



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

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

**Les nannofossiles calcaires néogènes du Bassin du bas Chélif
(systématique et biostratigraphie)**

Présentée et soutenue publiquement par :

M. MANSOURI Mohammed El Habib

Devant le jury composé de :

M. MAHBOUBI Mahammed, Professeur, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Président
M. BESSEDIK Mostefa, Professeur, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Rapporteur
M. BEAUFORT Luc, Directeur de Recherche, CEREGE (Aix-en-Provence, France), Co-Rapporteur
M. MEBROUK Fateh, Professeur, Université de Jijel Mohamed Seddik Ben Yahia, Examineur
M. ATIF Khireddine F.T., Maître de Conférence A, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Examineur
M. MARMI Ramdane, Professeur, Université de Constantine 1 Frères Mentouri, Examineur

Année 2021

Avant-propos

Au terme de ce travail, il m'est très agréable d'exprimer mes sincères remerciements aux nombreuses personnes qui m'ont soutenu et encouragé au cours de sa réalisation.

Tout d'abord et avant tout, je tiens à remercier vivement Monsieur Mostefa BESSEDIK, Professeur à l'Université d'Oran 2, qui m'a proposé ce sujet et dirigé cette thèse. En effet, étant un expert dans le Néogène en général et dans le bassin du Chélif en particulier, il n'a pas cessé de me transmettre son savoir, son esprit scientifique et ses conseils fructueux tout en me faisant confiance et en me laissant la liberté d'initiative. Ses aides dans tous les domaines m'ont été précieuses. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance et toute ma gratitude.

Mes sincères remerciements vont à l'endroit de Monsieur Luc BEAUFORT, Directeur de Recherche au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) pour avoir codirigé cette thèse et m'avoir accueilli dans son équipe des bioindicateurs et traceurs des paléoenvironnements. Lors de mes séjours au CEREGE, il m'a fait bénéficier de ses précieuses compétences, tout en mettant à ma disposition toutes les infrastructures et la logistique du laboratoire (microscope photonique polarisant, microscope électronique à balayage, etc...).

Mes remerciements les plus vifs vont à Monsieur Mahammed MAHBOUBI, Professeur à l'Université d'Oran 2, qui a bien voulu accepter de présider ce jury et pour ses encouragements.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Fateh MEBROUK, Professeur à l'Université de Jijel, de m'avoir fait l'honneur et le plaisir d'examiner ce travail. Je lui suis extrêmement reconnaissant pour son soutien et ses nombreux conseils durant ces années de préparation de cette thèse.

Je tiens à remercier également Monsieur Khireddine Fayçal Tewfik ATIF, Maître de Conférence "A" à l'Université d'Oran 2, d'avoir accepté d'évaluer ce travail et pour les nombreux encouragements qu'il m'a prodigués.

Mes remerciements vont également à Monsieur Ramdane MARMI, Professeur à l'Université de Constantine 1, d'avoir bien voulu examiner ce travail et accepter de faire le déplacement de l'Est vers l'Ouest pour siéger parmi les membres du jury.

Je remercie le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique de m'avoir permis de bénéficier d'une bourse de formation en France (BAF).

Mes remerciements vont également à l'ensemble du personnel chercheur et administratif de l'équipe "Bioindicateurs et traceurs des paléoenvironnements" du CEREGE, aux membres de l'Institut des Sciences de l'Evolution (Université de Montpellier II) ainsi qu'à toute l'équipe du Centre de Sédimentologie-Paléontologie de l'Université de Provence (Université Aix-Marseille).

Je désire remercier tout mes collègues et membres du Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement de l'Université d'Oran 2 pour leur soutien et leur amitié.

Je ne remercierai jamais assez Marie-Pierre AUBRY, Professeur à l'Université de Rutgers (USA), qui m'a fait découvrir le monde passionnant des nannofossiles calcaires à travers ses enseignements et aidé à acquérir les connaissances nécessaires pour la réalisation de ce travail.

Enfin, je remercie ma mère, ma femme et mes enfants de m'avoir supporté au cours de ces années de préparation de la thèse.

A la mémoire de mon Père

Sommaire

Avant-Propos.....	01
Sommaire.....	04
Résumé, Abstract.....	07
Chapitre I : GENERALITES.....	09
1 - Introduction.....	10
2 - Contexte géologique.....	11
3 - Techniques et Méthodes d'étude.....	17
Chapitre II : LITHOSTRATIGRAPHIE.....	20
I - Coupe du Douar Mehalif.....	22
1 - Localisation de la coupe du Douar Mehalif.....	22
2 - Description lithologique et paléontologique de la coupe du Douar Mehalif.....	22
2.1 - Formation des marnes bleues.....	22
a - Membre I.....	25
b - Membre II.....	25
2.2 - Formation diatomitique.....	26
a - Membre I.....	26
b - Membre II.....	27
II - Coupe de Djebel Ben Dourda.....	27
1 - Localisation de la coupe de Djebel Ben Dourda.....	27
2 - Description lithologique et paléontologique de la coupe de Djebel Ben Dourda.....	28
2.1 - Formation des marnes bleues.....	28
a - Membre I.....	28
b - Membre II.....	29
2.2 - Formation diatomitique.....	32
a - Membre I.....	32
b - Membre II.....	33
III - Coupe de Djebel Meni.....	33
1 - Localisation de la coupe de Djebel Meni.....	33
2 - Description lithologique et paléontologique de la coupe de Djebel Meni.....	33
2.1 - Formation des marnes bleues.....	36
2.2 - Formation diatomitique.....	36
a - Membre I.....	37
b - Membre II.....	37
2.3 - Formation marno-gypseuse.....	38

IV - Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	38
1 - Localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	38
2 - Description lithologique et paléontologique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	39
2.1 - Formation marno-sableuse.....	39
2.2 - Formation des marnes blanchâtres (faciès Trubi)....	42
2.3 - Formation marno-gréseuse.....	42
 Chapitre III : SYSTEMATIQUE et EVOLUTION.....	44
 I - Introduction.....	45
 II - Généralités sur les Coccolithophoridae actuels.....	47
1 - Biologie.....	47
2 - Morphologie.....	48
3 - Ecologie et distribution actuelles des Coccolithophoridae.....	49
a - La lumière.....	49
b - La température.....	50
c - La salinité.....	50
d - Les sels nutritifs.....	51
e - Interactions entre facteurs écologiques.....	51
4 - Mode de sédimentation et dissolution.....	51
a - Mode de sédimentation.....	51
b - Dissolution.....	52
 III - Classification.....	52
1 - Glossaire des principaux termes morphologiques utilisés pour décrire le nannoplancton calcaire.....	56
2 - Quelques types structuraux chez les nannofossiles calcaires.....	57
3 - Les critères de reconnaissance chez les nannofossiles calcaires.....	58
4 - Quelques grands types architecturaux de nannofossiles calcaires.....	58
5 - Description des espèces.....	64
 IV - Tendances évolutives des Cératolithes au cours du Miocène supérieur et du Pliocène du bassin du Chélif.....	104
1 - Introduction.....	104
2 - Origines et phylogénie des Cératolithes au cours du Néogène supérieur.....	105
2.1 - Généralités.....	105
2.2 - La relation phylogénétique entre <i>Triquetrorhabdulus</i> <i>rugosus</i> et les Cératolithes.....	108
2.3 - Origine de l'espèce <i>Amaurolithus primus</i>	109
2.4 - Origine de l'espèce <i>Amaurolithus amplificus</i>	112

2.5 - Origine de l'espèce <i>Ceratolithus acutus</i>	114
3 - Conclusion.....	117
Chapitre IV : BIOSTRATIGRAPHIE et CORRELATION	118
I - Introduction	119
II - Biozonations des coupes étudiées	124
1 - Définitions générales des zones.....	124
1.1 - Zone à <i>Discoaster calcaris</i> NN10 (CN8).....	124
a - Sous-zone à <i>Discoaster bellus</i> NN10a (CN8a).....	124
b - Sous-zone à <i>Discoaster neorectus</i> NN10b (CN8b).....	124
1.2 - Zone à <i>Discoaster quinqueramus</i> NN11 (CN9).....	124
a - Sous-zone NN11a (CN9a).....	125
b - Sous-zone NN11b (CN9b).....	125
c - Sous-zone NN11c (CN9c).....	125
d - Sous-zone NN11d (CN9d).....	125
1.3 - Zone à <i>Amaurolithus tricorniculatus</i> NN12 (CN10a,b).....	125
a - Sous-zone à <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i> CN10a (NN12a).....	126
b - Sous-zone à <i>Ceratolithus acutus</i> CN10b (NN12b).....	126
1.4 - Zone à <i>Ceratolithus rugosus</i> NN13 (CN10c).....	126
1.5 - Zone à <i>Discoaster asymmetricus</i> NN14 (CN10d)....	127
1.6 - Zone à <i>Reticulofenestra pseudoumbilica</i> NN15 (CN11).....	127
a - Sous-zone à <i>Sphenolithus neoabies</i> CN11a (NN15a).....	127
b - Sous-zone à <i>Discoaster asymmetricus</i> CN11b (NN15b).....	127
1.7 - Zone à <i>Discoaster surculus</i> CN10a (NN12a).....	128
2 - Biozonation de la série du Douar Mehalif.....	128
3 - Biozonation de la série de Djebel Ben Dourda.....	134
4 - Biozonation de la série de Djebel Meni.....	139
5 - Biozonation de la série du Télégraphe de Sidi Brahim.....	144
III - Corrélation des coupes géologiques (Miocène supérieur) du massif du Dahra occidental :	152
Conclusion générale.....	155
Références bibliographiques.....	158
Liste des figures.....	182
Planches photographiques.....	184

Résumé : Les nannofossiles calcaires néogènes du Bassin du bas Chélif (systématique et biostratigraphie).

L'étude de 443 échantillons prélevés dans quatre (4) coupes géologiques d'âge mio-pliocènes, situées sur le versant méridional du massif du Dahra, se sont révélés riches en nannofossiles calcaires. Cette étude a permis d'identifier 12 familles de nannofossiles calcaires réparties en 16 genres et 63 espèces. Certaines d'entre elles ont permis d'établir les liens phylogénétiques existant entre les genres *Triquetrorhabdulus*, *Ceratolithus* et *Amaurolithus* ; Ceci a mis en évidence l'origine des espèces *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus amplificus* et *Ceratolithus acutus*, permettant de proposer une biochronologie nouvelle pour le Miocène supérieur et le Pliocène du bassin du bas Chélif.

L'analyse qualitative des nannofossiles calcaires a permis de repérer plusieurs bioévénements, à partir desquels sept (7) biozones et dix (10) sous-biozones y ont pu être déterminées : NN10 à NN16 et NN10 (a et b); NN11 (a,b,c,d) ; NN12 (a,b) ; NN16 (a,b). Certains bioévénements ont permis d'individualiser les limites Tortonien/Messinien, Messinien/Zancléen et Zancléen/Piacenzien.

Des corrélations entre les coupes ont pu être établies dans le Miocène supérieur et discutées dans le présent travail ; d'autres concernant le Pliocène sont publiées (Osman *et al.*, 2021). Ces corrélations ont révélées l'existence de deux bassins sédimentaires ayant évolué séparément ou conjointement ou en relai suivant des axes NE/SW. Cette évolution a décrit une inversion topographique évidente ayant affecté le massif du Dahra. Elle reflète l'activité tectonique, survenue au cours de la période couvrant le Tortonien et le Messinien, en plusieurs phases importantes. Par ailleurs, les résultats biostratigraphiques ont révélé une diachronie de la sédimentation diatomitique, longtemps considérée comme messinienne. Elle est tantôt tortonienne, tantôt messinienne, en relation étroite avec la configuration des bassins en place, leur géométrie et le fonctionnement de leurs courants marins.

Mots clés : Nannofossiles calcaires, bioévénements, corrélations, Mio-Pliocène, bassin du Chelif, Algérie.

Abstract: Neogene calcareous nanofossils from the Lower Chelif Basin (systematic and biostratigraphy).

The study of 443 samples taken in four (4) geological sections of Mio-Pliocene age, located on the southern slope of the Dahra massif, were found to be rich in calcareous nanofossils. This study made it possible to identify 12 families of calcareous nanofossils divided into 16 genera and 63 species. Some of them have made it possible to establish the phylogenetic links existing between the genera *Triquetrorhabdulus*, *Ceratolithus* and *Amaurolithus*; This demonstrated the origin of the species *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus amplificus* and *Ceratolithus acutus*, allowing a new biochronology to be proposed for the Upper Miocene and the Pliocene of the Lower Chelif basin.

The qualitative analysis of the calcareous nanofossils made it possible to identify several bioevents, from which seven (7) biozones and ten (10) sub-biozones could be recognized NN10 to NN16 and NN10 (a and b); NN11 (a, b, c, d); NN12 (a, b); NN16 (a, b). Certain bioevents made it possible to individualize the Tortonian / Messinian, Messinian / Zancleén and Zancleén / Piacenzien boundaries.

Correlations between sections could be established in the Upper Miocene and discussed in the present work; others concerning the Pliocene are published (Osman et al., 2021). These correlations revealed the existence of two sedimentary basins that evolved separately or jointly or in relay along NE / SW axes. This evolution described an obvious topographical inversion that affected the Dahra massif. It reflects tectonic activity, which occurred during the Tortonian and Messinian periods, in several important phases. In addition, the biostratigraphic results revealed a diachrony in the diatomite sedimentation, long considered to be Messinian. It is sometimes Tortonian, sometimes Messinian, in close relation with the configuration of the basins in place, their geometry and the functioning of their marine currents.

Key words: Calcareous nanofossils, bioevents, correlations, Mio-Pliocene, Chelif basin, Algeria.

CHAPITRE I

GENERALITES

1 - Introduction :

Les coccolithes sont de minuscules corpuscules calcaires, découverts, il y a plus d'un siècle et demi, par G. C. Ehrenberg qui les figura avec une certaine précision sans cependant reconnaître leur origine réelle, puisqu'il les considérait comme de simples cristaux de forme particulière. Quelques décades plus tard, des biologistes montrèrent qu'il s'agissait de pièces calcaires, entourant des êtres unicellulaires planctoniques. Les coccolithophoridés sont rattachés au règne des Protoctistae et placés dans l'embranchement des Haptophytaea.

Les premiers travaux et résultats sur les nannofossiles calcaires du Miocène supérieur en Algérie, plus particulièrement dans le bassin du Chélif, ont été réalisés par Deflandre (1939, 1942) et Deflandre et Fert (1954). Les travaux de Gardet (1955) ont concerné le Néogène algérien avec des précisions systématiques des nannofossiles pour l'ensemble de l'Afrique du Nord (Clocchiatti, 1971). Récemment, quelques travaux sur les nannoplanctons du Miocène supérieur ont été réalisés ayant contribué à améliorer le découpage biostratigraphique (Mansouri, 2001 ; Mansouri *et al.*, 2008). Osman *et al.*, 2021 ont élaboré pour le Pliocène une échelle calibrée nannofossiles calcaires/foraminifères dans le massif du Dahra.

L'objet de cette thèse consiste à étudier les terrains néogènes (particulièrement le Miocène supérieur et le Pliocène) du Bassin du Chélif, situés en Méditerranée sud occidentale, et en particulier leur contenu en nannofossiles calcaires pour une étude systématique en précisant les tendances évolutives de certains de leur taxons ; l'analyse biostratigraphique est également ébauchée, permettant ainsi de mettre en évidence les principaux bio-événements survenus dans cette région. La succession de ces événements permettra l'établissement d'un découpage biozonale devant compléter et affiner certaines attributions stratigraphiques.

Par ailleurs, notons que de nombreuses études biostratigraphiques à partir des foraminifères planctoniques en particulier ont

été réalisées dans le bassin du Chélif (Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971; Belkebir, 1986 ; Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 2002 ; Atif *et al.*; Belhadji *et al.*, 2008 ; Belkebir *et al.*, 2008, Hebib, 2015). Considéré comme le plus important bassin intramontagneux de l'Algérie septentrionale (Perrodon, 1957), ce bassin, présente des successions sédimentaires les plus complètes couvrant tout le Miocène supérieur et le Pliocène. Dans ce travail nous focalisons cette étude sur les différents bioévénements des nannoplanctons calcaires rencontrés dans les dépôts mio-pliocènes et les comparer/corréler avec les bioévénements des foraminifères étudiés à l'échelle locale (Belkebir *et al.*, 1996 ; Hebib, 2015) et régionale (Krijgsman *et al.*, 1997, 1999 ; Kouwenhoven *et al.*, 2003, 2006 ; Dayja *et al.* 2005 ; Lancis *et al.*, 2015 ; Morigi *et al.*, 2007 ; Negri *et al.*, 1999 ; Negri & Villa, 2000 ; Raffi *et al.* 2003).

Nous n'allons pas aborder ici la crise de salinité messinienne (MSC), ayant affecté la zone méditerranéenne au cours du Miocène terminal et ayant fait l'objet de nombreux travaux (Rouchy, 1982 ; Clauzon *et al.* 1996) mais nous nous contenterons d'enregistrer les différents bioévénements rencontrés à la fin du Messinien, au Zanclean et plus particulièrement au passage Mio-Pliocène (Bandy, 1975 ; Cita, 1975 ; Benson *et al.*, 1990 ; Hilgen, 1991 ; Hilgen et Langereis, 1993 et Atif, 2001). Notre contribution à cette question (CSM est exposée dans l'article "Osman *et al.*, 2021").

2 - Contexte géologique :

Situé au Sud de la Méditerranée, le bassin du bas Chélif est une longue cuvette orientée ENE - WSW, d'une longueur de 300 kilomètres et d'une largeur de 100 kilomètres (Thomas, 1985). Au Nord, Il est limité par les massifs de Djebel Murdjadjo, d'Arzew et ceux du Dahra. Les monts des Tessala, des Ouleds Ali, des Béni Chougrane et de l'Ouarsenis (fig. 1) soulignent sa bordure méridionale. Il constitue le siège d'une importante sédimentation néogène et quaternaire, pouvant atteindre 4800 voire 5000 m

d'épaisseur (Perrodon, 1957 ; Meghraoui *et al.*, 1988; Harbi *et al.*, 1999 ; Arab *et al.*, 2015).

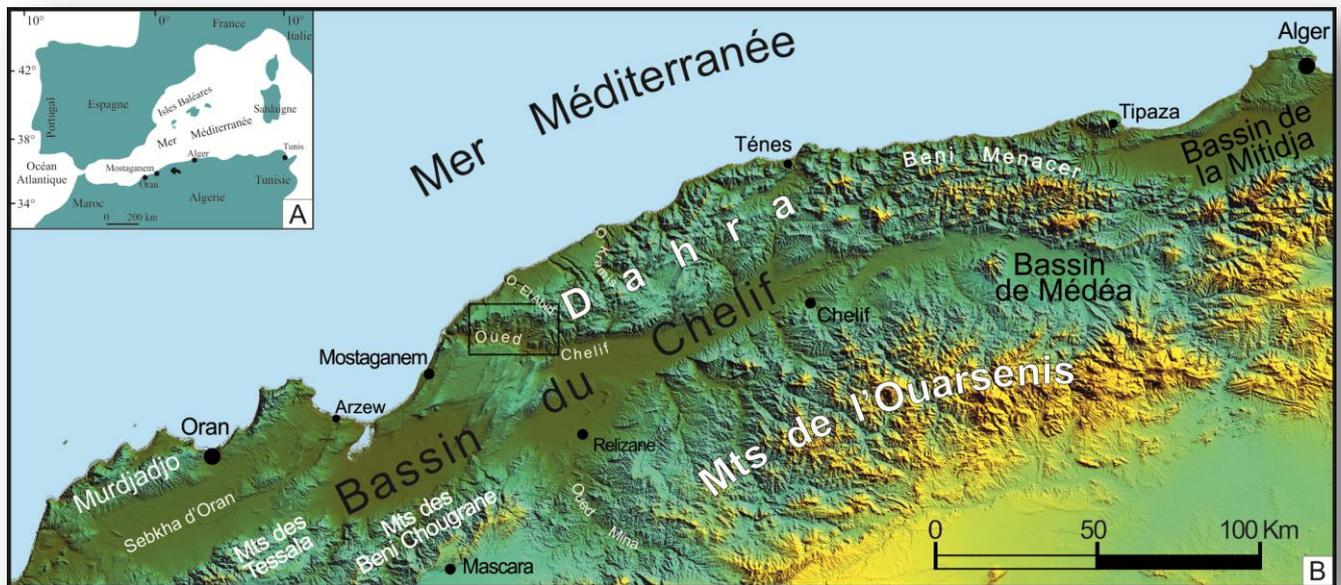


Fig. 1 - Localisation du bassin du bas Chélif.

A : Localisation globale Ouest méditerranéenne ; B: Localisation au Nord-Ouest de l'Algérie

Par son histoire, cette région, située sur la marge nord et nord-est de la plaine occidentale du Chélif, fait souvent l'écho, au cours du Néogène, d'une tectonique active (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Delteil, 1974 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Meghraoui *et al.*, 1986 ; Leprêtre *et al.*, 2019). Elle est le témoin de l'activité orogénique alpine dont l'impact néotectonique se ressent encore aujourd'hui (Meghraoui *et al.*, 1988; Harbi *et al.*, 1999, Derder *et al.*, 2011, Derder *et al.*, 2013, Benbakhti *et al.*, 2018 ; Abbouda *et al.*, 2019).

Elle se manifeste par une structuration en « blocs basculés », mise en évidence dès la fin du Crétacé (Brive, 1857 ; Anderson, 1936 ; Badji *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018 : Fig. 2A). Cette morphologie tellienne est sans cesse liée et sollicitée par la dynamique globale de la plaque africaine et son déplacement vers le nord-ouest (2 cm/an), ayant comme conséquence la fermeture au nord des bassins sédimentaires néogènes (Meghraoui *et al.*, 1988 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Badji *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2019). Une telle dynamique est aussi profonde, au vu des

travaux réalisés sur le magmatisme (Lucas, 1942 ; Sadran, 1952, 1956 ; Mattauer, 1958 ; Polvêche, 1959). En effet, depuis le Miocène moyen et jusqu'au Quaternaire (Megartsi, 1985 ; El Azzouzi *et al.*, 2003), l'activité magmatique en Oranie, d'abord calco-alcaline puis alcaline, se manifeste par intermittence, sous forme de cendres ou laves, dans les séries néogènes des bassins ouest algériens y compris dans le Chélif et ses marges (Brives, 1857 ; Gourinard, 1958 ; Delfaud *et al.*, 1973 ; Mégartsi, 1982 ; Guardia, 1984 ; Bellon *et al.*, 1984 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Ameur Chehbeur, 1988 ; Louni-Hacini *et al.*, 1995).

La stratigraphie de la série géologique du massif du Dahra et les secteurs environnants a été ébauchée très tôt avec les mollusques, ayant permis de réaliser les premiers découpages stratigraphique du Néogène (Pomel 1892; Ficheur 1890; Brive 1897, 1920; Dalloni 1915). Les travaux ultérieurs (Anderson, 1936 ; Gourinard, 1952, 1958 ; Perrodon, 1957) ont contribué substantiellement à la connaissance de la stratigraphie de cette région.

Le Miocène inférieur est connu par sa sédimentation détritique (conglomérats, grès) à fine (argile grise à bariolée) correspondant à une séquence majeur (Delfaud *et al.*, 1973 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992) , contemporaine d'une tectonique compressive ayant contrôlé la mise en place des nappes telliennes ou « premier cycle post-nappes » (Perrodon, 1957 ; Mattauer, 1958).

Cette sédimentation est bien évidente au voisinage du massif du Dahra ; elle est datée du Burdigalien terminal suivi du Langhien et du Serravallien (Bessedik *et al.*, 2002). Des données biostratigraphiques et tectoniques récentes (Meghraoui, 1982 ; Belkebir and Anglada, 1985 ; Meghraoui, 1988 ; Belkebir *et al.*, 1996, 2002, 2008; Bessedik *et al.*, 1997, 2002 ; Belhadji *et al.*, 2008 ; Mansouri *et al.*, 2008) sont projetées sur la carte des levés géologiques d'Anderson *et al.* In : Perrodon, 1957 ; elles ont permis d'y apporter quelques modifications (Fig. 2B).

Au même moment, une sédimentation continentale se met en place dès le Serravallien supérieur avec les formations de Bouhanifia et de la Tafna (Guardia, 1975 ; Ouda et Aneur, 1978 ; Aneur Chehbeur, 1988 ; bessedik *et al.* 2002 ; Belkebir *et al.*, 1996).

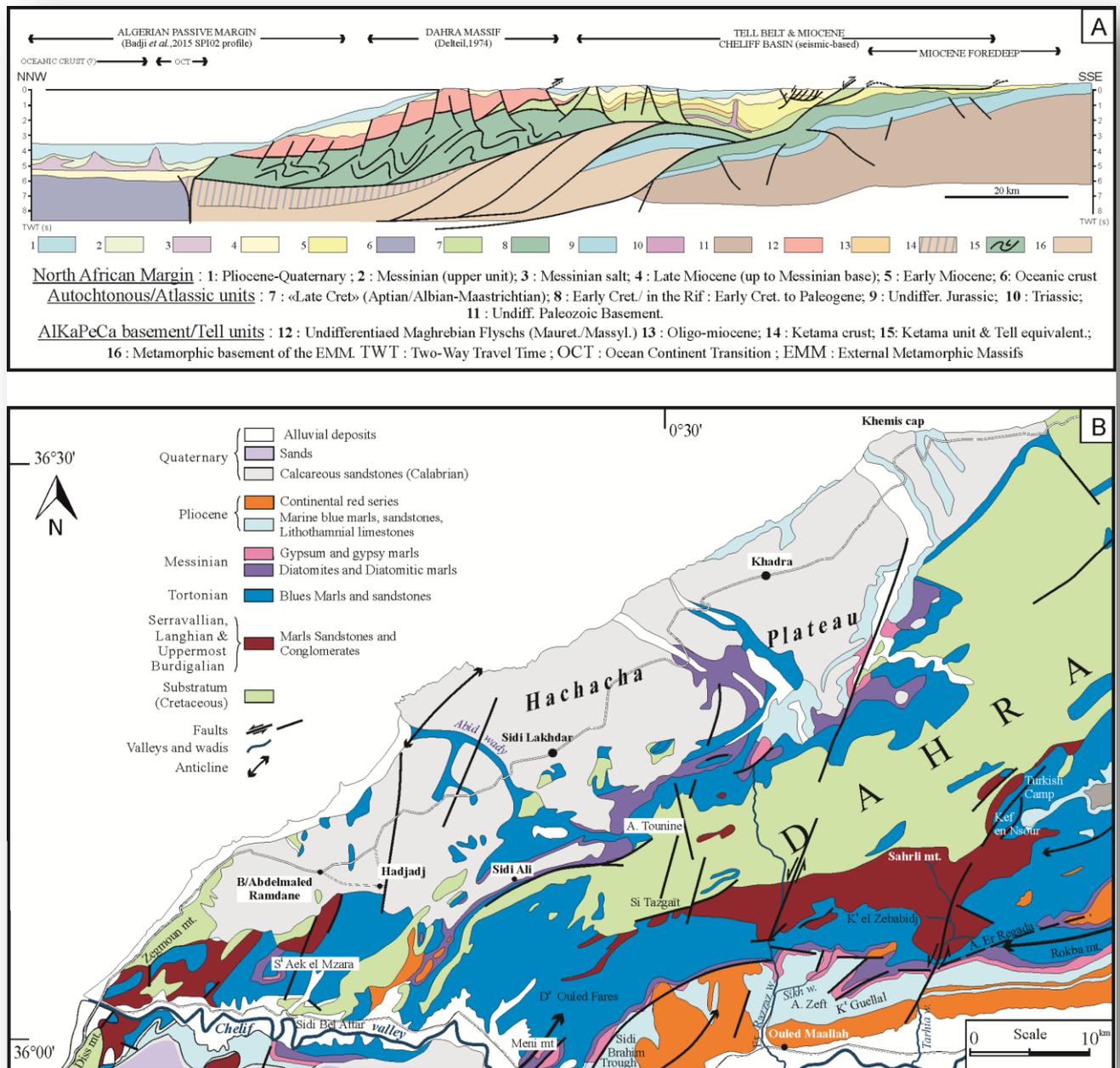


Fig. 2 - Géologie et structure du massif du Dahra.

A : Coupe structurale NNW-SSE en «blocs basculés», allant de la marge passive au Tell sud, en passant par le Dahra et le bassin du Chélif (Leprêtre *et al.*, 2018). B : Carte géologique et structurale de Dahra (Osman *et al.*, 2021 : modifiée à partir de : Perrodon, 1957 ; Meghraoui, 1988 ; Belkebir *et al.*, 2002 ; Bessedik *et al.*, 2002).

La deuxième séquence majeure (2^{ème} cycle post-nappes) est généralement contrôlée par une tectonique transtensive (Meghraoui, 1982, 1988, Perrodon, 1957). La sédimentation y est caractérisée par des dépôts marneux d'âges tortonien et messinien (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Belkebir *et al.*, 1996). En amont des marges méridionales et orientales du bassin du bas Chélif, s'organisent au même moment (Vallésien, Turolien) d'importants épandages continentaux contemporains (Guardia, 1975 ; Jaeger 1977 ; Ameer Chehbeur, 1988, 1992 ; Bessedik *et al.*, 1997 ; Mahboubi, 2014 ; Mahboubi *et al.*, 2015).

Au sein du bassin du bas Chélif, se met en place une sédimentation marno-diatomitique d'âge tortonien à messinien, des évaporites et parallèlement à cela, se développaient sur certaines marges et hauts-fonds, des plates formes carbonatées à algues et coraux. A cet ensemble se succèdent toujours au Messinien des marnes post-évaporitiques marines ou lagunaires (Anderson, 1936 ; Gourinard, 1958 ; Perrodon, *ibid* ; Rouchy, 1982 ; Thomas, *ibid.* ; Saint Martin, 1990 ; Saint Martin *et al.*, 1992 ; Neurdin-Trescartes, 1992, 1995 ; Mansour et Saint Martin, 1995 ; Mansour, 2004 ; Cornée *et al.*, 2004, 2006 ; Rouchy *et al.* 2007 ; Osman *et al.*, 2021).

Les évaporites (gypses), témoins de la crise de salinité messinienne, atteignent dans certains endroits 40 m (02 barres) voire 250 à 300 m d'épaisseur. Leur répartition est bien connue sur la marge nord du bassin du bas Chélif et plus particulièrement sur le versant méridional du massif du Dahra (Fig. 3).

Le passage entre le Messinien et le Pliocène est marqué, dans les zones centrales du bassin, par des marnes marines évoluant à un milieu saumâtre (lignites et gastéropodes : Perrodon ; 1957).

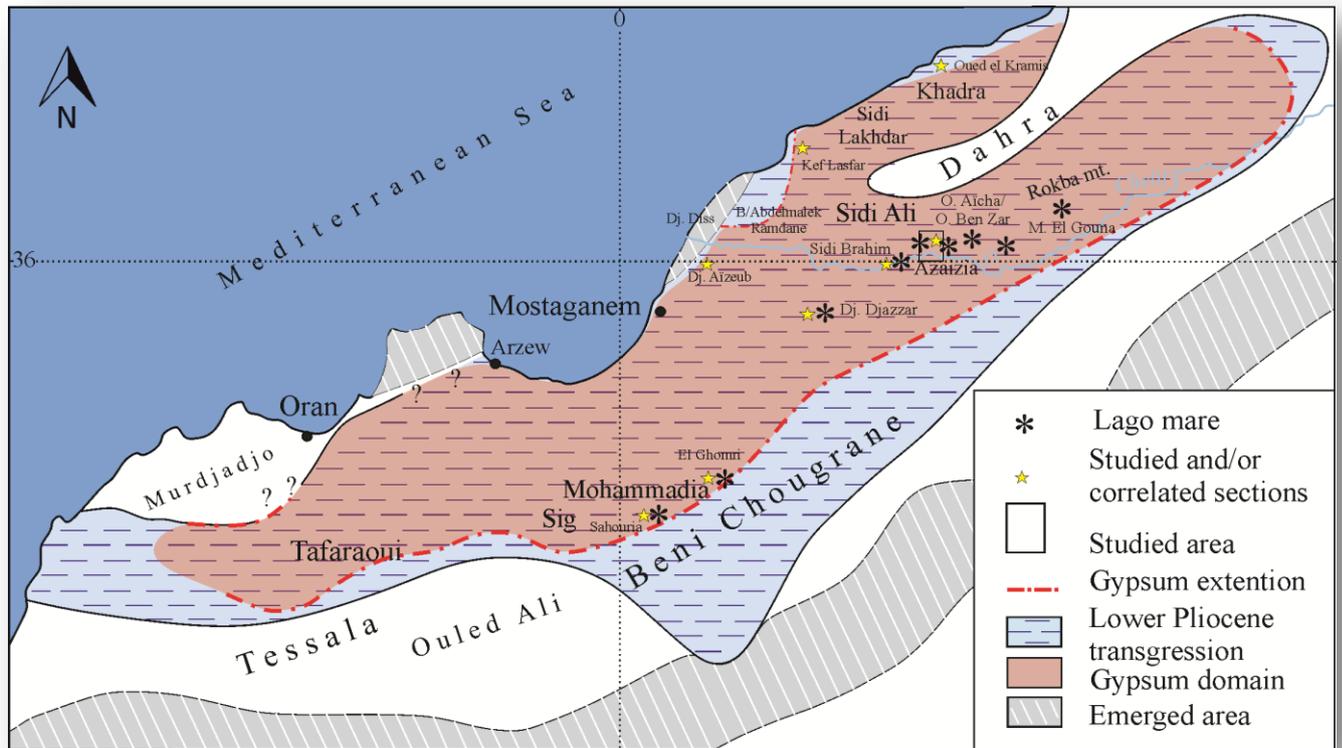


Fig. 3 – Aires paléogéographiques des gypses messiniens (couleur rouge) et des marnes bleues pliocènes (d'après Osman et al., 2021).

Le cycle pliocène transgressif sur les terrains antérieurs, est bien représenté (Fig. 3) dans le bassin du Chélif (Brives, 1857 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971 ; Fenet and Irr, 1973 ; Belkebir, 1986 ; Belkebir et Anglada, 1985 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992, Belhadji, 2005 ; Rouchy et al., 2007 ; Atif et al., 2008 ; Abbouda et al., 2019 ; Osman et al., 2021). Il est représenté par d'importantes masses de marnes bleues pouvant atteindre 750 à 800 m d'épaisseur (Perrodon, *ibid* ; Rouchy et al., 1982 ; Rouchy et al., 2007 ; Abbouda et al., 2019) qui évoluent verticalement à des sables et des grès (exemple : Coupe du Télégraphe de Sidi Brahimi).

Ce cycle pliocène s'organise en deux phases successives (PI et PII : Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes, 1992) ; la première est transgressive à la base et régressive au sommet. La deuxième phase correspond à une sédimentation généralement continentale (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Neurdin-Trescartes,

1992). Ce cycle est marqué généralement par une tectonique compressive plio-quaternaire dont certaines failles sont encore actives aujourd'hui (Perrodon, 1957 ; Thomas, 1985 ; Meghraoui, 1982, 1988 ; Derder *et al.*, 2011, 2013 ; Arab *et al.*, 2015 ; Maouche *et al.*, 2018 ; Abbouda *et al.*, 2018, 2019). Représenté par des formations rouges continentales, le Quaternaire est bien visible sur le versant sud du massif du Dahra (Brive, 1957 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957).

3 - Techniques et Méthodes d'étude :

Le bassin du Chélif présente d'importants affleurements du Miocène supérieur et du Pliocène. Leur lithologie et stratigraphie sont en général bien connues (Brive, 1857 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957). Depuis, des études micropaléontologiques détaillées ont été réalisées sur plusieurs séries de ce bassin (Belkebir *et al.*, 1996 ; Belkebir *et al.*, 2002 ; Mazzola, 1971 ; Belhadji *et al.* 2008, Atif *et al.*, 2008 ; Mansouri *et al.*, 2008).

Cette étude se base sur une analyse qualitative des nannofossiles calcaires rencontrés dans les coupes du Miocène supérieur et du Pliocène du bassin du Chélif afin de déterminer les taxons biomarqueurs et de mettre en évidence les bioévénements rencontrés tout le long de la série mio-pliocène.

Quatre coupes géologiques (Douar Mehalif, Djebel Ben Dourda, Djebel Meni et Télégraphe de Sidi Brahim) situées sur la marge nord du bassin du Chélif, ont été levées sur le terrain, permettant de décrire en détail leur lithologie et recenser leur contenu fossilifère. Plus de 450 échantillons y ont été prélevés et traités au laboratoire. Cet échantillonnage a été effectué suivant une maille de 50 cm environ pour les séries marneuses et juste au niveau des bancs marneux pour l'alternance marno-diatomitique ou marno-calcaire. Un échantillonnage supplémentaire (ponctuel) a été dépêché quand cela s'avérait nécessaire pour affiner la stratigraphie.

L'utilisation des nannofossiles calcaires pour la datation de ces terrains et des foraminifères préalablement étudiés permettra d'établir un étalonnage biostratigraphique ou corrélation entre échelles biostratigraphiques. Des méthodes comparables ont été réalisées par ailleurs dans des dépôts marins (Berggren *et al.*, 1995 ; Lourens *et al.*, 2004), margino-littoraux de transition et continentaux (Bessedik, 1984 ; Bessedik *et al.*, 1997).

Au laboratoire, les échantillons ont été soumis au traitement en utilisant la technique de frottis. En effet, à l'intérieur d'une cassure fraîche de la roche, le sédiment est gratté à l'aide d'un cure-dent ; directement sur une lame de verre, est déposée une infime quantité de sédiment sous forme de poudre. Cette poudre est diluée dans une goutte d'eau distillée puis répartie sur toute la longueur de la lame en utilisant le même cure-dent qui a servi préalablement pour répartir le sédiment et éviter l'agrégation des particules. Après séchage de la préparation sur une plaque chauffante à très faible température, on couvre avec une lamelle en collant avec une résine de synthèse de type EUKITT qui a la capacité de durcir rapidement (20 mn). On peut exercer une petite pression sur la lamelle afin, d'une part, de dégager les bulles d'air et d'autre part, d'amincir l'épaisseur de la colle prise entre lame et lamelle.

Les analyses des lames ont été effectuées avec un microscope optique polarisant à un grossissement de x500 et x1000 en utilisant pour ce dernier, un objectif à immersion. La lumière polarisée étant indispensable pour la détermination de certaines espèces.

La détermination a été effectuée sur toutes les espèces rencontrées, quelque soit l'intérêt de ces espèces.

Pour un but biostratigraphique détaillé, le balayage systématique des lames est effectué complètement ; il est nécessaire parfois de confectionner les lames en double ou en triple pour chercher les taxons rares ayant un intérêt

biostratigraphique tels que *Reticulofenestra rotaria*, *Discoaster quinqueramus* ou des taxons appartenant notamment au groupe des Cératolithes.

La durée consacrée à l'étude d'un frottis a nécessité, la plupart du temps, plus de 50 h de travail pour les échantillons les plus riches et nettement plus quand il s'agit de rechercher des taxons rares et/ou biomarqueurs.

CHAPITRE II

LITHOSTRATIGRAPHIE

Cette étude est basée essentiellement sur une analyse lithologique et microfloristique de quatre coupes de terrain, levées dans divers endroits appartenant à la partie septentrionale du bassin du Chélif (Fig. 4).

