zone à *L. tardefurcata*). La condensation des séries au passage Aptien - Albien est donc de nouveau manifeste y compris dans les séries les plus complètes. Latéralement, des corps carbonatés à orbitolines viennent s'intercaler au sein des marnes de la Formation Khazdumi, séparant un ensemble d'âge Aptien supérieur (zones à *E. martinoides* et à *P. melchioris*) d'un ensemble Albien inférieur sommital à Albien supérieur basal (Zone à *D. cristatum*). Le toit de ces corps carbonatés d'âge essentiellement Aptien est systématiquement marqué par une ou plusieurs surfaces durcies qui s'accompagnent d'un retour brutal à une sédimentation terrigène et d'un approfondissement des milieux de dépôt. Localement la limite Aptien - Albien peut être marquée par la présence d'ammonites de l'Aptien supérieur basal remaniées au sein des faunes de l'Albien inférieur.

Au Lurestan, dans un contexte de bordure de plate-forme externe, la série remarquablement dilatée pour l'Aptien inférieur et l'Aptien supérieur basal est brutalement affectée par une très forte condensation de l'Aptien supérieur (Zone à *P. melchioris*), un niveau glaucono-phosphaté polyzonal (Aptien supérieur sommital et Albien inférieur). La condensation affecte aussi la partie inférieure de la Zone à *D. mammillatum* (marno-calcaires glauconieux).

L'ensemble de ces observations montre que le passage Aptien - Albien est globalement marqué par une rupture sédimentaire au sein des séries sud-téthysiennes d'Iran sur un transect WNW - ESE de plus de 1000 km quel

que soit le contexte paléogéographique des séries.

Cette rupture sédimentaire est interprétée ici comme une discontinuité sédimentaire majeure probablement polyphasée qui oblitère et/ou qui se télescope sur les plates-formes carbonatées avec une discontinuité d'âge Aptien inférieur qui n'est clairement identifiable que les zones de bassin "intra-shelf" (Lurestan par exemple).

Il nous semble d'ailleurs que ce modèle est transposable au bassin du Bab (Abou Dabi, Émirats Arabes Unis) où une série aptienne à ammonites a clairement été documentée en forage par GRANIER *et alii* (2003), tandis que la discontinuité albienne ne semble pas avoir été identifiée par ces auteurs. Par opposition, les "foothills" du centre de l'Oman montrent clairement l'importance de la discontinuité albienne au sommet de la Formation Shu'aiba, immédiatement surmontée par les marnes à *Knemiceras persicum* de la Formation Nahr Umr (IMMENZAUSER *et alii*, 1999 ; BULOT *et alii*, sous-*presse*).

Comme nous l'avons vu dans l'introduction, les observations faites sur les marges de la plaque arabique peuvent être transposées à la marge nord de l'Océan téthysien (domaine helvétique et domaine vocontien par exemple). Sur la marge nord-téthysienne orientale, cette discontinuité albienne a aussi été reconnue dans le Nord du Caucase (BARABOSHKIN, 1999) et au Mangyschlak (SAVELIEV, 1973). Cette observation est également valable pour de larges secteurs de la Tunisie centrale sur la marge méridionale de la Téthys (ARNAUD-VANNEAU & ZGHAL, 2005).

Cette discontinuité, le plus souvent soulignée par une lacune de sédimentation, a aussi clairement été identifiée aux USA (Bisbee seaway, Maverick basin) et au Mexique (Chihuahua basin) (YOUNG, 1972, 1974, 1986 ; LUCAS, 1995, 2000 ; LUCAS & ESTEP, 2000 ; LATIL in BELTRAMO, 2003). À plus grande échelle, la discontinuité albienne peut être aussi reconnue dans les bassins andins (Pérou, Équateur - discussion dans JAILLARD *et alii*, 1997 ; ROBERT, 2001 ; ROBERT *et alii*, 2002) et sur la marge est-africaine (Afrique du Sud, Mozambique - voir en particulier KENNEDY & KLINGER, 1976). Elle a aussi été évoquée à Madagascar (BESAIRIE & COLLIGNON, 1972).

L'ampleur du phénomène suggère une étroite relation entre enregistrement sédimentaire et pulsations tectoniques, ce qui caractérise l'étage Albien (voir discussion et références dans SCETTINO & SCOTESE, 2002). Une des conséquences majeures de cette tectonique albienne est la restructuration paléogéographique qui a conduit à l'isolation de nombreux bassins sédimentaires lors de l'Albien inférieur et moyen. Faisant suite au caractère globalement cosmopolite des faunes aptiennes, un des témoins de cette isolation est

l'endémisme qui affecte les ammonites à l'échelle globale au cours de cette période de temps et qui affecte profondément la résolution des corrélations biostratigraphiques (YOUNG, 1972 ; OWEN, 1973, 1988 ; BULOT, ce volume).

