

LE PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LE MASSIF D'EL OUENZA (NE ALGERIE) : BIOEVENEMENTS ET ISOTOPES STABLES

CHABANE KHOUDAIR*, SALMI-LAOUAR SIHEM**, LAOUAR RABAH**, BOYCE J. ADRIAN*** ET KECHICHED

RABAH****

* Département de Géologie, Université de Batna. malkaich119@yahoo.fr** Université Badji Mokhtar, Annaba, Laboratoire de Recherche de Géologie (LRG), B.P. 12, 23000 Annaba, Algérie. E-mail : ssalmit@yahoo.fr

*** Isotope Geosciences Unit, S.U.E.R.C., East Kilbride, Glasgow G75 0QF, Scotland, UK.

**** Laboratoire des réservoirs souterrains: Pétroliers, Gaziers et Aquifères. Faculté des Hydrocarbures, des Energie renouvelables et des Sciences de la Terre et de l'Univers, Université Kasdi Merbah – Ouargla.

RESUME

Le massif d'El Ouenza fait partie de la région des Monts de Mellègue qui appartient au domaine téthysien. Cette région n'a pas été épargnée par l'événement anoxique océanique-2 (EAO-2) qui a été signalée autour de la limite cénomano-turonienne. Dans le massif d'El Ouenza, les sédiments dominants appartenant à cette période sont généralement des dépôts fins, sombres, feuilletés et parfois laminés. Ils renferment une microfane planctonique assez riche, de la pyrite et des grains de phosphate, traduisant ainsi un environnement assez profond et réducteur.

Pour bien cibler le passage Cénomanien-Turonien (C-T) dans ce massif, des études lithologique et biostratigraphique ont été menées et combinées aux données d'analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène ainsi qu'aux teneurs en CaCO₃. Les résultats obtenus indiquent que ce passage est marqué par un évènement biologique traduit par l'apparition des « filaments » ainsi que par une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$.

Le passage Cénomanien-Turonien dans le massif d'El Ouenza présente des similarités biostratigraphiques et isotopiques avec celles obtenues aussi bien dans les régions limitrophes (ex : Tunisie et Maroc) qu'à travers le monde.

Mots clés: Limite Cénomanien/Turonien (C-T) – Filaments - Evènement anoxique 2 (EAO-2) - Isotopes stables - Monts de Mellègue - Algérie.

1- Introduction

Au cours du passage Cénomanien-Turonien (autour de 93.6 Ma), un évènement anoxique océanique (EAO-2) a été enregistré un peu partout dans le monde, les faciès à EAO-2 ont été rencontrés sur tous les continents, depuis l'Afrique (en Tunisie centrale : formation Bahloul, au Maroc : haut Atlas, dans les bassins sénégal-mauritanien, en Algérie, Egypte et la Libye, à l'Europe (l'horizon Bonarelli en Italie centrale et le Black Band dans le Yorkshire, en Angleterre) et jusqu'en Amérique (dans l'Atlantique, dans l'océan Pacifique, dans l'Arctique canadien, dans la Luna, au Venezuela, en Colombie et en Equateur).

C'est une période qui a vécu une crise paléoenvironnementale dramatique (Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Schlanger et al., 1987 ; Arthur et al., 1988 ; Kuhnt et al., 1990). Les principales caractéristiques de cet évènement particulier sont :

- 1- Une expression lithologique prend des aspects divers.
- 2- Une faune benthique réduite, voire absente, une faune planctonique abondante, mais peu diversifiée et peu spécialisée et une abondance éventuelle de radiolaires et/ou des calcisphères.
- 3- Une crise majeure ou de premier ordre (Sepkoski, 1996), sept pour-cent (7%) des familles et vingt-six pour-cent (26%) des genres ont été touchés par cette crise, coïncidant avec l'évènement anoxique océanique (Soua, 2011).

- 4- La courte durée de l'évènement ;
- 5- L'anomalie positive en $\delta^{13}\text{C}$ (+2,5‰ en moyenne) ;
- 6- Les dépôts de black-shales (couches riches en carbone organique où la teneur en carbone organique total (COT) est supérieure à 1% en poids).