Il s'agit d'Ouest en Est des :

- * coupe du Douar Mehalif
- * coupe de Djebel Ben Dourda
- * coupe de Djebel Meni
- * coupe du Télégraphe de Sidi Brahim

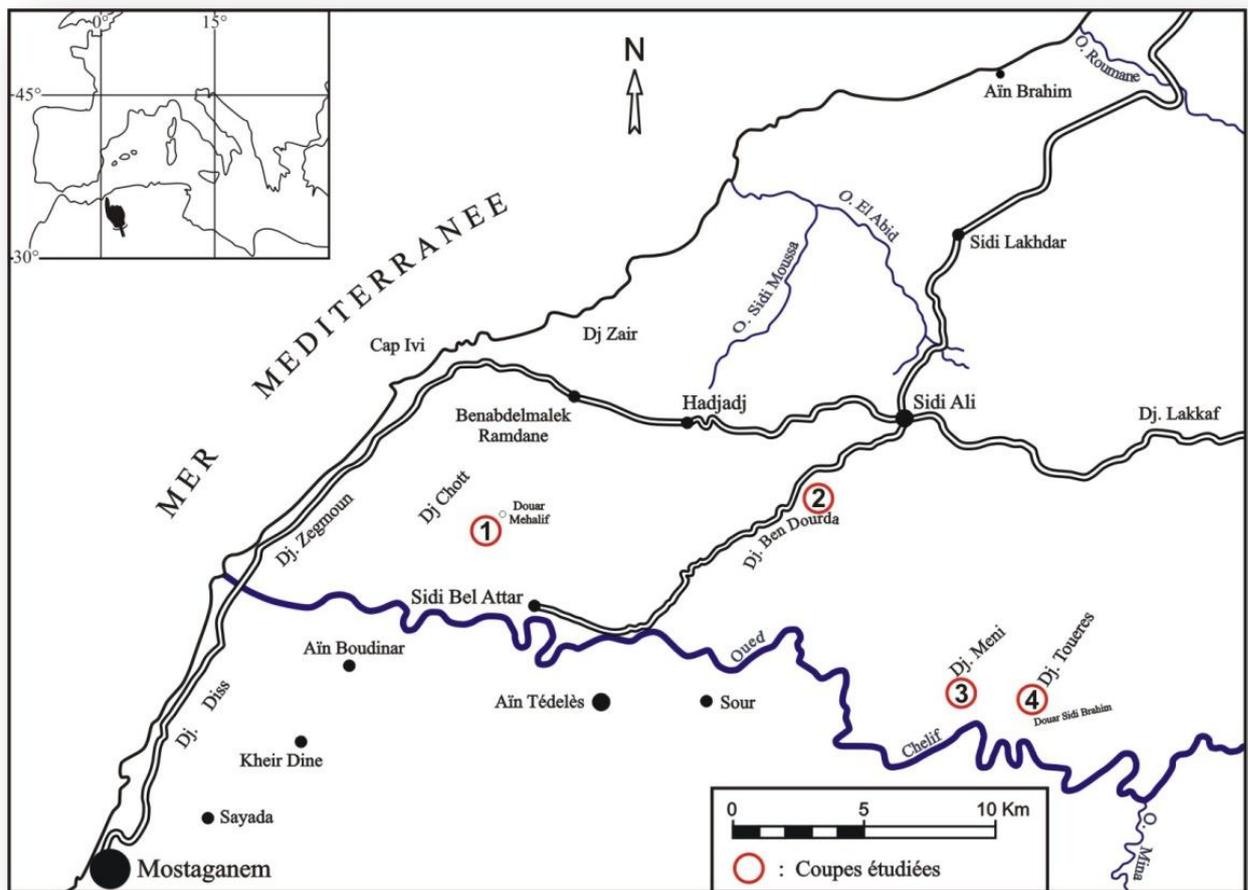


Fig. 4 - Carte de localisation des coupes étudiées :

- 1: Coupe du Douar Mehalif; 2: Coupe du Djebel Ben Dourda;
 3: Coupe de Djebel Meni; 4: Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

I - Coupe du Douar Mehalif :

1- Localisation de la coupe du Douar Mehalif :

La coupe du Douar Mehalif se situe sur le versant Sud-Ouest du massif du Dahra, dans la partie septentrionale du bassin du Chélif (Fig. 1). Elle est distante à vol d'oiseau de 18 km au Nord-Est de la ville de Mostaganem.

Cette coupe, orientée sensiblement Ouest Sud Ouest – Est Nord Est, est limitée au Nord par koudiet châbet el Hamra, à l'Est par Douar Mehalif et la route CW N°68, au Sud par Douar Mzara et le marabout de Sidi A.E.K. Mzara et à l'Ouest par Djebel Chott (Fig. 5).

2- Description lithologique et paléontologique de la coupe du Douar Mehalif (Fig. 6) :

Epaisse d'environ 200 m, cette coupe est constituée essentiellement de 2 formations lithologiques :

- la formation des marnes bleues
- la formation diatomitique

2.1 - Formation des marnes bleues :

Cette formation d'une épaisseur de 140 m, repose en discordance (Fig. 6e) sur des argiles rouges conglomératiques. Elle a été subdivisée en 2 membres :

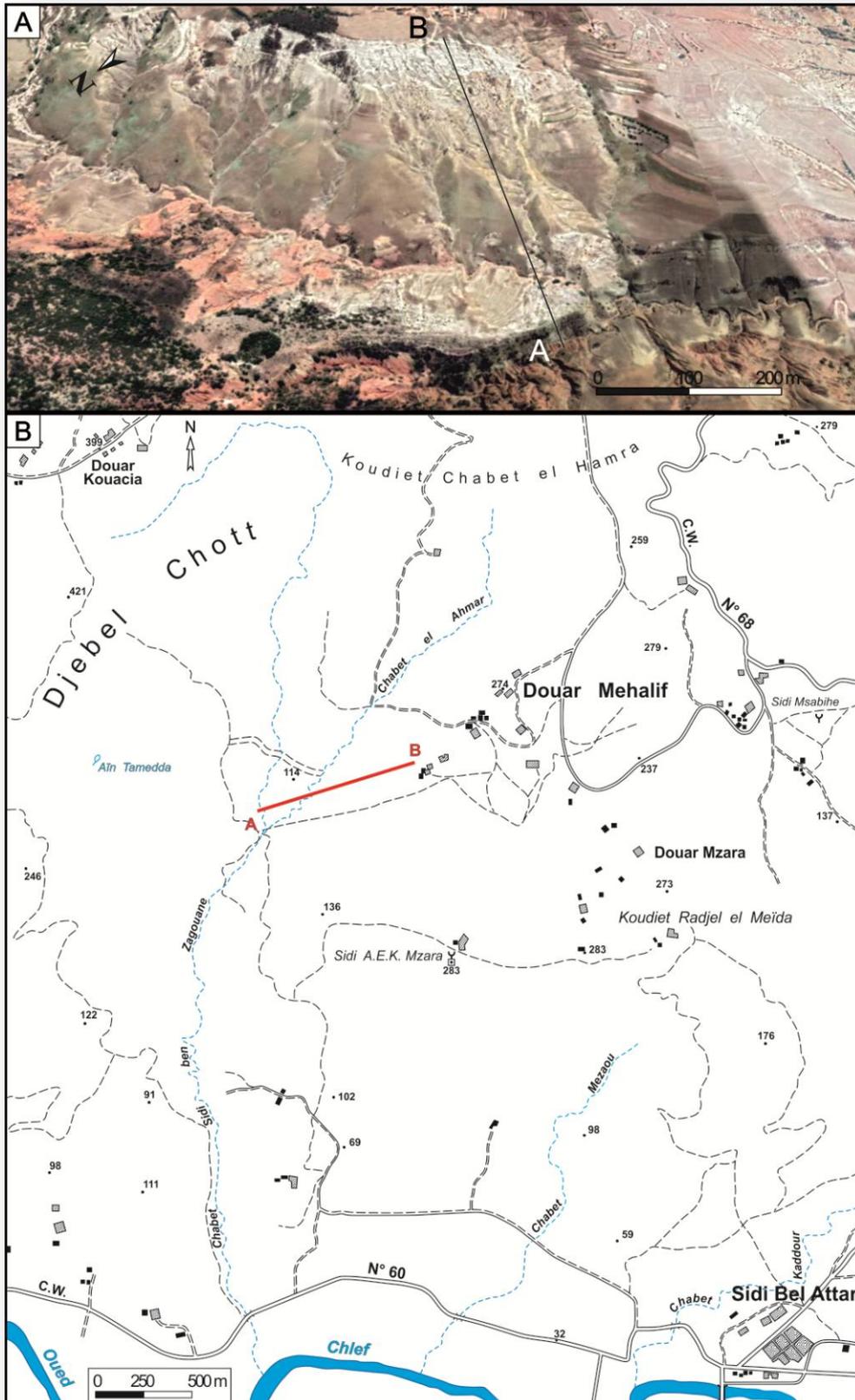


Fig. 5 - Localisation de la coupe du Douar Mehalif

A: Image satellitaire montrant une vue générale des affleurements de la coupe du Douar Mehalif; B: carte de localisation de la coupe du Douar Mehalif; AB: trait de coupe

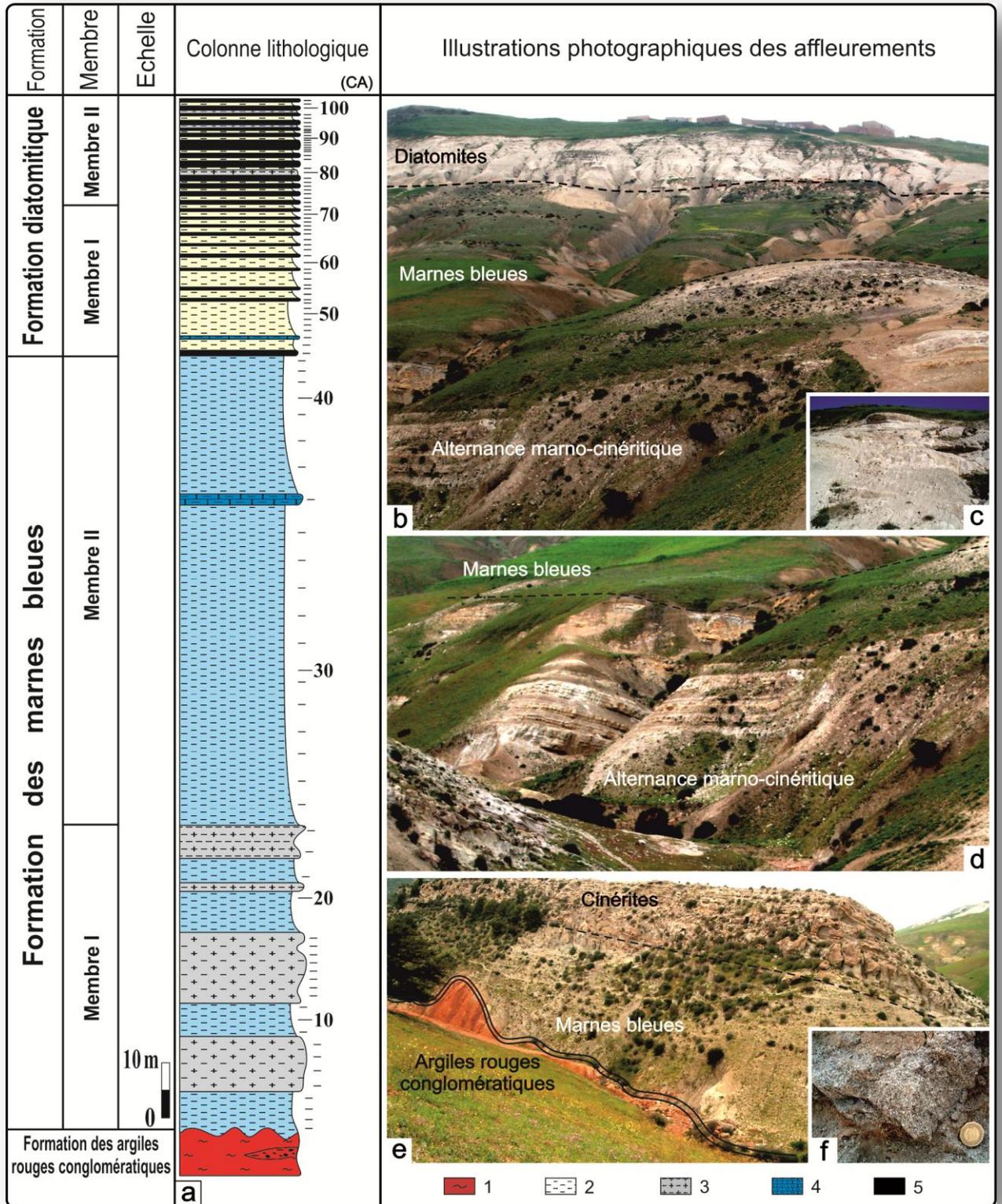


Fig. 6 - Coupe géologique du Douar Mehalif

a: coupe géologique du Douar Mehalif; b: vue panoramique de la série géologique du Douar Mehalif; c: partie supérieure du membre II de la formation diatomitique; d: Alternance marno-cinéritique du membre inférieur de la formation des marnes bleues; e: discordance entre la formation des argiles rouges conglomératiques et la base de la formation des marnes bleues; f: détail du niveau cinéritique; 1: argiles rouges conglomératiques; 2: Marnes; 3: Marnes cinéritiques; 4: Calcaires marneux; 5: Diatomites.

a - Membre I :

Ce membre épais de 55 m, est matérialisé par une alternance de marnes et de niveaux cinéritiques.

Les marnes sont de couleur grisâtre à bleuâtre, renfermant parfois quelques débris de test de bivalves.

Les marnes cinéritiques grisâtres contiennent de grands minéraux de micas noirs (biotites), des feldspaths altérés (blanchâtres) et des cristaux de quartz (Fig. 6f). Ces bancs sont marqués par une alternance de niveaux sombres (riches en biotites) et des niveaux clairs (riches en feldspaths et quartz).

Dans ce membre, les échantillons CA1 à CA23 nous ont livré les espèces de nannoplanctons suivantes : *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster bellus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster challengerii*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster intercalaris*, *Discoaster neohamatus*, *Discoaster neorectus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

b - Membre II :

D'une épaisseur de 85 m, ce membre représente une série monotone de marnes bleues homogènes dans son ensemble (Fig. 6a). Notons la présence d'un banc de marne indurée (marno-calcaire), bioturbé, de 2 mètres d'épaisseur.

Les échantillons de ce membre (CA24 à CA43) ont livré l'association suivante de nanfossiles calcaires : *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster calcaris*, *Discoaster challengerii*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster neohamatus*, *Discoaster neorectus*, *Discoaster*

quinqueramus, *Discoaster surculus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Scyphosphaera campanula*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Triquetrorhabdulus rugosus*, *Umbilicosphaera cricota*.

2.2 - Formation diatomitique :

Offrant une épaisseur de 48 m environ, cette formation commence dès le premier niveau diatomitique. Elle a été subdivisée en deux membres suivant la diversité faciologique et la stratonomie (Fig. 6a).

a - Membre I :

Ce membre, épais de 27 m, est caractérisé par une alternance rythmique de bancs diatomitiques, centimétriques à décimétriques, de couleur blanchâtre à beige, bioturbés, plus ou moins friables et des bancs marneux, grisâtres.

Les nannofossiles calcaires rencontrés dans ce membre entre l'échantillon CA44 et CA72 sont : *Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus ninae*, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster berggrenii*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster calcaris*, *Discoaster challengerii*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera rhomba*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Reticulofenestra rotaria*, *Scyphosphaera campanula*, *Scyphosphaera piriformis*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Triquetrorhabdulus rugosus*, *Umbilicosphaera cricota*.

b - Membre II :

D'une épaisseur de 21 m, ce membre est composé d'un ensemble de bancs diatomitiques, plus épais par rapport à ceux du membre inférieur, décimétriques à métriques, de couleur blanchâtre, friables, légers, bioturbés, parfois laminés, à écailles de poissons, en alternance avec des niveaux marneux, moins épais par rapport à ceux du membre I, de couleur grise.

Les niveaux marneux de ce membre (à partir de CA73) nous ont livré l'association des nannoplanctons suivants : *Amaurolithus amplificus*, *Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus ninae*, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster calcaris*, *Discoaster challengerii*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera rhombica*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Reticulofenestra rotaria*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera piriformis*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Triquetrorhabdulus rugosus*, *Umbilicosphaera cricota*.

II - Coupe de Djebel Ben Dourda :

1- Localisation de la coupe de Djebel Ben Dourda :

La série étudiée à Djebel Ben Dourda est située sur le versant sud-ouest du massif du Dahra, dans la partie septentrionale du bassin du Bas Chélif (Fig. 1).

Cette coupe a été levée sur le flanc sud-ouest du Djebel Ben Dourda, situé à huit kilomètres au sud-ouest de Sidi Ali (Fig. 4).

Elle est limitée au Nord et à l'Ouest par la route wilayale n°42 reliant Sidi Bel Attar à Sidi Ali, à l'Est par Djebel Bou Seïd et au Sud par la région des Ouled Braïthia et des Ouled Barkhat (Fig. 7).

2- Description lithologique et paléontologique de la coupe du Djebel Ben Dourda (Fig. 8) :

Epaisse d'environ 300 m, cette coupe est constituée de deux formations : une formation des marnes bleues et une formation diatomitique (Fig. 8a).

2.1 - Formation des marnes bleues :

Cette formation marneuse d'une épaisseur d'environ 200 m est subdivisée en deux membres :

a - Membre I :

Epais de 140 m, ce membre est constitué essentiellement de marnes de couleur bleue à grise, parfois indurées. Ces marnes sont traversées par l'intercalation de trois niveaux cinéritiques à épaisseur variable: le premier de 4 m et les deux autres de 0,20 m (fig. 8).

Dans ce membre, nous avons pu déterminer les nannofossiles calcaires suivants (BD1 à BD19) : *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster calcaris*, *D. brouweri*, *D. challengerii*, *D. deflandrei*, *D. aff. exilis*, *D. intercalaris*, *D. loeblichii*, *D. pansus*, *D. surculus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. rhomba*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera recta*, *S. pulcherrima*, *S. recurvata*, *Sphenolithus abies*, *S. Aff. delphix*, *S. moriformis*, *S. neoabies* et *Umbilicosphaera cricota*.

b - Membre II :

Dans ce membre, les dépôts se traduisent par une alternance de marnes bleues (bancs de 5 à 25 m d'épaisseur), de trois bancs diatomitiques (niveau de l'ordre du centimètre) (Fig. 8b,c) et de deux niveaux gypseux ne dépassant pas 0,25 m d'épaisseur.

Ce membre est riche en nannofossiles calcaires (BD20 à BD28). Nous y avons déterminé : *A. delicatus*, *A. primus*, *A. tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *D. brouweri*, *Discoaster calcaris*, *D. challengerii*, *D. deflandrei*, *Discoaster* cf. *berggrenii*, *D. intercalaris*, *D. loeblichii*, *D. misconceptus*, *D. nephados*, *D. quinquaramus*, *D. surculus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. rhombica*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *P. multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. rotaria*, *Rhabdosphaera procera*, *Scapholithus fossilis*, *Scyphosphaera apsteinii*, *S. intermedia*, *S. pulcherrima*, *S. recurvata*, *Sphenolithus abies*, *S. Aff. delphix*, *S. moriformis*, *S. neoabies*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

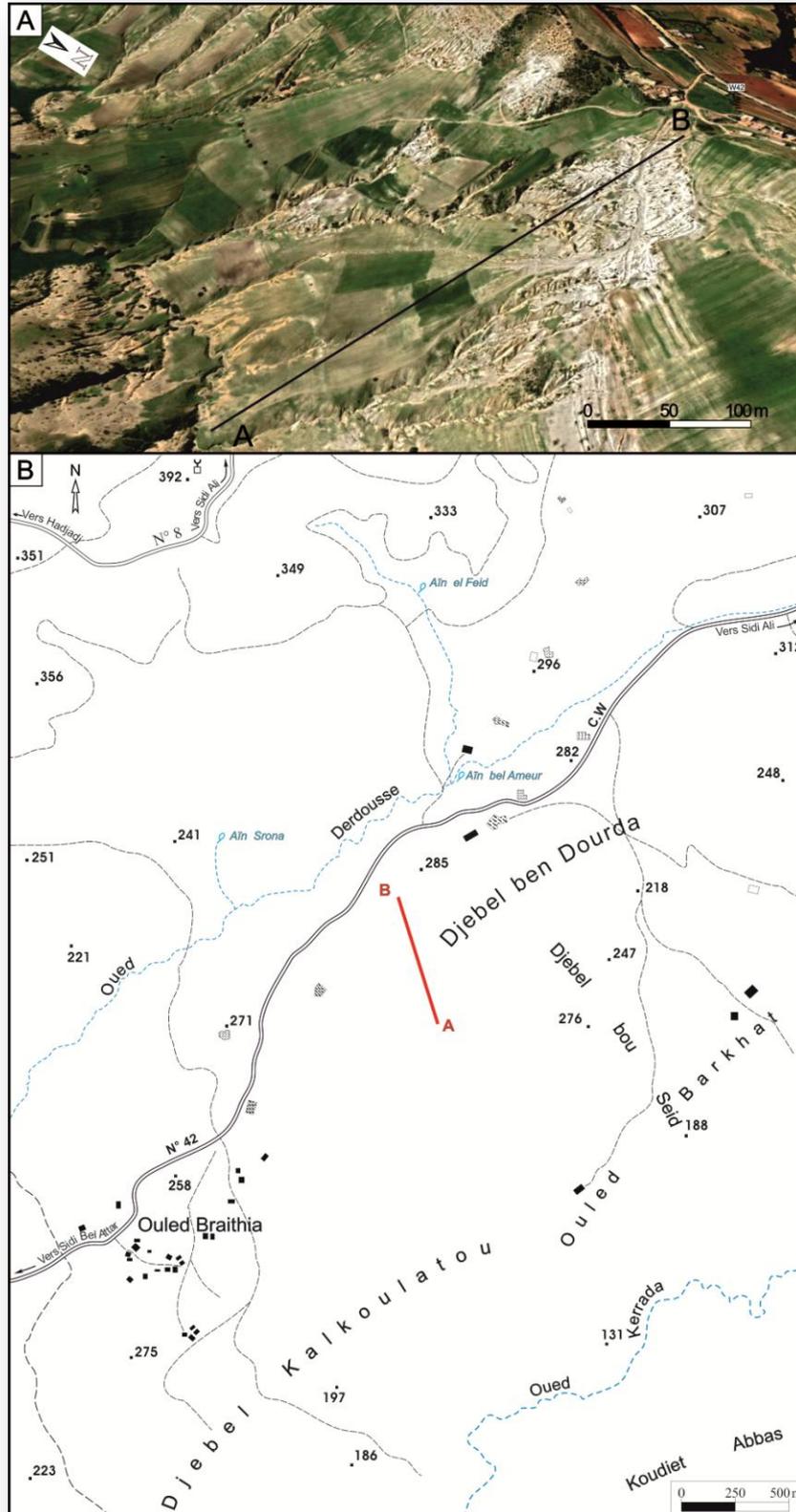


Fig. 7 : Localisation de la série de Djebel Ben Dourda

A: Image satellitaire montrant une vue générale des affleurements de la coupe de Djebel Ben Dourda; B: carte de localisation de la coupe de Djebel Ben Dourda; AB: trait de coupe

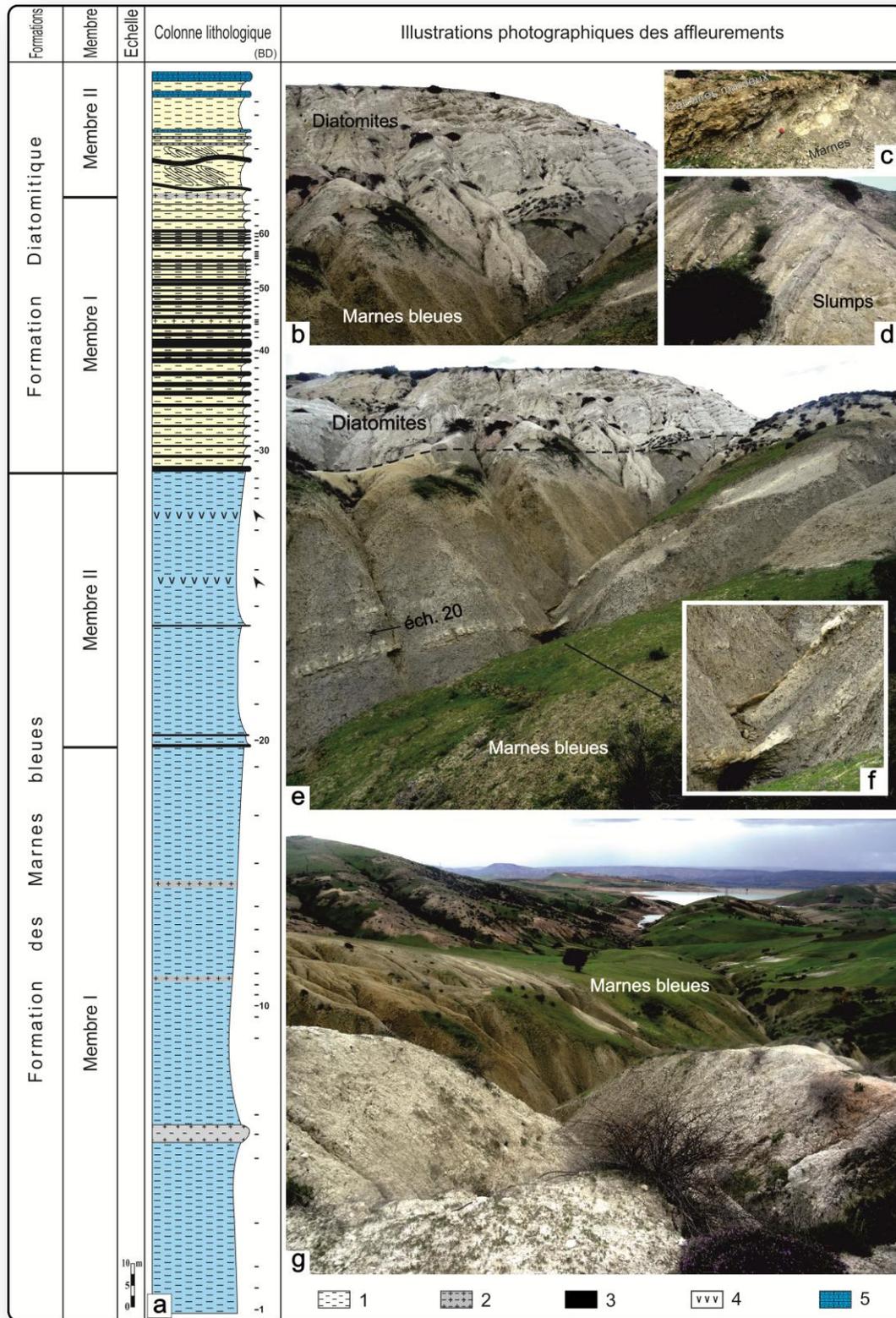


Fig. 8 - Coupe géologique du Djebel Ben Dourda

a: coupe géologique du Djebel Ben Dourda; b: passage des marnes bleues à la formation diatomitique; c: contact entre les marnes et le dernier banc calcaire marneux; d: photographie des slumps dans les diatomites; e: partie supérieure de la formation des marnes bleues et formation diatomitique; f: vue des deux premiers niveaux diatomitiques dans les marnes bleues; g: formation des marnes bleues; 1: marnes; 2: Marnes cinéritiques; 3: Diatomites; 4: Gypses; 5: Calcaire marneux.

2.2 - Formation diatomitique :

Cette formation d'une épaisseur d'environ 100 m, a pu être subdivisée en deux membres (Fig. 8).

a - Membre I :

Important d'environ 65 m, ce membre est représenté par une alternance serrée de marnes bleues (1 à 4 m d'épaisseur) et de bancs diatomitiques d'épaisseur variable (0,20 à 2 m).

Les niveaux marneux sont de couleur bleue à blanchâtre. On y note la fréquence de sables et de bioturbation par endroit. Au sommet, ce membre est caractérisé par des laminites marno-diatomitiques.

On note également la présence de deux niveaux cinéritiques au milieu (0,20 m d'épaisseur : voir échantillons 43 à 45) et d'un troisième au sommet de ce membre (0,10 m) (Fig. 8).

Les niveaux marneux de ce membre sont particulièrement riches en nanoplanctons (BD29 à BD63) : *Amaurolithus amplificus*, *A. delicatus*, *A. primus*, *A. tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *D. blackstockae*, *D. cf. bollii*, *D. brouweri*, *D. calcaris*, *Discoaster cf. berggrenii*, *D. challengerii*, *D. deflandrei*, *D. intercalaris*, *D. loeblichii*, *D. misconceptus*, *D. quinqueringus*, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. rhombica*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera multipora*, *P. japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. rotaria*, *Rhabdosphaera procera*, *Scapholithus fossilis*, *Scyphosphaera apsteinii*, *S. campanula*, *S. globulata*, *S. lagena*, *S. piriformis*, *S. pulcherrima*, *S. recurvata*, *Sphenolithus abies*, *S. neoabies*, *S. verensis*, *Umbilicosphaera cricota*.

b - Membre II :

Ce membre a été défini par sa grande diversité lithologique. Il est constitué d'une alternance de marnes, de diatomites, de calcaires laminés et de niveaux cinéritiques (trois niveaux d'environ 0,10 m d'épaisseur chacun). Ce membre est caractérisé, dans ses parties diatomitiques, par des glissements syn-sédimentaires (slumps) (Fig. 8e).

Dans ce membre, les trois échantillons prélevés n'ont livré aucune nannoflore.

III - Coupe de Djebel Meni :

1- Localisation de la coupe de Djebel Meni :

La coupe de Djebel Meni, orientée sensiblement Sud Sud Est - Nord Nord Ouest, a été levée sur le flanc sud ouest du Djebel Meni. Située à 45 Km à l'Est de la ville de Mostaganem, cette coupe est limitée au sud par la route communale N°7 et l'Oued Chlef, à l'Ouest par le Douar Chouakria, à l'Est par le Djebel Bent Zououda et au Nord par le Douar M'saidjo (Fig. 9).

2- Description lithologique et paléontologique de la coupe de Djebel Meni (Fig. 10) :

La coupe de Djebel Meni, d'une épaisseur de 200 m environ, est constituée de trois formations géologiques : marnes bleues, diatomite et marne gypseuse. Elle a été levée juste à partir du banc gréseux à figures thixotropiques (grès à miches) (Fig. 10).

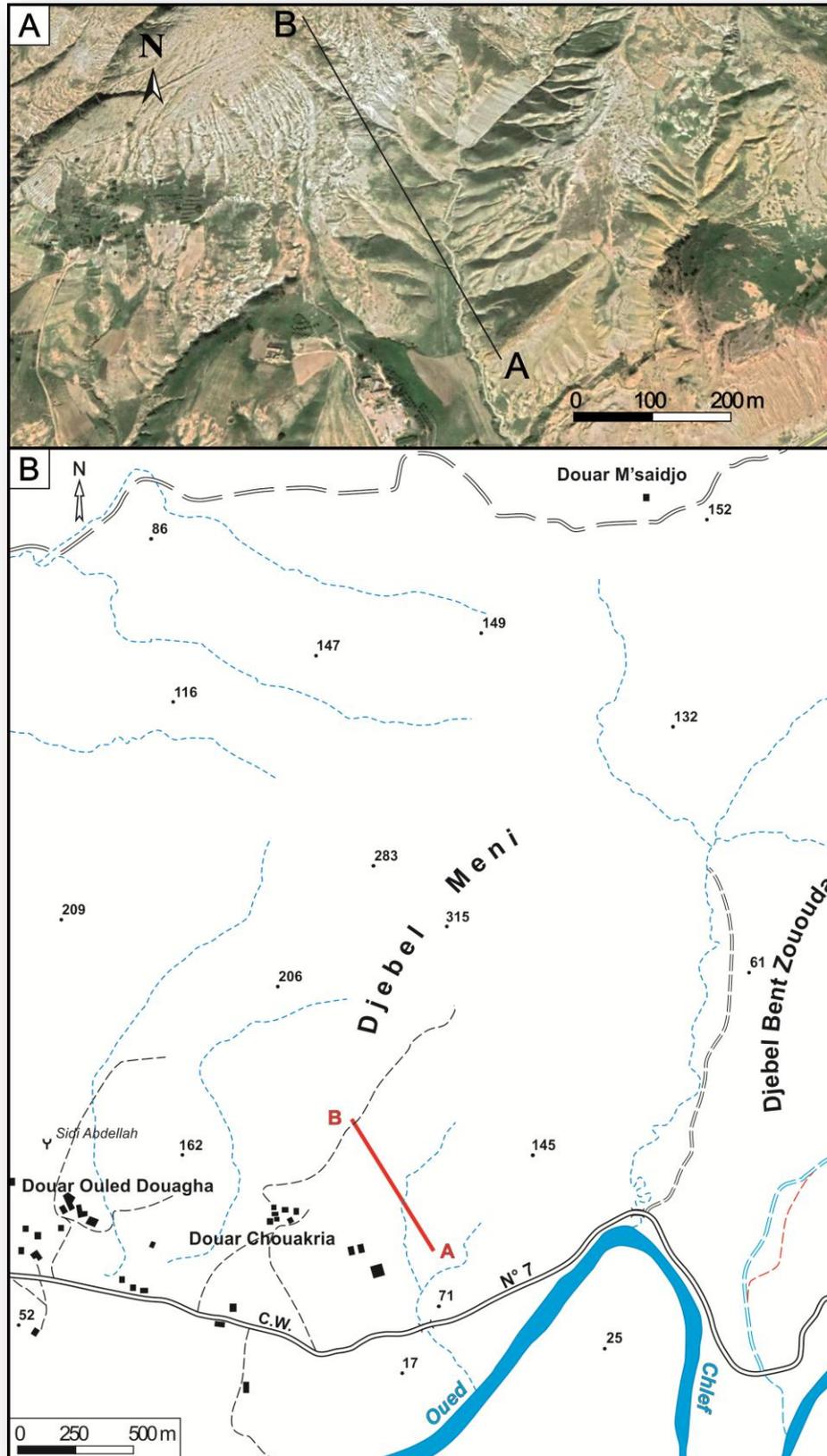


Fig. 9 : Localisation de la coupe de Djebel Meni

A: image satellitaire montrant une vue générale des affleurements de la coupe de Djebel Meni; B: carte de localisation de la coupe de Djebel Meni; AB: trait de coupe

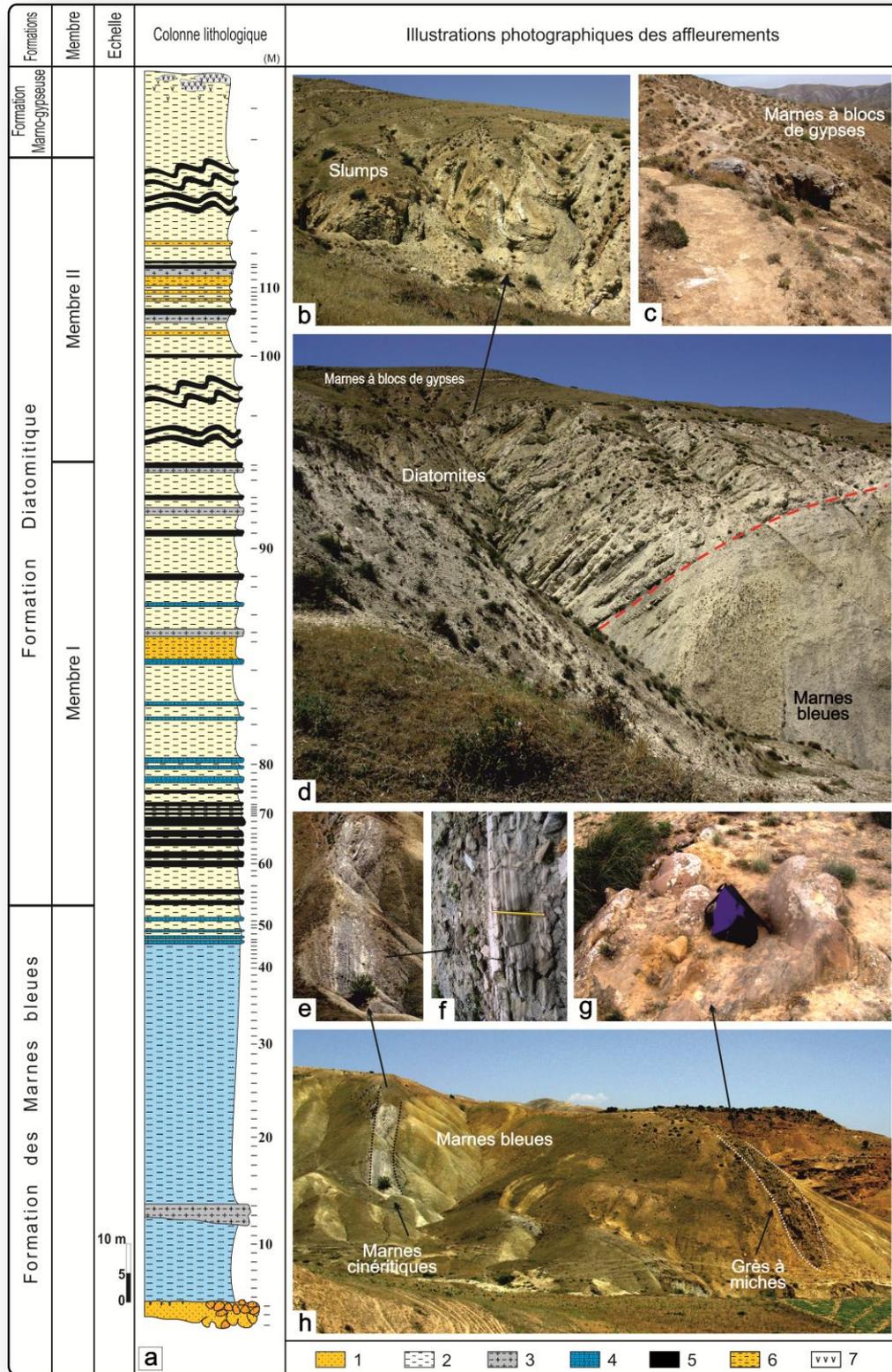


Fig. 10 - Coupe géologique du Djebel Meni

a: coupe géologique de Djebel Meni; b: photographie des slumps de la partie supérieure des diatomites; c: formation marno-gypseuse; d: vue panoramique de la coupe géologique du djebel Meni; e: niveau des marnes cinéritiques; f: détails du niveau cinéritique; g: grès à miches (figures thixotropiques); h: vue panoramique de la base de la formation des marnes bleues; 1: Grès; 2: Marnes; 3: Marnes cinéritiques; 4: Calcaires marneux; 5: Diatomites; 6: Marnes gréseuses; 7: Gypses.

2.1 - Formation des marnes bleues (64,4 m) :

Commençant juste après le banc gréseux, cette formation marneuse ressemble à celle de la coupe de Djebel Ben Dourda mais elle en diffère par la présence d'un seul niveau cinéritique d'une épaisseur de 2,5 m. Elle est constituée essentiellement par des marnes bleues plastiques. L'intervalle de l'échantillonnage a été plus éparse à la base (1,50 m) et plus serré vers le sommet (0,50 m).

L'analyse des échantillons prélevés nous a livré l'association de la nannoflore suivante (M1 à M53) : *Amaurolithus delicatus*, *A. ninae*, *A. primus*, *A. tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster exilis*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster neohamatus*, *Discoaster neorectus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera recta*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. rotaria*, *Rhabdosphaera procera*, *Scapholithus fossilis*, *Syracosphaera apsteinii*, *S. campanula*, *S. pulcherrima*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Sphenolithus neoabies*, *Syracosphaera Spp.*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

2.2 - Formation diatomitique (115,3 m) :

Plus épaisse que la formation marneuse sous-jacente, cette formation commence par le premier banc diatomitique et se termine juste avant la formation marno-gypseuse.

Elle est subdivisée en deux membres :

a - Membre I :

D'une épaisseur de 63 m, ce membre se distingue par une alternance de bancs diatomitiques blanchâtres d'épaisseur décimétrique à métrique (0,20 à 1,20 m), de niveaux marneux d'épaisseur variable et de bancs calcaires parfois laminés (0,30 à 0,40 m d'épaisseur).

Dans la partie supérieure de ce membre, nous notons la présence de trois niveaux cinéritiques.

Les échantillons prélevés dans les niveaux marneux et marno-calcaires nous ont livré l'association suivante des nannofossiles calcaires (M54 à M98) : *Amaurolithus amplificus*, *Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus ninae*, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera rhomba*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Reticulofenestra rotaria*, *Rhabdosphaera procera*, *Scapholithus fossilis*, *Sphenolithus abies*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

b - Membre II :

Cet ensemble est caractérisé par une alternance marno-diatomitique fortement slumpée dans certains endroits, des marnes sableuses et deux niveaux cinéritiques qui peuvent être de bons repères stratigraphiques.

Dans ce membre, les prélèvements nous ont livré la nannoflore suivante (M99 à M116): *Amaurolithus amplificus*, *Amaurolithus delicatus*,

Amaurolithus ninae, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Ceratolithus perch-nielsenae*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

2.3 - Formation marno-gypseuse (15 m) :

Cette formation débute par des marnes qui s'enrichissent progressivement en gypse constituant des blocs enrobés dans les marnes (Fig. 10) jusqu'à devenir des bancs massifs.

Les deux échantillons qui y ont été prélevés nous ont donné les nannofossiles calcaires suivants (M117 à M118) : *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster quinqueramus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera japonica*, *Rhabdosphaera procera*, *Sphenolithus abies*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

IV - Coupe du Télégraphe de Sidi Brahim :

1- Localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim :

La coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est orientée sensiblement Nord Ouest – Sud Est. Elle a été levée au niveau du Djebel Toueres, au Nord Ouest du Douar de Sidi Brahim qui est situé à 35 km à l'Est de la ville de Mostaganem.

Cette coupe est limitée au Sud par la route communale N°7 et Douar Sbaïa, au Nord par Djebel Toueres, à l'Est par Douar Djebabra et Sidi Khelifa et à l'Ouest par Sidi A.E.K. et Djebel Bent Zououda (Fig. 11).

2 - Description lithologique et paléontologique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (Fig. 12) :

Reposant en discordance sur une unité calcaro-gypseuse, la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (256m) est constituée de 3 formations géologiques :

2.1 - Formation marno-sableuse (14m) :

Cette formation, constituée essentiellement par des marnes sableuses, jaunâtres à la patine et grisâtres à la cassure, repose en discordance sur la formation calcaro-gypseuse. Elle contient à la base des galets centimétriques de gypse, de calcaires et de fragments de diatomites. La macrofaune est représentée par de rares tests fins fragmentaires blanchâtres de bivalves.