Références bibliographiques

- ARNAUD-VANNEAU A. & ZGHAL I. (eds., 2005).- Aptian-Turonian events in central Tunisia.- *Géologie Alpine*, Grenoble, série spéciale "colloque et excursions", vol. 5, 155 p.
- BARABOSHKIN E.J. (1999).- Albian ammonite biostratigraphy of the Northern Caucasus.- *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Geologie, Abhandlungen*, Stuttgart, vol. 212, fasc. 1-3, p. 103-131.
- BELTRAMO J. (2003).- Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique).- Thèse Université de Grenoble I et Université de Neuchâtel, CD Rom (inédit).
- BESAIRIE H. & COLLIGNON M. (1972).- Géologie de Madagascar. 1. Les terrains sédimentaires.- *Annales Géologiques de Madagascar*, Tananarive, vol. 35, 552 p.
- BRÉHÉRET J.-G. (1995).- L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Évolution de la sédimentation et enseignement sur les événements anoxiques.- Thèse Doctorat ès Sciences de l'Université de Tours.- *Publications de la Société Géologique du Nord*, Lille, vol. 25, 614 p.
- BREISTROFFER M. (1931).- Étude de l'étage Albien dans le Massif de la Chartreuse (Isère et Savoie).- *Annales de l'Université de Grenoble*, t. 8, n°2-3, p. 187-236.
- BULOT L.G. (2006).- Ammonites of the Aptian – Turonian successions of South-Western Iran (Lurestan, Khuzestan and Coastal Fars): Biochronology and paleontological report.- IFP/NIOC internal report, Rueil-Malmaison, 65 p.
- BULOT L.G. (2007).- Endémisme et cosmopolitisme des faunes d'ammonites de la plaque arabe au Crétacé moyen (Aptien - Turonien). In: BULOT L.G., FERRY S. & GROSHENY 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, Mémoire 2007/02, Résumé 10, p. 49-55.
- BULOT L.G., KENNEDY W.J., PHILIP J. & ROBERT E. (sous presse).- Ammonites of the Wasia Group (Albian-Cenomanian) of the Central Oman Mountains: Systematics, biostratigraphy and palaeobiogeography.- *GeoArabia*, Bahrain.
- CASEY R. (1961).- The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand.- *Palaeontology*, Oxford, vol. 3, n° 4, p. 487-621.
- CASEY R. (1999).- The age of the Argiles à *Bucaillella* of Normandy, the systematic position of the Cretaceous ammonite genera *Bucaillella* and *Arcthoplites*, and the delimitation of the Aptian/Albian boundary.- *Cretaceous Research*, London, vol. 20, p. 609-628.
- DELAMETTE M. (1986).- L'évolution du Domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques.- *Publications du département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, n° 5, 315 p.
- DELAMETTE M., CHAROLLAIS J., DECROUEZ D. & CARON M. (1997).- Les Grès verts helvétiques (Aptien moyen - Albien supérieur) de Haute-Savoie, Valais et Vaud (Alpes occidentales franco-suissees).- *Publications du département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève*, vol. 23, 400 p.
- FERRY F., MERRAN Y., GROSHENY D. & MROUEH M. (2006).- Le Crétacé du Liban dans le cadre du Moyen Orient. In: Réunions thématiques du groupe Français du Crétacé, Relations entre les marges septentrionale et méridionale de la Téthys au Crétacé, Paris, 27/28 Novembre 2006, Volume des résumés, p. 16-18.
- FÖLLMI K. (1989).- Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Voralberger Garschella-Formation (Aptian-Albian).- *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Wien, vol. 132, fasc. 1, p. 105-189.
- GRANIER B., AL SUWAIDI A.S., BUSNARDO R., AZIZ S.K. & SCHROEDER R. (2003).- New insight on the stratigraphy of the "Upper Thamama" in offshore Abu Dhabi (U.A.E.).- Carnets de Géologie / Notebooks on Geology, Maintenon, Article 2003/05, 17 p.
- GRÉSELLE T. & PITTET B. (2005).- Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes.- *Sedimentary Geology*, Amsterdam, vol. 175, p. 367-390.
- IMMENHAUSER A. & SCOTT R.W. (2002).- An estimate of Albian sea-level amplitudes and its implications for the duration of stratigraphic hiatuses.- *Sedimentary Geology*, Amsterdam, vol. 152, p. 19-28.
- IMMENHAUSER A., SCHLAGER W., BURNS S.J., SCOTT R.W., GEEL T., LEHMANN J., VAN DER GAAST S. & BOLDER-SCHRIJVER L.J.A. (1999).- Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Fm, Oman).- *Journal of Sedimentary Research*, Boulder, vol. 69, p. 434-446.
- JAILLARD E., CARON M., DHONDT A., ORDÓÑEZ M. *et alii* (10 autres auteurs) (1997).- Datos nuevos y discusión. In: JAILLARD E. (ed.), Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador.- Informe Final del Convenio