A l'échelle régionale, au sud de la Téthys, l'évènement anoxique océanique 2 (EAO-2) est attribué à : Un réchauffement climatique (Herman et Spicer, 1996 ; Wilson et Norris, 2001) ; une fluctuation du niveau marin (Jenkyns, 1980) et l'ouverture du bassin de l'océan pan-Atlantique (Handoh et al., 1999) qui résultait à l'isolement de la Téthys (Baudin, 1995). En Algérie nord orientale, la région de l'Ouenza, qui fait partie des monts de Mellègue, est composée en partie d'affleurements carbonatés du Cénomaniens supérieur et Turonien. Elle présente donc un des exemples type pour mettre en évidence cet évènement anoxique.

2- Géologie et lithostratigraphie

La région de l'Ouenza se trouve à mi-distance entre souk-Ahras au Nord et Tébessa au Sud, elle est située dans la partie septentrionale des monts du Mellègue. Les reliefs sont des chaînons montagneux en forme des massifs isolés escarpés dont le djebel Ouenza est le massif le plus importants, il présente un relief accidenté (point culminant à 1260 m), déchiqueté et dont le profil est modifié d'année en année par les travaux d'exploitation d'une importante mine de fer.

L'intervalle de Cénomaniens-Turonien du secteur de l'Ouenza s'étend au Nord de la ville de l'Ouenza, depuis les abords immédiats de la montagne (Koudiat el Hachana) jusqu'aux grès miocènes du Draa el Batrou (Fig. 1). D'une largeur de quelques centaines de m à 1 km environ, cette bande se poursuit du SW au NE sur une longueur de 6 km. Son extrémité SW, recoupée par diverses fractures, se raccorde aux affleurements avoisinant le Djebel el Fertass. Reste à noter que les couches au niveau de la coupe ont une puissance réduite par des compressions tectoniques.

Les dépôts de Cénomaniens supérieurs de la coupe Ouenza sont des marnes grisâtres indurées d'une épaisseur d'ordre métrique, intercalées des bancs de calcaires gris sombres à patine gris-claire, se délitent en baguettes ou en nodules, d'une texture wackstone à packstone, on trouve dans les calcaires quelques traces d'Inocérames. Le Turonien débute par un banc de calcaires gris sombres à noirs finement feuilleté, ne dépassant pas 5 m et se délitent en baguette, suivis par des marno-calcaires les marnes sont grisâtres carbonatées, les bancs de calcaire ont une texture wackstone à packstone, la série se termine par une alternance de calcaires beiges à l'altération et grisâtres à noirâtres à la cassure fraîche et des calcaires argileux de couleur grisâtre.