Les échantillons prélevés dans cette formation (marno-sableuse) ont livré les nannoplanctons suivants (SB1 à SB6) : *Amaurolithus delicatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster surculus*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* et *Sphenolithus abies*.

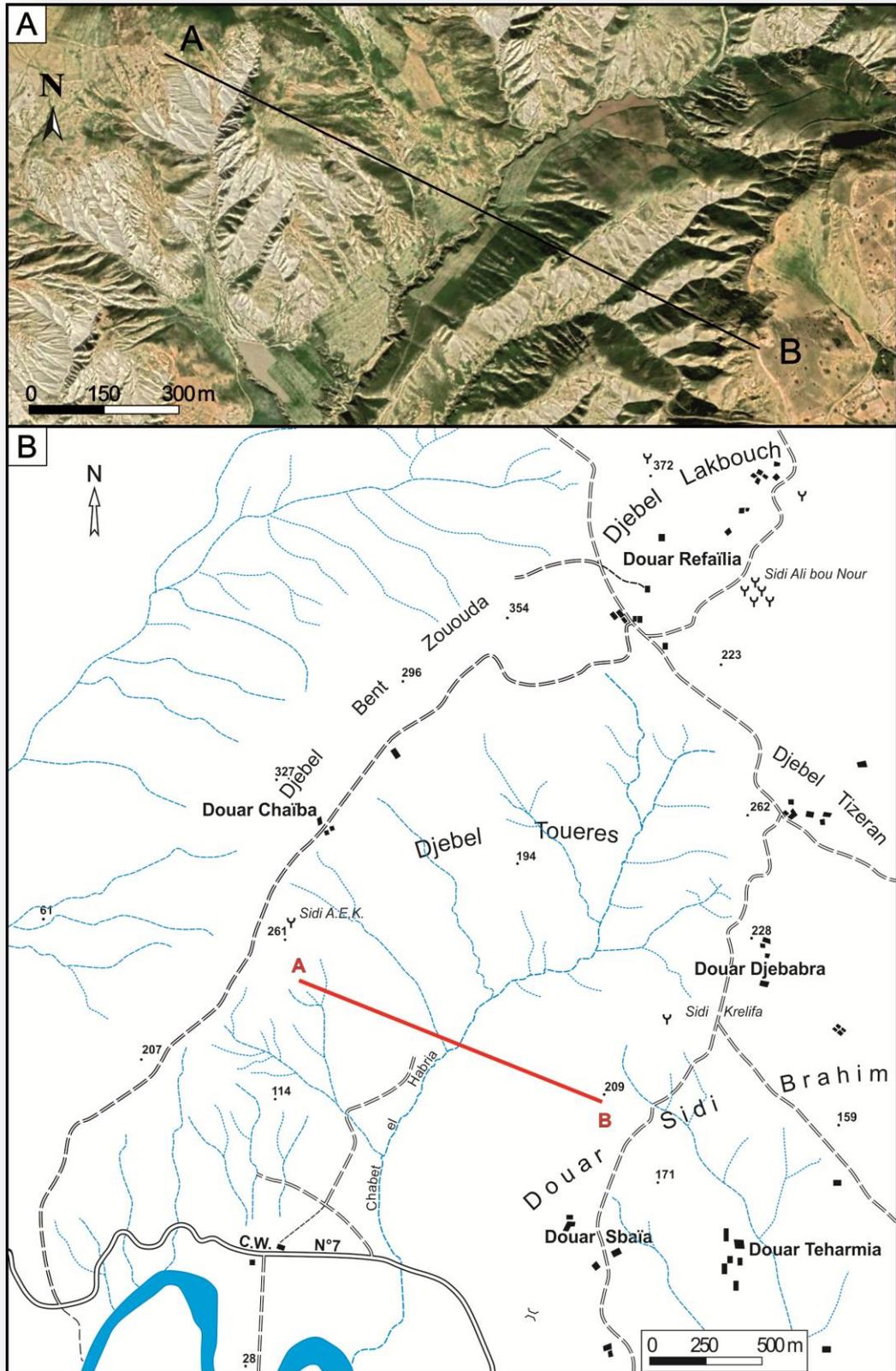


Fig. 11 : Localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim

A: image satellitaire montrant une vue générale des affleurements de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim; B: carte de localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim; AB: trait de coupe.

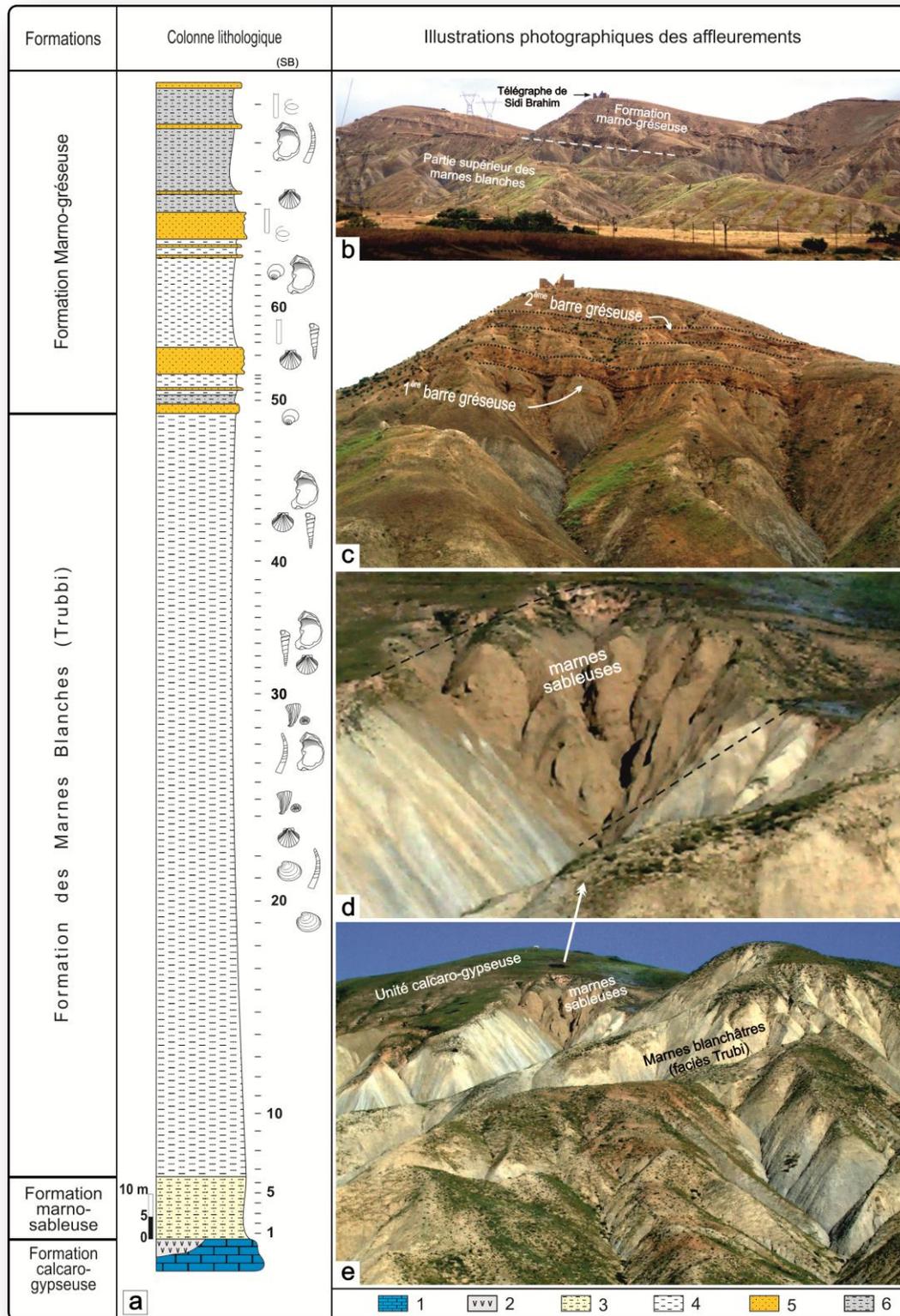


Fig. 12 - Coupe géologique du Télégraphe de Sidi Brahim

a: coupe géologique du Télégraphe de Sidi Brahim; b: vue panoramique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim; c: photographie montrant les deux grandes barres gréseuses au sommet de la formation marno-gréseuse; d: photographie montrant le contact entre l'unité calcaro-gypseuse, la formation des marnes sableuses et la formation des marnes blanches; e: vue panoramique illustrant la base de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim; 1: Calcaire; 2: Gypse; 3: Marnes sableuses; 4: Marnes; 5: Grès; 6: Marnes gréseuses.

2.2 - Formation des marnes blanchâtres (faciès « Trubi ») (168m) :

Ressemblant au « Trubi faciès » de Sicile (Italie), cette formation, appelée « Tarhia » par Anderson (1933), est constituée essentiellement de marnes blanchâtres à la patine et grisâtres à la cassure, homogènes et monotones. A partir de l'échantillon 19 commence à apparaître la macrofaune constituée timidement par des bivalves à test fin blanchâtre représentés essentiellement par des Veneridae, et s'enrichissant progressivement vers le haut par des Ostréidés, des Pectinidés, des radioles d'oursin, des pinces de crabes, des gastéropodes, des scaphopodes et des polypiers solitaires.

L'analyse de 43 échantillons prélevés dans la formation des marnes blanches (SB7 à SB49) a permis de déterminer la nannoflore calcaire suivante : *Amaurolithus delicatus*, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus tricorniculatus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Ceratolithus acutus*, *Ceratolithus armatus*, *Ceratolithus rugosus*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster asymmetricus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster misconceptus*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster surculus*, *Discoaster tamalis*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Lithostromation perdurum*, *Pontosphaera japonica*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra cisnerosii*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera campanula*, *Scyphosphaera pulcherrima*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Umbilicosphaera cricota*.

2.3 - Formation marno-gréseuse (74m) :

Cette formation, appelée « Slama » par Anderson (1933), est matérialisée par une alternance de barres gréseuses, des niveaux marneux, de marnes sableuses et parfois des niveaux lumachelliques. Deux grandes barres gréseuses y sont mises en évidence (Fig. 12c). Notons la présence de bivalves (*Ostreidae*, *Pectinidae*), de gastéropodes, de scaphopodes ainsi que des traces d'activités biologiques.

Les échantillons prélevés dans cette formation ont fourni les nannofossiles calcaires suivants (SB50 à SB69) : *Braarudosphaera bigelowii*, *Calcidiscus macintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster surculus*, *Discoaster tamalis*, *Discoaster variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Pontosphaera japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera procera*, *Scyphosphaera campanula* et *Sphenolithus abies*.

CHAPITRE III

SYSTEMATIQUE et EVOLUTION

I - Introduction :

C'est G.C. Ehrenberg (1836) qui, le premier, observe dans la craie de Rügen de petits corps ovoïdes et les décrit comme étant de simples concrétions cristallines inorganiques. Dans son important travail intitulé "*Mikrogeologie*" (1854), il signale et figure ces corpuscules dans des sédiments d'âge varié et de provenance diverse (Égypte, Sicile, Liban, Tunisie, Grèce, etc...). Il nomme alors "*Morpholithes*" les petits disques elliptiques qu'il observe et "*Crystalldrusen*" de petites formes étoilées ou en rosette, dans lesquelles nous n'avons aucune peine à reconnaître les Discoasters.

Quelques années plus tard, T.H. Huxley (1858) signale qu'en examinant des échantillons de vase prélevés dans l'Atlantique nord, au cours de la pose du premier câble télégraphique entre l'Europe du Nord et l'Amérique, il a trouvé une multitude de petits corpuscules arrondis. Il les nomme "*Coccolithes*". Toujours dans des vases de l'Atlantique, G.C. Wallich (1860) reconnaît à son tour les corpuscules appelés coccolithes par Huxley. Il y observe en plus de minuscules cellules sphériques dont la surface est couverte de coccolithes.

Peu de temps après, H.C. Sorby (1861) signale, des corpuscules calcaires, les "*Cristalloïds*", fréquents dans la craie et parfois groupés en de petites sphères.

G.C. Wallich (1861) propose le nom de *coccosphère* pour le groupement des coccolithes en petites sphères.

C. W. Gümbel (1870) et H. J. Carter (1871) suggéraient que les coccosphères pouvaient être des kystes en rapport avec la reproduction d'algues calcaires. Le rapprochement entre les coccolithes observés dans la craie et ceux des sédiments actuels est fait par G.C. Wallich (1877), qui établit que les coccosphères sont des tests d'organismes libres et flottants.

Les premières études portant sur la systématique, la nature et l'origine des coccolithes et des coccosphères, c'est à dire sur leur biologie, datent du début du 20^{ème} siècle et c'est à H. Lohmann (1902) que nous les devons. Il fait des coccosphères la famille des **Coccolithophoridae**.

Tan Sin Hok (1927) étudie le Tertiaire supérieur d'Indonésie. Il crée la famille des **Discoasteridae** pour les formes étoilées qu'il rencontre ; les premières descriptions et le premier travail de systématique sur ce groupe lui sont dus. C'est depuis cette époque que les études les plus importantes ont débuté avec essentiellement : E. Kamptner (depuis 1928), sur des formes actuelles et fossiles, G. Deflandre (depuis 1934) sur les nannofossiles et le nannoplancton calcaire.

Depuis une quarantaine d'années, le nombre des travaux portant sur les nannoplanctons calcaires s'est considérablement accru. Cela est dû en partie à l'utilisation du microscope électronique qui a grandement facilité leur observation, et ce notamment pour des fins stratigraphiques. Dès 1954, M. N. Bramlette et W. R. Riedel ont proposé la création de zones biostratigraphiques fondées sur les coccolithes et les formes associées.

Travaux relatifs au Néogène d'Algérie :

Les résultats de l'étude du nannoplancton calcaire du Sahélien d'El Mehdi (Oranie) sont publiés par Deflandre (1939 et 1942) et Deflandre et Fert (1954). On doit à Deflandre la première étude objective sur l'évolution morphologique d'un type de coccolithe (les lopadolithes du genre *Scyphosphaera*) ainsi que les toutes premières électro-micrographies de coccolithes fossiles (1952: Lutétien d'Aquitaine; 1954: Mio-Pliocène d'Oranie).

Par ailleurs, Laffitte, au cours de ses études dans le bassin néogène du Chélif (Algérie), pris conscience de l'importance fondamentale de ces nannofossiles dans la constitution des roches sédimentaires et leur extrême abondance dans les marnes bleues du bassin du Chélif. Il confiait dès 1951 l'étude de ces formes à Gardet qui donna les premiers résultats

d'une recherche systématique des coccolithes dans les terrains argileux du Néogène algérien. Cette étude fit l'objet d'un diplôme d'études supérieures soutenu et publié (Gardet, 1955). Quelques années plus tard, après que des progrès considérables aient été faits grâce aux nouvelles techniques utilisées (Microscopie électronique à balayage), R. Laffite confia ce sujet de travail à Clocchiatti en 1968. Son mémoire sur l'étude du nannoplancton calcaire du Néogène d'Afrique du Nord fût publié ultérieurement (Clocchiatti, 1971). Cet auteur a travaillé essentiellement sur des échantillons des bassins d'El Outaya, du Chélif et du Hodna en Algérie et des bassins de la zone pré-rifaine et de la côte atlantique du Maroc.

Hors territoire nord africain, les travaux d'Aubry (1984, 1990), Backman et *al.* (2012), Gartner (1967, 1969), Haq (1980), Martini (1971), Martini & Müller (1986), Okada & Bukry (1980), Perch-Nielsen (1985), Theodoridis (1984) et bien d'autres encore, ont largement contribué à enrichir nos connaissances en nannofossiles calcaires.

II - Généralités sur les Coccolithophoridae actuels :

1 - Biologie :

Le groupe des Coccolithophoridae sont des algues unicellulaires de type flagellé dont la taille varie entre 5 et 100 μm . Dans les classifications récentes, ils ont été rangés dans la classe des *Haptophyceae* ayant comme caractère restrictif la position d'un organite appelé haptonema dont le rôle est inconnu.

Ce qui distingue les Coccolithophoridae des autres *Haptophyceae* et algues, c'est leur capacité de sécréter des plaques calcaires (Coccolithes).

2 - Morphologie (Fig. 13) :

La cellule unique d'un Coccolithophoridae présente une allure générale globuleuse, ovoïde ou étirée, quelquefois en forme de poire ou de fuseau.

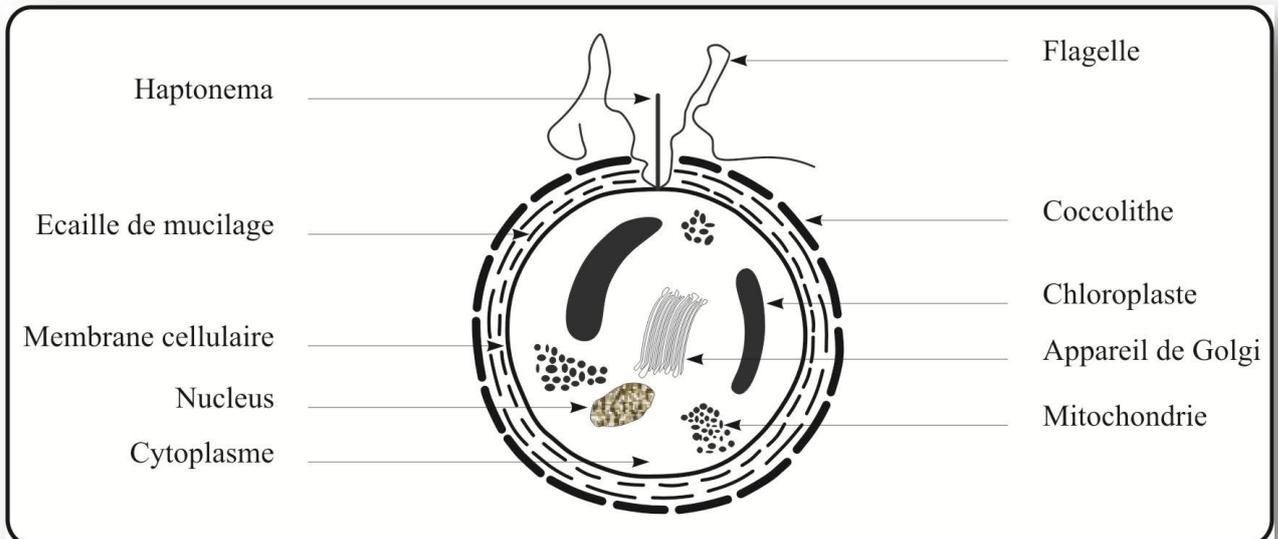


Fig. 13 - Morphologie d'une cellule de Coccolithophoridae actuels.

Cette cellule comporte : une *enveloppe* hyaline, transparente, diversement colorée, de structure complexe portant généralement sur la face externe des écailles organiques très minces (formées à l'intérieur de l'appareil de Golgi et constituées de polysaccharides), transparentes, visibles seulement au microscope électronique. Au niveau de cette enveloppe externe, plus ou moins gélifiée, se trouvent les Coccolithes disposés de façon diverse, éloignés les uns des autres, ou contigus, ou encore s'imbriquant à la façon des tuiles d'un toit (fig. 13).

Au moins à certains stades des cycles biologiques de ces algues, les cellules possèdent deux *flagelles* qui sortent soit dans un intervalle quelconque entre les coccolithes soit au centre d'une plage différenciée, appelée quelquefois plage buccale, dépourvue de Coccolithes.

La cellule comporte également :

- un *nucleus*,
- deux *chloroplastes*,
- un *appareil de Golgi*,
- des *mitochondries*,
- un *cytoplasme hyalin*.

3 - Ecologie et Distribution actuelles des Coccolithophoridae :

Les facteurs écologiques qui influencent la distribution d'une espèce dans les océans sont ceux qui limitent ou qui intensifient la croissance de sa population (Braarud, 1962). Ainsi la diversité du phytoplancton résulte principalement du fait que chaque espèce présente une adaptation particulière à un facteur donné (Braarud, 1962). Mise à part la prédation, il s'agit de facteurs physico-chimiques.

a- La lumière :

La lumière est à la base de la production de ces organismes photosynthétiques. Elle est par conséquent un facteur capital (Beaufort, 1992). La sécrétion des placolithes est liée à la photosynthèse et donc à la lumière (Paasche, 1968).

A partir de cultures d'*Emiliana huxleyi*, Paasche (1968) a montré qu'une totale absence de la lumière interdirait toute croissance, mais que dès qu'un seuil très bas est atteint, la croissance est presque optimale. A l'inverse, la croissance diminue avec une très forte intensité.

Okada et Honjo (1973) ont montré que certaines espèces dans le Pacifique préfèrent la partie profonde de la zone photique comme *Florisphaera profunda* ou *Thorosphaera flabellata* qui vivent entre 200 et 100 m.

b - La température :

Le maximum de productivité des Coccolithophoridae est atteint en haute latitude et dans les zones d'upwelling. En domaine arctique, elles sont fréquentes dans les eaux de surface (Okada et Honjo, 1973).

La température est un facteur gouvernant la distribution de certaines espèces dans les Coccolithophoridae (Beaufort, 1992). Bien que quelques espèces soient eurythermales comme *Emiliana huxleyi*, beaucoup vivent préférentiellement dans des zones hiérarchisées en fonction de la température (Beaufort, 1992). Ainsi *Coccolithus pelagicus* vit exclusivement dans les eaux froides des Océans Atlantique et Pacifique (Mc Intyre et Bé, 1967; Geitzenauer *et al.*, 1976; Braarud, 1979). A l'opposé, *Umbellosphaera irregularis* ne se trouve que dans des eaux à température supérieure à 21°C (Okada et Mc Intyre, 1979a).

La température a souvent été tenue comme facteur principale, responsable de la variation des associations des Coccolithophoridae. Par ailleurs, ce facteur (température) influe sur la taille et la morphologie des placolithes d'*Emiliana huxleyi*. En effet, dans la nature, deux formes de placolithes existent chez cette espèce dont l'une possède des éléments du disque distal plus fin que l'autre (Okada et Mc Intyre, 1979b).

c - La salinité :

La plupart des Coccolithophoridae vivent dans des eaux à salinité comprise entre 20 et 45‰. Certains auteurs minimisent l'influence des variations de salinité sur les associations (Tappan, 1980). *Emiliana huxleyi*, par exemple, peut tolérer au laboratoire des variations de salinité allant de 16 à 45‰ (Mjaaland, 1956).

d - Les sels nutritifs :

Les sels nutritifs sont indispensables à la croissance du phytoplancton, notamment les Coccolithophoridae (carbone, azote, phosphore et calcium pour la sécrétion des placolithes : Beaufort, 1992).

La remontée des eaux fertilise la zone photique en sels nutritifs qui favorisent la production primaire, production qui est plus importante par rapport à celle des zones océaniques généralement pauvres en sels nutritifs (Jacques et Tréguer, 1986).

e - Interactions entre facteurs écologiques :

A partir des cultures, Rhee et Gotham (1985a et b) ont montré que des facteurs tels que la lumière, la température et la fertilité, ont un effet très important sur la production phytoplanctonique lorsque leurs variations sont combinées. Par exemple, une faible variation de température associée à une faible variation de concentration en sels nutritifs provoquera une très importante variation de production, ce qui tend à penser que le phytoplancton réagit de façon non linéaire aux variations du milieu (Beaufort, 1992).

4 - Mode de sédimentation et dissolution :

a - Mode de sédimentation :

Les Coccolithophoridae jouent un rôle très important dans la sédimentation des mers actuelles. Un grand nombre de leur coque tombe au fond, et on estime qu'en Méditerranée, à partir de 50 m de profondeur, 90% des vases molles sont constituées de coques de Coccolithophoridae, plus ou moins décomposées ; par ailleurs, elles représentent jusqu'à 30% des sédiments actuels dans certains fonds océaniques (boue à Coccolithes).

Au large de l'Algérie entre 50 et 500 m de profondeur, les Coccolithes représentent 20 à 35% des sédiments, voire 50 à 80% du sédiment, au large de Monaco.

b - Dissolution :

La dissolution agit de façon différentielle sur les différentes formes de Coccolithes. Par exemple, la structure cristalline lâche chez les holococcolithes induit une très faible résistance à la dissolution (Beaufort, 1992).

Quand la profondeur augmente, la teneur en Coccolithes dans les sédiments diminue en raison de la chute de la température et de l'augmentation de la pression qui favorise la dissolution.

Bien que l'intérêt des nannofossiles calcaires est important, l'objectif de ce travail est orienté vers l'inventaire et la systématique des nannoplanctons calcaires et d'en établir une échelle biostratigraphique fiable en notant la succession des bioévénements importants survenus dans le Néogène des bassins sédimentaires algériens.

III - Classification :

Comme signalée auparavant, la nannoflore a été étudiée au microscope photonique polarisant sur des frottis de sédiment brut avec un objectif à immersion au grossissement 100.

Les références complètes des publications contenant la diagnose et la description initiale des taxons ne seront pas données ici. Seuls les articles les plus importants seront indiqués.

La classification adoptée dans ce travail est celle proposée par Perch-Nielsen (1985) et Aubry (1984, 1988, 1989, 1990, et 1999). L'analyse

des coupes étudiées a permis d'identifier 12 familles, 16 genres et 63 espèces, dont voici la liste:

Famille *Braarudosphaeraceae* Deflandre (1947)

Genre *Braarudosphaera* Deflandre, 1947

Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud 1935)
Deflandre, 1947

Famille *Calcidiscaceae* Young & Bown (1997)

Genre *Calcidiscus* Kamptner, 1950

Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman, 1898) Loeblich &
Tappan, 1978

Calcidiscus macintyreii (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich &
Tappan, 1978

Genre *Umbilicosphaera* Lohmann, 1902

Umbilicosphaera cricota (Gartner) Cohen & Reinhardt,
1968

Famille *Calciosoleniaceae* Kamptner (1937)

Genre *Scapholithus* Deflandre, 1954

Scapholithus fossilis Deflandre, 1954

Famille *Ceratolithaceae* Norris, 1965

Genre *Amaurolithus* Gartner & Bukry, 1975

Amaurolithus amplificus (Bukry & Percival) Gartner &
Bukry, 1975

Amaurolithus delicatus Gartner & Bukry, 1975

Amaurolithus ninae Perch-Nielsen, 1977

Amaurolithus primus (Bukry & Percival) Gartner & Bukry,
1975

Amaurolithus tricorniculatus (Gartner, 1967) Gartner &
Bukry, 1975

Genre *Ceratolithus* Kamptner, 1950

Ceratolithus acutus Gartner & Bukry, 1974

Ceratolithus armatus Muller, 1974

Ceratolithus perch-nielsenae Guptha, 1979

Ceratolithus rugosus Bukry & Bramlette, 1968

Genre *Triquetrorhabdulus* Martini, 1965

Triquetrorhabdulus rugosus Bramlette & Wilcoxon, 1967

Famille *Coccolithaceae* Kamptner, 1928

Genre *Coccolithus* Schwarz, 1894

Coccolithus miopelagicus Bukry, 1971

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930

Famille *Discoasteraceae* Tan Sin Hok, 1927

Genre *Discoaster* Tan Sin Hok, 1927

Discoaster asymmetricus Gartner, 1969

Discoaster bellus Bukry & Percival, 1971

Discoaster berggrenii Bukry, 1971

Discoaster blackstockae Bukry, 1973

Discoaster cf. *bollii* Martini & Bramlette, 1963

Discoaster brouweri Tan Sin Hok, 1927. Emend. Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster calcaris Gartner, 1967

Discoaster challengerii Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954

Discoaster exilis Martini & Bramlette, 1963

Discoaster intercalaris Bukry, 1971

Discoaster loeblichii Bukry, 1971

Discoaster misconceptus Theodoridis, 1984

Discoaster pentaradiatus Tan Sin Hok, 1927

Discoaster neohamatus Gartner, 1967

Discoaster neorectus Bukry, 1971

Discoaster nephados Hay, 1967

Discoaster pansus (Bukry & Percival, 1971) Bukry, 1973

Discoaster quinquerramus Gartner, 1969

Discoaster surculus Martini & Bramlette, 1963

Discoaster tamalis Kamptner, 1967

Discoaster variabilis Martini & Bramlette, 1963

Famille *Helicosphaeraceae* Black, 1971

Genre *Helicosphaera* Kamptner, 1954

Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954

Helicosphaera rhomba (Bukry, 1971) Jafar & Martini, 1975

Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975

Famille *Lithostromationaceae* Deflandre, 1959

Genre *Lithostromation* Deflandre, 1942

Lithostromation perdurum Deflandre, 1942

Famille *Noelaerhabdaceae* Jerkovic, 1970 emend. Young & Bown, 1997

Genre *Reticulofenestra* Hay, Mohler & Wade, 1966

Reticulofenestra cisnerosii Lancis & Flores, 2006

Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner, 1967) Gartner, 1969

Reticulofenestra rotaria Theodoridis, 1984

Famille *Pontosphaeraceae* Lemmermann in Brandt & Apstein, 1908

Genre *Pontosphaera* Lohmann, 1902

Pontosphaera japonica (Takayama, 1967) Nishida, 1971

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Roth, 1970

Genre *Scyphosphaera* Lohmann, 1902

Scyphosphaera apsteinii Lohmann, 1902

Scyphosphaera campanula Deflandre, 1942

Scyphosphaera globulata Bukry & Percival, 1971

Scyphosphaera intermedia Deflandre, 1942

Scyphosphaera lagena Kamptner, 1955
Scyphosphaera piriformis Kamptner, 1955
Scyphosphaera pulcherrima Deflandre, 1942
Scyphosphaera recta (Deflandre) Kamptner, 1955
Scyphosphaera recurvata Deflandre, 1942

Famille *Rhabdosphaeraceae* Lemmermann, 1908

Genre *Rhabdosphaera* Haeckel, 1894

Rhabdosphaera procera Martini, 1969

Famille *Sphenolithaceae* Deflandre, 1952

Genre *Sphenolithus* Deflandre, 1952

Sphenolithus abies Deflandre, 1954

Sphenolithus aff. *delphix* Bukry, 1973

Sphenolithus moriformis (Brönnimann & Stradner, 1960)

Bramlette & Wilcoxon, 1967

Sphenolithus neoabies Bukry & Bramlette, 1969

Sphenolithus verensis Backman, 1978

1 - Glossaire des principaux termes morphologiques utilisés pour décrire le nanoplancton calcaire :

- ☆ Astérolithe : nannolithe en forme d'étoile, appelé communément "discoaster".
- ☆ Cératolithe : nannolithe en forme de fer à cheval.
- ☆ Coccolithe : souvent utilisé pour désigner les nanofossiles calcaires en général ; certains auteurs l'utilisent pour désigner un placolithe.
- ☆ Cribrilithe : discolithe avec de nombreuses perforations centrales et une ceinture lamellaire.
- ☆ Hélicolithe : coccolithe caractérisé par une marge enroulée de façon hélicoïdale.

- ☆ Hétérococcolithe : coccolithe constitué de différents éléments structuraux.
- ☆ Holococcolithe : coccolithe formé uniquement de microcristaux de même forme.
- ☆ Lopadolithe : Cribrilithe avec un bord hautement développé formant une paroi relativement mince et donnant des formes en tonnelet, cloche, amphore, cupule, calice ou en tube.
- ☆ Placolithe : coccolithe en forme de bouton de manchette, composé de deux disques unis par un tube central.
- ☆ Rhabdolithe : coccolithe à base circulaire ou elliptique possédant une hampe centrale sur la face distale.
- ☆ Scapholithe : hétérococcolithe en forme de parallélogramme allongé dont l'aire centrale comprend des lattes transversales.
- ☆ Sphénolithe : coccolithe formé d'éléments coniques disposés de façon radiaire le long d'un axe longitudinal.

2 - Quelques types structuraux chez les nannofossiles calcaires :

La revue de quelques types structuraux couramment observés au microscope optique chez les nannofossiles permet :

- d'expliquer les phénomènes de croix noire
- de définir les différentes parties architecturales des nannofossiles
- de dégager les critères de reconnaissance.

La plupart des coccolithes ne sont pas monocristallins. Ils résultent de l'association de cristaux de taille et de forme variable.

Dans la nature actuelle, on observe deux grands types de coccolithes :

- > Les **holococcolithes** : tous les cristaux sont semblables, généralement de minuscules rhomboédres de calcite accolés les uns aux autres. Ce sont des formes très fragiles, dans lesquelles les cristaux sont vraisemblablement soutenus par la trame organique. Du point de vue fossile, ils sont peu diversifiés.
- > Les **Hétérococcolithes** qui, par opposition, aux holococcolithes, sont constitués de cristaux de formes différentes suivant les portions architecturales que l'on considère.

Deflandre (1959) a subdivisé les hétérococcolithes en deux grands groupes morphologiques (Heliolithae et Ortholithae) d'après leurs propriétés optiques :

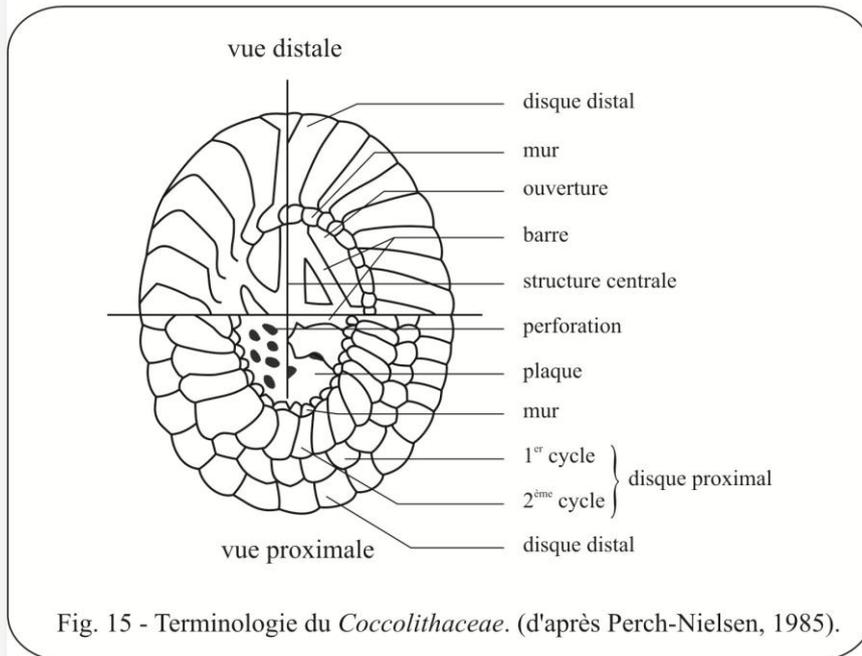
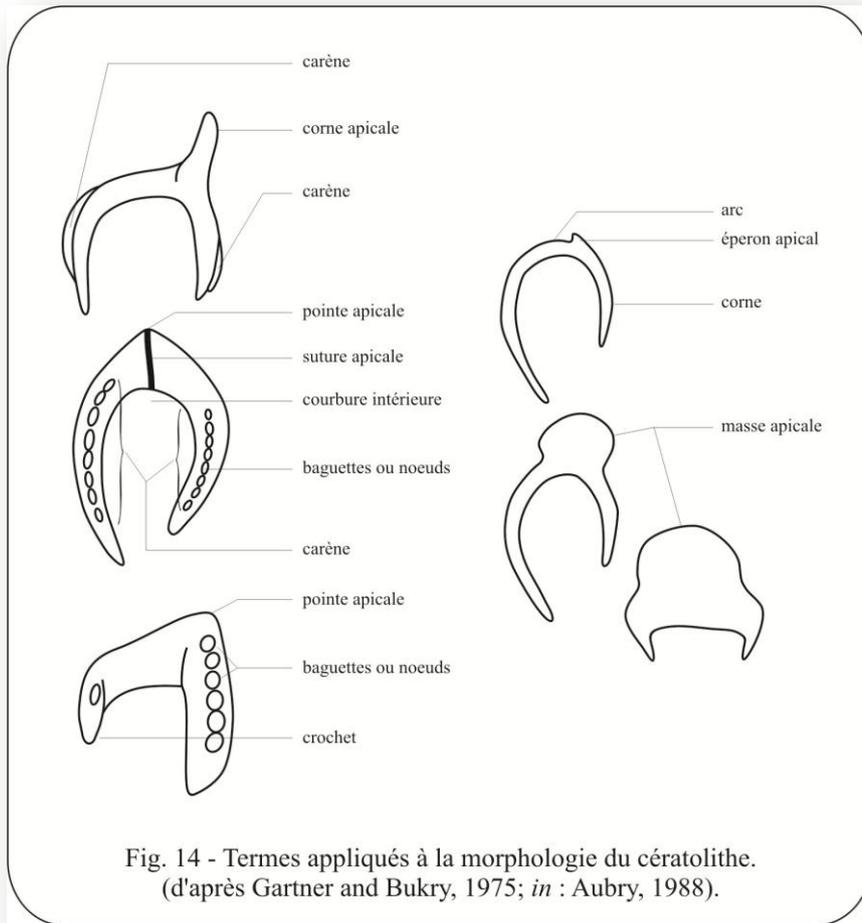
- les *heliolithae* qui donnent en lumière polarisée des phénomènes de croix noire,
- les *ortholithae* qui s'éteignent en quelque sorte par tranche, sans donner de croix noire.

3 - Les critères de reconnaissance chez les nanfossiles calcaires :

Ils découlent des caractères de l'architecture (forme générale, présence d'une hampe, arceau central, etc...) et de la morphologie (forme et arrangement des cristaux constituant le corpuscule). Chez les *Coccolithaceae* (s.l.) par exemple, le nombre et la constitution des disques sont des caractères distinctifs ; la structure de l'aire centrale (perforations, arrangements des cristaux, etc...) interviennent également.

Pour les Astérolithes, les caractères distinctifs tiennent compte de la forme des bras avec ou sans ride, de la position des nodules latéraux ou terminaux, de la configuration de l'aire située entre les bras plus ou moins arrondis ou angulaire, de l'existence éventuelle d'un bouton central, du tracé des sutures des différents rayons, etc...