- Orstom-Petroproduction, Orstom, Paris, 164 p.
- KENNEDY W.J. & KLINGER H.C. (1975).- Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. Introduction, Stratigraphy.- *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, London, vol. 25, fasc. 4, p. 265-315.
- LUCAS S.G. (1995).- Aptian-Albian boundary in Lower Cretaceous Strata, south western New Mexico.- *New Mexico Geology*, Albuquerque, vol. 20, p. 16-17.
- LUCAS S.G. (2000).- Some Lower Cretaceous (Albian) ammonites from the Little Hatchet Mountains, Southwestern New Mexico.- *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin*, Albuquerque, n° 16, p. 91-95.
- LUCAS S.G. & ESTEP J.W. (2000).- Lower Cretaceous stratigraphy, correlation and palaeogeography of New Mexico.- *New Mexico Museum of Natural History and Science, Bulletin*, Albuquerque, n° 16, p. 45-61.
- OWEN H.G. (1973).- Ammonite faunal provinces in the Middle and Upper Albian and their palaeogeographical significance. *In*: CASEY R. & RAWSON P.F. (eds.), *The Boreal Lower Cretaceous*.- *Geological Journal*, Liverpool, Special Issue, vol. 5, p. 145-154.
- OWEN H.G. (1988).- Correlation of ammonite faunal provinces in the Lower Albian (Mid-Cretaceous). *In*: WIEDMANN J. & KULLMANN J. (eds.), *Cephalopods Present and Past*.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 477-489.
- RAT P., MAGNIEZ-JANNIN F., CHATEAUNEUF J.-J., DAMOTTE R., DESTOMBES P., FAUCONNIER D., FEUILLÉE P., MANIVIT H., MONGIN D. & ODIN G. (1979).- L'Albien de l'Aube.- *Les Stratotypes Français*, Comité Français de Stratigraphie, Ed. CNRS Paris, vol. 5, 446 p.
- ROBERT E. (2001).- La transgression albienne dans le Bassin Andin (Pérou): Biostratigraphie, Paléontologie (ammonites) et Stratigraphie séquentielle.- Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, *Strata* (2002), Toulouse, vol. 38, 380 p.
- ROBERT E., JAILLARD E., PEYBERNÈS B. & BULOT L.G. (2002).- La transgresión albiense en la cuenca andina (Perú central y Ecuador): modelo general y diacronismo de los depósitos marinos.- *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Lima, vol. 94, p. 25-30.
- SAVELIEV A.A. (1973).- Stratigraphy and ammonites of the Lower Albian of Mangyshlak (zones of *Leymeriella tardefurcata* and *Leymeriella regularis*).- *Trudy VNIGRI, 'Nedra'*, Leningrad, vol. 323, 339 p. [en Russe].
- SCHETTINO A. & SCOTESE C. (2002).- Global kinematic constraints to the tectonic history of the Mediterranean region and surrounding areas during the Jurassic and Cretaceous. *In*: ROSENBAUM G. & LISTER G.S. (eds.), *reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny*.- *Journal of the Virtual Explorer* [<http://virtualexplorer.com.au/journal/2002/08/schettino/paper5.html>].
- THIEULOY J.-P. & GIROD J.-P. (1964).- L'Aptien et l'Albien fossilifères du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional).- *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, t. 40, p. 91-111.
- THIEULOY J.-P. & GIROD J.-P. (1965).- Données nouvelles sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors.- *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, t. 41, p. 141-162.
- YOUNG K. (1972).- Cretaceous paleogeography: implications of endemic ammonite faunas.- *Bureau of Economic Geology, University of Texas Geological Circular*, Austin, vol. 72-2, p. 1-13.
- YOUNG K. (1974).- Lower Albian and Aptian (Cretaceous) ammonites of Texas. *In*: PERKINS B.F. (ed.), *Aspects of the Trinity Division Geology*.- *Geoscience and Man*, New Orleans, vol. 8, p. 175-228.
- YOUNG K. (1986).- Cretaceous marine inundations of the San Marcos platform, Texas.- *Cretaceous Research*, London, vol. 7, p. 117-140.