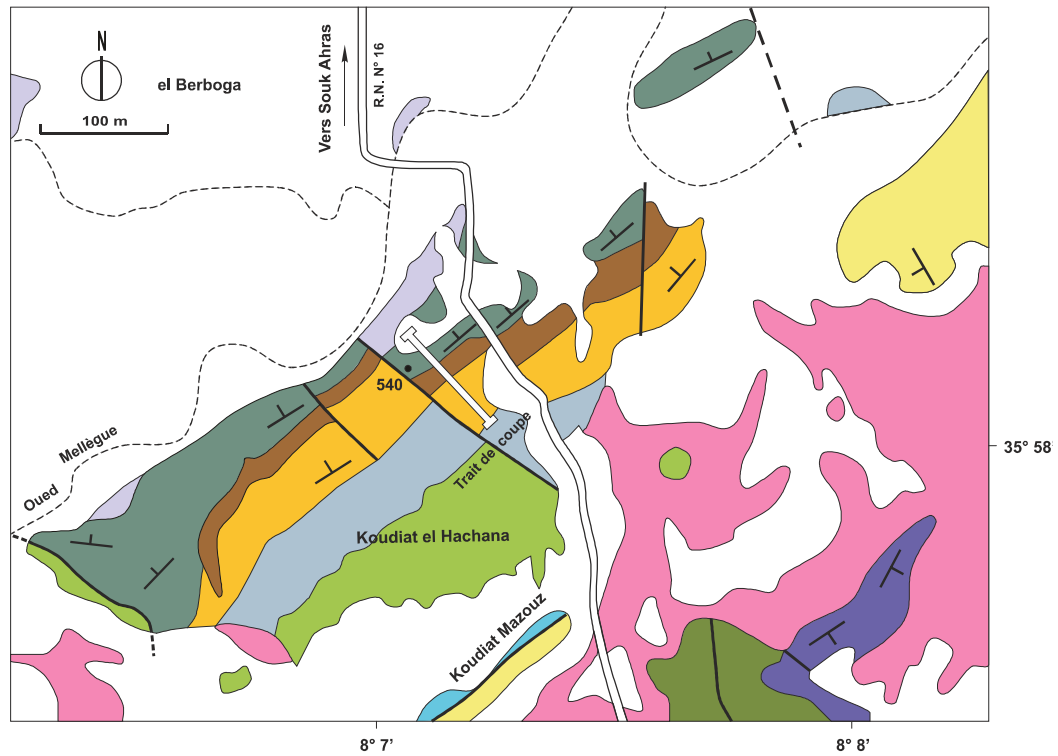


Fig. 1 – Localisation de la coupe de l'Ouenza sur un fond géologique, extrait de la Carte géologique de l'Ouenza (Dubordieux, 1956).

Elle comporte une microfaune typique de l'association de la zone à *H. helvetica* avec des *hedbergelles*, *W. britonensis* et des mytiloïdes. Plus haut dans la série, viennent des alternances de niveaux marneux sombres et de calcaires de couleur grisâtre se débitant en baguette.

3- Méthodes et techniques analytiques

Notre étude porte sur l'échantillonnage d'une coupe orienté NW-SE levée près de Koudiat El Hachana, au niveau du point aux coordonnées : 35° 58' 57 "N, 8° 7' 49" E, de la feuille topographique et géologique de l'Ouenza n°51 au 1/50.000, l'échantillonnage à porté sur une distance de plus de 85 mètres et rassemble 55 carbonates, ces échantillons ont subi une étude pétrographique et biostratigraphique, ont permis l'analyse des microfaciès et des textures, la reconstitution des conditions de dépôt et la reconnaissance des principaux bioévénements. Pour les analyses isotopiques les teneurs en ¹³C et ¹⁸O sont calculées sur la roche totale et les analyses ont été déterminées sur des échantillons broyés. Cette méthode, bien adaptée aux échantillons homogènes, est peu adéquate pour les carbonates de plate-forme, généralement hétérogène et possédant une histoire diagénétique parfois complexe (Raddadi, 2004).

4- Résultats

4-1- Biostratigraphie

L'attribution chronobiostratigraphique des affleurements crétacés de la région de l'Ouenza a été établit par Pervinquièrre (1903) et Dubourdiou (1956), ont effectué une analyse biostratigraphique fondée sur les ammonites et les Inocérames, tandis que les foraminifères planctoniques ont été brièvement discutés.

La région de l'Ouenza est caractérisée par une richesse en espèces diversifiées et en individus. L'étude biostratigraphique a permis de suivre les événements suivants :

- Entre le niveau 1 et 26 m, les calcispères et les *heterohelix* sont tellement abondantes qu'elles deviennent les constituants bioclastiques essentiels pour les sédiments avec l'absence totale des foraminifères carénés (*Rotalipores*).
- Le niveau 28 m est marqué par l'apparition de l'espèce *Dicarinella hagni* qui caractérise le Cénomaniens supérieur.
- L'apparition d'une biozone franche à filaments au niveau 31 m, elle est considérée comme un repère biologique précieux pour la limite entre le Cénomaniens et le Turonien.
- Les niveaux supérieurs sont caractérisés par l'abondance des foraminifères planctoniques globuleux et la prolifération des radiolaires spumellaires, le niveau 57m est marqué par la première occurrence de l'espèce indice *Helvetoglobotruncana helvetica*. Ce foraminifère planctonique définit la partie basale du Turonien inférieur jusqu'à la fin du Turonien moyen.