4 - Quelques grands types architecturaux de nannofossiles calcaires (fig. 14-22) :



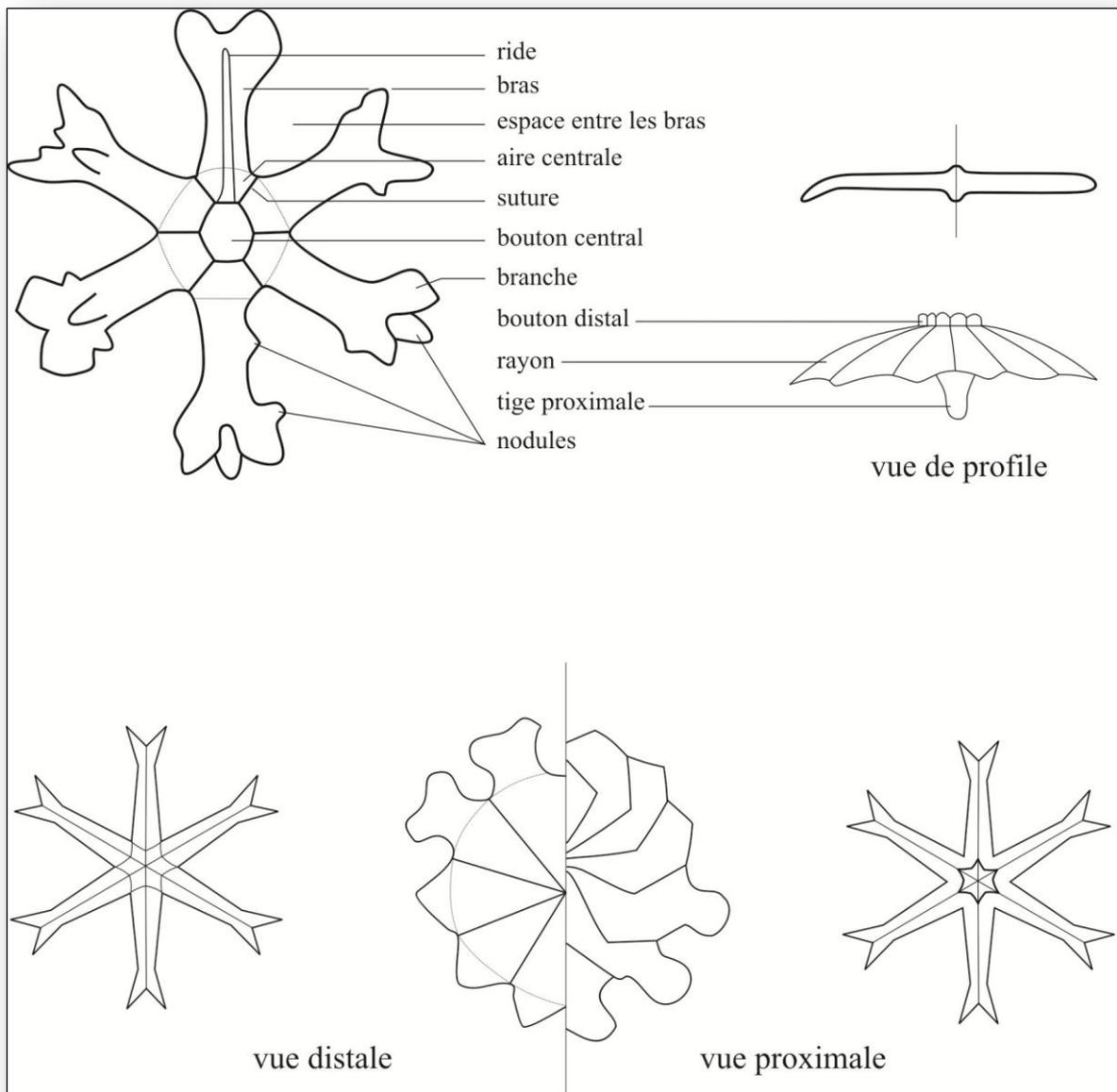


Fig. 16 - Terminologie des *Discoasteraceae* (d'après Perch-Nielsen, 1985)

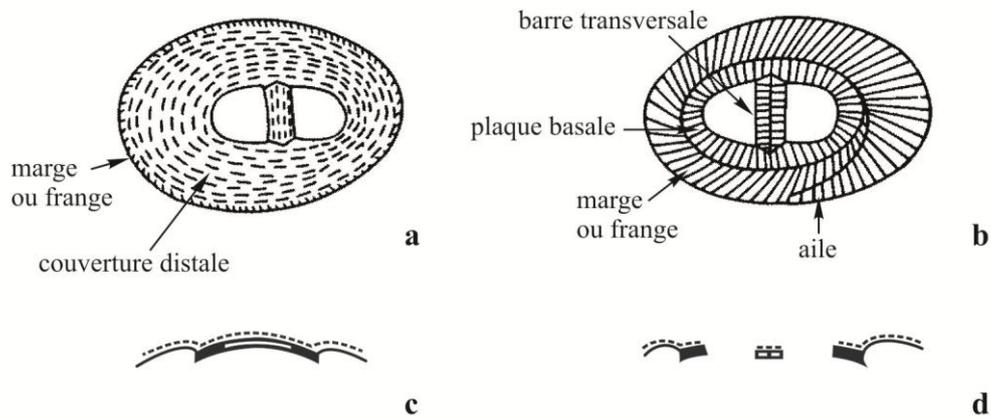


Fig. 17 - Interprétation de la structure d'un hélicolithe avec barre. (d'après Aubry, 1990).
 a : vue distale
 b : vue proximale
 c : coupe transversale
 d : coupe longitudinale

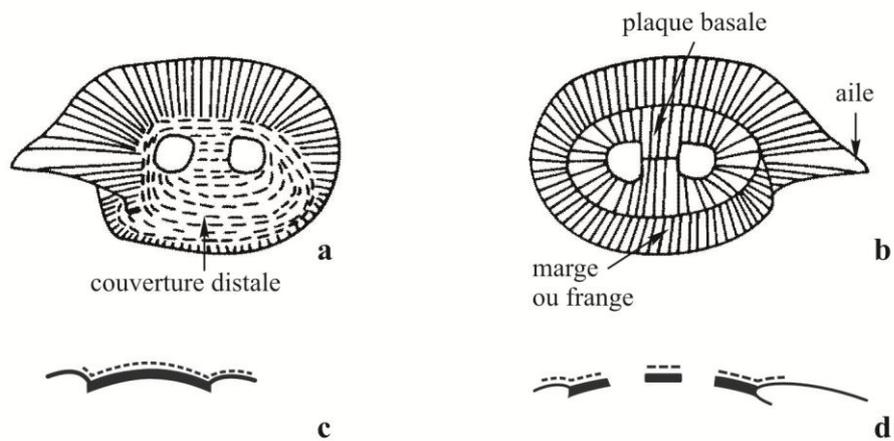


Fig. 18 - Interprétation de la structure d'un hélicolithe sans barre. (d'après Aubry, 1990).
 a : vue distale
 b : vue proximale
 c : coupe transversale
 d : coupe longitudinale

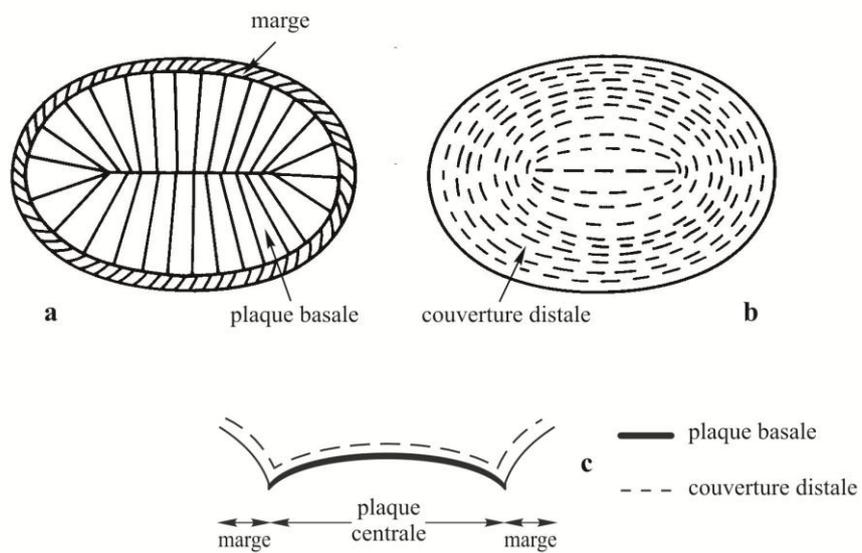


Fig. 19 - Interprétation de la structure des cribrilithes. (d'après Aubry, 1990).
 a : vue proximale
 b : vue distale
 c : coupe

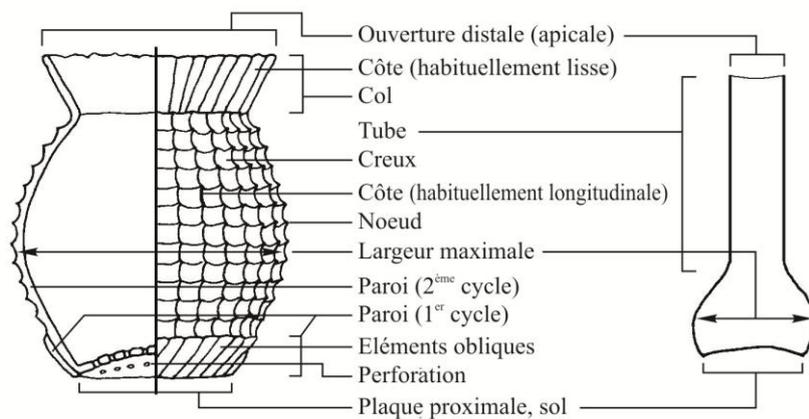


Fig. 20 - La terminologie appliquée à la description des lopadolithes (d'après Perch-Nielsen, 1985)

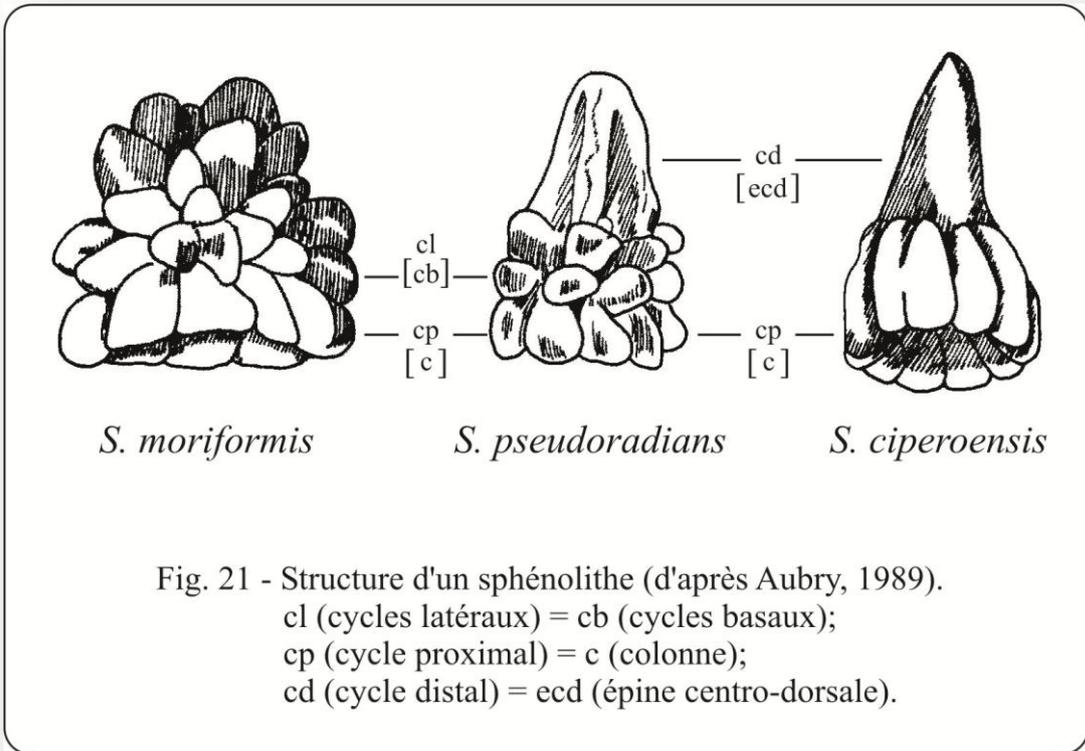


Fig. 21 - Structure d'un sphénolithe (d'après Aubry, 1989).
 cl (cycles latéraux) = cb (cycles basaux);
 cp (cycle proximal) = c (colonne);
 cd (cycle distal) = ecd (épine centro-dorsale).

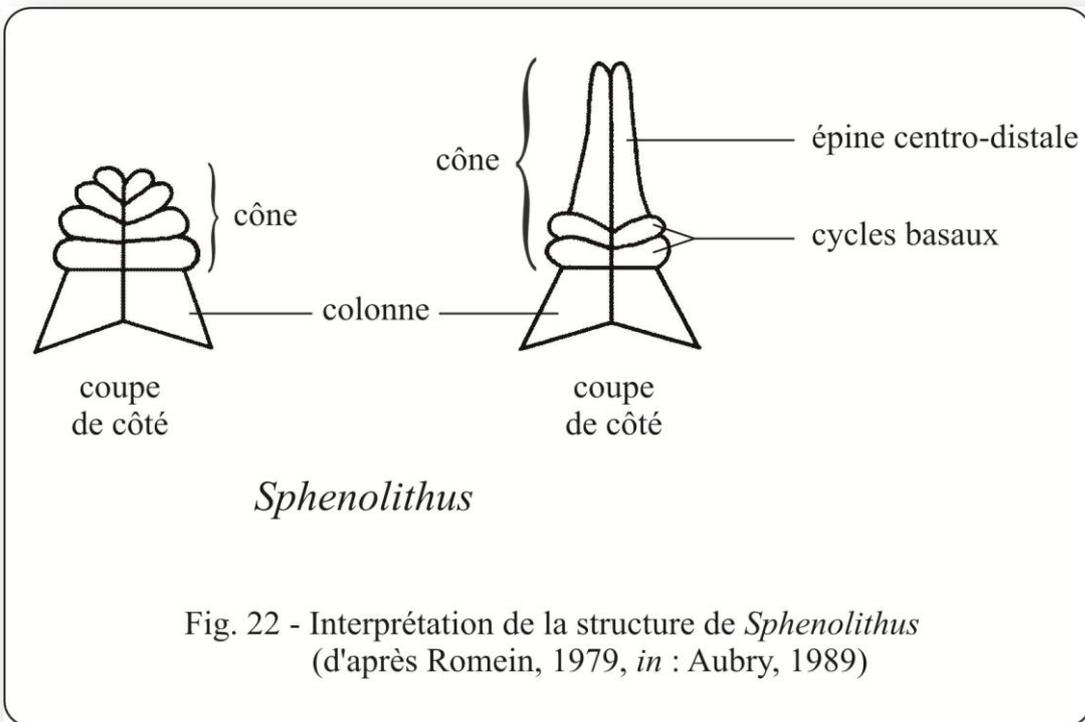


Fig. 22 - Interprétation de la structure de *Sphenolithus*
 (d'après Romein, 1979, in : Aubry, 1989)

5 - Description des espèces :

Famille *Braarudosphaeraceae* Deflandre (1947)

Genre *Braarudosphaera* Deflandre, 1947

Ce genre se distingue par la forme des nannolithes pentagonaux individuels.

Espèce type : *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud 1935) Deflandre, 1947

Braarudosphaera bigelowii (Gran & Braarud 1935) Deflandre, 1947
(Pl. VIII, fig. 9, 10)

Remarque :

Coccolithes pentagonaux à surface lisse, plate ou légèrement concave. Les sutures montrent une obliquité dans le sens des aiguilles d'une montre en vue distale. Le diamètre du pentalithe varie d'environ 1,5 à 7µm.

Répartition stratigraphique :

Encore actuelle (Young et al. 2003), cette espèce est connue depuis le Cénomaniens (Burnett 1998).

Famille *Calcidiscaceae* Young & Bown (1997)

Dans cette famille, 2 genres sont reconnus dans les coupes étudiées : *Calcidiscus* et *Umbilicosphaera*.

Genre *Calcidiscus* Kamptner, 1950.

Ce genre se distingue par ses coccolithes circulaires, à aire centrale plus ou moins ouverte. Il se distingue aussi par un disque distal

constitué de nombreux éléments à contours arqués ; ces éléments présentent des lignes de suture radiales qui se courbent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans la partie périphérique (en vue distale). D'après les caractéristiques biométriques (nombre d'éléments), il est possible de distinguer plusieurs unités à valeur d'espèces ou de variétés selon les auteurs.

Bukry & Bramlette (1969) ont proposé deux espèces (*C. leptoporus* et *C. macintyreï*) d'après la taille et le nombre d'éléments des placolithes. Par une étude biométrique détaillée, Janin (1981a et b, 1987) puis Knappertsbusch (1989) ont montré que l'on passe progressivement des grandes formes (*C. macintyreï* à 38-42 éléments et un disque distal de plus de 10 µm) aux moyennes (*C. leptoporus* s.s. à 17-33 éléments et 3-10 µm) puis aux petites décrites par Backman (1980) sous le nom de *Coccolithus fucus* (15-18 éléments, 3-4 µm). Janin (1987) en conclut que les trois taxons correspondent à la même espèce biologique.

Calcidiscus leptoporus (Murray & Blackman, 1898) Loeblich & Tappan, 1978.

(ex. *Coccosphaera*) (= *C. leptoporus* s.s.)

(Pl. VI, fig. 9, 10 ; Pl. X, fig. 1-5)

Remarque :

Dans le matériel étudié, le disque distal a un diamètre compris entre 3 et 8,2 µm ; le nombre de ses éléments varie de 17 à 34.

Répartition stratigraphique :

Cette forme est connue dès le Miocène inférieur, à partir de la biozone NN4/CN3 (Perch-Nielsen, 1985).

Dans les coupes étudiées, cette espèce est présente presque dans tous les échantillons.

Calcidiscus macintyre (Bukry & Bramlette, 1969) Loeblich & Tappan, 1978.

(ex. *Cyclococcolithus*)

(Pl. VI, fig. 11, 12)

Remarque :

Les spécimens observés ont un disque distal de 10 à 14 µm de diamètre et 44 éléments.

Répartition stratigraphique :

Cette forme est connue du Miocène inférieur au Pléistocène inférieur (Perch-Nielsen, 1985), soit des biozones NN4/CN3 à NN19/CN13b ; elle devient très rare au Pléistocène inférieur (Bukry & Bramlette, 1969).

Genre *Umbilicosphaera* Lohmann, 1902.

Ce genre comprend des placolithes circulaires dont l'ouverture centrale est large. Le disque distale est constitué d'un ou de deux cycles d'éléments. La reconnaissance de ces formes est souvent délicate, même au Microscope Electronique à Balayage surtout en vue proximale.

Umbilicosphaera cricota (Gartner) Cohen & Reinhardt, 1968.

(Pl. VI, fig. 7, 8)

Remarque :

Coccolithe circulaire (voire légèrement ovale) dont le disque distal est constitué de deux cycles d'éléments. L'aire centrale, déprimée sous forme de "cratère", montre une large ouverture représentant environ la moitié du diamètre du disque distal.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Miocène moyen (Perch-Nielsen, 1985).

Ce taxon est présent presque dans tous les échantillons des coupes étudiées.

Famille des *Calciosoleniaceae* Kamptner, 1937.

Genre *Scapholithus* Deflandre, 1954.

Hétérococcolithe en forme de losange allongé dont l'aire centrale comprend des lattes (lamelles) transversales.

Chez les *Calciosoleniaceae* actuelles, la coque se compose de différentes formes de scapholithes, trapus dans la partie centrale et effilés vers les pôles (Nishida, 1979). Les biologistes ont distingué deux genres *Anoplosolenia* et *Calciosolenia*, d'après les caractères (nombre d'épines polaires, robustesse) de la cellule vivante (Manton et Oates, 1985). Mais les nannopaléontologues reconnaissent en général un seul genre *Scapholithus* au sein de la famille des *Calciosoleniaceae*. Les espèces y sont distinguées en fonction de la forme des Scapholithes.

Espèce type : *Scapholithus fossilis* Deflandre, 1954.

Scapholithus fossilis Deflandre, 1954.

(Pl. VI, fig. 3, 4 ; Pl. XI, fig. 5)

Remarque :

Scapholithe en forme de parallélogramme allongé avec une paroi élevée entourant une aire centrale plate se composant de lattes transversales.

Répartition stratigraphique :

Encore actuelle (Okada et McIntyre, 1979a), cette espèce est connue depuis le Crétacé (Perch-Nielsen, 1985).

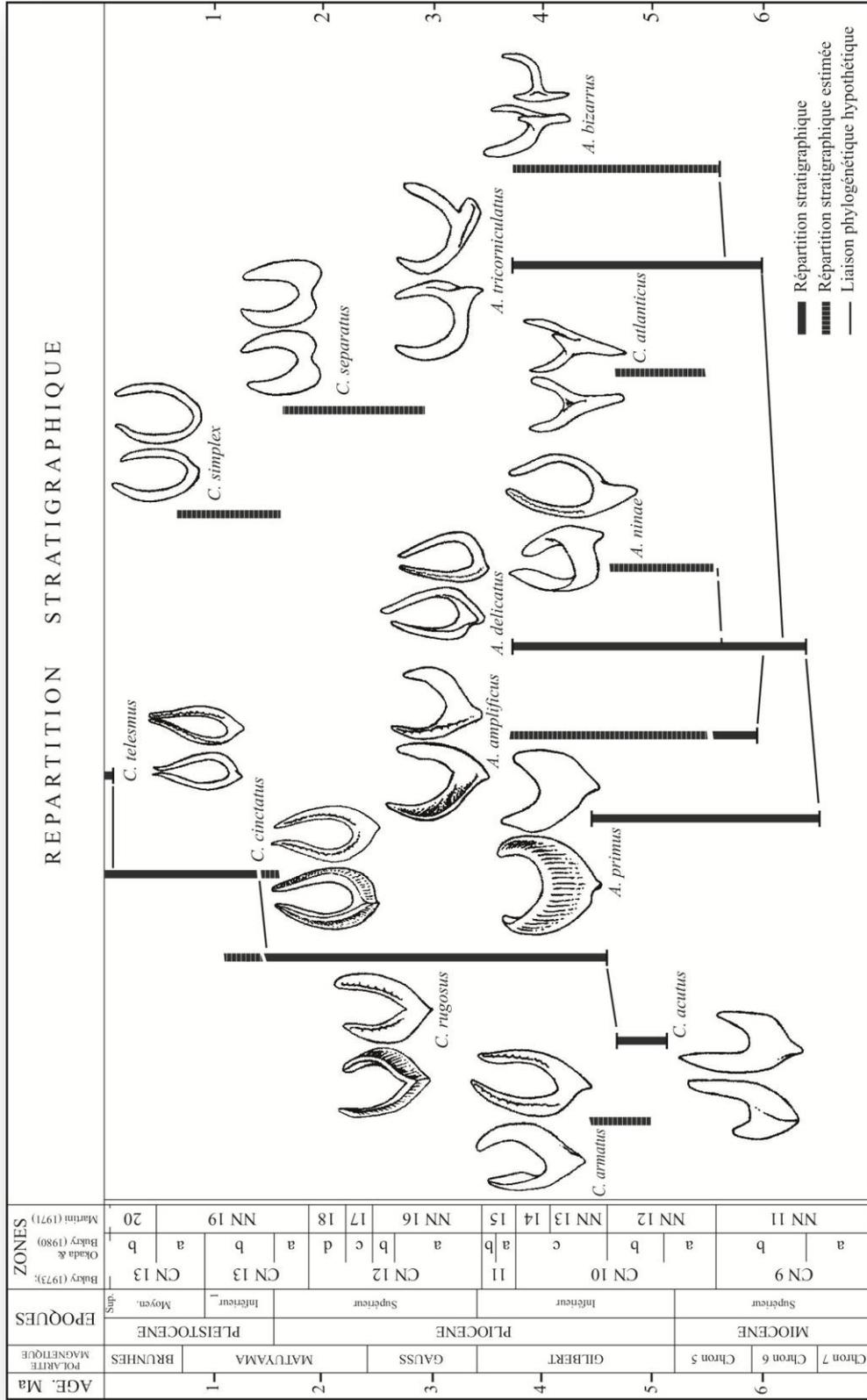


Fig. 23 - Répartition stratigraphique des cératolithes et leurs lignées hypothétiques (d'après Aubry, 1988)

Famille des *Ceratolithaceae* Norris, 1965.

Cette famille caractérise essentiellement les nannofossiles calcaires en forme de fer à cheval et une autre forme en baguettes fuselées. Ils sont de très bons marqueurs stratigraphiques (fig. 16). Bien que leurs représentants soient rares, cette famille est facilement identifiable.

Trois genres représentent cette famille : le genre *Amaurolithus* non biréfringent, le genre *Ceratolithus* présentant une figure d'extinction et le genre *Triquetrorhabdulus*.

Genre *Amaurolithus* Gartner & Bukry, 1975.

Ce genre est caractérisé par des corpuscules en forme de fer à cheval, légèrement asymétrique, parfois ornementé. En lumière polarisée, ce genre est non biréfringent.

Cinq espèces ont été rencontrées dans nos coupes géologiques.

Amaurolithus amplificus (Bukry & Percival) Gartner & Bukry, 1975.

(Pl. IV, fig. 1-9 ; Pl. XIV, fig. 4)

Description :

L'espèce est pourvue de deux cornes en forme de fer à cheval robuste, fortement asymétrique avec une épine apicale courte et épaisse localisée immédiatement au dessus de la plus grande corne, qui semble constituer son prolongement. La plus petite corne ressemble à un crochet nettement courbé sur son extrémité.

Certains individus présentent de gros nodules visibles sur la grande corne et du côté apicale, pouvant être remplacés chez les spécimens de grande taille, par une arête.

Répartition stratigraphique :

Elle est connue dans le Miocène terminal, et sa distribution stratigraphique caractérise la sous-zone NN11c (Raffi & Flores, 1995 ; Berggren *et al.*, 1995).

Cette espèce a été trouvée dans les coupes du Douar Mehalif, du Djebel Ben Dourda et du Djebel Meni.

Amaurolithus delicatus Gartner & Bukry, 1975.

(Pl. II, fig. 15-24; Pl. III, fig. 1-3 ; Pl. XIV, fig. 2)

Description :

Forme en fer à cheval, délicate, légèrement asymétrique. L'arc (courbure de la partie apicale) est aussi épais ou légèrement plus épais que les cornes.

La courbure du fer à cheval est généralement lisse ; elle peut être parfois munie d'une grande masse apicale ou d'un petit éperon placé asymétriquement sur l'arc.

Répartition stratigraphique :

La première apparition d'*Amaurolithus delicatus* suit de près celle d'*Amaurolithus primus* et la dernière apparition de *Discoaster neohamatus*.

La première apparition d'*Amaurolithus delicatus* constituerait la meilleure approximation de la limite Tortonien/Messinien (Negri et Villa, 2000). Selon Martini & Müller (1986), cette espèce marquerait le début du Messinien.

Amaurolithus ninae Perch-Nielsen, 1977

(Pl. II, fig. 6-12 ; Pl. XIV, fig. 3)

Remarque :

Amaurolithus ninae, une forme en fer à cheval relativement délicate, a une masse apicale bien développée et deux longues cornes inégales à subégales. La corne la plus courte porte des nœuds latéraux et une rangée de tiges du côté proximal. La corne la plus longue du côté distal du Cératolithe est armée par des

carènes non structurées. Au microscope optique, les spécimens d'*Amaurolithus ninae* ne montrent pas de biréfringence.

Répartition stratigraphique :

Connue dans le Miocène supérieur.

Amaurolithus primus (Bukry & Percival) Gartner & Bukry, 1975.

(ex. *Ceratolithus*)

(Pl. II, fig. 1-5 ; Pl. XIV, fig. 1)

Remarque :

Petit Cératolithe, en forme de croissant (demi lune), caractérisé par des bras courts et une courbure très épaisse. Il est non biréfringent.

Répartition :

Connue depuis le Miocène terminal, la première apparition (FAD) de cette espèce marquerait la base de la sous-zone NN 11b (Berggren *et al.*, 1995).

Amaurolithus tricorniculatus (Gartner, 1967) Gartner & Bukry, 1975.

(ex. *Ceratolithus*)

(Pl. III, fig. 6-14 ; Pl. XIV, fig. 5)

Remarque :

Cératolithe très dissymétrique, avec une épine située dans le prolongement de la corne la plus courte. Cette espèce peut montrer parfois une très faible biréfringence.

Répartition stratigraphique :

Miocène terminal à Pliocène inférieur (Perch-Nielsen, 1985). Son L.O. (dernière présence) caractérise le sommet de la zone NN14.

Genre *Ceratolithus* Kamptner, 1950.

Le genre *Ceratolithus* représente tous les coccolithes en forme de fer à cheval qui montrent une biréfringence en lumière polarisée.

Dans les coupes étudiées, quatre espèces de ce genre ont été déterminées.

Ceratolithus acutus Gartner & Bukry, 1974.

(Pl. IV, fig. 10-13)

Remarque :

Ceratolithus acutus est une espèce relativement robuste avec des cornes inégales ou presque égales et une épine apicale émoussée se terminant par un angle aigu. Cette structure apicale presque symétrique peut porter un relief en forme de crête.

Répartition stratigraphique :

Ceratolithus acutus apparaît très légèrement au dessous de la limite Miocène/Pliocène à environ 5,35 Ma (Raffi et *al.*, 2006; Backman et *al.*, 2012; Osman et *al.*, 2021) marquant la base de la sous-zone NN12b.

Ceratolithus armatus Müller, 1974.

(Pl. IV, fig. 14-17)

Ceratolithus armatus a été décrit à l'origine par Müller (1974) au Sud-Ouest de l'Océan Indien.

Cette espèce a un angle relativement étroit entre les cornes qui sont distinctement courbées et généralement de longueurs inégales. Ces deux cornes développent une rangée de dents.

En lumière polarisée, *Ceratolithus armatus* présente une biréfringence distincte.

Les holotypes et paratypes de *C. acutus* et *C. armatus* étant très similaires, Young (1998) les considère comme des synonymes.

Répartition stratigraphique :

Etant synonyme, *Ceratolithus armatus* et *C. acutus* ont la même répartition stratigraphique.

Ceratolithus perch-nielsenae Guptha, 1979.

(Pl. VIII, fig. 20)

Description:

Ce Cératolithe possède deux cornes inégales. La première corne est courte et la deuxième est presque deux fois plus longue que la première. Son aspect général ressemble à une canne avec une courbure sous forme d'arc dans sa partie apicale. La corne courte se plie quelque peu vers l'angle de courbure, tandis que la plus longue est droite. L'ensemble du Cératolithe est assez lisse à l'exception d'un léger rétrécissement dans la seconde moitié de la longue corne.

Ceratolithus rugosus Bukry & Bramlette, 1968.

(Pl. IV, fig. 18, 19)

Description:

Ceratolithus rugosus est une espèce robuste et rugueuse. Elle se caractérise par des cornes parallèles sur la majeure partie de leur longueur ; elle est généralement fortement calcifiée. Sur des spécimens bien conservés, apparaissent des rangées de nœuds sur les cornes.

Distribution stratigraphique :

La première apparition de *Ceratolithus rugosus* marque la base de la biozone NN13 (Martini, 1971) et de la sous-zone CN10c (Okada & Bukry, 1980). Cette espèce survient à 5,05 Ma dans l'atlantique équatorial

(Lourens *et al.*, 2004) et à 5,08 Ma dans les régions de basse et moyenne latitude (Backman *et al.*, 2012).

Genre *Triquetrorhabdulus* Martini, 1965.

Les formes appartenant à ce genre sont essentiellement tri-radiaires en coupe transversale; elles ont des côtés concaves.

Ce genre est connu de l'Oligocène supérieur jusqu'au tout début du Pliocène.

Triquetrorhabdulus rugosus Bramlette & Wilcoxon, 1967.

(Pl. I, fig. 1-13)

Remarque :

C'est une forme particulière, allongée, ortholitique. Les deux grands bords de cette espèce sont étendus latéralement au même niveau; ils sont épais et rugueux. L'arête médiane est petite, pointue et non visible de profil. Les spécimens les moins calcifiés présentent de profil des stries latérales distinctes.

Répartition stratigraphique :

Cette forme apparaît du Miocène moyen (NN6) jusqu'au Miocène terminal (NN12) (Biolzi *et al.*, 1981, modifié, *in* Aubry, 1988, p. 175, fig. 2). d'autres auteurs la prolonge jusqu'à la base du Pliocène à 5,23 Ma (Backman *et al.*, 2012).

Famille des *Coccolithaceae* Kamptner, 1928.

Coccolithes circulaires ou elliptiques composés de deux séries d'éléments étroitement superposés formant entre elles un angle aigu. Cette disposition permet une imbrication très forte de coccolithes sur la coccosphère.

C'est une famille extrêmement importante en raison du rôle dominant de ses représentants qui composent souvent à eux seuls la majorité des nannoflores.

Genre *Coccolithus* Schwarz, 1894.

Ce placolithe est elliptique ou parfois circulaire montrant une structure typique du bord des coccolithacées (bouclier distal et bouclier proximal). La zone centrale est ouverte ou peut être enjambée par une barre.

Sur la base de la structure du disque proximal, certains auteurs distinguent deux genres, *Coccolithus* et *Ericsonia* Black, 1964.

Coccolithus miopelagicus Bukry, 1971

C'est une grande espèce des placolithe possédant une zone centrale de taille moyenne et un large bord distinctement strié. Au microscope optique, le bord et la zone centrale paraissent proéminents. En lumière polarisée, la zone centrale et le bord inférieur (le plus petit) sont biréfringents et montrent des bandes d'extinction distinctes, tandis que le bord supérieur est sombre.

Coccolithus pelagicus (Wallich, 1877) Schiller, 1930.

(ex. *Coccosphaera*)

(Pl. VI, fig. 13, 14)

Remarque :

Même description que *Coccolithus miopelagicus* sauf que les diamètres des spécimens observés sont compris entre 5 et 15 µm environ.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Paléocène inférieur (Hay et Beaudry, 1973). Dans les régions de basse latitude, l'abondance de cette espèce est un indice d'eau froide (Beaufort, 1992).

Dans les coupes étudiées, cette espèce est présente dans presque tous les échantillons.

Famille des *Discoasteraceae* Tan Sin Hok, 1927.

Genre *Discoaster* Tan Sin Hok, 1927.

La famille des *Discoasteraceae* inclut les nannofossiles calcaires en forme d'étoile ou de rosette, composés d'éléments radiaires plans ou arqués.

Chez certains *Discoaster*, il existe une protubérance centrale (=bouton).

Discoaster asymmetricus Gartner, 1969.

(Pl. V, fig. 12, 13 ; Pl. XIII, fig. 2)

Astérolithe, délicat, avec une petite aire centrale à partir de laquelle s'étendent 5 bras minces qui se courbent fortement à leurs

extrémités. Le trait le plus caractéristique de cette espèce est son asymétrie due aux angles formés par les bras qui sont visiblement inégaux.

Répartition stratigraphique :

Sa première apparition vers 4,04 Ma définit la base de la zone NN14 (Backman *et al.*, 2012; Osman *et al.*, 2021). Son extinction est dans la partie inférieure de la zone NN18 (Martin & Worsley, 1971). Son apparition avec *D. tamalis* est une distinction pratique de la sous-zone à *D. tamalis* (Bukry, 1973b).

Discoaster bellus Bukry & Percival, 1971.

Remarque :

Astérolithe, petit, simple à 5 bras symétriques, sans bouton central ni développement de la zone centrale. Les bras sont droits et se rétrécissent légèrement et se terminent en pointes.

Discoaster berggrenii Bukry, 1971.

Remarque :

Astérolithe à 5 bras symétriques. Les bras ont une longueur approximativement égale au diamètre de l'aire centrale. Ils se terminent en pointe. La face concave est ornée d'une bosse en forme d'étoile (bouton) recouvrant pratiquement toute l'aire centrale. Cette espèce ressemble à l'espèce *Discoaster quinqueramus* ; elle en diffère par ses bras plus courts et par son aire centrale proportionnellement plus développée.

D. berggrenii et *D. quinqueramus* sont considérées comme des synonymes par certains auteurs.

Répartition stratigraphique :

La première apparition de *Discoaster berggrenii* marque la base de la zone CN9 / NN11 (Okada & Bukry, 1980 / Martini, 1971).

Discoaster blackstockae Bukry, 1973.

(Pl. VIII, fig. 12)

Remarque :

De forme oblongue, cette espèce présente une petite zone centrale et quatre rayons (bras) étroitement effilés, sous forme de lames se terminant en pointes simples. Face à face et typiquement identiques, les rayons forment deux petits angles d'environ 60°. Néanmoins des variations allant de 52° à 62° ont été observées par ailleurs (Aubry, 1984).

Cette espèce diffère de *D. tamalis* par l'arrangement des rayons adjacents dessinant un angle d'environ 60° ou 120° au lieu de 90°.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue au Miocène supérieur (NN11 / CN9b) et au Pliocène inférieur (NN13 / CN10c) (Perch-Nielsen, 1985).

Cette espèce a été rencontrée uniquement dans la coupe du Djebel Ben Dourda dans la sous-zone NN11c.

C'est une espèce d'eau chaude (Bukry, 1976, 1978, *in* Aubry, 1984).

Discoaster cf. bollii Martini & Bramlette, 1963.

Remarque :

Astérolithe à 6 bras. Les deux faces de la grande zone centrale possèdent une grande tige étoilée, avec la première face plus plate et la deuxième distinctement plus proéminente et effilée vers la fin. Les bras bifurquent vers l'intérieur avec des terminaisons courtes.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est présente très rarement dans la coupe de Djebel Ben Dourda au niveau de la sous-zone NN11c.

Discoaster brouweri Tan Sin Hok, 1927.

Emend. Bramlette & Riedel, 1954.

(Pl. V, fig. 14, 15 ; Pl. XIII, fig. 3, 4)

Remarque :

Astérolithe à 6 bras avec une aire centrale ornée d'un petit bouton. Elle représente environ la moitié de la longueur d'un bras. Les bras plus ou moins courbés (donnant la forme d'un parapluie) se terminent par une pointe bien développée. Les spécimens trouvés dans la coupe étudiée ont un diamètre compris entre 5 et 14 μm .

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue du Miocène moyen (NN8 / CN6) jusqu'au sommet du Pliocène (NN18 / CN12d) (Perch-Nielsen, 1985).

C'est une espèce assez fréquente dans toutes les coupes étudiées.

Discoaster calcaris Gartner, 1967.

(Pl. V, fig. 22)

Remarque :

Astérolithe à 6 bras, possédant chacun une bifurcation asymétrique à son extrémité. La plus longue branche de la bifurcation forme un angle d'environ 60° avec le bras et ressemble à une ramification (éperon) de l'extrémité du bras. Cet éperon est bien visible en lumière naturelle; il apparaît comme une pointe sombre par rapport au reste.

Répartition stratigraphique :

Elle est connue dans le Miocène moyen et supérieur (zone NN8 à zone NN10).

Discoaster challengerii Bramlette & Riedel, 1954.

Remarque :

Astérolithe pourvu habituellement de 6 bras cylindriques et bifurqués de façon symétrique. L'aire centrale possède ou non un petit bouton circulaire. Les spécimens trouvés dans les échantillons ont un diamètre compris entre 10 et 13 µm.

Par rapport à la longueur des bras, l'aire centrale de cette espèce est beaucoup plus petite que celle observée chez *Discoaster variabilis*, de plus les bras de *Discoaster challengerii* diffèrent par leur forme cylindrique.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue du Miocène moyen (sommet NN7 / CN5b) au Pliocène moyen (NN16 / CN12a).

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel, 1954.

(Pl. V, fig. 21)

Remarque :

Cette espèce est caractérisée par ses bras (6) larges et bifurqués, d'une longueur égale ou légèrement supérieure au rayon de l'aire centrale. Le contour des bifurcations des bras est arrondi ou légèrement anguleux. L'espace entre les bras est subcirculaire. Il est aussi large que la partie la plus étroite des bras.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue bien avant le Néogène ; elle est abondante notamment au Miocène inférieur (Hay, 1970). Cette espèce présente une très grande variabilité morphologique.

Elle affectionne les eaux froides (Wise, 1973; Müller, 1976).

Discoaster exilis Martini & Bramlette, 1963.

Remarque :

Cet astérolithe est pourvu de 6 rayons (bras), longs et minces, avec un certain effilement vers l'extérieur. La fin de chaque rayon est légèrement bifurquée ou présente parfois une légère encoche. La zone centrale présente un petit bouton étoilé.

Répartition stratigraphique :

Sa première apparition se situe dans la zone NN5 à *Sphenolithus heteromorphus* (Bukry, 1973).

Cette espèce affectionne les eaux chaudes (Bukry, 1977).

Discoaster intercalaris Bukry, 1971.

(Pl. V, fig. 17)

Remarque :

Discoaster intercalaris est connue avec 6 bras, symétriques, radiaires, montrant un effilement distinct et se terminant en simples pointes arrondies. Cette espèce présente une tige dans sa large zone centrale.

Cette forme vit dans les eaux froides (Wise, 1973; Roth, 1974; Bukry, 1971).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue au Miocène supérieur ; elle couvre les zones NN11 et NN12 (Perch-Nielsen, 1985).

Discoaster loeblichii Bukry, 1971.

(Pl. V, fig. 23; Pl. VIII, fig. 11)

Remarque :

D. loeblichii est une espèce de taille petite à moyenne, pourvue de 6 bras avec une zone centrale qui occupe environ un tiers du diamètre total de l'Astérolithe et un petit bouton central. Les bras s'effilent distinctement ; leurs extrémités ont des bifurcations inégales et courbées légèrement hors du plan des bras. Régulièrement deux fois plus longue l'une que l'autre, les deux parties de la bifurcation s'effilent en pointes. *D. loeblichii* ressemble par ces caractères à l'espèce *D. calcaris*, mais cette dernière en diffère par sa plus grande taille et par sa zone centrale relativement plus petite.

Répartition stratigraphique :

Sa première apparition est notée dans la sous-zone NN10b (CN8b) (Bukry, 1973).

Cette espèce est commune dans les eaux chaudes (Bukry, 1978).

Elle a été trouvée dans la coupe de Djebel Ben Dourda dès l'échantillon BD6, indiquant ainsi le début de la sous-zone NN10b.

Discoaster misconceptus Theodoridis, 1984.

(Pl. V, fig. 4-7)

Description :

Ces Astérolithes ont une petite zone centrale et cinq (5) bras longs et minces.

La zone centrale possède des boutons centraux de petite taille sur les faces proximale et distale. La face distale est ornementée par des dépressions peu profondes.

Les terminaisons des bras ont des bifurcations à angle aigu avec des branches longues et pointues.

En microscopie électronique, il faut noter que les bifurcations de certains spécimens possèdent des branches à surface ondulée (Theodoridis, 1984).

Tous les Astérolithes appartenant à *D. misconceptus* sont légèrement biréfringents avec des bandes d'extinction se produisant le long des sutures de la zone centrale. L'Astérolithe entier montre des secteurs à luminosité différente correspondant aux différents segments.

D. misconceptus diffère de *D. pentaradiatus* par sa biréfringence, un angle plus intense des bifurcations, des bras plus longs, une plus petite zone centrale et une courbure plus prononcée des bras.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue du Miocène supérieur (NN10b / CN8b) jusqu'au sommet du Pliocène (Theodoridis, 1984).

Vu sa fragilité, cette espèce se trouve rarement avec les bifurcations de ses bras.

Discoaster pentaradiatus Tan Sin Hok, 1927.