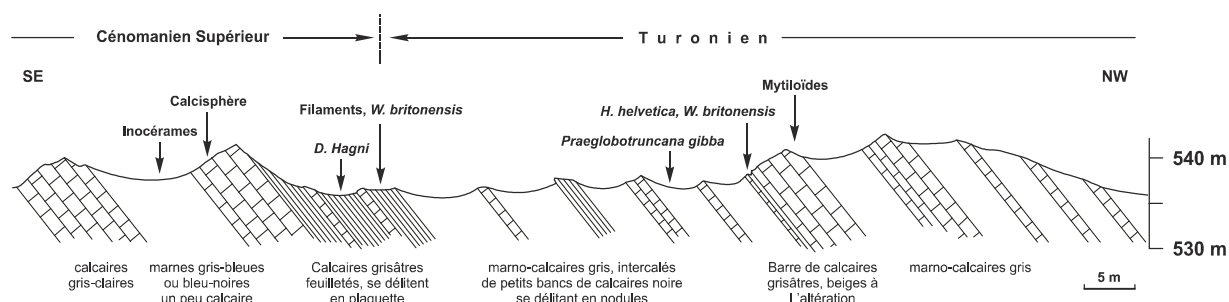


Fig. 2 – Coupe montrant le passage Cénomaniens-Turonien de l'Ouenza et sa description litho-biostratigraphique.

4-2- Isotopes stables

Dans la figure 3 qui représente une corrélation des données isotopique du carbone avec celle de l'oxygène on distingue une excursion positive pour la courbe isotopique du signal $\delta^{13}\text{C}$ avec un enrichissement des valeurs aux alentours du passage Cénomaniens-Turonien. Selon cette courbe, les observations suivantes sont marquées :

- La majorité des résultats ont des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ entre +3‰ et entre -4,5‰ respectivement. Ces valeurs reflètent la composition isotopique de la plus part des faciès cénomaniens et turoniens
- un pic est observé au niveau 18 m montrant une valeur forte de $\delta^{13}\text{C}$ (+4.86‰, supérieure à +3‰) et de $\delta^{18}\text{O}$ (-0.10) suivi d'un autre pic au niveau 19 m montrant une valeur faible de $\delta^{13}\text{C}$ de +1.80 ‰ et -4.47 de $\delta^{18}\text{O}$.
- Après une chute dans les valeurs de la courbe au niveau 28 m, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ augmentent aux alentours du passage Cénomaniens-Turonien pour atteindre +2.97‰.

5- Interprétation et discussion

Les principaux résultats de ce travail basés sur l'étude des faciès cénomano-turonien de l'Ouenza amènent aux conclusions suivantes :

(1)- la base de la formation de Cénomaniens supérieurs est caractérisée par l'abondance des calcisphères et heterohelix qui deviennent les constituants biogènes essentiels pour les sédiments avec l'absence totale des foraminifères carénés (Rotalipores). (2)- La présence épisodique de la pyrite, témoigne d'un milieu de dépôt oxygéné parfois confiné. (3) L'arrivée d'un intervalle riche en filament constituant un repère écologique et biologique très important. (4)- Les calcaires plus ou moins feuilletés ont une extension très réduite par rapport aux séries de secteur d'Essouabaa. (5)- La présence des radiolaires type spumellaire vers la fin de l'évènement anoxique. (6)- La prolifération de filaments et l'apparition de grains authigènes de phosphates soulignent un prisme transgressif couvrant toute la partie de turonien inférieur.

Les valeurs de l'excursion isotopique du carbone et de l'oxygène des faciès cénomaniens et turoniens étudiés à l'Ouenza ont une moyenne de l'ordre de +3‰ pour $\delta^{13}\text{C}$ et celle de $\delta^{18}\text{O}$ est de -4,5‰, ces valeurs témoignent d'une stabilité dans les conditions paléo-environnementales. La monotonie et la dominance du faciès marneux témoignent en faveur d'une même profondeur. En effet, l'activité diapirique dans la région de l'Ouenza (Dubourdiou, 1956) a pour conséquent la faible profondeur du milieu de dépôt. Ainsi, les valeurs basses de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates ont pour cause soit la faible quantité en matière organique (MO) dans un milieu moins confiné, soit un milieu bien oxygéné.

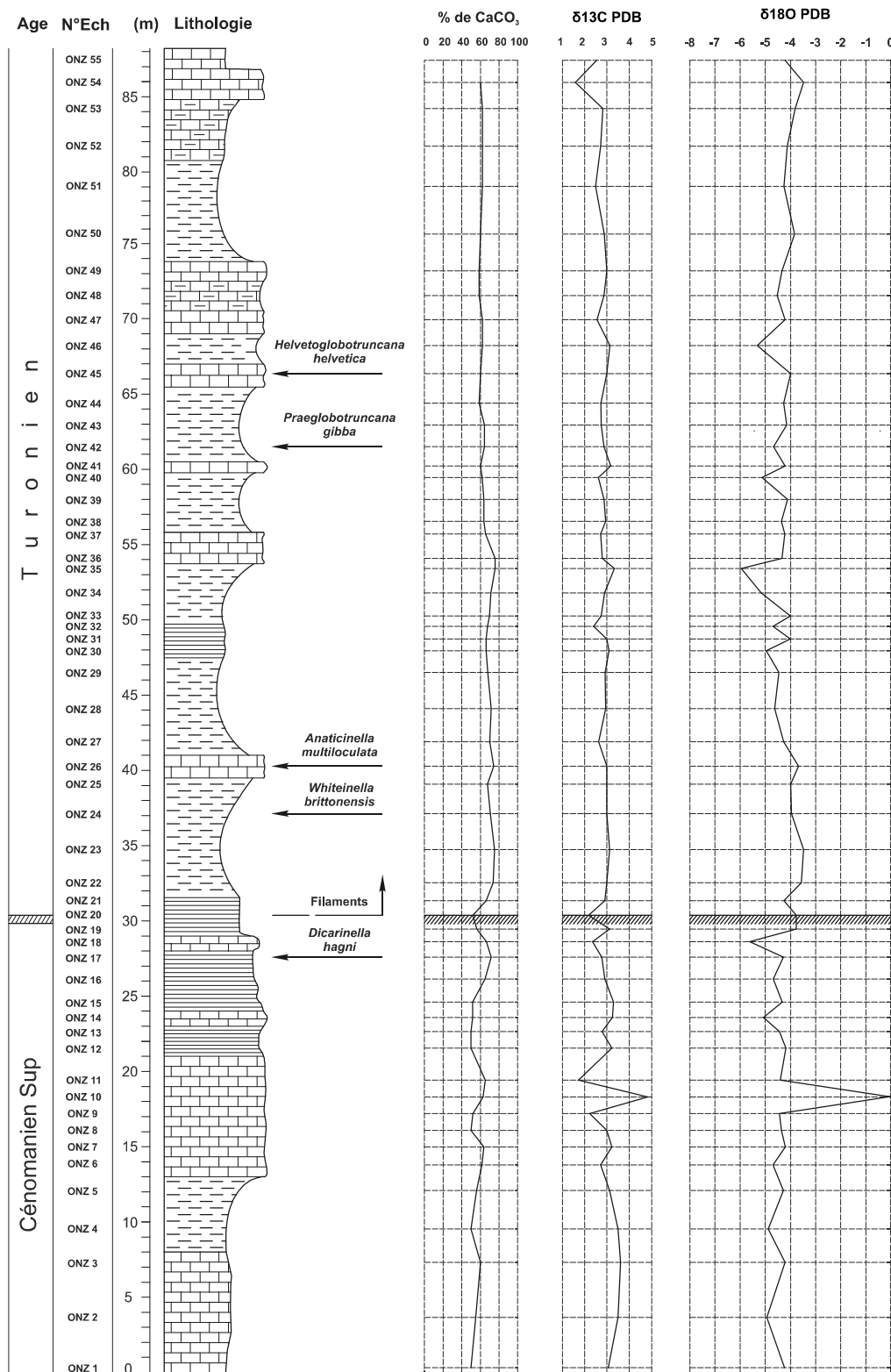


Fig. 3 - Colonne lithostratigraphique de la coupe Ouenza combinée aux données géochimiques.