(Pl. XIII, fig. 5)

Remarque :

Cette espèce ressemble morphologiquement à *Discoaster misconceptus*. Elle en diffère par une courbure moins prononcée des bras, une plus grande zone centrale et surtout ce taxon ne présente aucune biréfringence.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce apparaît dès le Tortonien (Raffi et al., 2006) et disparaît au Gélasien à la fin de la zone NN17 (Young, 1998).

Discoaster neohamatus Gartner, 1967.

Description stratigraphique :

Discoaster neohamatus a 6 bras longs et minces, dont les extrémités extérieures sont constamment pliées dans une même direction et se terminent en pointe. L'aire centrale est très petite et ne présente aucun bouton.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce débute au Tortonien vers 10,47 Ma (Backman et *al.*, 2012). Elle apparait au même moment que *Discoaster hamatus*.

Discoaster neorectus Bukry, 1971.

(Pl. V, fig. 16)

Remarque :

D. neorectus est une espèce gigantesque (20 à 38 µm) avec 6 bras, longs et disposés symétriquement en se rétrécissant en pointe à leur extrémité. Elle possède un petit bouton centrale mais pas de zone centrale marquée séparément.

Répartition stratigraphique :

La première présence de cette espèce marque la base de la zone CN8b = NN10b.

Discoaster nephados Hay, 1967.

Remarque :

Courts et légèrement bifurqués, les rayons (6) de cette espèce sont larges, séparés par des zones peu profondes. Ils s'élargissent légèrement vers la zone distale et se terminent par une légère dentelure. Serrées, les zones situées entre-rayons représentent moins de la moitié du rayon (Aubry, 1984).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce a été trouvée uniquement dans l'échantillon 24 de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Discoaster pansus (Bukry & Percival, 1971) Bukry, 1973.

(= *Discoaster variabilis pansus*).

(Pl. V, fig. 20)

Remarque :

Cette espèce est robuste pourvue de 6 bras larges, effilés et leurs terminaisons sont largement bifurquées. Les membres des bifurcations sont presque perpendiculaires à l'axe des bras. On remarque la présence d'un petit bouton dans la zone centrale de taille moyenne.

C'est une espèce qui vivait dans les eaux chaudes (Bukry, 1978).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce a été signalée uniquement dans les échantillons BD1 et BD19 de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Discoaster quinqueramus Gartner, 1969.

(Pl. V, fig. 8-11)

Description :

D. quinqueramus a 5 bras effilés, longs, non-bifurqués, arrangés symétriquement et une zone centrale robuste avec un bouton central proéminent à 5 stries. Les formes de cette espèce sont parfois difficiles à distinguer de celles de *D. berggrenii*. Cette dernière semble toutefois reconnaissable par la proéminence de son bouton central et ses bras plus courts.

Répartition stratigraphique :

L'extension totale de cette espèce définit la zone NN11 à *D. quinqueramus*.

Dans les coupes étudiées, cette espèce est relativement rare. Elle a été trouvée sporadiquement dans les coupes du Douar Mehalif, du Djebel Ben Dourda et du Djebel Meni.

Discoaster surculus Martini & Bramlette, 1963.

(Pl. V, fig. 23)

Remarque :

C'est un Astérolithe à 6 bras symétriques et à aire centrale ornée d'un bouton étoilé. Du bouton partent de fines stries dans une position parallèle aux bras sur une face et aux sutures sur l'autre. Les bras sont minces, légèrement élargis aux extrémités et trifides. Une épine centrale s'étend au-delà et au-dessous de la paire d'épines latérales. Le diamètre observé ici est compris entre 12 et 22 μm .

Répartition stratigraphique :

Elle s'étend du Miocène supérieur (base de la zone NN10) jusqu'au Pliocène moyen (la dernière apparition de l'espèce définit le sommet de la zone NN16).

Discoaster tamalis Kamptner, 1967.

(Pl. V, fig. 1-3 ; Pl. XIII, fig. 1)

Remarque :

Discoaster tamalis est une espèce à 4 bras, minces se rejoignant par un angle de 90° et une petite zone centrale. Les bras sont effilés et n'ont pas de bifurcation. Cette espèce a une forme légèrement courbée ; elle ne possède ni trait sur sa face distale ni de suture.

Répartition stratigraphique :

La dernière apparition de *Discoaster tamalis* sert à subdiviser la zone CN12 en une sous-zone inférieure à *D. tamalis* (CN12a) et une sous-zone supérieure à *D. surculus* (CN12b).

Discoaster variabilis Martini & Bramlette, 1963.

(Pl. V, fig. 18, 19 ; Pl. XIII, fig. 6)

Remarque :

C'est un Astérolithe à 6 bras légèrement courbes. Leur longueur étant égale au diamètre de l'aire centrale. Au centre de la face convexe apparaît un petit bouton étoilé dont chaque branche (de l'étoile) se trouve entre deux bras. Sur la face concave, prend naissance une petite crête qui débute du centre de l'Astérolithe et s'agence le long de la ligne médiane du bras. Les bras sont bifides. Les bifurcations sont assez larges et à angle variable. Les spécimens observés ont un diamètre compris entre 8 et 21 µm.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce s'étend du Miocène inférieur (NN5 / CN3) jusqu'à la base de la zone NN16 (CN12a) du Pliocène inférieur.

Dans les coupes étudiées, cette espèce est relativement fréquente et on la trouve pratiquement dans toutes les zones.

Famille des *Helicosphaeraceae* Black, 1971.

Genre *Helicosphaera* Kamptner, 1954.

(ex. *Helicopontosphaera* Hay & Mohler, in Hay et al., 1967)

Ce genre inclut des coccolithes caractérisés par la disposition hélicoïdale des éléments du cycle distal. L'aire centrale montre selon les espèces, soit une à deux perforations séparées par un pont, soit des fentes obliques ou longitudinales, soit une ligne de suture médiane.

Helicosphaera carteri (Wallich, 1877) Kamptner, 1954.

(ex. *Coccosphaera*)

(Pl. VI, fig. 17, 18 ; Pl. XI, fig. 3, 4)

Remarque :

Ce sont des coccolithes plus ou moins oblongs. L'aire centrale est perforée laissant apparaître deux ouvertures rondes ou deux fentes alignées ou obliques par rapport au grand axe du coccolithe.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue depuis le Miocène (Martini, 1971).

Dans les coupes étudiées, on la trouve fréquemment dans presque tous les échantillons.

Helicosphaera rhomba (Bukry) Jafar and Martini, 1975.

(= *Helicopontosphaera rhomba*, 1971)

(Pl. VI, fig. 19, 20)

Remarque :

C'est un coccolithe de grande taille pourvu d'une large ouverture centrale allongée ; celle-ci est traversée par une barre transversale dessinant un angle d'environ 45° par rapport à l'axe longitudinal de l'hélicolithe.

En lumière polarisée, la barre transversale est claire quand l'axe longitudinale du nannofossile est aligné avec la direction de la polarisation ; elle s'éteint à une orientation de 45°. Quand le nannofossile est à 90°, les bandes d'extinction alignées suivant l'axe transversal sont larges et diffuses. Par conséquent, la barre transversale (lumière polarisée) ne se trouve pas dans la même continuité optique du bord (Aubry, 1990).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est répartie sur presque toute la longueur de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Helicosphaera sellii (Bukry & Bramlette, 1969) Jafar & Martini, 1975.

(ex. *Helicopontosphaera*)

(Pl. VI, fig. 21, 22)

Remarque :

Helicosphaera sellii est une forme de petite taille, comparée à l'espèce *H. carteri*, et à aire centrale pourvue d'ouvertures larges.

Les deux ouvertures sont séparées par un pont qui est parallèle ou oblique au petit axe du coccolithe. Nishida (1979) a trouvé des coccolithes du type *H. carteri* et *H. sellii* sur la même coccosphère dans le plancton actuel.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue du Miocène supérieur au Pléistocène, soit de la zone NN10 (CN8b) à la zone NN19 (CN13b) d'après Perch-Nielsen (1985) et Ghidalia (1987) ; sa F.O. serait un bon datum dans la zone NN13 (Backman et al., 2012).

Famille des *Lithostromationaceae* Deflandre, 1959.

Les *Lithostromationaceae* comprennent des nannolithes similaires aux astérolithes ; leur contour peut être triangulaire, hexagonal ou presque circulaire. Ils sont généralement relativement grands (10-20 µm) pourvus d'une structure poreuse. Les genres *Lithostromation*, *Martiniaster* et *Trochoaster* ont été inclus dans cette famille par Tappan (1980).

Genre *Lithostromation* Deflandre, 1942.

Lithostromation perdurum Deflandre, 1942.

(Pl. VII, fig. 17 ; Pl. XI, fig. 2)

Remarque :

C'est un nannofossile constitué d'un plateau triangulaire portant six perforations sur les deux faces. Ces dernières sont bombées et soutenues grâce à un centre qui fait office de pilier à partir duquel partent trois branches fourchues, évidées (au-dessous) vers les sommets du triangle ; leurs axes sont décalés de 30° à droite par rapport à ceux du plateau. En vue latérale, l'organisme apparaît aussi fortement bombé et rappelle un coussinet (Deflandre, 1942).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est commune depuis le début de l'Eocène moyen (fig. 24).

DISTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE DES <i>Lithostromationidae</i>			--- = Abondant = Commun																	
			EOCENE			OLIGOCENE			MIOCENE			PLIOCENE								
			L	M	U	L	M	U	L	M	U	L	M	U						
																				
																				
																				
																				
																				
																				
																				
																				

Fig. 24 - Répartition stratigraphique de quelques représentants de *Lithostromation*, *Trochoaster* et *Martiniaster* (ex *Coronaster*) (d'après Martini, 1961).

Famille des *Noelaerhabdaceae* Jerkovic, 1970 emend.
Young and Bown, 1997.

Les *Noelaerhabdaceae* comprennent des placolithes avec une structure de type *Reticulofenestra*. Les disques proximaux et distaux montrant une biréfringence complète en lumière polarisée apparaissent ainsi aussi gros (grand) en polarisation qu'en lumière naturelle.

Genre *Reticulofenestra* Hay, Mohler et Wade, 1966.

Le genre *Reticulofenestra* renferme des espèces ayant un contour elliptique à subcirculaire, un disque distal légèrement plus large que le disque proximal, un mur et une zone centrale traversée (ou obturée) par une grille localisée sur le fond du mur.

Les diagnoses, les discussions et les comparaisons entre les nombreuses espèces de ce genre et leur synonymie, sont établies sur la base des études de Roth (1973), Backman (1980), Theodoridis (1984) et Perch-Nielsen (1985). La signification des taxons est assez variable selon ses auteurs, de même que les noms de genre utilisés.

Reticulofenestra cisnerosii Lancis & Flores, 2006.

(= *R. zancleana*)

(Pl. VII, fig. 1-4)

Description :

Placolithes circulaires à subcirculaires avec un collier bien développé sur la partie distale du disque proximal qui est surélevée. Ce collier est proéminent et présente une biréfringence élevée en lumière polarisée. L'ouverture centrale constitue au moins un tiers (1/3) du diamètre total de l'espèce. La taille varie entre 4 et 8 µm mais le plus souvent on l'observe dans nos sections avec une taille de 5 µm.

Distribution stratigraphique :

La première apparition (F.O.) de *Reticulofenestra cisnerosii* est considérée comme le meilleur événement alternatif à la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus acutus* pour la limite Miocène-Pliocène dans les bassins méditerranéens (Lancis, 1998; Lancis & Flores, 2006). Di Stefano et Sturiale (2010) ont rapporté cet événement dans le bassin méditerranéen avec la F.O. de *Reticulofenestra zancleana* qui n'est en fait qu'un synonyme de *Reticulofenestra cisnerosii* trouvé plus récemment (Lancis & Flores, 2006).

Cette espèce a été bien mise en évidence dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner, 1967) Gartner, 1969.

(ex. *Coccolithus*).

(Pl. VI, fig. 15, 16)

Remarque :

C'est un placolithe elliptique de 6 à 13 µm de diamètre dont le disque distal comprend une quarantaine d'éléments. L'aire centrale est obturée par une grille qui est rarement trouvée sur les spécimens. Les individus trouvés dans le matériel étudié ont un diamètre compris entre 5,5 et 10 µm.

Divers auteurs (Haq et Berggren, 1978 ; Schmidt, 1979; San Miguel, 1979 ; Raffi et Rio, 1979) ont évoqué les nombreux problèmes que pose l'espèce *Reticulofenestra pseudumbilica*, liés à la variation de ses morphotypes. Backman (1980) créa pour quelques-unes de ces formes l'espèce nouvelle *Reticulofenestra haqii*. Certains des exemplaires présents dans nos échantillons pourraient être rapportés à *Reticulofenestra minuta*. Vue leur petite taille et ne pouvant pas les différencier au microscope photonique, nous avons regroupé toutes ces formes qui mesure moins de 5,5 µm, qui présentent une "figure d'extinction" proche ou comparable au taxon *Reticulofenestra pseudumbilica*, dans le groupe des petits réticulofenestridés.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est présente dès le Miocène inférieur et sa dernière apparition (LO) marque la limite entre les biozones NN15/NN16.

On la trouve fréquemment dans presque tous les échantillons des coupes étudiées. Sa dernière apparition (LO) dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est un événement qui signal la base de la biozone NN16 de Martini (1971).

Reticulofenestra rotaria Theodoridis, 1984.

(Pl. VI, fig. 5, 6)

Remarque :

C'est un petit placolithe circulaire de 5 à 7 µm de diamètre avec une ouverture centrale circulaire relativement grande. Le disque proximal et le disque distal sont très biréfringents en lumière polarisée. *Reticulofenestra rotaria* diffère de toutes les autres espèces de *Reticulofenestra* par le contour circulaire et l'ouverture centrale relativement large et arrondie.

Répartition stratigraphique :

Selon Theodoridis (1984), la limite tortono-messinienne est marquée par la première apparition (F.O.) de *Reticulofenestra rotaria*.

Elle a été déterminée dans les coupes du Douar Mehalif, de Djebel Ben Dourda et de Djebel Meni.

Famille des *Pontosphaeraceae* Lemmermann in Brandt & Apstein, 1908.

Les *Pontosphaeraceae* sont caractérisées par une zone centrale habituellement large et un mur composé de deux cycles d'éléments.

Généralement, les éléments du cycle sont disposés en forme concentrique sur le côté distal.

Le mur peut être bas à très haut ; le plancher est transpercé par des perforations, des ouvertures ou peut être clairsemé de dépressions.

Deux genres ont été défini dans cette famille : *Pontosphaera* et *Scyphosphaera*.

Genre *Pontosphaera* Lohmann, 1902.

Pontosphaera japonica (Takayama, 1967) Nishida, 1971.

(ex. *Discolithina*)

Remarque :

Les formes rencontrées correspondent exactement aux spécimens décrits par Burns (1973). Ce sont des formes constituées d'une simple plaque basale mince, elliptique avec la partie proximale concave et la partie distale convexe, perforées ou non par de nombreux petits trous.

Les perforations sont limitées au centre de la plaque basale ébauchant une vaste zone périphérique compact, représentant environ un quart (1/4) du petit diamètre de la plaque.

La plaque basale est coupée en deux par une fissure longitudinale.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est présente dans toutes les coupes étudiées (Miocène supérieur et Pliocène).

Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948) Roth, 1970.

(= *Discolithus multiporus*).

(Pl. VI, fig. 23, 24 ; Pl. X, fig. 6 ; Pl. XI, fig. 1)

Remarque :

C'est un cribrilithe elliptique dont l'aire centrale présente un à trois anneaux concentriques de perforations. Le nombre de perforations varie entre 10 et 44.

Répartition stratigraphique :

N'étant pas utilisée comme marqueur, la répartition exacte de cette espèce n'est pas connue. Initialement décrite dans le Miocène par Kamptner (1948), elle est citée dans le Paléogène (Perch-Nielsen, 1985) et persiste jusqu'à l'Actuel (Burns, 1973).

Cette espèce est fréquente dans presque tous les échantillons de nos coupes.

Genre *Scyphosphaera* Lohmann, 1902.

Les lopadolithes (fig. 13, p. 47) sont des Cribrilithes à marge considérablement développée et à paroi relativement mince, donnant naissance à des éléments creux de formes variées : cupule, tonnelet, cloche, amphore, calice ou tube plus ou moins évasé dans sa partie distale (Deflandre, 1942).

Scyphosphaera apsteinii Lohmann, 1902.

(Pl. VII, fig. 9 ; Pl. XII, fig. 1-3)

Remarque :

Les lopadolithes qui caractérisent cette espèce sont en forme de tonnelet plus ou moins régulier.

La vue latérale est plus étroite que la vue frontale, la base étant elliptique. En vue frontale, les flancs se montrent arqués de diverses manières ; la partie supérieure est ouverte, de dimension inférieure, égale ou supérieure à la base.

La paroi des lopadolithes est ornée de stries longitudinales et transversales qui, dans certains cas, sont difficilement discernables ; ces stries peuvent être obliques ou arrivent parfois à manquer partiellement (Deflandre, 1942).

Répartition stratigraphique :

D'après Stradner (1969), cette espèce est connue depuis l'Eocène inférieur. Selon Perch-Nielsen (1985), cette espèce débute à partir de la base du Miocène supérieur (NN9).

Dans la coupe de Djebel Ben Dourda, on la trouve dans les sous-zones NN11b et NN11c, avec une fréquence très faible.

Scyphosphaera campanula Deflandre, 1942.

(Pl. VII, fig. 10)

Remarque :

C'est un lopadolithe de grande taille, en forme de cloche. Pour Deflandre, les formes de cette espèce ont les mêmes caractéristiques que celles de *Scyphosphaera pulcherrima*. Elles en diffèrent par leur grande taille.

Répartition :

Cette espèce est connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985).

Dans les coupes étudiées, elle a été trouvée épisodiquement dans le Miocène supérieur mais plus fréquemment dans le Pliocène.

Scyphosphaera globulata Bukry & Percival, 1971.

(Pl. VII, fig. 11)

Remarque :

En profil, c'est un petit lopadolithe globuleux comportant des bordures marginales courbées en hauteur depuis la petite base ; elles se rejoignent presque vers la partie distale en formant une petite ouverture apicale. En profil, cette espèce est presque circulaire. La surface est caractérisée par des stries longitudinales (Aubry, 1990).

Répartition stratigraphique :

Sa première apparition est notée dans le Miocène supérieur (Bukry, 1973), dans la sous-zone à *Amaurolithus primus* (NN11b / CN 9b).

Scyphosphaera intermedia Deflandre, 1942.

(Pl. XII, fig. 4, 6)

Remarque :

Légèrement renflé dans sa partie inférieure, ce lopadolithe est à paroi haute ; la partie supérieure devient cylindrique et s'évase dans la partie distale.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est très rare dans le Miocène (Perch-Nielsen, 1985). Elle a été trouvée uniquement dans la coupe de Djebel Ben Dourda dans la sous-zone à *Amaurolithus primus* (NN11b / CN 9b).

Scyphosphaera lagena Kamptner, 1955.

Remarque :

C'est un lopadolithe enflé dans la partie basale et devient étroit vers la fin de la partie distale. En section longitudinale, les côtés de la marge sont modérément convexes dans la partie basale, devenant légèrement concaves vers la fin de la partie distale. Dans le sens distal, la marge se termine simplement sans aucun coude extérieur. Le diamètre de l'ouverture est plus petit que celui de la base. La largeur maximale de cette espèce se situe légèrement au-dessus de la plaque basale. La hauteur peut atteindre 2,5 à 3 fois la largeur (Jafar, 1975).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985).

Scyphosphaera piriformis Kamptner, 1955.

(Pl. VII, fig. 12)

Remarque :

C'est un lopadolithe en forme de poire (piriforme). En section longitudinale, les côtés de la marge sont concaves dans la partie basale, et divergents pour devenir convexes vers la fin de la partie distale où ils se terminent simplement sans se courber vers l'intérieur. La largeur de la base est plus petite que celle de l'ouverture (Jafar, 1975).

Répartition stratigraphique :

Connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985), cette espèce a été rencontrée dans l'échantillon BD32 de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Scyphosphaera pulcherrima Deflandre, 1942.

(Pl. VII, fig. 13)

Remarque :

La forme de ces lopadolithes est celle d'un vase surmonté d'une collerette. Deflandre (1942) les décrit comme de minuscules clochettes, plus ou moins évasées. La partie inférieure est légèrement en forme de tonnelet ou de dé à coudre (en section elliptique) ; la paroi est ondulée (4 à 7 ondulations) jusqu'à la base de l'ouverture. Celle-ci forme une sorte d'entonnoir d'un angle de 70° à 100° environ. Les ondulations déterminent des sillons transversaux qui, s'entrecroisant avec des stries longitudinales, forment des bossettes alignées en rangées rectangulaires, parfois irrégulières.

Cette espèce est commune dans les eaux chaudes (Bukry, 1971).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985).

Scyphosphaera recta (Deflandre) Kamptner, 1955.

(ex. *Scyphosphaera apsteinii* var. *Recta*)

Remarque :

Ce lopadolithe est de grande taille (Aubry, 1990). Les flancs partant de la base restent rectilignes. Sur les deux tiers de la hauteur, ils s'évasent largement, puis se referment en se courbant pour laisser une ouverture de diamètre à peine égale à celle de la base. En outre, la paroi va en s'épaississant vers l'ouverture. Des stries fines, en quadrillage, couvrent cette paroi (Deflandre, 1942).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985).

Scyphosphaera recurvata Deflandre, 1942.

(Pl. VII, fig. 14)

Remarque :

Ces lopadolithes sont facilement reconnaissables grâce à leur bourrelet interne que forme la paroi en se retournant au sein de l'ouverture, donnant ainsi naissance à une sorte de collerette interne, plus ou moins épaisse suivant les spécimens. La paroi va toujours en s'amincissant vers la base, qui donne à cette espèce la forme générale d'une raquette ; la partie inférieure du lopadolithe se rétrécit formant une constriction. La paroi est quadrillée ; les aires ainsi limitées sont légèrement saillantes en coupe optique médiane (Deflandre, 1942).

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dès le Miocène supérieur (NN9) (Perch-Nielsen, 1985). Elle est relativement peu fréquente à partir de la sous-zone NN10b de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Famille des *Rhabdosphaeraceae* Lemmermann, 1908.

Genre *Rhabdosphaera* Haeckel, 1894.

Rhabdosphaera procera Martini, 1969.

(Pl. VII, fig. 5-8 ; Pl. XI, fig. 6)

Remarque :

C'est un petit rhabdolithe, pourvu d'une base légèrement arquée et approximativement elliptique. Le tronc est parfaitement long à côtés parallèles et tronqué ou arrondi à son extrémité.

Cette espèce indique des eaux chaudes (Martini, 1979).

Elle est présente dans presque tous les niveaux des coupes étudiées.

Famille des *Sphenolithaceae* Deflandre, 1952.

Genre *Sphenolithus* Deflandre, 1952.

Comme l'a indiqué Backman (1980), il est très difficile de distinguer certaines espèces de *Sphenolithus* entre elles : *S. abies*, *S. moriformis* et *S. neoabies*. Néanmoins, la taille des sphénolithes et leur forme seront utilisées dans ce travail comme caractères distinctifs. *S. moriformis* se différencie de *S. abies* par sa taille plus grande (environ 5 à 8 μm) et par sa forme moins conique. En lumière polarisée, les épines apparaissent plus effilées chez *S. abies* que chez *S. moriformis*. Les spécimens du type *abies* de plus petite taille (1 à 2 μm) sont attribués à *S. neoabies*.

Sphenolithus abies Deflandre, 1954.

(Pl. VII, fig. 18-20; Pl. VIII, fig. 1,2,23 et 24)

Remarque :

C'est un sphénolithe de forme conique (ou en forme de sapin). En vue latérale, il est pourvu de nombreuses épines radiales ; les épines apicales sont plus longues que les épines latérales. Les spécimens observés ont un diamètre basal de 2,5 à 3 μm environ, et une hauteur de 3 à 4 μm .

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue du Miocène supérieur (NN11 / CN9b) au Pliocène (NN16 / CN12a).

Sphenolithus aff. delphix Bukry, 1973.

Remarque :

L'épine apicale et les deux épines basales de cette espèce sont fines et allongées, dessinant un contour tri-radiaire. Les épines restantes sont petites et compactes. En lumière polarisée, l'épine apicale est claire et les épines basales sont faiblement claires à 90° et 270°. L'inverse est vrai à 0° et 180°.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est très rare. Elle se rencontre uniquement dans les échantillons BD1 et BD26 de la coupe de Djebel Ben Dourda.

Sphenolithus moriformis (Brönnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon, 1967.

(ex. *Nannoturbella*).

(Pl. VII, fig. 21, 22)

Remarque :

C'est un sphénolithe de forme globuleuse et à nombreuses épines radiaires ; son allure générale évoque assez bien une morille (champignon). Les épines apicales ne sont guère plus longues que les épines latérales.

Répartition stratigraphique :

D'après Aubry (1989), cette espèce se rencontre de l'Eocène à l'Oligocène. Perch-Nielsen (1985) la prolonge jusqu'au Miocène (NN9).

Sphenolithus neoabies Bukry & Bramlette, 1969.

Remarque :

C'est un sphénolithe de même forme que *S. abies*, mais de taille plus petite (1 à 2 µm).

Répartition stratigraphique :

D'après Aubry (1989), cette espèce débute dans le Miocène inférieur et disparaît au Pliocène (NN15).

Sphenolithus verensis Backman, 1978.

(Pl. VII, fig. 23, 24)

Remarque :

Dans cette espèce, le cercle basal des colonnes est pointu ; les colonnes sont relativement longues. La partie distale est composée de parois minces formées d'éléments coniques creux, dirigés suivant la ligne médiane du sphénolithe.

En lumière polarisée, ces structures délicates donnent une impression d'un contour rugueux.

Les bandes d'extinction médianes sont éteintes quand l'orientation est parallèle avec les directions de polarisation et le cercle basal des colonnes est habituellement aperçu comme projeté de la partie principale du corpuscule.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce se rencontre dans le seul échantillon BD59 de la coupe de Djebel Ben Dourda.

IV - Tendances évolutives des Cératolithes au cours du Miocène supérieur et du Pliocène du bassin du Chélif

1 - Introduction :

Les tendances évolutives des nannofossiles calcaires ont toujours stimulé l'intérêt des micropaléontologues des nannoplanctons.

Le désir de faire des travaux sur ce sujet survient facilement quand nous observons des assemblages de nannofossiles qui changent si rapidement dans le temps et montrent si souvent une richesse et une diversité étonnantes.

En dépit du manque d'indication sur ces fossiles concernant la relation entre l'ancêtre et le descendant, et la rareté d'information sur l'ultrastructure de la plupart des nannofossiles connus, plusieurs études ont porté sur les rapports évolutifs entre et au sein des différents genres ou espèces.

En effet, quelques exemples de ces travaux ont été réalisés sur le Tertiaire par Gartner (1970) qui a reconstruit les lignées phylogénétiques du genre *Chiasmolithus*; Prins (1971) sur l'évolution morphologique des *Discoasteridés*; Bukry (1971) qui a discuté des modalités évolutives dans le genre *Discoaster*; Haq (1973) qui a décrit des tendances évolutives dans le genre *Helicopontosphaera* (actuellement *Helicosphaera*); Gartner et Bukry (1975) qui a parlé de la morphologie et la phylogénie de la famille des *Ceratolithaceae*; Theodoridis (1984) qui a révisé la taxonomie et a reconstruit les lignées des genres *Helicosphaera* et *Discoaster*, en réinterprétant leur histoire évolutive; Aubry (1988a) qui a reconstitué la phylogénie du genre *Helicosphaera*; Young (1990) qui a étudié les changements micro-évolutifs dans le genre *Reticulofenestra* et Raffi *et al.* (1998) qui ont suggéré l'origine des genres *Catinaster*, *Amaurolithus* et *Ceratolithus* et des espèces *Discoaster berggrenii* et *Discoaster quinqueramus*.

Pour bien entreprendre des études rigoureuses sur l'évolution des nannoplanctons, il faut avoir des séries géologiques continues, bien datées, un

échantillonnage très serré et la possibilité d'observer un modèle évolutif sur des régions géographiquement larges.

Pendant les analyses micropaléontologiques des sédiments du Mio-Pliocène étudiées dans le bassin du Chélif, nous avons observés une évidente richesse et diversité dans le groupe des Cératolithes.

La haute qualité spécifique (en termes de conservation, abondance et diversité) des assemblages de ces Cératolithes, nous présente une excellente opportunité pour étudier les caractères spécifiques et/ou génériques devant décrire des tendances évolutives voire des lignées de ce groupe de nanofossiles calcaires. En effet, on y remarque la présence de morphotypes intermédiaires entre quelques taxons de Cératolithes en différents niveaux stratigraphiques. Ces morphotypes intermédiaires pourraient indiquer une possible transition morphologique entre taxa.

Par conséquent, le but de la présente étude est de mettre en relief, en se basant sur des travaux antérieurs notamment ceux de Gartner (1967), Perch-Nielsen (1985), Aubry (1988a, b), Raffi et Flores (1995), Raffi *et al.* (1998), les rapports existant entre quelques genres et espèces de Cératolithes, notamment les relations phylogénétiques entre les genres *Triquetrorhabdulus*, *Amaurolithus* et *Ceratolithus*, et ce afin d'envisager une possible origine de certaines espèces, comme *Amaurolithus primus*, *A. amplificus* et *Ceratolithus acutus*. Cette étude phylogénétique peut être corrélée avec leur biochronologie de référence établie par Backman et Raffi (1997).

2 - Origines et phylogénie des Cératolithes au cours du Néogène supérieur :

2.1 - Généralités :

Les Cératolithes connaissent une grande diversité au cours du Miocène supérieur et le Pliocène inférieur. Les événements d'apparition et d'extinction des espèces appartenant aux genres *Amaurolithus* et *Ceratolithus* et la

courte durée de vie de certains d'entre eux, en font de bons datums biostratigraphiques à travers cet intervalle de temps (Fig. 25).

La mise en présence des formes à morphotype intermédiaire entre les espèces, nous amène à une rapide tendance dans l'évolution des Cératolithes dans le Cénozoïque terminal.

L'histoire évolutive du groupe des Cératolithes a été mal connue. Différentes suggestions concernant l'origine et la phylogénie des Ceratolithidées du néogène supérieur ont été proposées. Une théorie établie par Bukry et Bramlette (1968) sur les séquences évolutives allant de *Pertirachelina* à *Ceratolithus*, en se basant sur les propriétés cristallographiques et les ressemblances morphologiques des espèces. Gartner et Bukry (1975) ont montré une relation phylogénique entre les éléments en forme d'anneaux de *Ceratolithus* et ceux de *Cronocyclus*. Ils ont ensuite discutés sur les lignées possibles à l'intérieur du groupe des Cératolithes et ont proposés une évolution entre les espèces allant des espèces *Amaurolithus amplificus* à *Ceratolithus acutus*. Mais la plus crédible des hypothèses fut celle de Gartner (1967) sur le rapport phylogénétique existant entre les genres *Amaurolithus* et *Triquetrorhabdulus*.

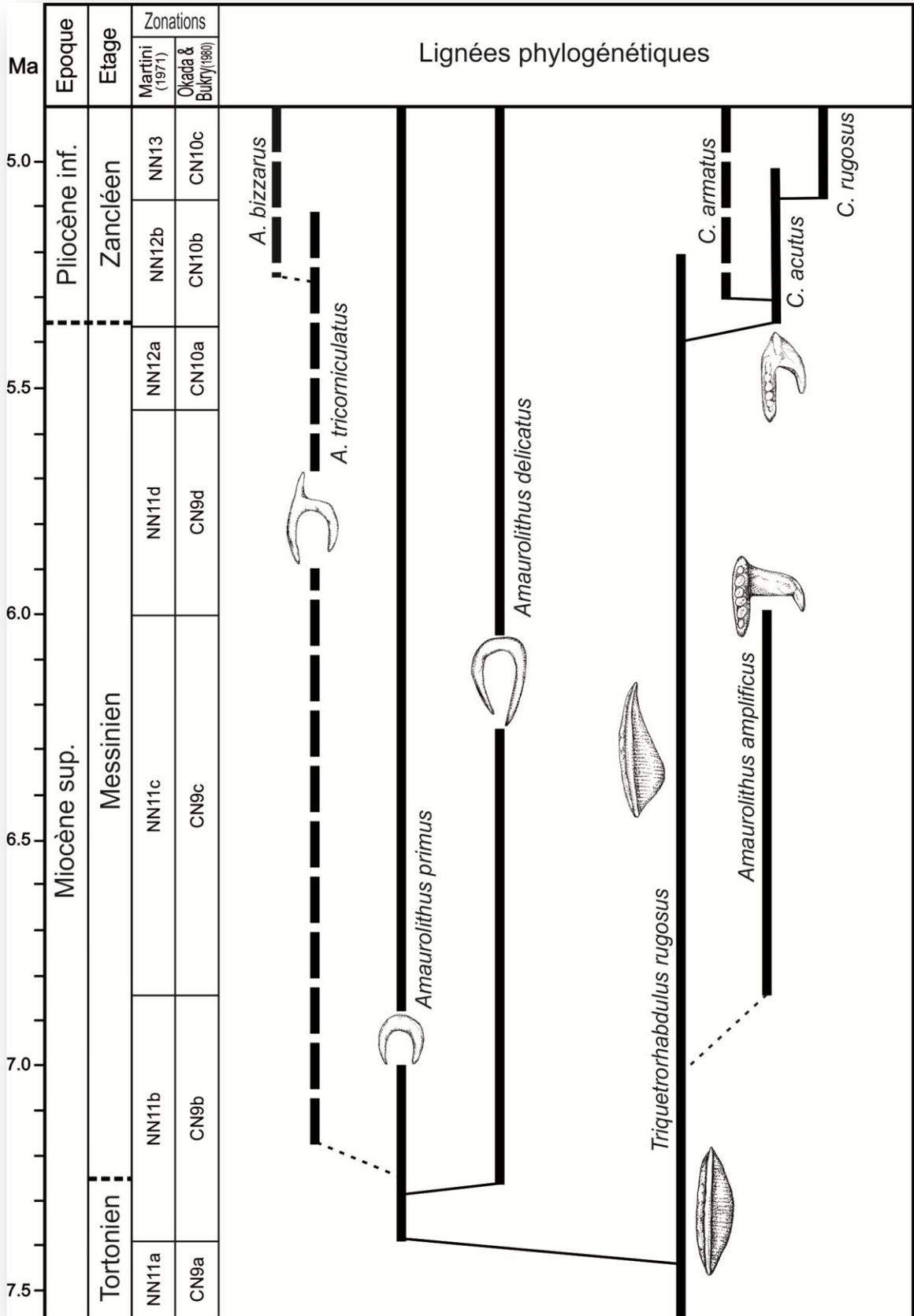


Fig. 25 : Origine et lignée évolutive des genres *Amaurolithus* et *Ceratolithus* au Cénozoïque supérieur (d'après Raffi *et al.*, 1998 modifiée).

2.2 - La relation phylogénétique entre *Triquetrorhabdulus rugosus* et les Cératolithes

Le genre *Triquetrorhabdulus* appartenant à la famille des *Triquetrorhabdulaceae*, inclut des nannolithes menus d'un développement d'un axe longitudinal. La répartition stratigraphique de ces nannofossiles allongés sont connus dans l'intervalle de temps allant de l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène. La plus connue et la plus largement distribuée est l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus* qui apparait dans le Miocène moyen vers 12,6 Ma environ (Raffi et Flores, 1995; Raffi *et al.*, 1998) et s'est étendue jusqu'à la limite Miocène/Pliocène.

Triquetrorhabdulus rugosus a une forme étirée avec des terminaisons effilées (en pointe ou légèrement arrondies). La structure est constituée par trois barres en forme de lame entrecroisées de différente dimension. Cette espèce a une forme et une morphologie considérablement variable (Martini et Worsley, 1971).

Dans les coupes géologiques étudiées, cette espèce a toujours été enregistrée avant l'apparition du premier taxon à 7,4 Ma (Backman et Raffi, 1997) représentant le groupe des Cératolithes, en l'occurrence *Amaurolithus primus*. Cette succession semble y être bien illustrée. En effet, l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus* (Planche I, 1-13) apparait dès l'échantillon CA10 de la coupe de Douar Mehalif et dès l'échantillon BD20 appartenant à la coupe de Djebel Ben Dourda. Dans la coupe de Djebel Meni, cette espèce est présente à partir de l'échantillon M30. Ce schéma semble être en accord avec celui envisagé par certains auteurs (Gartner, 1967 ; Gartner et Bukry, 1975 ; Perch-Nielsen, 1985 ; Raffi et Flores, 1995 ; Raffi *et al.* 1998) où le morphotype *Triquetrorhabdulus rugosus* aurait conduit aux genres *Amaurolithus* et *Ceratolithus*.

En effet, des morphotypes, *Triquetrorhabdulus extensus* et *Triquetrorhabdulus finifer*, ont été trouvés dans les dépôts néogènes du bassin de

Chélif, caractérisés par une forme en baguette à deux lames externes allongées comme des ailerons de forme variable (Pl. III, Fig. 15-20) (Fig. 27, 28). Ces deux formes ont été définis par Theodoridis (1984) comme étant des morphovariantes de l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus*, évoluant vers des formes en fer à cheval du Cénozoïque terminal. Des morphotypes comparables ont été récoltés dans différents niveaux stratigraphiques au cours du Miocène supérieur et le Pliocène inférieur ; ils semblent constituer un jalon stratigraphique avec les premiers Cératolithes, tels qu'il a été décrit par Raffi et Flores (1995) et Raffi *et al.* (1998).

La présence de ces morphovariants appartenant à l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus* près des niveaux d'apparition de *Amaurolithus primus* et *Amaurolithus amplificus* est enregistrée d'une part en dessous et à travers le niveau d'apparition de *Ceratolithus acutus* et d'autre part en association avec des espèces montrant des morphologies intermédiaires montrent très probablement que *Triquetrorhabdulus rugosus* a développé des structures de Cératolithes à plusieurs reprises au cours du Miocène supérieur et le Pliocène inférieur. *T. rugosus* aurait donné naissance à son tour à *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus amplificus* et *Ceratolithus acutus* (Fig. 25).

2.3 - Origine de l'espèce *Amaurolithus primus* :

Le genre *Amaurolithus* présente des lignées phylogénétiques avec leur ancêtre *Triquetrorhabdulus rugosus* et en même temps entre les espèces qui l'enferme.

La relation entre *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Amaurolithus* est subdivisée en deux lignées phylogénétiques : *T. rugosus/A. primus* et *T. rugosus/A. amplificus* (Raffi *et al.*, 1998).

Amaurolithus primus était la première forme des Cératolithes dérivée de l'espèce *Triquetrorhabdulus rugosus*. D'après Raffi *et al.* (1998), le développement de la relation *T. rugosus/A. primus* peut être résumé comme suite (Fig. 26) :

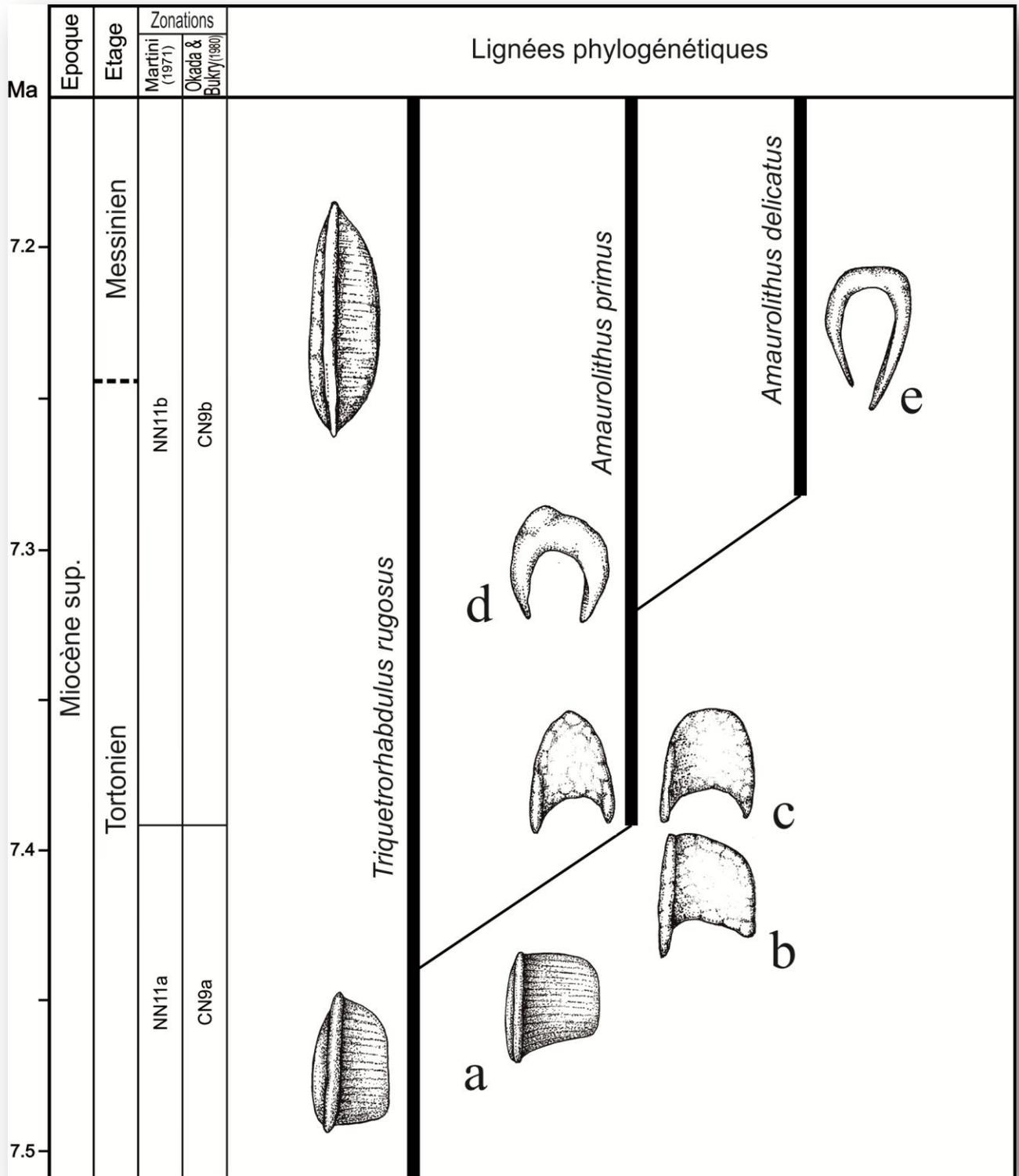


Fig. 26. Origine de *Amaurolithus primus* à partir de *Triquetrorhabdulus rugosus* (d'après Raffi *et al.*, 1998 modifiée).

a: Les anomalies morphologiques de *T. rugosus*; b: la forme intermédiaire, c: morphotypes primitifs de *A. primus*; d: morphotype évolué de *A. primus*; e: morphotype d'*Amaurolithus delicatus*.

- Augmentation de la taille de la plus grande lame dans les petites espèces de *T. rugosus* (origine du morphotype de *Triquetrorhabdulus extensus*) et rétrécissement simultané des deux autres petites lames (Fig. 26a; Pl. I, Fig. 14-17).
- Modification supplémentaire de la plus grande lame qui commence par une courbure puis devient un élément en forme de croissant (Fig. 26b; Pl. I, Fig. 14-17).
- Fusion des deux petites lames en une seule corne qui maintient parfois une carène qui se prolonge sur sa longueur comme le vestige d'une des deux petites lames (Pl. I, Fig. 18-21).

Le nannofossile calcaire produit à travers ces modifications, a une forme en croissant, irrégulière à l'extérieur, avec deux petites cornes. Il correspond au morphotype primitif de *Amaurolithus primus* (Fig. 26c ; Pl. I, Fig. 18-21). Par la suite, cette espèce a évolué rapidement vers des formes en croissant moins robustes donnant des morphotypes évolués de *A. primus* (Fig. 26d ; Pl. I, Fig. 22-24 ; Pl. II, 1-5). Cette dernière espèce a pu engendrer deux nouvelles espèces : *A. delicatus* (Fig. 26e ; Pl. II, Fig. 13-24 ; Pl. III, Fig. 1-3) et *A. tricorniculatus* (Fig. 25 ; Pl. III, Fig. 4-14). Ceci est suggéré par la forme, la délicate construction et les propriétés optiques qu'ont les trois espèces en commun. Pour Aubry (1988b) et Raffi *et al.* (1998), *Amaurolithus ninae* est considéré comme étant une morphovariante de *Amaurolithus delicatus* caractérisée par une région apicale plus développée (Pl. II, Fig. 6-12). Les morphovariantes de *A. ninae* et *A. tricorniculatus* sont rares et ne montrent pas une distribution continue de la lignée, par conséquent, ils ne sont pas considérés comme de bons marqueurs biostratigraphiques (Berggren *et al.*, 1985 ; Aubry, 1988b).

Les espèces du genre *Amaurolithus*, qui possèdent un petit éperon apical ou une mince carène et une rangée de petits boutons, sont rarement présentes dans les sédiments du Miocène supérieur et sont considérés comme des espèces ornementées d'*A. primus* et d'*A. delicatus* (Rio *et al.*, 1990 ; Raffi *et al.*, 1998).

Les espèces courtes exceptionnelles de *T. rugosus*, sont des formes transitionnelles entre les morphovariantes de *T. rugosus*, *T. extensus* et *A. primus* (Raffi et Flores, 1995 ; Raffi *et al.*, 1998) (Pl. III, Fig. 15-19).

La transition entre *T. rugosus* et *A. primus* est calibrée astronomiquement de 7,42 à 7,39 Ma (Backman et Raffi, 1997).

2.4 - Origine de l'espèce *Amaurolithus amplificus* :

Gartner et Bukry (1975), ont suggéré un rapport évolutif possible entre *Amaurolithus primus* et *Amaurolithus amplificus* qui est robuste et asymétrique. En fait, ces deux espèces ont des formes considérablement différentes. En effet, *A. amplificus*, comparée avec l'espèce *A. primus*, a une plus grande taille, une forme plus robuste et asymétrique (Raffi *et al.*, 1998)

Cette hypothèse évolutive entre ces deux espèces fut abandonnée, surtout après avoir trouvé des formes apparentées aux Cératolithes, situées stratigraphiquement juste avant l'apparition d'*Amaurolithus amplificus*. Ces formes (Fig. 27b) ont des traits morphologiques transitionnels entre le morphovariant *Triquetrorhabdulus extensus* (Fig. 27a) et *Amaurolithus amplificus* (Fig. 27c), ce qui confirme l'origine d'*A. amplificus*.

La population appartenant à l'espèce *Amaurolithus amplificus* semble avoir évolué directement de celle de l'espèce *T. rugosus* au moyen des modifications suivantes (Fig. 27) :

- Augmentation de la dimension de la plus grande lame de *T. rugosus* générant une augmentation de la taille du morphovariant "*T. extensus*" (Fig. 27a ; Pl. III, Fig. 15-19).

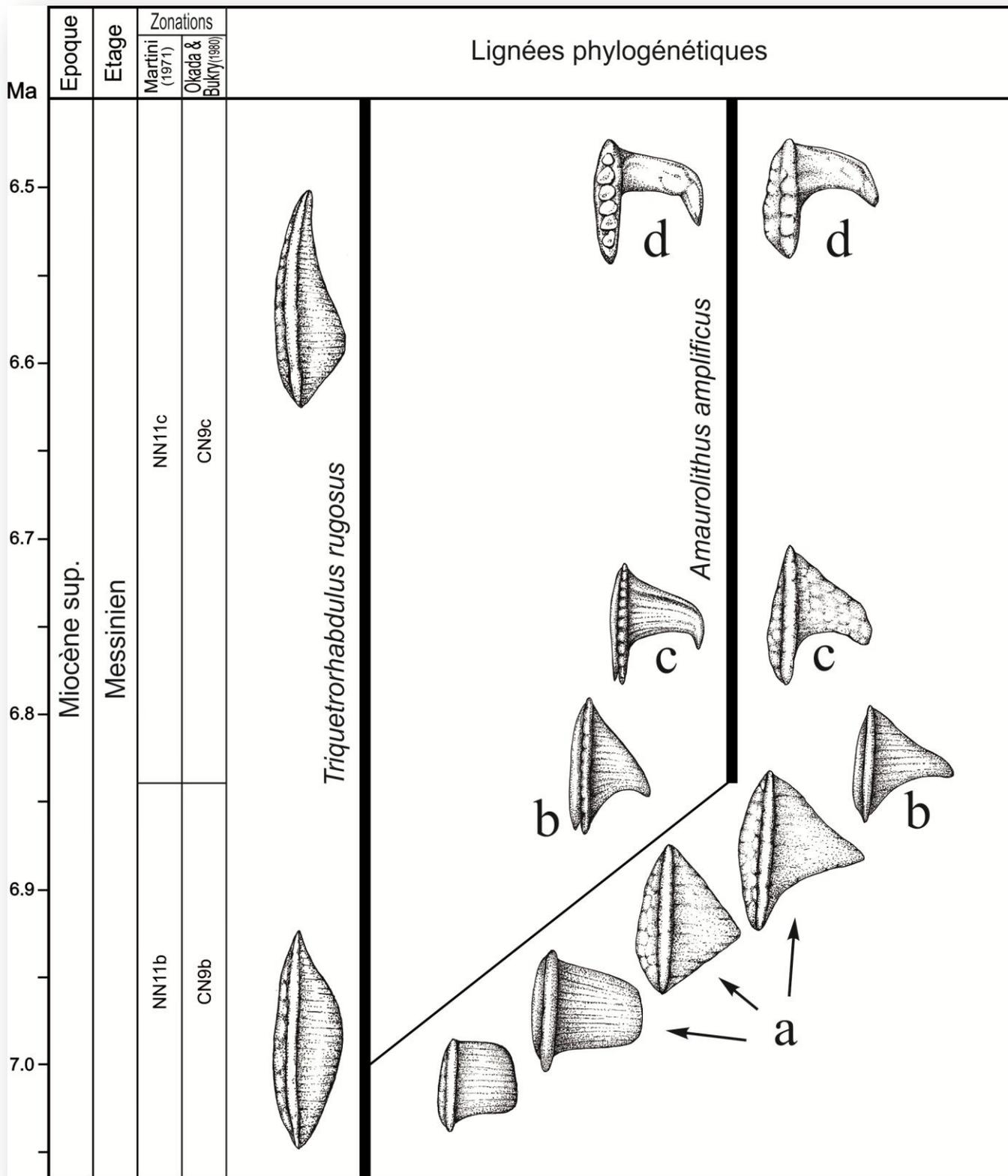


Fig. 27 : Origine d'*Amaurolithus amplificus* à partir de *Triquetrorhabdulus rugosus* (d'après Raffi et al., 1998 modifié).

a - les morphovariants de *T. rugosus* (morphotype de *T. extensus*); b - formes intermédiaires entre *T. extensus* et *A. amplificus*; c - morphotype primitif d'*A. amplificus*; d - morphotype évolué d'*A. amplificus*.

- Modification supplémentaire de la plus grande lame dans le morphovariant *T. extensus*, lame qui se transforme en croissant marqué par une nette courbure, tout en gardant une bordure pointue dans la région apicale (Fig. 27b).
- Fusion des deux autres lames en une seule corne qui porte une rangée de nœuds ou une barre dont l'origine est l'une des deux lames de l'ancêtre "*T. rugosus*" (Fig. 27c ; Pl. III, Fig. 18, 19).
- L'élément en forme de croissant devient une corne plus longue et crochue, tandis que l'autre corne est droite et se prolonge avec une colonne verticale sur la partie apicale. Les différents états de conservation fournissent des formes différentes pour les structures secondaires de l'espèce typique d'*A. amplificus* (Fig. 27d ; Pl. IV, Fig. 1-9).

Cette tendance évolutive représentée dans les sédiments néogènes des différentes coupes étudiées du bassin du Chélif a été observée également dans l'Océan Indien tropical (Rio *et al.* (1990) et dans l'Est du Pacifique équatorial (Raffi et Flores, 1995; Raffi *et al.*, 1995). La transition *T. rugosus* / *A. amplificus* a été calibrée astronomiquement entre 7,0 et 6,84 Ma (Backman et Raffi, 1997) à Ceara Rise (Océan atlantique ouest-équatorial).

2.5 - Origine de l'espèce *Ceratolithus acutus* :

Une nouvelle lignée phylétique émerge de *Triquetrorhabdulus rugosus*, proche de la limite Miocène/Pliocène. Cette nouvelle lignée produit un évènement important dans le groupe des Cératolithidés (Gartner et Bukry, 1975), l'apparition du genre *Ceratolithus*. Les caractéristiques optiques de *Ceratolithus* diffèrent fortement de celles d'*Amaurolithus*; *Amaurolithus* est éteint (sombre) en lumière polarisée ; à l'inverse, *Ceratolithus* montre une biréfringence élevée (Gartner et Bukry, 1975, Raffi *et al.*, 1998).

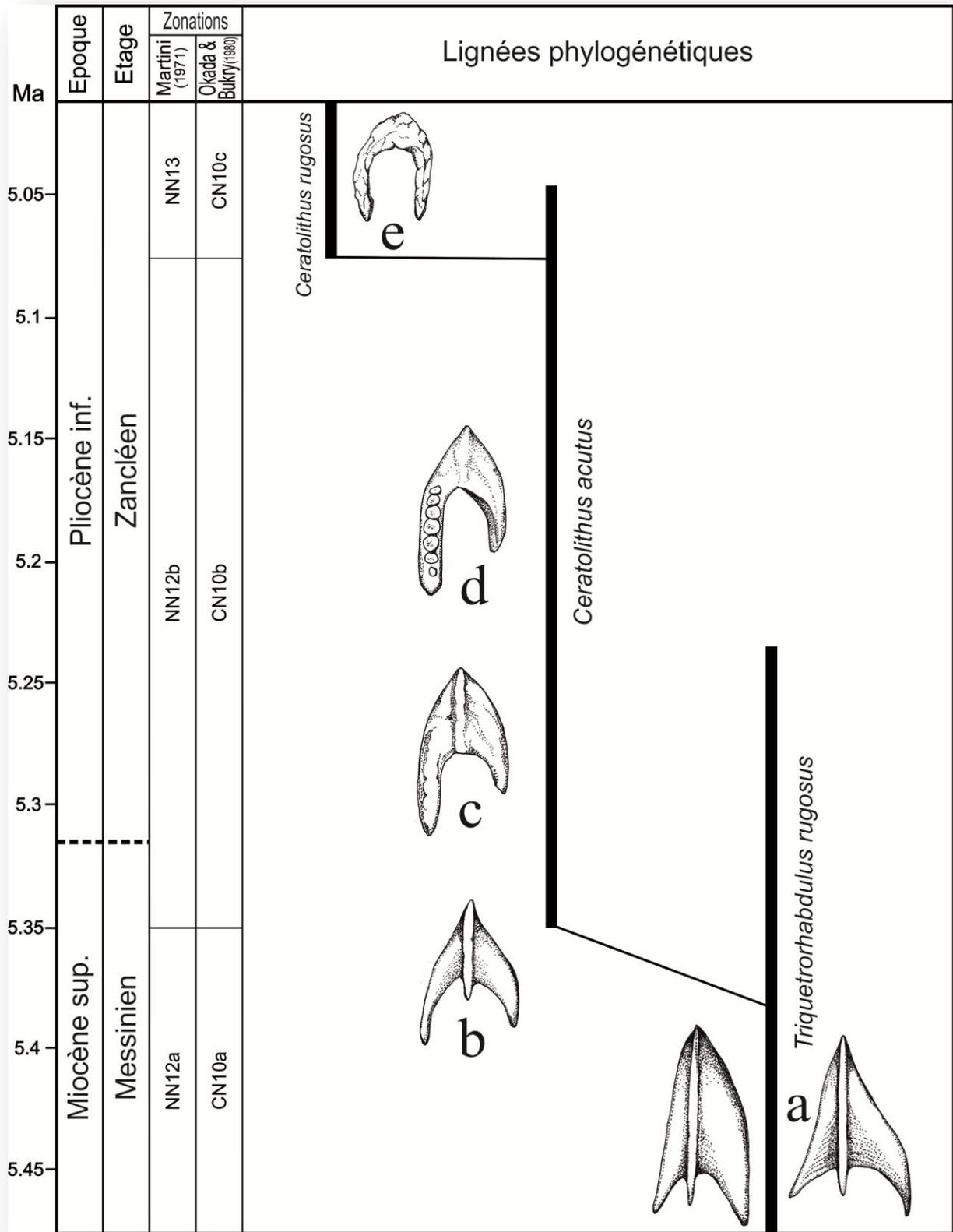


Fig. 28 : Origine phylogénétique du genre *Ceratolithus* à partir de *Triquetrorhabdulus rugosus* (d'après Raffi *et al.* 1998 modifié).

a- les morphovariants de *T. rugosus* (morphotype de *T. finifer*); b - formes intermédiaires; c et d - *Ceratolithus acutus*; e - *Ceratolithus rugosus* : morphotype évoluée d'un *C. acutus*.

La première espèce de cette nouvelle lignée des Cératolithes est *Ceratolithus acutus* (Gartner *et al.*, 1983; Perch-Nielsen, 1985; Flores, 1987; Aubry, 1988b, 1993; Raffi et Flores, 1995; Benson et Rakic El Bied, 1996; Raffi *et al.*, 1998). Pour certains auteurs (Gartner et Bukry, 1975), cette espèce est considérée morphologiquement affine d'*Amaurolithus amplificus* ou dériverait probablement de cette dernière. Cette hypothèse semble être fort improbable car ces deux espèces n'ont aucun chevauchement stratigraphique. En effet, l'analyse des échantillons des coupes du Bassin du Chélib a permis d'identifier *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Ceratolithus acutus*, montrant chronologiquement un recouvrement stratigraphique net. Cette observation témoigne de l'antiquité de *T. rugosus* et semble par conséquent être l'ancêtre évident de *Ceratolithus acutus*. En effet, des formes apparentées aux Cératolithes ayant une morphologie intermédiaire entre les Cératolithes et *Triquetrorhabdulus rugosus* (Fig. 28a) sont enregistrées juste avant la première apparition de *Ceratolithus acutus*. Ils ont été reconnus comme étant des morphovariants de *Triquetrorhabdulus rugosus*, ressemblant à *Triquetrorhabdulus finifer* (Theodoridis, 1984). Ces espèces exceptionnelles de *T. rugosus* semblent évoluer en étroite relation avec *C. acutus* en montrant toujours une affinité morphologique avec le morphovariant *T. finifer* (Fig. 28b ; Pl. III, Fig. 20).

Le développement de *Ceratolithus acutus* à partir de *Triquetrorhabdulus rugosus* est résumé comme suit (Fig. 28):

- Modification des trois lames (arêtes) de *T. rugosus* en ailes pointues, donnant naissance au morphovariant *Triquetrorhabdulus finifer*, (Fig. 28a ; Pl. III, Fig. 20);
- Modification supplémentaire des ailes pointues en forme de croissant irrégulier (Fig. 28b);
- rétrécissement de la zone apicale dans la partie pointue et diminution de la longueur totale du nannolithe.

Ces Cératolithes ont évolué en *Ceratolithus acutus* suite à des modifications supplémentaires de la structure en forme de croissant (Fig. 28c, d ; Pl. IV, Fig. 10-13).

L'espèce *Ceratolithus acutus* a une courte répartition stratigraphique et disparaît dans le Pliocène inférieur vers 5,04 Ma environ (Backman *et al.* 2012; Osman *et al.* 2021). Juste avant cet événement, la nouvelle espèce *Ceratolithus rugosus* entre dans l'enregistrement stratigraphique vers 5,08 Ma (Backman *et al.* 2012; Osman *et al.* 2021). D'après les résultats d'analyses des coupes géologiques étudiées dans le bassin du Chélif l'espèce *Ceratolithus rugosus* semble dériver de l'espèce *C. acutus*, ce qui conforte l'hypothèse de Gartner et Bukry (1975).

3 - Conclusion :

Dans le bassin du Chélif, les séries sédimentaires étudiées montrent l'évidence des relations phylogénétiques entre l'espèce ancêtre *Triquetrorhabdulus rugosus* et les morphotypes intermédiaires au sein du groupe des Cératolithes,

En effet, la présence des formes intermédiaires entre *Triquetrorhabdulus rugosus* et *Amaurolithus primus* montre clairement l'évolution entre ces deux espèces. Ce constat est également démontré dans les coupes étudiées, entre les formes intermédiaires de *T. rugosus*, *Amaurolithus amplificus* et *Ceratolithus acutus*, évolution qui s'opère par l'intermédiaire des morphotypes *Triquetrorabdulus extensus* et *Triquetrorabdulus finifer*.

Les deux lignées de *A. primus* et *C. acutus*, ont évolués postérieurement dans le genre polyspécifique donnant respectivement *Amaurolithus delicatus* et *Ceratolithus rugosus*. Cependant la lignée d'*A. amplificus* est restée monospécifique.

Les processus de division phylogénétique se sont produit dans des intervalles de temps relativement courts ce qui permet à ce groupe de nannofossiles calcaires d'être de bons marqueurs biostratigraphiques.

CHAPITRE IV

BIOSTRATIGRAPHIE et CORRELATION

I - Introduction :

Les nannofossiles calcaires sont exceptionnellement bons pour la stratigraphie des terrains géologiques par leur caractère planctonique, leur évolution rapide et largement cosmopolite, leur richesse dans les sédiments marins et leur petite taille (Bown, 1998). Leur potentiel biostratigraphique a été réalisé pour la première fois dans les années 50 et a été initialement appliqué dans les études cénozoïques (Bramlette et Riedel, 1954) conduisant au zonage standard de Martini (1971).

Par rapport aux autres échelles biostratigraphiques marines notamment celle établie sur les foraminifères, la biostratigraphie des nannofossiles calcaires constitue un outil indépendant mais aussi complémentaire, ce qui permet d'aboutir à de meilleures échelles d'étalonnage et de calibration biostratigraphique (Cunningham *et al.*, 1997 ; Gautier *et al.*, 1994 ; Berggren *et al.*, 1995 ; Cornée *et al.*, 2004 ; Lourens *et al.*, 2004 ; Backman *et al.*, 2012 ; Clauzon *et al.*, 2015 ; Benzina *et al.*, 2018 ; Lirer *et al.*, 2019).

L'apparition / disparition de plusieurs genres et / ou espèces ont été datées par le biais de la magnétochronologie, ce qui leur confère des âges numériques estimés (Berggren *et al.* 1995 ; Lourens *et al.* 2004).

Généralement, les biostratigraphes utilisent quatre types de biozones: zone d'association, zone d'apogée (acmé), zone d'intervalle et zone d'extension. Ces deux dernières sont souvent utilisées dans les nannofossiles calcaires (Okada et Bukry, 1980 ; Martini 1971 ; Rio *et al.*, 1990 ; Backman *et al.*, 2012, Perch-Nielsen, 1985 ; Theodoridis, 1984).

En effet, les zones biostratigraphiques des nannofossiles calcaires sont classiquement définies par la première et/ou la dernière apparition d'espèces qui servent d'indices, complétées par certains événements fondés sur l'abondance.

A propos de la disparition des espèces, une importante difficulté consiste à détecter leur éventuel remaniement dans des dépôts plus récents, ce qui pourrait amener à vieillir ces mêmes dépôts. De même, il n'est pas toujours aisé de démontrer que les espèces apparaissent ou disparaissent simultanément dans l'océan mondial ou, au moins, dans le bassin étudié.

Parmi les nombreux travaux ayant discuté la zonation biostratigraphique fondée sur les nannofossiles calcaires se dégagent deux modes de zonation les plus utilisés à l'échelle mondiale durant le Néogène (Perch-Nielsen, 1985 : fig. 29) et qui vont servir de référence dans ce travail :

- La zonation standard de Martini (1971), actualisée par Martini & Müller (1986), c'est celle à laquelle ce travail se réfère le plus souvent ;
- La zonation de Bukry (1973), actualisée ou complétée par Okada & Bukry (1980) et Bukry (1981) qui est parfois plus détaillée.

Martini (1971) a utilisé les abréviations NN (*Nannoplanctons du Néogène*) et les nombres codifiant les zones NN1-21. Okada & Bukry (1980) a utilisé CN (*Coccolithes du Néogène*) et les nombres codifiant les zones CN1-15 avec de nombreuses sous zones.

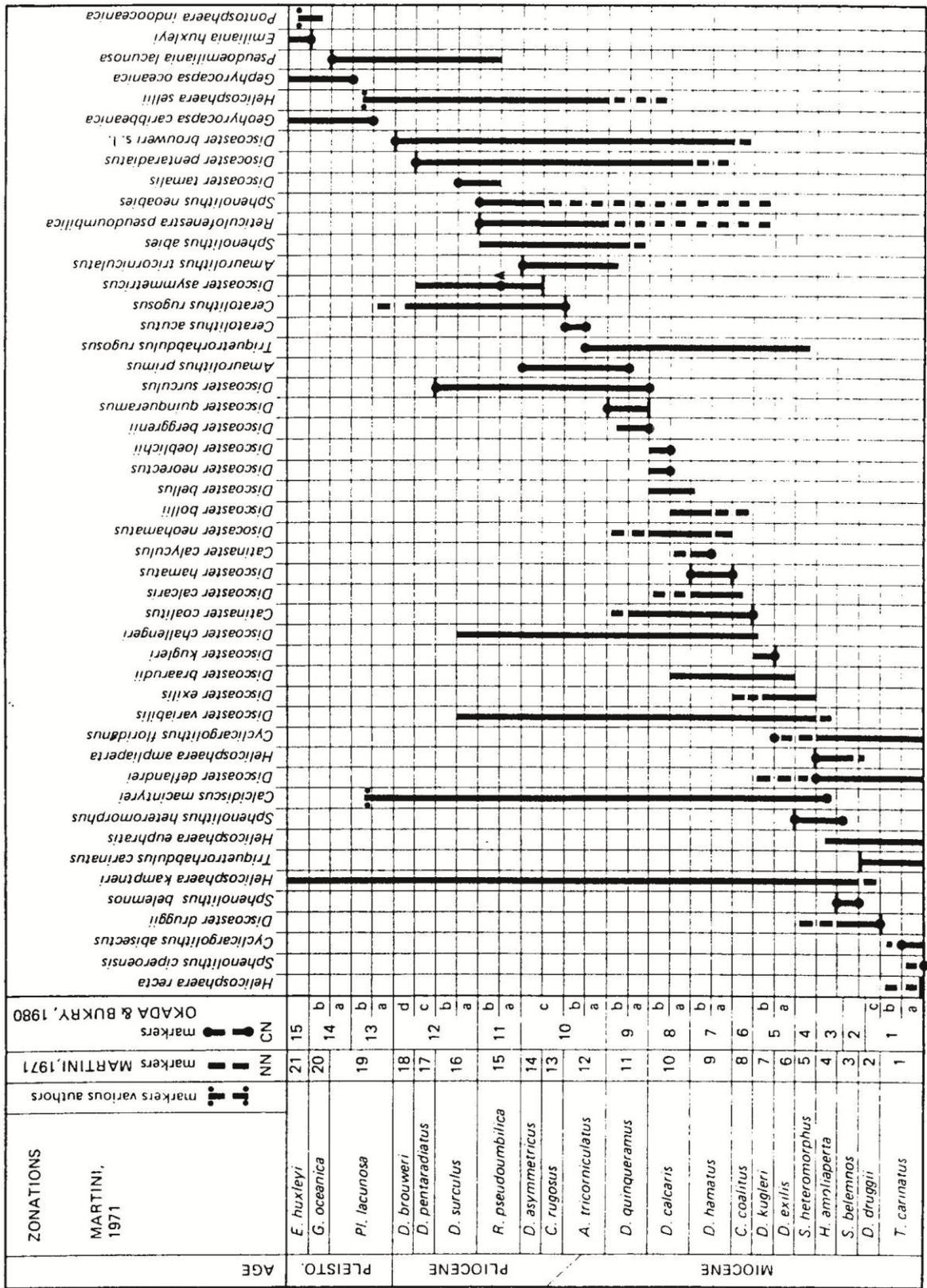


Fig. 29 - Distribution et zonation stratigraphique des principales espèces de nannofossiles calcaires au Néogène (d'après Perch-Nielsen, 1985).

Les travaux de Raffi et Flores (1995) ont permis à Berggren *et al.* (1995) d'intégrer l'intervalle correspondant à la rangée totale d'*Amaurolithus amplificus* dans les zonations biostratigraphiques de référence de Martini (1971) et d'Okada & Bukry (1980), étant donné le bon caractère événementiel de cette espèce (Bown 1998). Berggren *et al.* (1995) ont proposé des "datum events" en correspondance avec des âges estimés réalisés dans les régions équatoriales du Pacifique à partir de plusieurs espèces appartenant notamment aux genres *Discoaster*, *Amaurolithus* et *Catinaster* (Fig. 30).

Les calibrations avec la chronologie paléomagnétique au Miocène supérieur est également proposée par Berggren *et al.* (1995 : Fig. 31).

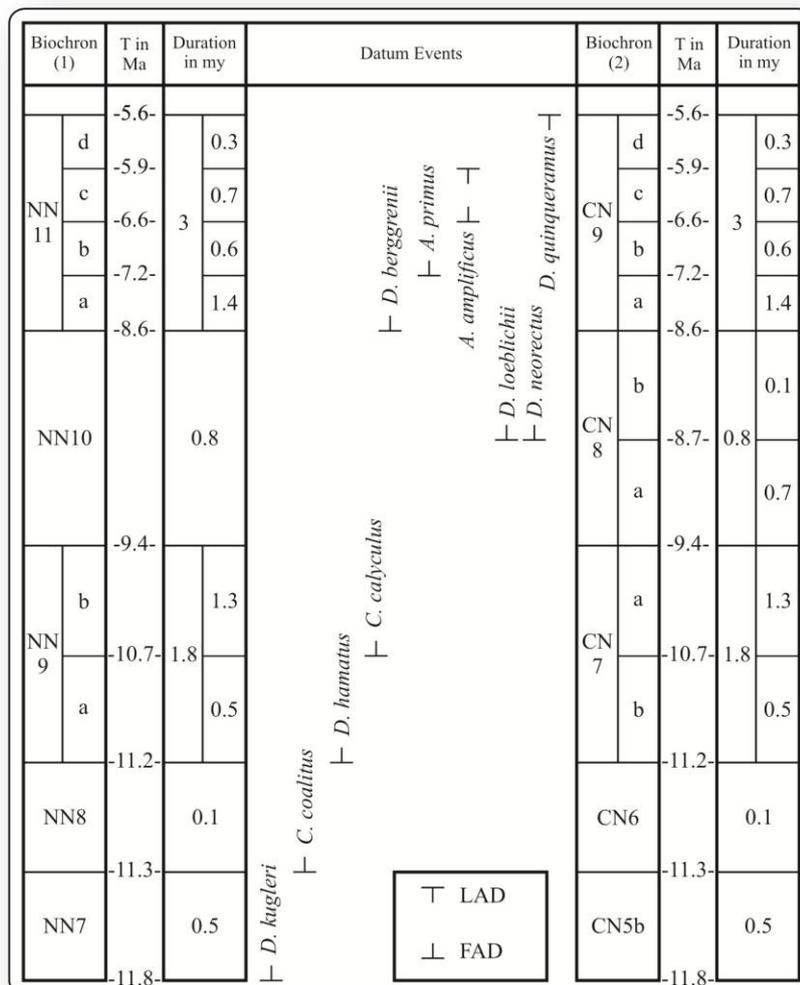


Fig. 30 - Biochronologie de quelques espèces de nanfossiles calcaires du Miocène moyen et supérieur dans les régions équatoriales du Pacifique (d'après Berggren *et al.*, 1995, modifié).

EPOCH	SERIES	AGE	STAGE	PALEOMAGNETIC CALIBRATION
		AGE in Ma	DURATION in my	
PLIOCENE				
MIOCENE	Sup.	5.32	5.32	— C 3r
			Messinian (1.80)	
			7.12	— C 3Br.1r
	Moy.		Tortonian (4.08)	
		11.20	Serravallian	— C 5r.2r

Fig. 31 - Calibration du Miocène supérieur sur la chronologie paléomagnétique (d'après Berggren *et al.*, 1995)

II - Biozonations des coupes étudiées :

1 – Définitions générales des zones

1.1 - Zone à *Discoaster calcaris* NN10 (CN8). (Fig. 30)

Pour Martini (1971), Okada & Bukry (1980) et Berggren *et al.* (1995), la zone NN10 (CN8) est définie par la disparition (L.O.) de *Discoaster hamatus* (fin NN9) jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Discoaster quinqueramus* (début NN11) et/ou (F.O.) de *Discoaster berggrenii* (début CN9).

Bukry (1973) a subdivisé cette zone (CN8) en deux sous-zones :

a - Sous-zone à *Discoaster bellus* NN10a (CN8a) : Elle est définie par la dernière apparition (L.O.) de *Discoaster hamatus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Discoaster neorectus* et/ou la première apparition (F.O.) de *Discoaster loeblichii*.

b - Sous-zone à *Discoaster neorectus* NN10b (CN8b) : Cette sous-zone correspond à l'intervalle de la première apparition (F.O.) de *Discoaster neorectus* et/ou la première apparition (F.O.) de *Discoaster loeblichii* jusqu'à la première apparition de *Discoaster quinqueramus* et/ou la première apparition de *Discoaster berggrenii* (Fig. 30).

1.2 - Zone à *Discoaster quinqueramus* NN11 (CN9). (Fig 30)

Cette zone est définie par l'extension totale de *Discoaster quinqueramus* (NN11 : Martini, 1971) ou par la première apparition (F.O.) de *Discoaster berggrenii* et/ou la première apparition (F.O.) de *Discoaster surculus* jusqu'à la disparition de *Discoaster quinqueramus* (CN9: Okada & Bukry, 1980). Cette zone a été subdivisée en quatre sous zones :

a - Sous-zone NN11a (CN9a) : Elle est définie par la première apparition de *Discoaster quinqueramus* (NN11a) et/ou la première apparition de *Discoaster berggrenii* et/ou la première apparition de *Discoaster surculus* (CN9a) jusqu'à la première apparition de *Amaurolithus primus* (Berggren *et al.* 1995, Raffi et Flores 1995, Perch-Nielsen 1985). (Fig. 30)

b - Sous-zone NN11b (CN9b) : Cette sous-zone est définie par la première apparition de *Amaurolithus primus* jusqu'à la première apparition de *Amaurolithus amplificus* (Raffi et Flores, 1995 ; Raffi *et al.*, 1998). C'est à l'intérieur de cette sous-zone où se trouve la limite tortonomezzinienne (Martini et Müller, 1986) .

c - Sous-zone NN11c (CN9c) : Elle correspond à l'aire de répartition totale de *Amaurolithus amplificus* (Raffi et Flores 1995, Berggren *et al.* 1995).

d - Sous-zone NN11d (CN9d) : Cet intervalle est défini par la dernière apparition d'*Amaurolithus amplificus* jusqu'à la dernière apparition de *Discoaster quinqueramus*.

1.3 - Zone à *Amaurolithus tricorniculatus* NN12 (CN10a,b).

La zone NN12 définie par Gartner (1969c) emend. Martini (1971) correspond aux sous-zones inférieure et moyenne (CN10a et CN10b) d'Okada & Bukry (1980).

Elle est définie par la disparition (L.O.) de *Discoaster quinqueramus* jusqu'à l'apparition (F.O.) de *Ceratolithus rugosus* (NN12) et/ou la disparition (L.O.) de *Ceratolithus acutus* (CN10b).

La limite miocène/pliocène en termes de nannofossiles calcaires a été placée dans cette zone à *Amaurolithus tricorniculatus* (NN12). L'apparition (F.O.) de *Ceratolithus acutus* a été observée dans les dépôts

situés juste au dessus de la limite Miocène/Pliocène à Capo Rossello, localité du stratotype du Zanclean en Sicile (Mazzei *et al.* 1979). Des travaux ultérieurs (Backman *et al.*, 2012), ont permis d'enregistrer cette espèce au dessous de la limite mio-pliocène (5,332 Ma, limite officielle) soit vers 5,36 Ma. Cette zone est subdivisée en deux sous-zones :

a - Sous-zone à *Triquetrorhabdulus rugosus* CN10a (NN12a) : Elle est définie par la dernière apparition (L.O.) de *Discoaster quinqueramus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus acutus* et/ou la dernière apparition (L.O.) de *Triquetrorhabdulus rugosus* (Bukry, 1973; Okada & Bukry, 1980).

Bukry (1973) a noté que cette sous-zone est de durée très courte et peut ne pas être décelable lors d'une sédimentation comprimée.

b - Sous-zone à *Ceratolithus acutus* CN10b (NN12b) : Cet intervalle est définie par la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus acutus* et/ou la dernière apparition (L.O.) de *Triquetrorhabdulus rugosus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus rugosus* et/ou la dernière apparition (L.O.) de *Ceratolithus acutus* (Bukry, 1973; Okada & Bukry, 1980).

1.4 - Zone à *Ceratolithus rugosus* NN13 (CN10c).

Cette zone est définie par la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus rugosus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Discoaster asymmetricus* (NN13 de Martini 1971) ou par la première apparition (F.O.) de *Ceratolithus rugosus* et/ou la dernière apparition (L.O.) de *Ceratolithus acutus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Discoaster asymmetricus* (CN10c de Okada & Bukry 1980).

Remarques : La découverte de cette zone dépend de la présence et de la détermination correcte de *Discoaster asymmetricus*. En effet, cela peut être difficile ou impossible dans les coupes où les discoasters sont rares et parfois confondus avec l'espèce *Discoaster pentaradiatus* dont certains

spécimens possèdent des bras légèrement irréguliers et des bifurcations manquantes. Ils peuvent être confondus aussi avec l'espèce *Discoaster misconceptus* qui diffère de *Discoaster pentaradiatus* par la présence d'une légère biréfringence en lumière polarisée (Theodoridis, 1984).

1.5 - Zone à *Discoaster asymmetricus* NN14 (CN10d).

La NN14 est définie par la première apparition (F.O.) de *Discoaster asymmetricus* jusqu'à la dernière apparition (L.O.) d'*Amaurolithus tricorniculatus* (Martini, 1971) et/ou la dernière apparition (L.O.) d'*Amaurolithus primus* (Okada & Bukry, 1980).

1.6 - Zone à *Reticulofenestra pseudumbilica* NN15 (CN11).

Cette zone est définie par la dernière apparition (L.O.) d'*Amaurolithus tricorniculatus* jusqu'à la dernière apparition (L.O.) de *Reticulofenestra pseudumbilica* (Martini, 1971). Bukry (1973a) a utilisé l'acmé de *Discoaster asymmetricus* et la première présence de *Discoaster tamalis* pour subdiviser cette zone en deux sous-zones.

a - Sous-zone à *Sphenolithus neoabies* CN11a (NN15a) :

Cet intervalle est défini par la dernière apparition (L.O.) d'*Amaurolithus tricorniculatus* jusqu'à la première apparition (F.O.) de *Discoaster tamalis* et l'acmé de *Discoaster asymmetricus*.

b - Sous-zone à *Discoaster asymmetricus* CN11b (NN15b) :

Cet intervalle est défini par la première apparition (F.O.) de *Discoaster tamalis* et l'acmé de *Discoaster asymmetricus* jusqu'à la dernière apparition (L.O.) de *Reticulofenestra pseudumbilica* (Bukry, 1973; Okada & Bukry, 1980).

Remarques : La limite supérieure de cette zone peut être difficile à reconnaître dans les sections de basse latitude où *Reticulofenestra pseudumbilica* est très rare vers la partie médiane du Pliocène. Les deux

espèces *Sphenolithus abies* et *Sphenolithus neoabies* disparaissent près de la L.O. de *Reticulofenestra pseudumbilica* et peuvent être utilisées comme marqueurs lorsque cette dernière est rare (Perch-Nielsen, 1985).

Backman *et al* (2012) suggèrent un âge de 3,82 Ma pour le L.O. de *Reticulofenestra pseudumbilica* et 3.61 Ma pour le L.O. de *Sphenolithus* spp.

1.7 - Zone à *Discoaster surculus* NN16 (CN12a,b).

La NN16 est définie par la dernière apparition (L.O.) de *Reticulofenestra pseudumbilica* jusqu'à la dernière apparition (L.O.) de *Discoaster surculus*. Elle correspond à la partie inférieure de la zone à *Discoaster brouweri* (CN12a,b) de Okada & Bukry (1980).

Remarques : La L.O. de *Discoaster tamalis*, un Astérolithe à quatre bras effilés, subdivise cet intervalle en une sous-zone inférieure de *Discoaster tamalis* (CN12a) et une sous-zone supérieure de *Discoaster surculus* (CN12b) selon Bukry (1973a).

2 – Biozonation de la série du Douar Mehalif :

L'analyse de 102 échantillons prélevés dans la coupe du Douar Mehalif a révélé une flore de nannoplancton riche et diversifiée avec 37 taxons, ayant permis d'établir leur extension stratigraphique détaillée (Fig. 32).

Certains marqueurs appartenant, entre autres, aux groupes des Astérolithes et des Cératolithes, ont permis de réaliser un découpage biostratigraphique et d'en révéler 5 bioévénements dans la coupe du Douar Mehalif (Fig. 33).

- L'événement 1 correspond à la première apparition (F.O.) de *Discoaster neorectus* à partir de l'échantillon CA18, ce qui nous permet de subdiviser la zone NN10 de Martini (1971) en deux sous-zones NN10a (CN8a) et NN10b (CN8b) (Fig. 33). En effet, la sous-zone NN10a est identifiée entre les échantillons CA1 et CA17 (inclus) par l'absence de *Discoaster hamatus* et la première présence (FO) de *Discoaster neorectus* à l'échantillon CA18. L'intervalle compris entre les échantillons CA18 et CA31 est attribué à la sous-zone NN10b par la première présence de *Discoaster neorectus* conforté en cela par la présence de l'espèce *Discoaster neohamatus*.