Cependant, un pic est observé au niveau 18 m montrant une valeur forte de $\delta^{13}\text{C}$ (+4.86‰, supérieure à +3‰) et de $\delta^{18}\text{O}$ (-0.10) et un autre pic au niveau 19 m montrant une valeur faible de $\delta^{13}\text{C}$ de +1.80 ‰ et -4.47 de $\delta^{18}\text{O}$. Ces pics, malgré leur différence, traduisent un changement microfaunistique et donc un changement dans les conditions du paléo-environnement. Les valeurs fortes de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates indiquent toujours la forte quantité en matière organique (MO) et le confinement du milieu. Les valeurs basses par conséquent, n'est qu'une preuve d'un milieu bien oxygéné avec la réintroduction du ^{12}C dans l'eau vu la faible profondeur.

Après une chute dans les valeurs de la courbe au niveau 28 m, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ augmentent aux alentours du passage Cénomaniens-Turonien. Ces valeurs traduisent un milieu à tendance confinée, souffrant d'une anoxie, accompagné le plus souvent par le dépôt de matière organique.

6- Conclusion

Les résultats de l'analyse de la succession litho-biostratigraphique du Massif de l'Ouenza montrent les conclusions suivantes. (1) Une diversité et une abondance en espèce des foraminifères planctoniques par rapport aux secteurs limitrophes, cela peut être expliqué par les conditions moins hostiles. et (2) Une excursion isotopique du carbone moins significative aux alentours du passage C-T qui peut être expliqué par un faible approfondissement du milieu de dépôt avec un taux d'oxygène plus ou moins élevé.

Références

- 1- Arthur, M.A., Dean, W.E. et Pratt, L.M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335, pp. 714-717.
- 2- Baudin, F., 1995. Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In : A.Y. Huc (ed.) *Paleogeography, Paleoclimates and Source Rocks*. AAPG Studies in Geology, 40, 191-211.
- 3- Dubourdiou G. 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisien). Thèse Sci. Paris, publserv.cart Géol. Algérie. Bull. n°10, vol.1, 659p.
- 4- Handoh I.C., Bigg G.R., Jones E.J.W. & Inoue, M., 1999. An ocean modelling study of the Cenomanian Atlantic : equatorial paleoupwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 26, 223-226.
- 5- Herman, A.B. et Spicer, R.A. 1996. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 380, pp. 330-333.
- 6- Jenkyns, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, London, 137, pp. 171-188.
- 7- Kuhnt, W., Herbin, J.P., Thurow, J. et Wiedmann, J. 1990. Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In : A.Y. Huc (Ed.), *Deposition of Organic Facies*. AAPG Studies in Geology, vol. 30, pp. 133-160.
- 8- Pervinquier, L. 1903. Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse, de Rudeval, Paris, 360 p.
- 9- Raddadi, M.C. 2004. Etude de la nature de la radioactivité gamma dans les roches carbonatées de plate-forme : analyses et interprétations environnementales, diagénétiques et géodynamiques. Thèse de doctorat, Université Grenoble I & université de Sfax (cotutelle), 220 p.
- 10- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. et Scholle, P.A. 1987. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event: I. Stratigraphy and distribution of organic-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In : J. Brooks et A.J. Fleet (Eds.) *Marine and Petroleum Source Rocks*. Geological Society, London, Special Publication, 26, pp. 371-399.
- 11- Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events, causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179-184.
- 12- Sepkoski, J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global databases. In: Walliser, O.H. Ed., *Global Events and Event Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 35-52.
- 13- Soua M., 2011. Le passage Cénomaniens-Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie. Thèse de Doctorat, Université Tunis el Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie séquentielle.
- 14- Wilson, P.A. et Norris, R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412, 425-429.