Les foraminifères planctoniques ont donné la zone à *Neogloboquadrina acostaensis* (biozone N16 de Blow, 1969) dans la partie inférieure des marnes bleues précédant l'alternance marno-cinéritique de la coupe du Douar Mehalif (Adaci, 1994). L'âge de cette biozone aurait été attribué au Tortonien moyen.

- l'événement 2 est marqué par la première apparition (F.O.) de l'espèce *Discoaster quinqueramus* attribuant ainsi l'intervalle de l'échantillon CA32 à CA102 à la zone à *Discoaster quinqueramus* (NN11) de Martini (1971), correspondant à la zone CN9 d'Okada et Bukry (1980). La première apparition de *D. quinqueramus* correspond au subchron C4r.2r, datée de 8.6 Ma (Berggren *et al.*, 1995). Les Foraminifères planctoniques (Adaci, 1994) ont donné la zone à *Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina humerosa* correspondant à la formation des marnes bleues, comprise entre le premier niveau cinéritique et la partie supérieure du membre II de la formation marneuse. l'âge attribué à cette biozone est tortonien supérieur.

- l'événement 3 représente la première apparition (F.O.) d'*Amaurolithus primus* (le premier représentant du groupe des Cératolithes). Ceci permet, dans la coupe du Douar Mehalif, de subdiviser la zone NN11 en

deux sous-zones. La première sous-zone NN11a (CN9a) correspondant à l'intervalle situé entre les échantillons CA32 et CA45 (Fig. 33) qui est défini par la première apparition (F.O.) de *Discoaster quinquaramus* jusqu'à la première apparition (F.O.) d'*Amaurolithus primus* (Raffi & Flores, 1995 et Berggren *et al.*, 1995). Elle est datée du Tortonien supérieur, entre 8,6 Ma et 7,2 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30). La deuxième sous-zone NN11b (CN9b) est marqué à la base par la première apparition (F.O.) d'*Amaurolithus primus* (échantillon CA45) et au sommet par la première apparition (F.O.) d'*Amaurolithus amplificus* (échantillon CA84) (Fig. 33). Cette sous-zone est située à cheval entre le Tortonien et le Messinien dont l'âge est compris entre 7,2 Ma et 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30).

- l'événement 4 correspond à la limite tortonien/messinien. Cette limite se trouve à l'intérieur de la sous-zone NN11b; elle est marquée en Méditerranée par la première présence de *Reticulofenestra rotaria* (Theodoridis, 1984). D'après Martini et Müller (1986), l'apparition d'*Amaurolithus delicatus* indiquerait la partie messinienne de la sous zone (NN11b), cette dernière étant la meilleure approximation de la limite tortonien/messinien (Negri et Villa, 2000 ; Mazzei, 1977 ; Salvatorini & Cita, 1979 ; Flores *et al.*, 1992 ; Cosentino *et al.*, 1997 ; Morigi *et al.*, 2007). Dans la coupe du Douar Mehalif, *Amaurolithus delicatus* apparaît à partir de l'échantillon CA56 dans le membre I de la formation diatomitique (juste au dessus du troisième niveau diatomitique). Dans l'échantillon suivant (CA57) apparaît *Reticulofenestra rotaria*. Ces résultats marquent bien la limite tortono-messinienne à partir de l'échantillon CA56 de la coupe. Selon les foraminifères planctoniques, la limite tortono-messinienne se situerait à quelques mètres au dessous du 1er niveau diatomitique (Addaci, 1994) sur la base de la présence du foraminifère planctonique *Globorotalia mediterranea* (zone N17 de Blow (1967).

En conséquence, il ressort que la formation marneuse appartiendrait totalement au Tortonien y compris les trois premiers niveaux diatomitiques de la formation diatomitique. Cette situation stratigraphique semble être en accord avec les résultats des nannofossiles calcaires obtenus dans la coupe de Djebel Ben Dourda (Mansouri, 2001; Mansouri *et al.*, 2008)

et ceux obtenus en Espagne dans le bassin de Guadalquivir (Bustillo et Lopez Garcia, 1997). Cette attribution stratigraphique des premiers niveaux diatomitiques permet de reconsidérer l'âge souvent attribué à tort, par de nombreux auteurs (Rouchy, 1982; Saint-Martin, 1990; Mansour, 1991, 2004; Belkebir *et al.*, 1996), au Messinien dès la présence des faciès diatomitiques dans le bassin du Chelif.

L'événement 5 est représenté par la première apparition (F.O.) de l'espèce *Amaurolithus amplificus*. En effet, cet événement marque la base de la sous-zone NN11c (CN9c) qui est définie par l'extension totale de cette espèce. Cette sous-zone correspondrait à la partie supérieure de la série du Douar Mehalif, de l'échantillon CA84 jusqu'à l'échantillon CA101. A noter que le dernier échantillon CA102 est azoïque. La première apparition d'*Amaurolithus amplificus* correspond au Chron C3An.2r, datée de 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995)(Fig. 30).

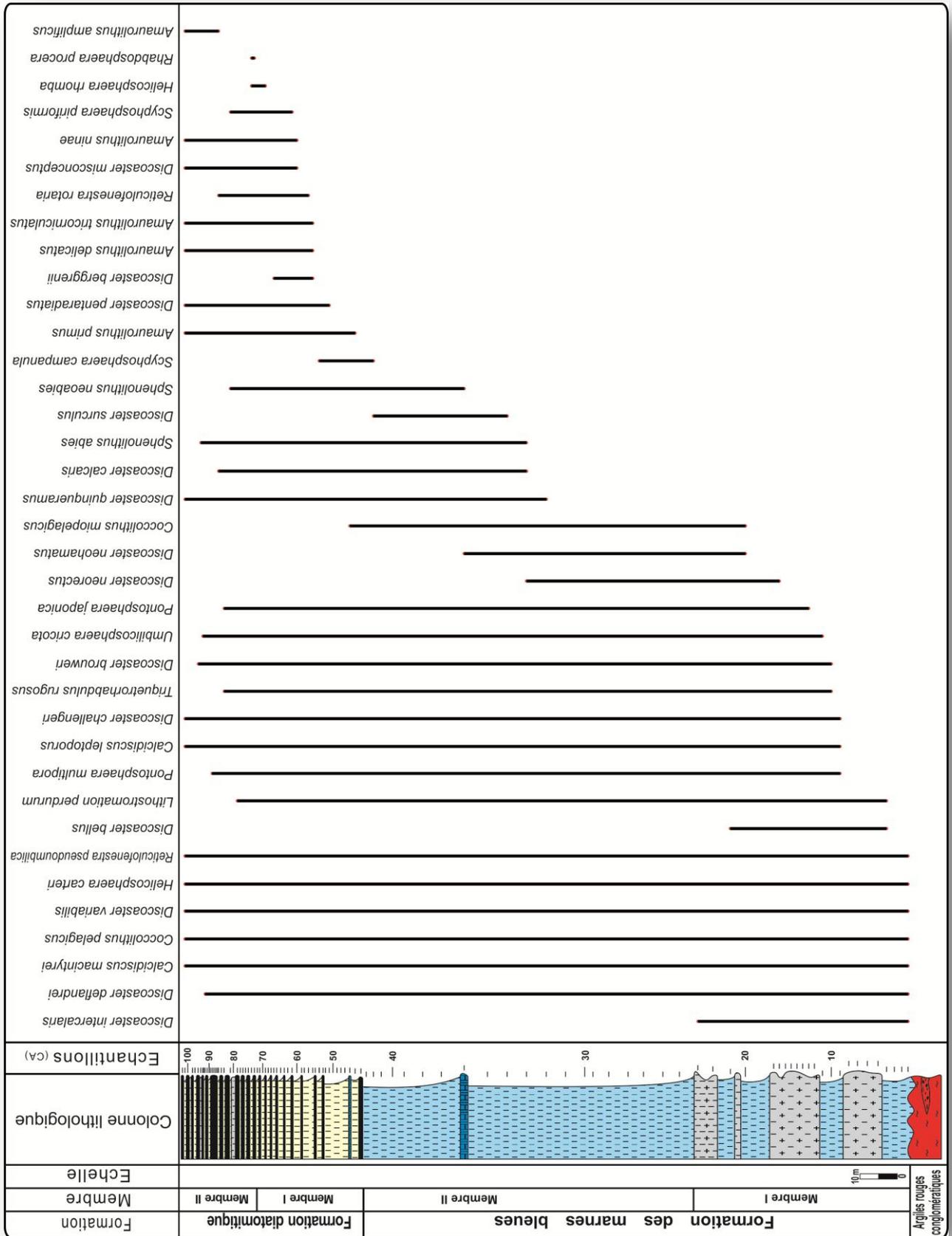


Fig. 32 - Répartition stratigraphique des nanfossiles calcaires de la coupe du Douar Mehalif.

3 – Biozonation de la série de Djebel Ben Dourda :

L'analyse de la série géologique du Djebel Ben Dourda a révélé une flore riche et diversifiée de nannofossiles calcaires avec 48 taxons, ayant permis d'établir leur extension stratigraphique détaillée (Fig. 34).

Cette extension a permis de prendre en considération certains taxons marqueurs appartenant aux genres *Discoaster* et *Amaurolithus* essentiellement pour un découpage biostratigraphique en s'appuyant principalement sur des disparitions et apparitions pour l'établissement des biozones et sous-biozones aidé en cela par les travaux de Martini (1971), Bukry (1973), Okada & Bukry (1980), Raffi & Flores (1995), Berggren *et al.* (1995) et Backman *et al.* (2012) (Fig. 35).

5 bioévénements ont été détectés dans la coupe de Djebel Ben Dourda.

- l'événement 1 représente la première apparition (FO) de *Discoaster loeblichii* à partir de l'échantillon BD6, ce qui nous permet de subdiviser la zone NN10 en deux sous-zones NN10a (CN8a) et NN10b (CN8b) (Fig. 35). La sous-zone NN10a, marquée par l'absence de *Discoaster hamatus* est repérée dès la base de la coupe de Ben Dourda jusqu'à l'échantillon BD5 (inclus). Elle correspond parfaitement à la biozone à *Neogloboquadrina acostaensis* des foraminifères planctoniques (biozone N16 de Blow, 1969) (Adaci, 1994). La sous-zone NN10b est attribuée à l'intervalle des échantillons BD6 à BD18 grâce à la présence de *Discoaster loeblichii* et l'absence de *Discoaster quinqueramus* et *Discoaster surculus*. A cet intervalle est attribué aussi la partie inférieure de la biozone à *Neogloboquadrina dutertrei/N. humerosa* (biozone N17 de Blow, 1969) des foraminifères planctoniques (Adaci, 1994).

- l'événement 2 correspond à la première apparition de *Discoaster surculus* à partir de l'échantillon BD18 dans la partie supérieure du

membre I de la formation des marnes bleues. La première apparition de ce taxon en l'absence de *Discoaster quinqueramus* marque le début de la zone à *Discoaster quinqueramus* (NN11) de Martini 1971 correspondant à la zone (CN9) d'Okada et Bukry (1980). La zone NN11 se prolonge jusqu'au sommet de la coupe de Djebel Ben Dourda, étant donné que l'espèce *Discoaster quinqueramus* est présente jusqu'à la fin de la coupe. Cette biozone englobe la partie terminale du membre I de la formation marneuse, le membre II de la formation marneuse ainsi que toute la formation diatomitique (Fig. 35).

- l'événement 3 est la première apparition (FO) d'*Amaurolithus primus* à partir de l'échantillon BD25. Il nous permet de subdiviser la zone NN11 en deux sous-zones. La sous-zone NN11a (CN9a) s'étend de l'échantillon BD18 à l'échantillon BD25 (Fig.35). Elle est datée du Tortonien supérieur, de 8,6 Ma à 7,2 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30). La sous-zone NN11b (CN9b) est marquée à la base par la première apparition (FO) d'*Amaurolithus primus* (BD25) et au sommet par la première apparition d'*Amaurolithus amplificus* (BD49) (Fig. 35). Cette sous-zone représente en partie le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur. Elle s'étend de 7,2 à 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30).

- l'événement 4 désigne la limite tortonien/messinien qui se trouve à l'intérieur de la sous-zone NN11b. Elle est marquée en Méditerranée par la première apparition de *Reticulofenestra rotaria* (Theodoridis, 1984; Negri & Villa, 2000). Selon Martini et Müller (1986); l'apparition d'*Amaurolithus delicatus* indiquerait la partie messinienne de la sous-zone (NN11b), cette dernière étant la meilleure approximation de la limite tortonio-messinienne (Negri et Villa, 2000 ; Mazzei, 1977 ; Salvatorini & Cita, 1979 ; Flores *et al.*, 1992 ; Cosentino *et al.*, 1997 ; Morigi *et al.*, 2007). Dans la coupe de Djebel Ben Dourda, *Amaurolithus delicatus* et *Reticulofenestra rotaria* apparaissent conjointement dans l'échantillon BD28, marquant ainsi la limite tortonien/messinien dans la partie supérieure du membre II de la formation des marnes bleues.

Les dépôts appartenant à cette limite (échantillon BD28) ont connu la première présence de *Globorotalia mediterranea* (Mansouri *et al.*, 2008) correspondant à la biozone N17 de Blow (1967).

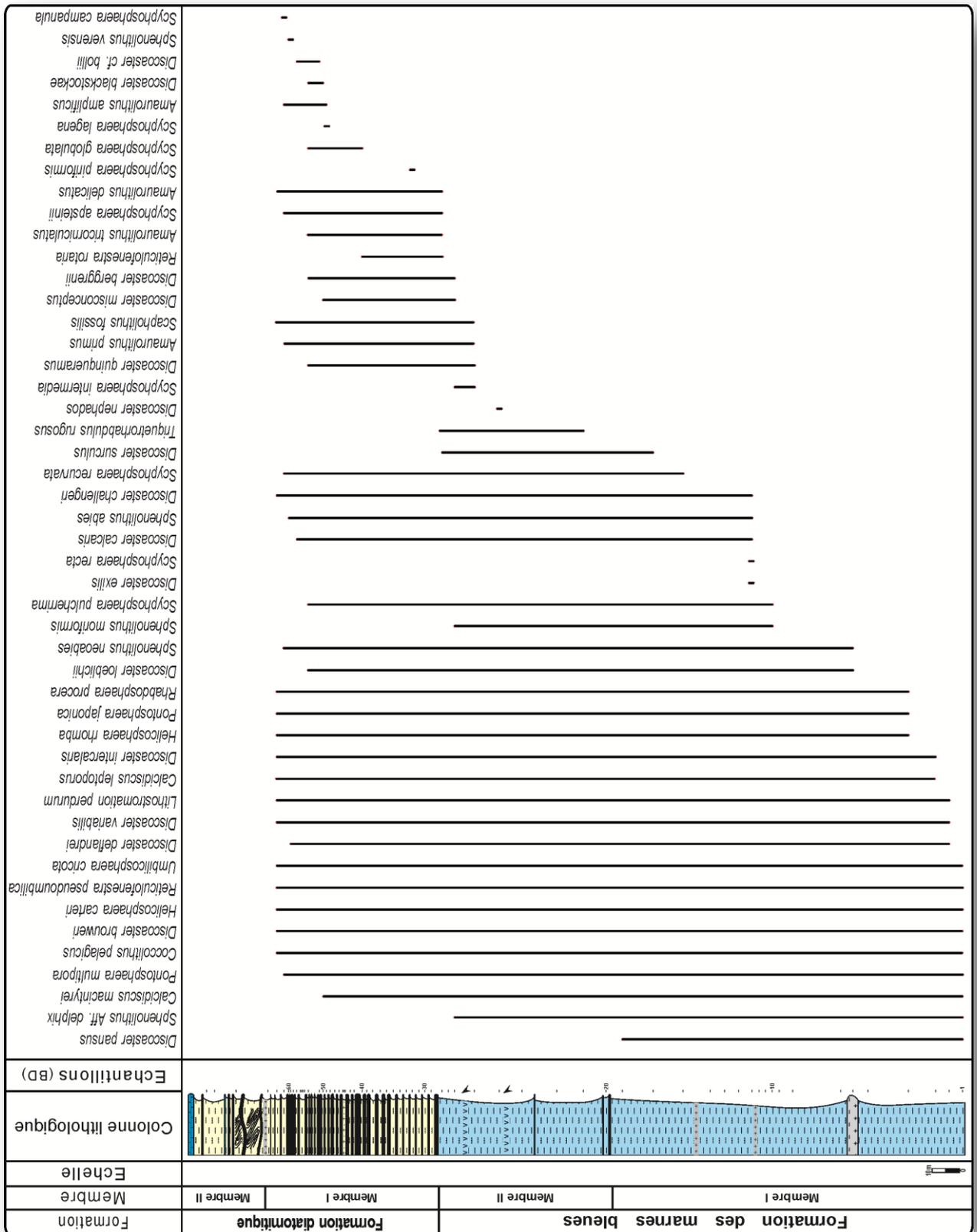


Fig. 34 - Répartition stratigraphique des nanofossiles calcaires de la coupe de Djebel Ben Dourda

Comme dans la coupe du Douar Mehalif, ces résultats permettent d'attribuer totalement la formation marneuse au Tortonien y compris les trois niveaux diatomitiques existants dans le membre II de la formation marneuse. Cette situation stratigraphique semble être en accord avec les résultats obtenus en Espagne dans le bassin du Guadalquivir (Bustillo et Lopez Garcia, 1997). Cette attribution stratigraphique des niveaux diatomitiques au Tortonien permet par ailleurs de reconsidérer l'âge des premiers niveaux diatomitiques proposé par de nombreux auteurs qui considéraient que la première apparition des faciès diatomitiques dans le bassin du Chélif marque le début du Messinien (Rouchy, 1982; Saint-Martin, 1990; Mansour, 1991, 2004; Belkebir *et al.*, 1996).

- l'événement 5 correspond à la première apparition (FO) de l'espèce *Amaurolithus amplificus*. En effet, cet événement marque la base de la sous-zone NN11c (CN9c) qui est définie par l'extension totale de cette espèce. Cette sous-zone correspondrait à la partie supérieure du membre I de la formation diatomitique de la série de Djebel Ben Dourda, de l'échantillon BD49 jusqu'à l'échantillon BD61.

Notons que les échantillons prélevés dans la partie supérieure de la coupe considérée comme messinienne (Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982 ; Saint Martin, 1990 ; Saint Martin *et al.*, 1992 ; Neurdin-Trescartes, 1992 ; Mansour *et al.*, 1994 ; Belkebir *et al.*, 1996) n'ont livré aucun nannofossile calcaire. Cette absence est probablement due aux conditions paléoenvironnementales, défavorables au développement de ces algues calcaires.

La première apparition d'*Amaurolithus amplificus* correspond au Chron C3An.2r, datée de 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995)(Fig. 30).

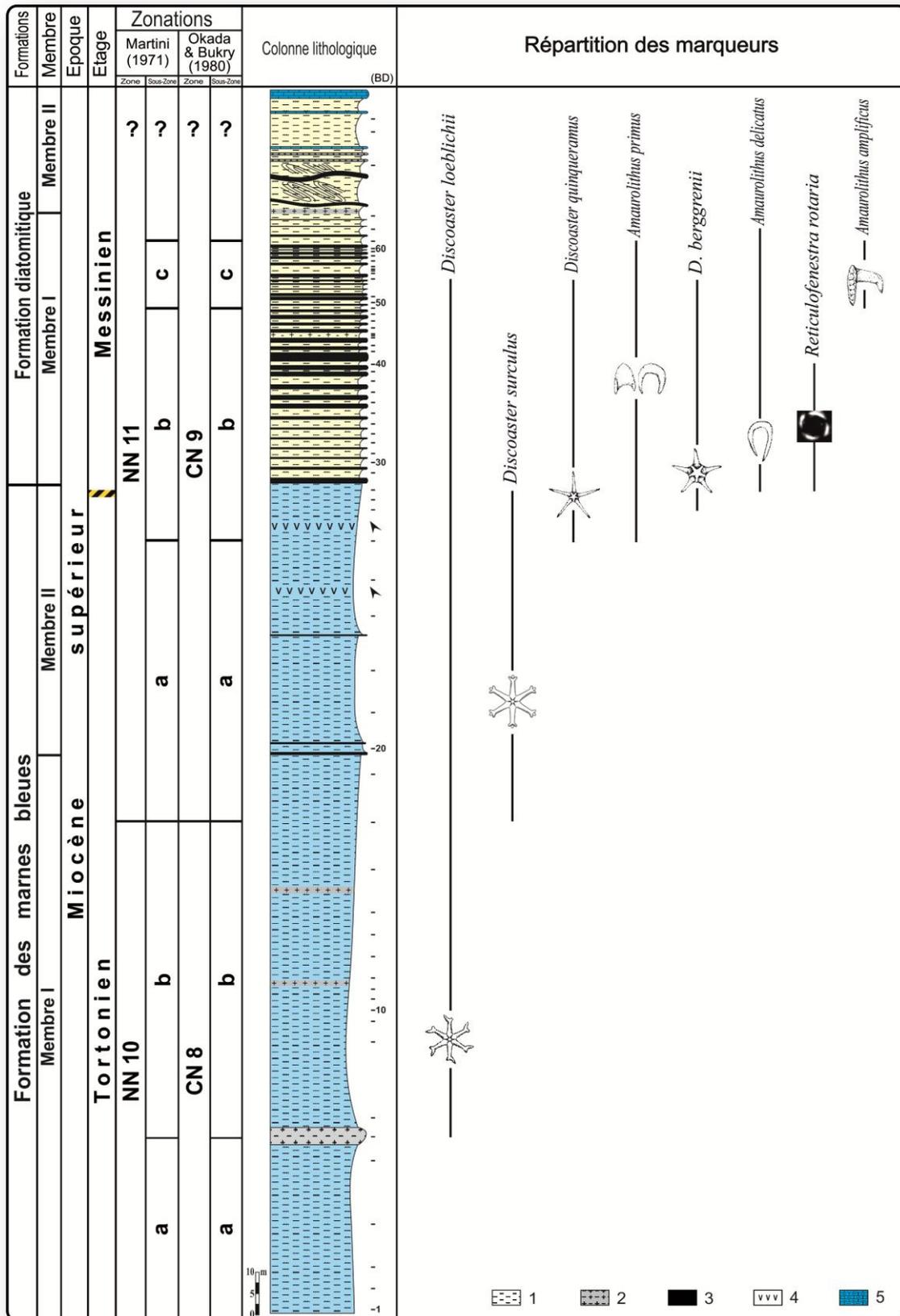


Fig. 35 - Distribution stratigraphique des principaux marqueurs de nanfossiles calcaires de la coupe de Djebel Ben Dourda.

1: Marnes; 2: Marnes cinéritiques; 3: Diatomites; 4: gypses; 5: Calcaires marneux.

4 – Biozonation de la série de Djebel Meni :

L'analyse de 118 échantillons de la série géologique de la coupe du Djebel Meni a révélé 35 espèces de nannofossiles calcaires, ce qui nous a permis d'établir une extension stratigraphique détaillée (Fig. 36). Ces mêmes échantillons de la coupe du Djebel Meni ont fait l'objet d'une étude des foraminifères par Hebib (2015). En effet, il a pu relever différents bioévénements au passage tortono-messinien.

Notons également qu'un échantillonnage a été réalisé à plusieurs reprises dans des marnes jaunes se trouvant juste en dessous du banc gréseux à figures thixotropiques et n'ont livré aucun nannofossile calcaire.

Certains taxons marqueurs des nannoplanctons appartenant essentiellement aux groupes des Astérolithes et des Cératolithes nous ont permis d'effectuer un découpage biostratigraphique détaillé de la série étudiée (Fig. 37) et d'en tirer 6 bioévénements.

En s'appuyant essentiellement sur les travaux de Martini (1971), Bukry (1973), Okada & Bukry (1980), Perch-Nielsen (1985), Raffi & Flores (1995), Berggren *et al.* (1995) et Backman *et al.* (2012), nous avons pu découper la série du Djebel Meni en plusieurs zones et sous-zones lui attribuant ainsi un âge Miocène supérieur (Tortonien sup. - Messinien) (Fig. 37).

- l'événement 1 est notifié par la première apparition (FO) de *Discoaster neorectus* au niveau de l'échantillon M23 dans la formation des marnes bleues, ce qui nous permet de subdiviser la zone NN10 en deux sous-zones :

La sous-zone NN10a (CN8a) correspondrait dans la coupe de Djebel Meni à l'intervalle situé entre les échantillons M1 et M22 (inclus) (Fig. 37). En effet, cette sous-zone est marquée par l'absence de *Discoaster*

hamatus et la première présence (FO) de *Discoaster neorectus* à l'échantillon M23.

La sous-zone NN10b (CN8b) est attribuée à l'intervalle compris entre les échantillons M23 et M28. Cette biozone est marquée par la première présence de l'espèce *Discoaster neorectus* et l'absence des taxons *Discoaster quinqueramus* et *Discoaster surculus*. Cette attribution est confortée par la présence de *Discoaster neohamatus* à la base de cet intervalle.

La coupe du Djebel Meni, avait livré *Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina humerosa* (Hebib, 2015) au niveau du premier échantillon (Dm1) prélevé par cet auteur ; ce même niveau correspond à l'échantillon M16 dans notre coupe. Ceci a permis d'attribuer un âge Tortonien supérieur à la partie sommitale de la formation des marnes bleues (Belkebir *et al.*, 1996).

- L'événement 2 correspond à la première apparition (FO) de *Discoaster quinqueramus* à partir de l'échantillon M29 dans la partie supérieure de la formation des marnes bleues. Ceci marque le début de la zone à *Discoaster quinqueramus* (NN11) de Martini 1971 correspondant à la zone (CN9) d'Okada et Bukry (1980) ; elle se prolonge jusqu'au sommet de la coupe de Djebel Meni (M118). Cette biozone englobe la partie terminale de la formation des marnes bleues, la formation diatomitique ainsi que toute la formation marno-gypseuse (Fig. 37). Elle est datée du Tortonien terminal et Messinien.

- L'événement 3 correspond à la première apparition (FO) d'*Amaurolithus primus* au niveau de l'échantillon M34 (Fig.36, 37), qui a permis de tracer la limite entre les sous-zones NN11a et NN11b.

La sous-zone NN11a (CN9a) correspond à l'intervalle compris entre les échantillons M29 et M34 et caractérise la partie supérieure de la formation des marnes bleues. Elle est datée du Tortonien supérieur et estimée entre 8,6 et 7,2 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30) voire 8,20 à 7,39 Ma (Backman *et al.*, 2012).

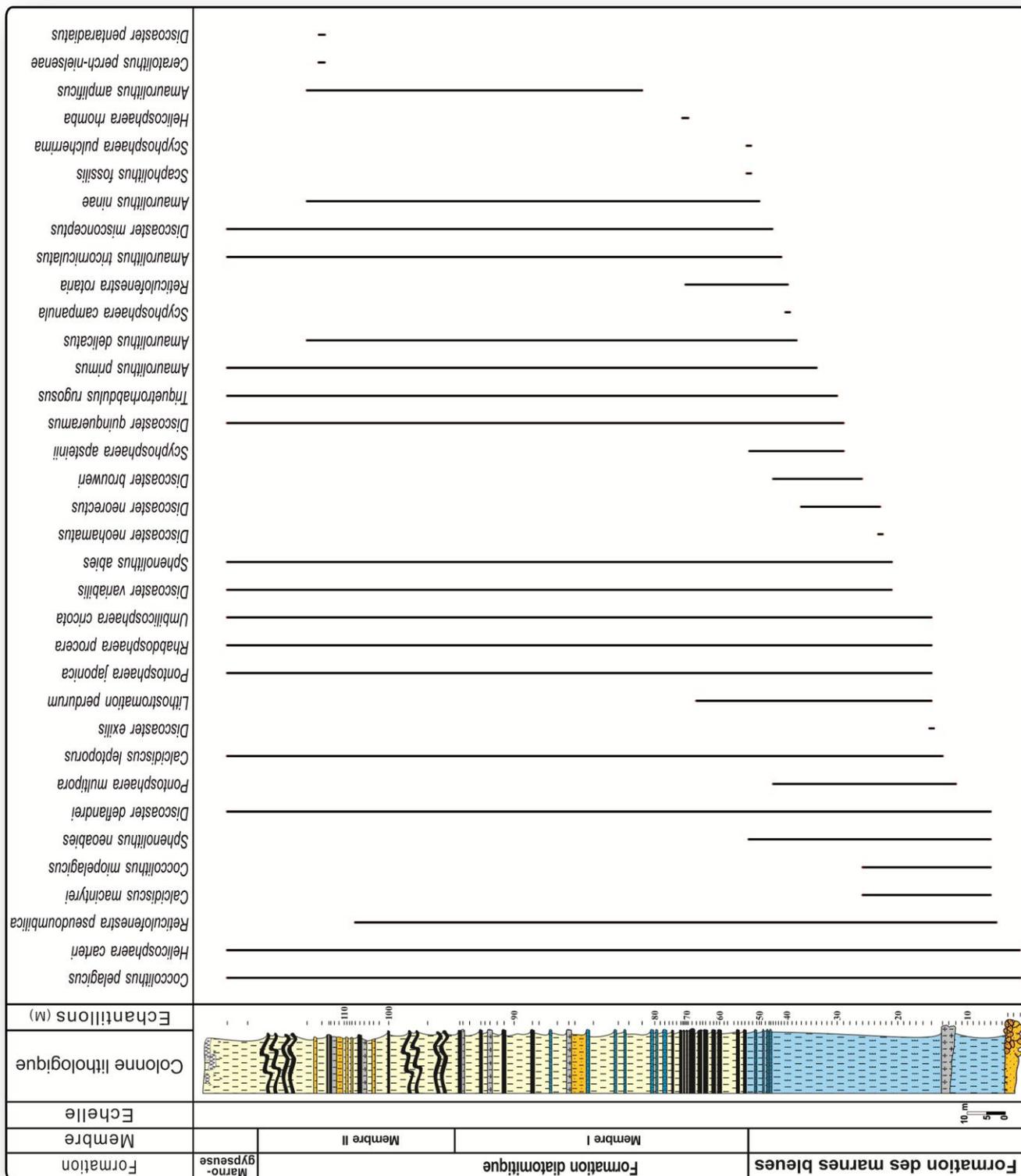


Fig. 36 - Répartition stratigraphique des nanfossiles calcaires de la coupe du Djebel Meni.

La sous-zone NN11b (CN9b) s'étendant de l'échantillon M34 jusqu'à l'échantillon M81, est marquée par l'intervalle de la première apparition (LO) d'*Amaurolithus primus* jusqu'à la première apparition (LO) d'*Amaurolithus amplificus* (Fig. 37). Elle représente la partie sommitale de la formation des marnes bleues et la partie inférieure du membre I de la formation diatomitique. Elle est à cheval entre le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur : 7,2 à 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30).

- L'événement 4 représente la limite tortonien/messinien qui se manifeste à l'intérieur de la sous-zone NN11b. Elle est marquée par la première apparition (FO) d'*Amaurolithus delicatus* au niveau de l'échantillon M38. D'après Martini et Müller (1986), l'apparition d'*Amaurolithus delicatus* indiquerait la partie messinienne de la sous-zone (NN11b). Cette espèce représente la meilleure approximation de la limite tortonien/messinien (Negri et Villa, 2000 ; Mazzei, 1977 ; Salvatorini & Cita, 1979 ; Flores *et al.*, 1992 ; Cosentino *et al.*, 1997 ; Morigi *et al.*, 2007). En Méditerranée, cette limite est appuyée par la première apparition de *Reticulofenestra rotaria* (Theodoridis, 1984; Negri & Villa, 2000). Dans la coupe de Djebel Meni, *Reticulofenestra rotaria* est présente à partir de l'échantillon M40.

L'apparition du foraminifère planctonique *Globorotalia mediterranea* déterminé par Hebib (2015), au niveau de l'échantillon (Dm15) de la coupe de Djebel Meni, situé à environ 12m au dessous du premier banc marno-calcaire, marque la base de la biozone à *Globorotalia mediterranea* (Belkebir *et al.*, 1996), indiquant la biozone N17 de Blow (1969). Cette apparition permet d'attribuer un âge messinien à ces dépôts. Cet échantillon (Dm15) correspond au même échantillon M30 de la coupe de Djebel Meni, ce qui veut dire que la limite tortonien/messinien déterminée par les foraminifères planctoniques n'est pas tout à fait au même niveau que celle déterminée par les nannoplanctons calcaires et qui est située un peu plus haut, au niveau de l'échantillon M38.

- L'événement 5 concerne la première apparition (FO) de l'espèce *Amaurolithus amplificus* marquant ainsi la base de la sous-zone NN11c (CN9c). Cette sous-zone est définie par l'extension totale d'*Amaurolithus amplificus* et s'étend dans la coupe de Djebel Meni dans presque toute la formation diatomitique. La première apparition de cette espèce correspond au Chron C3An.2r, datée de 6,6 Ma (Berggren *et al.*, 1995) (Fig. 30).

- L'événement 6 représente la dernière apparition (LO) d'*Amaurolithus amplificus* au niveau de l'échantillon M116. Ceci marque la limite entre les deux sous-zone NN11c (CN9c) et NN11d (CN9d). En effet cet événement marque la base de la sous-zone NN11d qui s'étend de l'échantillon M116 jusqu'à la fin de la coupe de Djebel Meni et englobe la partie terminale du membre II de la formation diatomitique et la formation marno-gypseuse.

5 – Biozonation de la série du télégraphe de Sidi Brahim :

Les nannofossiles calcaires du Pliocène n'ont jamais été étudiés en Algérie. Au vu de son épaisseur (plus de 800 m) et la qualité de ses affleurements localisés sur la berge nord d'oued Chélif, la coupe du télégraphe de Sidi Brahim présente un grand intérêt pour une meilleure connaissance du Pliocène (Rouchy, 1982 ; Atif, 2001). En effet, cette coupe est constituée essentiellement de marnes blanches, comparables au faciès "Trubi", considéré par de nombreux auteurs comme étant un faciès caractéristique du Pliocène inférieur (Cita et Gartner, 1973 ; Cita, 1973, 1975 ; Cita et Colombo, 1979 ; Rouchy, 1982 ; Atif, 2001).

L'analyse de 69 échantillons prélevés dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim a révélé une flore de nannoplancton riche et diversifiée avec 32 taxons, ayant permis d'établir leur extension stratigraphique détaillée (Fig. 38).

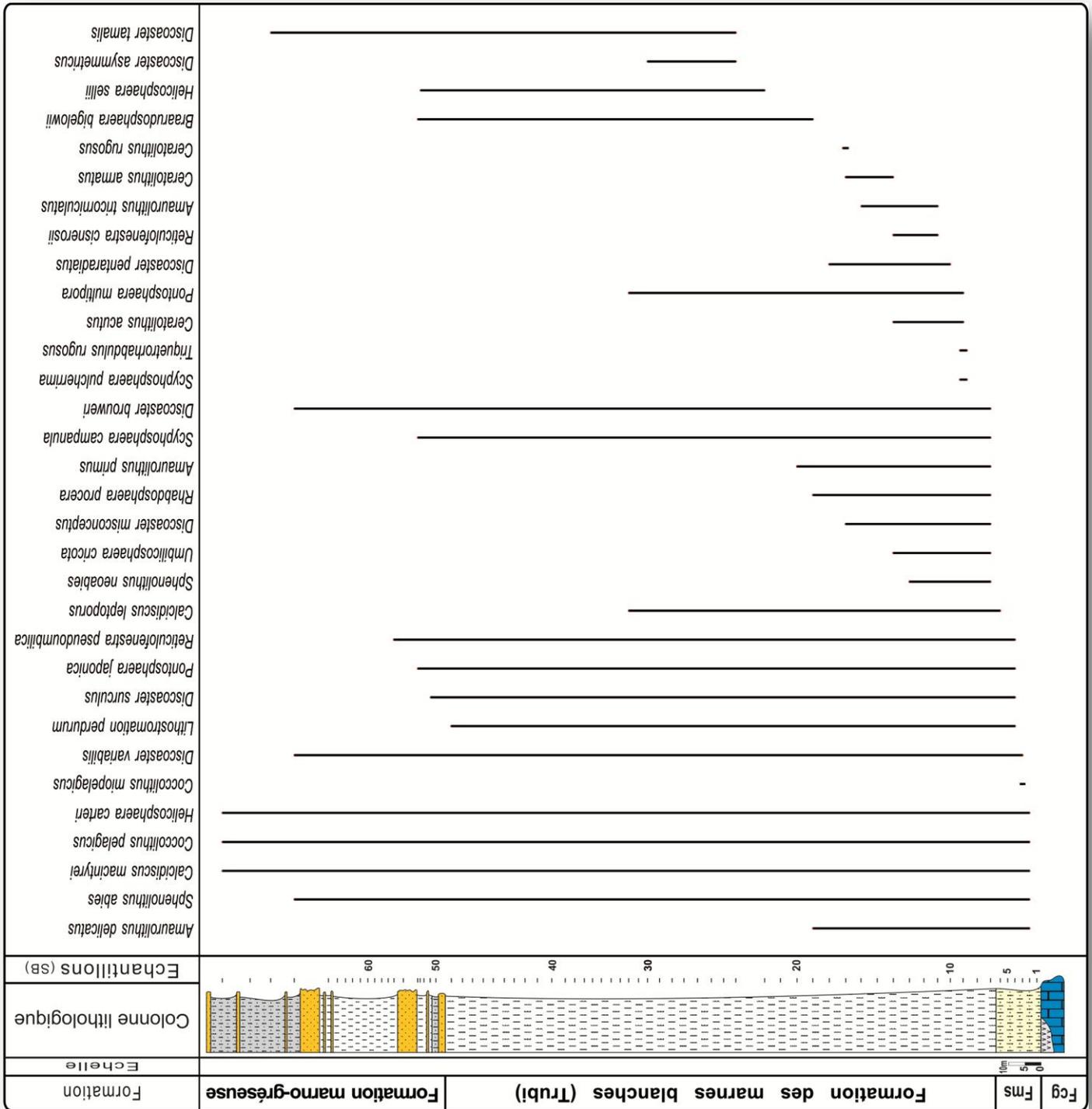


Fig. 38 - Répartition stratigraphique des nannofossiles calcaires de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim

Fcg: Formation calcaro-gypseuse; Fms: Formation marno-sableuse

Certains taxons marqueurs appartenant aux genres *Discoaster*, *Amaurolithus*, *Ceratolithus* et *Reticulofenestra*, ont permis d'effectuer un découpage biostratigraphique de la série étudiée (Fig. 38) et d'en révéler 8 bioévénements dans cette coupe. Ce découpage a permis l'établissement des biozones et sous-biozones en s'appuyant, entre autres, sur les travaux de Martini (1971), Bukry (1973), Okada & Bukry (1980), Raffi & Flores (1995), Raffi *et al.* (1998) ; Berggren *et al.* (1995) ; Perch-Nielsen (1985) et Backman *et al.* (2012).

- L'événement 1 correspond à la première apparition (FO) de *Ceratolithus acutus* au niveau de l'échantillon SB9, à la base de la formation des marnes blanches. Cet événement marque la base de la sous-zone NN12b (Martini, 1971), correspondant à la zone CN10b (Okada & Bukry, 1980) (Fig. 39).

Cette espèce a été souvent considérée comme l'événement standard indiquant la limite messinien/zancléen, estimée vers 5,332 Ma (Lourens *et al.*, 2004 ; Hilgen *et al.*, 2012). Par ailleurs, Backman *et al.* (2012) a proposé un âge de 5,36 Ma pour la première apparition (FO) de *Ceratolithus acutus* dans les régions de basse et moyenne latitude, ce qui la vieillit d'environ 28 Ka par rapport à la limite miocène/pliocène standard.

Un peu plus haut dans la série (échantillon SB14), nous signalons la présence de *Ceratolithus armatus*. Cette espèce qui a été décrite initialement par Müller (1974) est très similaire à *Ceratolithus acutus* ; ces espèces sont considérées par de nombreux auteurs comme étant synonymes (Young, 1998; Popescu *et al.*, 2017).

Vu l'absence de *Discoaster quinqueramus* des échantillons SB1 à SB8 (inclu), nous attribuerons cet intervalle, représentant la formation des marnes sableuses post-évaporitique (Rouchy, 1982) et l'extrême base de la formation des marnes blanches (SB7 et SB8), à la sous-zone NN12a (CN10a), rattachée au Messinien terminal.

- L'événement 2 représente la première apparition (FO) de *Reticulofenestra cisnerosii* (= *Reticulofenestra zancleana*) au niveau de l'échantillon SB11. Cet événement coïncide avec l'événement marqueur de la limite miocène/pliocène (messinien/zancléen) (Lancis, 1998; Lourens *et al.*, 2004; Lancis & Flores, 2006; Di Stefano & Sturiale, 2010; Osman *et al.*, 2021) (Fig. 39). En effet, la première apparition (FO) de *Reticulofenestra cisnerosii* (*R. zancleana*) a été datée de 5,332 Ma (Di Stefano & Sturiale, 2010) et correspond à l'âge de la limite messinien/zancléen (Lourens *et al.*, 2004).

- L'événement 3 est la première apparition (FO) de *Ceratolithus rugosus* marquant la base de la NN13 (Martini, 1971) et de la sous-zone CN10c (Okada & Bukry, 1980). C'est un événement rare en Méditerranée. Ceci a permis à Rio *et al.* (1990) d'utiliser la LO d'*Amaurolithus* spp. et la FO de *Helicosphaera sellii* pour marquer la limite inférieure de la biozone MNN13 en Méditerranée, ce qui correspond à la moitié supérieure de la zone NN13 de Martini (1971).

Nos résultats confirment la rareté de *Ceratolithus rugosus* puisque nous l'avons trouvé uniquement dans l'échantillon SB17 de la formation des marnes blanches dans la coupe du télégraphe de Sidi Brahim. Elle est signalée à 5,08 Ma par Backman *et al.* (2012).

Dans ce même échantillon (SB17), nous remarquons la dernière apparition (LO) de *Ceratolithus armatus* qui confirme donc la limite entre les zones NN12/NN13 (CN10b/CN10c).

- L'événement 4 concerne la dernière apparition (LO) d'*Amaurolithus primus*. Datée de 4,58 Ma (Backman *et al.*, 2012), cette espèce est utilisée par certains auteurs pour marquer la limite entre les sous-zones CN10c/CN11a (Rio *et al.*, 1990; Raffi & Flores, 1995; Backman *et al.*, 2012). Ces deux sous-zones correspondent entièrement à la biozone NN13 de Martini (1971) (Fig. 39).

La première présence (FO) de *Helicosphaera sellii*, dans l'échantillon SB22 de la formation des marnes blanches est incluse dans la zone NN13 rattachée au Zancléen inférieur (Di Stefano & Sturiale, 2010; Backman *et al.*, 2012; Roveri *et al.*, 2018).

- L'événement 5 est déterminé par la première apparition (FO) de *Discoaster asymmetricus* marquant la limite entre les zones NN13 et NN14 (Martini, 1971), équivalente à celle des sous-zones CN11a et CN11b (Okada et Bukry, 1980).

Dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, *Discoaster asymmetricus* apparaît dès l'échantillon SB23 dans la formation des marnes blanches. Dans ce même échantillon, nous notons la première apparition (FO) de *Discoaster tamalis*, un Astérolithe à quatre bras facilement identifiable.

La limite entre les zones NN14 et NN15 est définie par la dernière apparition (LO) d'*Amaurolithus tricorniculatus* (Martini, 1971; Perch-Nielsen, 1985). Très rare en Méditerranée, cette espèce n'a été trouvée que sporadiquement dans la base de la coupe du télégraphe de Sidi Brahim, entraînant ainsi l'impossibilité de procéder à une délimitation au sein des biozones NN14 et NN15, représentant toute les deux la sous-zone CN11b de Okada et Bukry (1980) (Fig. 39).

- L'événement 6 est marqué par la dernière apparition (LO) de *Reticulofenestra pseudoumbilica*. C'est une espèce très fréquente dans presque toute la série géologique du Télégraphe de Sidi Brahim et dont la taille est supérieure à 7 μm . Sa LO au niveau de l'échantillon SB56, située à la base de la formation marno-gréseuse, marque la limite inférieure de la zone NN16(CN12) datée de 3,82 Ma (Backman et *al.*, 2012).

- L'événement 7 représente la dernière apparition (LO) de *Sphenolithus spp.* (*Sphenolithus abies*) apparue dans l'échantillon SB66 (Fig.39). Cette dernière présence survient juste au-dessus de la LO de *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Perch-Nielsen, 1985; Raffi et Flores, 1995; Di Stefano, 1998). Elle a été calibrée à 3,61 Ma par Backman et *al.* (2012) dans les basses et moyennes latitudes.

Cet événement a été proposé par Cita et *al.* (1996) pour marquer la limite Zancléen/Piacenzien en Méditerranée. Dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, cette limite serait au niveau de l'échantillon SB66 dans la partie supérieure de la formation marno-gréseuse de la série du télégraphe de Sidi Brahim (Fig. 39).

- L'événement 8 correspondant à la dernière apparition (LO) de *Discoaster tamalis*, nous a permis de marquer la limite entre les sous-zones CN12a et CN12b d'Okada et Bukry (1980), l'équivalent de la NN16 de Martini (1971). Cet événement est situé au niveau de l'échantillon SB67 dans la partie supérieure de la formation marno-gréseuse de la série du télégraphe de Sidi Brahim ; l'âge de cet événement a été estimé à 2,76 Ma (Raffi et Flores, 1995; Backman et *al.*, 2012) dans les basses et moyennes latitudes.

En conclusion, l'ensemble de ces résultats obtenus dans le massif du Dahra a permis d'élaborer pour la première fois une échelle biostratigraphique mio-pliocène et la mise en évidence de nombreux événements survenus dans le bassin du Chelif (Fig. 40).

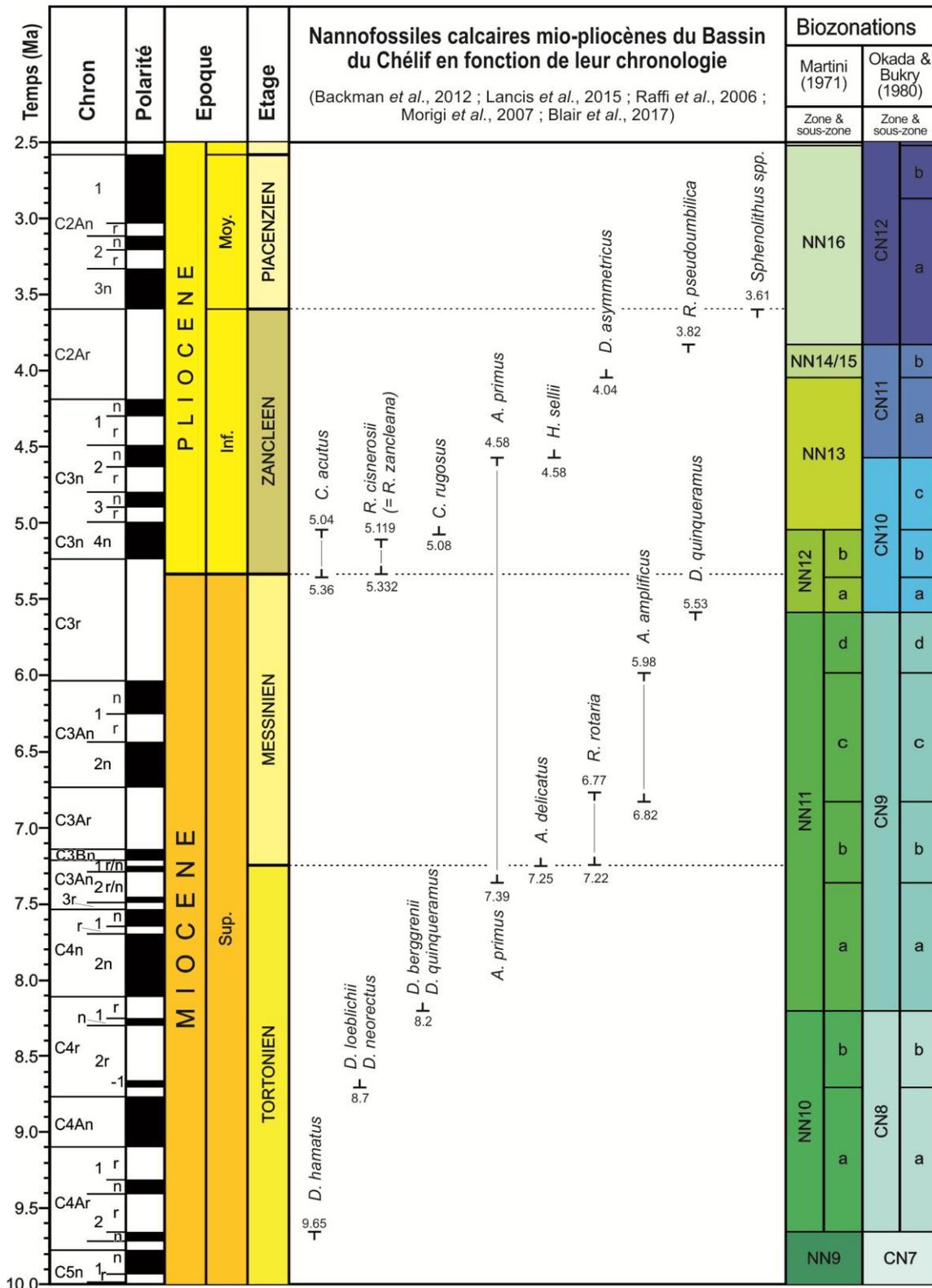


Fig. 40 – Bioévénements et biozonation des Nannofossiles calcaires mio-pliocène du bassin du Chelif.

III - Corrélation des coupes géologiques (Miocène supérieur) du massif du Dahra occidental :

La datation biostratigraphique des coupes étudiées (Douar Mehalif, Djebel Ben Dourda et Djebel Meni) a permis de mettre en évidence l'existence de deux bassins sédimentaires ayant évolué au cours du Tortonien et Messinien, suivant plusieurs phases, tantôt indépendamment l'un de l'autre, tantôt conjointement voire en relai. Ces bassins sont bien individualisés sur la carte géologique d'El Hadjadj (ex. Bosquet) au 50 000è, d'orientation parallèle (NE/SW). Le premier est défini par l'axe d'Ouled Bou Kamel (Douar Mehalif et Djebel Ben Dourda) – Ouled Khelouf ; le deuxième est matérialisé par l'axe Djebel Meni - Mzila.

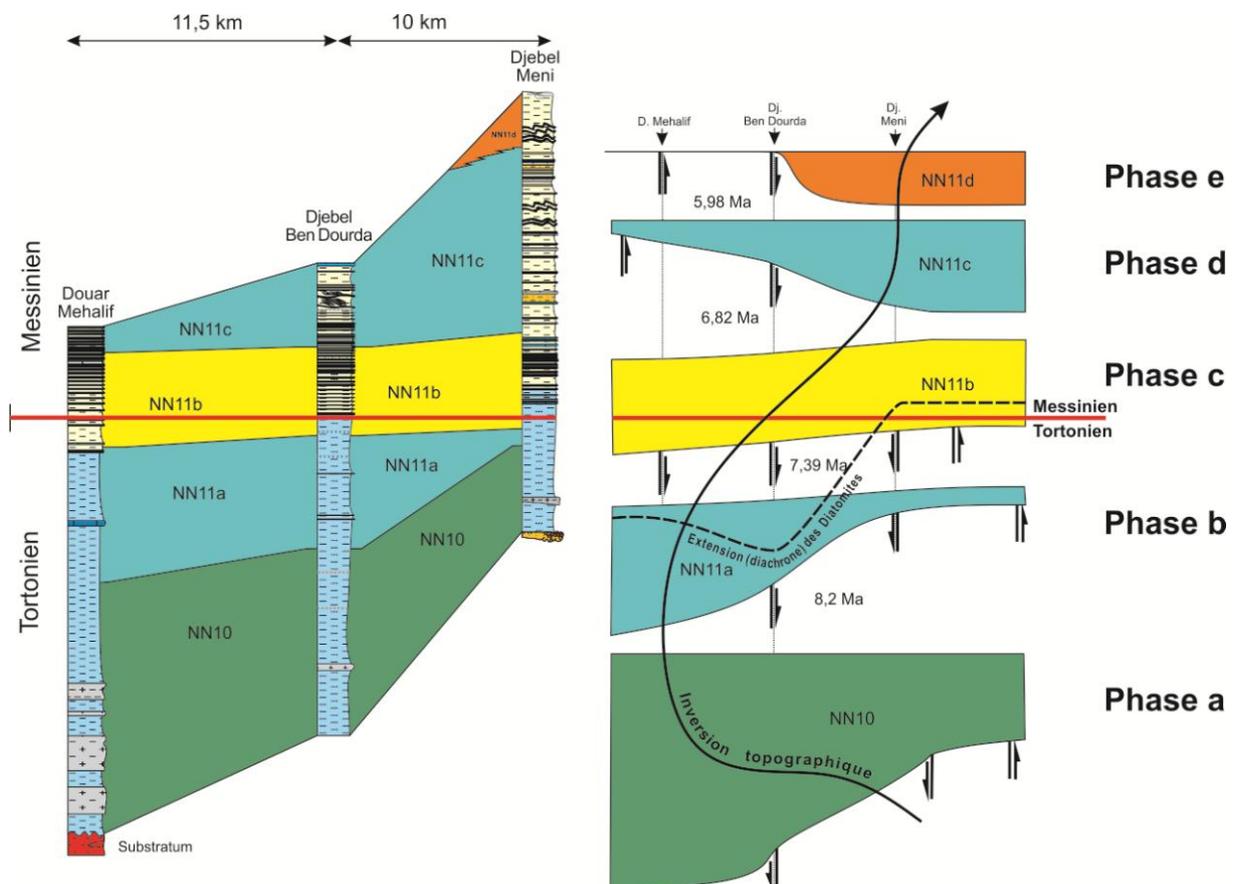


Fig. 41 - Corrélation et interprétation des coupes géologiques du massif du Dahra.

-Le bassin d'Ouled Bou Kamel – Ouled Khelouf : la sédimentation a démarré dans ce bassin au Tortonien vers 9,65 Ma, ayant connu une forte épaisseur

au niveau de Douar El Mehalif (centre) ; ses marges s'étalent vers l'Est dont l'épaisseur diminue progressivement vers Djebel Ben Dourda et Djebel Meni (**Phase a** : 9,65-8,2 Ma – NN10 totale). Le centre de ce bassin nord-occidental connaît pendant la **Phase b** (8,2-7,39 Ma – NN11a), un retrait de la mer à la fin de la biozone NN10b et une transgression enregistrée au niveau de la biozone NN11a (limite NN10b/NN11a). Cette limite est marquée, par ailleurs, par un changement des faunes de foraminifères planctoniques, situé à la limite *Neogloboquadrina acostaensis/Nq humerosa* et *Nq dutertrei* (Belkebir *et al.*, 1996 ; Bessedik *et al.*, 1997) ; Cette limite est estimée dans les bassins du Chélif et de la Tafna à 8,3 voire 8,2 Ma.

-L'optimum transgressif est marqué par une transgression générale qui ennoie les deux bassins d'Ouled Bou Kamel – Ouled Khelouf et de Djebel Meni-Mzila (**Phase c de relai**) où s'équilibrent les épaisseurs (zone NN11b : 7,39-6,82 Ma). Dans ces conditions, le bassin nord-occidental cesse de fonctionner en tant que bassin de subsidence ; il tend alors vers un soulèvement progressif ou ascension (inversion de reliefs). Se concrétisant dans les phases ultérieures, cette tendance est liée nettement à une tectonique active pendant la période tortono-messinienne.

-Le bassin de Djebel Meni-Mzila : celui-ci commence son fonctionnement pendant la **Phase d** (biozone NN11c : 6,82-5,98 Ma) et se poursuit dans la **Phase e** (biozone NN11d : 5,98- 5,53 Ma environs). Ces deux phases d'édification du bassin nord-oriental, constituent l'achèvement de l'inversion topographique (voir courbe) qui a commencé vers 9,65 Ma et s'est terminée vers 5,53 Ma (Tortonien et le Messinien) ; son équilibre optimal est atteint pendant la **Phase c** (relai de changement entre les deux bassins). Cette évolution tectonique, qui a duré 4,12 Ma, a certainement beaucoup contribué à l'édification et au façonnement des massifs telliens (Meghraoui, 1982 ; Arab *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018 ; Maouche *et al.*, 2019 ; Osman *et al.*, 2021).

Certains aspects sédimentaires et chronologiques sont également enregistrés, notamment la sédimentation diatomique qui semble être précoce dans le bassin nord-occidental d'Ouled Bou Kamel – Ouled Khelouf et tardive dans le bassin nord-oriental de Djebel Meni-Mzila. Ce diachronisme est manifeste au Tortonien terminal et au Messinien basal (voir courbe : extension diachrone des diatomites) ; il a été également enregistré par les foraminifères planctoniques dans

ce secteur (Hebib, 2015 ; Mansouri, 2001 ; Mansouri *et al.*, 2008). Il semble que le bassin ait connu une circulation des courants marins différente (NE/SW) au Tortonien terminal, ce qui explique l'apport des dépôts volcano-sédimentaires dans le bassin d'Ouled Bou Kamel – Ouled Khelouf, et sa relation avec la prolifération et le développement des diatomées dans un milieu silicoclastique.

Conclusion Générale

Quatre coupes géologiques, situées sur le versant méridional du massif du Dahra (bassin du Chelif, Algérie nord-occidentale), ont été levées (Douar Mehalif, Djebel Ben Dourda, Djebel Meni et Télégraphe de Sidi Brahim). Les trois premières coupes attribuées au Tortonien et au Messinien présentent une série géologique composée essentiellement, de bas en haut, de marnes rouges conglomératiques, de marnes bleues, de diatomites et de gypses. La coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est constituée de calcaires gypseux, à la base, suivi de marnes sableuses, de marnes blanches et de marnes gréseuses. Cette série s'étend stratigraphiquement du Messinien jusqu'au Piacenzien.

443 échantillons prélevés dans ces coupes géologiques se sont révélés assez riches en nannofossiles calcaires dont la détermination a permis d'identifier 12 familles, réparties en 16 genres et 63 espèces. La présence et la diversité des espèces au sein du groupe morphologique des Cératolithes, tout au long de ces coupes géologiques, ont bénéficié d'une attention particulière. En effet, leur étude a permis d'établir des liens phylogénétiques existant entre les genres *Triquetrorhabdulus*, *Ceratolithus* et *Amaurolithus*. En s'appuyant sur l'existence des morphotypes intermédiaires, l'étude du groupe des Cératolithes a montré l'évidence des relations phylogénétiques entre l'espèce ancêtre *Triquetrorhabdulus rugosus* et les espèces filles, *Amaurolithus primus*, *Amaurolithus amplificus* et *Ceratolithus acutus*. Les deux lignées d'*Amaurolithus primus* et *Ceratolithus acutus* ont évolué postérieurement en donnant respectivement *Amaurolithus delicatus* et *Ceratolithus rugosus*. Les processus de spéciation se sont produits dans des intervalles de temps relativement courts, ce qui permet à ce groupe de nannofossiles calcaires d'être de bons marqueurs biostratigraphiques.

L'analyse qualitative des nannoplanctons a permis de déterminer plusieurs bioévénements dans les coupes étudiées. En effet, la première présence (FO) de *Discoaster loeblichii* dans les marnes bleues (coupe de Djebel Ben Dourda) et de *Discoaster neorectus* (coupes du Douar Mehalif et de Djebel Meni) a permis de délimiter les sous-zones NN10a et NN10b dès la base de ces coupes. La première présence (FO) de *Discoaster quinqueramus* (coupe du Douar Mehalif et de Djebel Meni) et de *Discoaster surculus* (coupe de Djebel Ben Dourda) indiquent la base de

la zone NN11 et par conséquent la limite inférieure de la biozone NN11a, estimée à 8,20 Ma (Backman *et al.*, 2012). La première apparition (FO) d'*Amaurolithus primus* datée de 7,39 Ma (Backman *et al.*, 2012) a permis d'individualiser la base de la sous-zone NN11b. A l'intérieur de cette même sous-zone, la première présence (FO) d'*Amaurolithus delicatus* et/ou de *Reticulofenestra rotaria*, a défini la limite tortonomeassinienne. L'extension totale d'*Amaurolithus amplificus* dans la formation des marnes diatomitiques, a défini la sous-zone NN11c (6,82 Ma) ; ainsi, la limite entre les sous-zones NN11c / NN11d (coupe de Djebel Meni) est estimée à 5,98 Ma (Backman *et al.*, 2012).

Dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, la première apparition (FO) de *Ceratolithus acutus* (5,36 Ma) a permis de subdiviser la zone NN12 en deux sous-zones NN12a et NN12b. La limite Mio-Pliocène (Messinien - Zancéen) est marquée par la première présence (FO) de *Reticulofenestra cisnerosii* (= *R. zancleana*) à 5,332 Ma (Backman *et al.*, 2012). La base de la zone NN13 (5,08 Ma) y est individualisée par la première apparition de *Ceratolithus rugosus*. Par ailleurs, la première apparition de *Discoaster asymmetricus* (4,04 Ma) indique la zone NN14, tandis que la dernière présence (LO) de *Reticulofenestra pseudoumbilica* a permis de définir la limite des zones NN15 / NN16 (3,82 Ma). La limite Zancéen-Piacenzien est marquée par la dernière apparition (LO) des Sphénolithes (*Sphenolithus spp.*).

Ces résultats biostratigraphiques et la corrélation des coupes (Douar Mehalif, Djebel Ben Dourda et Djebel Meni) ont permis de mettre en évidence l'existence de deux bassins sédimentaires ayant évolué au cours du Tortonien et Messinien, soit indépendamment l'un de l'autre, soit conjointement ou en relai. D'orientation parallèle (NE/SW), ces bassins sont bien individualisés sur la carte géologique d'El Hadjadj (ex. Bosquet) au 50 000è : Ouled Bou Kamel (Douar Mehalif et Djebel Ben Dourda) – Ouled Khelouf et Djebel Meni - Mzila. Dans le premier bassin, la sédimentation enregistre une forte subsidence (épaisseur) au niveau de Douar Mehalif (centre) ; celle-ci diminue vers l'Est (Djebel Ben Dourda et Djebel Meni) : (**Phase a** : 9,65-8,2 Ma – NN10 totale). Cette phase se poursuit pendant la **Phase b** (8,2-7,39 Ma – NN11a) et s'achève par un retrait de la mer à la fin de la biozone NN10b ; la **Phase c** est marquée par une transgression générale (optimum transgressif) enregistrée au niveau de la sous-zone NN11a (limite NN10b/NN11a). Cette période est considérée comme une phase de **relai** entre les deux bassins.

Dans ces conditions, le bassin nord-occidental cesse de fonctionner en tant que bassin de subsidence ; il tend alors vers un soulèvement progressif ou ascension (inversion de reliefs). Se concrétisant dans les phases ultérieures, cette tendance est liée nettement à une tectonique active pendant la période tortono-messinienne. Le bassin de Djebel Meni-Mzila commence son fonctionnement pendant la **Phase d** (biozone NN11c : 6,82-5,98 Ma) et se poursuit dans la **Phase e** (biozone NN11d : 5,98- 5,53 Ma environs). Ces deux phases d'édification du bassin nord-oriental, constituent l'achèvement de l'inversion topographique (voir courbe) qui a commencé vers 9,65 Ma et s'est terminée vers 5,53 Ma (Tortonien et le Messinien).

Cette évolution tectonique, qui a duré 4,12 Ma, a certainement beaucoup contribué à l'édification et au façonnement des massifs telliens (Meghraoui, 1982 ; Arab *et al.*, 2015 ; Leprêtre *et al.*, 2018 ; Maouche *et al.*, 2019 ; Osman *et al.*, 2021). Par ailleurs, d'autres aspects de cette sédimentation sont évoqués notamment ceux relatifs aux dépôts des diatomites dont le démarrage est diachrone : Tortonien terminal et Messinien basal (voir courbe : extension diachrone des diatomites).

Références bibliographiques

- ABBOUDA M., BOUHADAD Y., BENFEDDA A., SLIMANI A., 2018 - Seismotectonic and Seismological aspects of the Mostaganem (Western Algeria) May 22, 2014 (Mw 4.9) seismic event. *Arab J Geosci* 11,57.
- ABBOUDA M., MAOUCHEB S., BOUHADADA Y., BELHAI D., 2019 - Neotectonic and active tectonics of the Dahra- Lower Cheliff Basin (Tell Atlas, Algeria): Seismotectonic implication. *Journal of African Earth Sciences*, 153, 250-267.
- ADACI M., 1994 - la série mio-pliocène de la bordure méridionale du Dahra, biostratigraphie et paléoécologie de la région Ouest de Sidi Bel Attar. *Mémoire d'ingénieur d'état*, Oran. 133 p, 43 figs. (inédit).
- AMEUR-CHEHBEUR A., 1992 - Age accuracy of some *Hipparion* fossiliferous sites in Algeria. In: F. Spitz, G., Janeau, G., Gonzalez, & S., Aulagniern,(Eds.). Ongulés/Ungulates, 91, *S.F.E.P.M.-I.R.G.M.*, Paris Toulouse, 27-30.
- AMEUR-CHEHBEUR, A., 1988 - Biochronologie des formations continentales du Néogène et du Quaternaire de l'Oranie : contribution des micromammifères. *Thèse Doctorat d'Etat*, Université d'Oran, 432 p.
- ANDERSON R. V., 1936 - Geology in the coastal atlas of western Algeria. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, New York, 450 p.
- ARAB M., BRACENE R., ROURE F., ZAZOUN R.S., MAHJOUR Y., BADJI., 2015 - Source rocks and related petroleum systems of the Chelif Basin, (western Tellian domain, north Algeria). *Marine and Petroleum Geology* 64, 363-385.
- ATIF K.F.T., 2001 - Modalités du passage Mio-Pliocène dans le Bassin du Bas Chélif. *Mém. Mag, Univ, Oran*, 133p, 39 figs., VI tabs. (Inédit)
- ATIF K.F.T., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B., SAINT MARTIN J.-P., 2008 - Le passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chélif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas* 30 (1) : 97-116.
- AUBRY M.-P., 1984 - Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, Book 1: *Ortholithae (Discoasters)*: New York, *Micropaleontology Press*, 266 p.

- AUBRY M.-P., 1988a - Phylogeny of the Cenozoic calcareous nannoplankton genus *Helicosphaera*. *Paleobiology.*, 14, 64-80.
- AUBRY M.-P., 1988b - Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, Book 2 : *Ortholithae (Catinasters, Ceratoliths, Rhabdoliths)* : New York, *Micropaleontology Press*, 279 p.
- AUBRY M.-P., 1989 - Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, Book 3 : *Ortholithae (Pentaliths and others). Heliolithae (Fasciculiths, Sphenoliths and others)* : New York, *Micropaleontology Press*, 279 p.
- AUBRY M.-P., 1990 - Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, Book 4 : *Heliolithae (Helicoliths, Cribriliths, Lopadoliths and others)* : New York, *Micropaleontology Press*, 381 p.
- AUBRY M.-P., 1999 - Handbook of Cenozoic Calcareous Nannoplankton, Book 5 : *Heliolithae (Zygooliths and Rhabdoliths)* : New York, *Micropaleontology Press*, 368 p.
- BACKMAN J., 1978 - Late Miocene-Early Pliocene nannofossil biochronology and biogeography in the Vera Basin, SE Spain. *Acta Univ. Stockholm. Contrib. Geol.*, 32, pp. 93 - 114.
- BACKMAN J., 1980 - Miocene-Pliocene nannofossils and sedimentation rates in the Hatton-Rockall Basin, N.E. Atlantic Ocean. *Stockholm Contr. Geol.* Stockholm, 36, 1, pp. 1-109.
- BACKMAN J., RAFFI I., RIO D., FORNACIARI E., PÄLIKE H., 2012 - Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy* 47(2),221-244.
- BADJI R., CHARVIS P., BRACENE R., GALVE A., BADSI M., RIBODETTI A., BENAÏSSA Z., KLINGELHOEFER F., MEDAOURI M., BESLIER M.-O., 2015 - Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophys. J. Int* 200, 1027–1043.
- BANDY O.L., 1975 - Messinian evaporite deposition and the Miocene-Pliocene boundary, Pasquasia - Capodarso sections. Sicily. *Late neogene epoch boundaries*, p, 49 - 63, 3 fig., 2 pl.

- BEAUFORT L., 1992 - Dynamique du nannoplancton calcaire au cours du Néogène : implications climatiques et océanographiques. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 121, 71 figs., 141 p., 14 tabl.
- BELHADJI A., 2006 - La série miocène supérieur-pliocène du versant oriental de Djebel Diss (Dahra occidentale) : attribution biostratigraphique. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 133 p. (inéd.).
- BELHADJI A., BELKEBIR L., SAINT MARTIN J.-P., MANSOUR B., BESSEDIK M., CONESA G., 2008 - Apports des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas* 30 (1) : 79-96.
- BELKEBIR L., ET ANGLADA R., 1985 - Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra. *110^e congr.natl.Soc.savantes, Sciences*, 6: 279-290; Montpellier.
- BELKEBIR L., 1986 - Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra (Algérie) : Biostratigraphie, Paléontologie, Paléogéographie. *Thèse Univ. Aix-Marseille*, 1, 289 p.
- BELKEBIR L., BESSEDIK M., AMEUR-CHEHBEUR A. et ANGLADA R., 1996 - Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie : biostratigraphie et eustatisme. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud*, pp. 553-561, 3fig.
- BELKEBIR L., BESSEDIK M., et MANSOUR B., 2002 - Le Miocène supérieur du bassin du Bas Chélif : attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mém. Serv.Géol. Alg* n°11: 187-194.
- BELKEBIR L., LABDI A., MANSOUR B., BESSEDIK M., SAINT MARTIN J.-P., 2008 - Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas* 30 (1), 9-19.
- BELLON H., GUARDIA P., MAGNE J., 1984 - Les associations volcaniques du Miocène supérieur de la région oranaise (Algérie occidentale). Conséquences géodynamiques. *Géol Méditerr.* Tome XI 3:255-264

- BENBAKHTI I.M., MAOUCHE S., BELHAI D., HARBI A., RITZ J.-F., RABAI G., REZOUK A., DOUMAZ F., 2018 - Characterizing the active tectonics in the Oran region (Algeria) and recasting the 1790 earthquake. *J. Seismol.* 22, 1549-1561. <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9784-3>
- BENSON R.H., RAKIC-EL BIED K., BONADUCE G., HODELL D.A., BERGGREN W.A., AUBRY M.-P., NAPOLEONE G. and KENT D.V., 1990 - A proposal for the Pliocene global boundary stratotype section and point : Bouregreg section, Morocco. IX *RCMNS Congr., Barcelona, Abstr.*, p. 57.
- BENSON R.H. & RAKIC EL BIED K., 1996 - The Bou Regreg Section, Morocco : Proposed global boundary stratotype section and point of the Pliocene. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 383, pp. 51-150, 33 figs., 2 tabl.
- BENZINA M., HEBIB H., BENSALAH M., 2018 - New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Rev de Micropal* 62:9–24
- BERGGREN W.A., KENT D.W., SWISHER C.C. & AUBRY M.-P., 1995 – A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.* 54, 129-212.
- BESSEDIK M., 1984 - The Early Aquitanian and Upper Burdigalian-Lower Serravallian environments in the Northwestern Mediterranean region - *Paléobiol. contin.*, Montpellier, 14, 2, 153-179.
- BESSEDIK M., BENAMMI M., JAEGER J.-J., AMEUR-CHEHBEUR R., BELKEBIR L., et MANSOUR B., 1997 - Gisement à rongeurs d'âge tortonien dans des dépôts lagunaires et marins de transition en Oranie : corrélation marin continental. *Actes du congrès BiochroM'97*, J.-P., Aguilar, S., Legendre & J., Michaux (Eds.), *Mém.Trav. E.P.H.E.*, Inst. Montpellier, 21, 293-300.
- BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B., 2002. Révision de l'âge miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du Bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie) : conséquences biostratigraphique et géodynamique. *Mém. Serv. Géol. Alg.*, n°11 : pp.167-186.
- BIOLZI M., PERCH-NIELSEN K. & RAMOS I., 1981 - *Triquetrorhabdulus* - an Oligocene/Miocene calcareous nannofossil genus. *INA Newsletter*, 3, pp. 89 - 92.

- BLACK M., 1971 - The systematics of coccoliths in relation to the palaeontological record. *In* : B.M. FUNNELL & W.R. RIEDEL (eds.) *The micropaleontology of Oceans*, pp. 611 - 624. Cambridge University Press.
- BLACK M. 1964 - Cretaceous and Tertiary coccoliths from Atlantic seamounts. *Palaeontology*, 1, 306-16.
- BLOW H.M., 1969 - Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. Intern. Conf. Plank. Foram.*, Genève, 1, pp. 199-422.
- BOWN P.R., YOUNG J.R., 1998 - Techniques. *In*: Bown PR (ed) *Calcareous nanofossil biostratigraphy (British Micropalaeontological Society Publications Series)*. Chapman and Kluwer Academic, London, pp 16–28.
- BRAARUD T., 1962 - Species distribution in marine phytoplankton, *J. Oceanographical Soc. of Japan*, 20th Anniversary Volume, p. 628-649.
- BRAARUD T., 1979 - The temperature range of the non-motile stage of *Coccolithus pelagicus* in the North Atlantic region, *Br. Phycol. J.*, vol. 14, p. 349-352.
- BRAMLETTE M.N. and RIEDEL W.R., 1954 - Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to recent coccolithophores. *J. Paleont.*, vol. 28, 3 text-figs., p. 385-403, pl. 38-39.
- BRAMLETTE M.N. and WILCOXON J.A., 1967 - Middle Tertiary calcareous nanoplankton of the Ciperó Section, Trinidad, W.I. *Tulane Stud. Geol.*, 5, pp. 93 - 131.
- BRIVE A., 1897 - La carte géologique de Renault au 1/50 000è, Feuille n° 104 et notice explicative. *Édition du Service géographique de l'Armée*.
- BRIVE A., 1920 - Sur l'âge des gypses du Dahra. *C R somm Soc Géol Fr*: 54-55
- BRÖNNIMANN P. & STRADNER H., 1960 - Die Foraminiferen- und Discoasteridenzonen von Kuba und ihre interkontinentale Korrelation. *Erdoel-Z.*, 76, pp. 364 - 369.

- BUKRY D., 1971 - Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. *Trans. San Diego Soc. Nat. Hist.*, 16, pp. 303 - 327.
- BUKRY D., 1973a - Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 15 : pp. 685-703.
- BUKRY D., 1973b - Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 18, eastern North Pacific. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 18, pp. 817 - 831.
- BUKRY D., 1976 - Coccolith stratigraphy of Manihiki Plateau, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project, Site 317. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 39, pp. 493-501.
- BUKRY D., 1977 - Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, South Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 39. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 39, pp. 825-839.
- BUKRY D., 1978 - Cenozoic coccolith and silicoflagellate stratigraphy, offshore Northwest Africa, Deep Sea Drilling Project, Leg 41. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 49, pp. 551 - 581.
- BUKRY D., 1981 - Pacific coast coccolith stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, DSDP Leg. 63, *In* : R.S. YEATS, B.U.I. HAQ *et al.*, *Init. Rep. DSDP*, 63, Washington (D.C.), U.S., Gov. Print. Off., pp. 445-471.
- BUKRY D. & BRAMLETTE M.N., 1969 - Some new and stratigraphically useful calcareous nannofossils of the Cenozoic. *Tulane Stud. Geol. Paleontol.*, Tulane University of Louisiana, New Orleans, vol. 7, n° 3, pp. 131-142, 3 pl.
- BUKRY D. & PERCIVAL S.F., 1971 - New Tertiary calcareous nannofossils. *Tulane Stud. Geol. Paleontol.*, 8, 122 p.
- BURNS D.A., 1973 - Structural analysis of flanged coccoliths in sediments from the South West Pacific Ocean. *Rev. Esp. Micropaleontol.*, Madrid, V, 1, pp. 147-160.
- BUSTILLO M.A. & LOPEZ GARCIA M.J., 1997 - Age, distribution and composition of Miocene diatom bearing sediments in the Guadalquivir Basin, Spain. *Geobios*, 30, 3 : pp. 335 - 350

- CARTER H.J., 1871 - On *Melobesia unicellularis*, better Known as the coccolith. *Ann. and Mag. Nat. Hist.*, ser. 4, vol. 7, p. 184-189.
- CITA M.B., GARTNER, S., 1973 - Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, IV. The stratotype Zanclean foraminiferal and nannofossil biostratigraphy. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigraphia*, 79, 503-558.
- CITA M.B., 1975 - Studi sul Pliocene e egli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep-sea record, a revision. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 81:527–544.
- CITA M.B. et GARTNER S., 1973 - Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio del Miocene al Pliocene. IV. The stratotype Zanclean. Foraminiferal and nannofossil biostratigraphy. *Riv. Ital. Paleontol.*, vol. 79 (4), p. 503-558.
- CITA M.B., RIO D., HILGEN F., CASTRADORI D., LOURENS L., & VERGERIO, P.P., 1996. Proposal of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (middle Pliocene). *Int. Comm. on Stratigr. Subcomm. on Neogene Stratigr.*
- CITA MB, COLOMBO L., 1979 - Sedimentation in the latest Messinian at Capo Rossello (Sicily). *Sedimentology* 26:497–522.
- CLAUZON G., SUC J.P., GAUTIER F., BERGER A., LOUTRE M.F., 1996 - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis, controversy resolved? *Geology* 24:363–366.
- CLAUZON G., SUC J.P., DO COUTO D., JOUANNIC G., MELINTE-DOBRINESCU M.C., JOLIVET L., QUILLÉVÉRÉ F., LEBRET N., MOCOCHAIN L., POPESCU S.M., MARTINELL J., DOMÉNECH R., RUBINO J.L., GUMIAUX C., WARNY S., BELLAS S.M., GORINI C., BACHE F., ESTRADA F., 2015 - New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Mar Petrol Geol* 66:71–100.
- CLOCCHIATTI M., 1971 - Contribution à l'étude du nannoplancton calcaire du Néogène d'Afrique du Nord. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, Sér. C, Sci. Terre., Tome XXIII, 22 fig., 4 tabl., 135 p., 40 pl.

- COHEN C.L.D. & REINHARDT P., 1968 - Coccolithophorids from the Pleistocene caribbean deep-sea core CP-28. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 131, 3, pp. 289 - 304.
- CORNÉE J.J., SAINT-MARTIN J.P., CONESA G., MÜNCH P., ANDRÉ J.P., SAINT MARTIN S., ROGER S., 2004 - Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int. J. Earth Sci (Geol Rundsch)* 93:621–633.
- CORNÉE J.J., FERRANDINI M., SAINT MARTIN J.P., MÜNCH P., MOULLADE M., RIBAUD-LAURENTI A., ROGER S., SAINT MARTIN S., FERRANDINI J., 2006 - The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230:129–154.
- COSENTINO D., CARBONI M.G., CIPOLLARI P., DI BELLA L., FLORINDO F., LAURENZI M.A. & SAGNOTTI L., 1997 - Integrated stratigraphy of the Tortonian / Messinian boundary : The Pietrasecca composite section (central Apennines, Italy). *Ecl. Geol. Helv.* 90, pp. 229 - 244.
- CUNNINGHAM K.J., BENSON R.H., RAKIC-EL BIED K., MCKENNA L.W., 1997 - Eustatic implications of Late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology* 107: 147–165.
- DALLONI M., 1915 - Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. *Bull Soc Géol Fr*, Paris, 4e s., t. XV: 428-457.
- DAYJA, D., JANIN M.-CH., BOUTAKIOUT, M., 2005 - Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du couloir sud Rifain (Maroc) fondées sur les événements de foraminifères planctoniques et de nanofossiles calcaires. *Revue de Micropaléontologie*, 48, 141–157.
- DEFLANDRE G., 1939 - Sur la présence de Coccolithophoridées et de Discoastéridées dans les marnes sahéniennes d'El Mehdi. *Bull. Soc. Zool. France.*, vol. 64, p. 200-202.
- DEFLANDRE G., 1942(a) - Coccolithophoridées fossiles d'Oranie. Genres *Scyphosphaera* Lohmann et *Thorosphaera* Ostenfeld. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, vol. 77, p. 125-137.

- DEFLANDRE G., 1942(b) - Sur la conservation de microfossiles calcaires, notamment de Coccolithophoridés, dans les silex sahéliens d'Oranie. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Sér. D, t. 214, p. 804-805.
- DEFLANDRE G., 1942(c) - Possibilités morphogénétiques comparées du calcaire et de la silice, à propos d'un nouveau type de microfossile calcaire de structure complexe, *Lithostromation perdurum* n. g. sp., *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Sér. D, t. 214, p. 917-919.
- DEFLANDRE, G. 1947 - Braarudosphaera nov. gen., type d'une famille nouvelle de Coccolithophoridés actuels à éléments composites. *C.r. Seances Acad. Sci.* Paris, 225, 439-41.
- DEFLANDRE G., 1952(a) - Classe des Coccolithophoridés in P.P.Grassé. *Traité de Zoologie*, vol. 1, fasc. 1, fig. 339-364 bis, p. 439-470.
- DEFLANDRE G., 1952(b) - Sous-embranchement des Flagellés in J. Piveteau. *Traité de Paléontologie*, vol. 1, 150 figs., p. 99-130.
- DEFLANDRE G., 1959 - Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique. *Rev. Micropal.*, vol. 2, p. 127-152, 4 pls.
- DEFLANDRE G. & FERT C., 1954 - Observations sur les Coccolithophoridées actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. *Ann. Paléont.*, vol. 40, 127 text-figs, p. 115-176, 15 pls.
- DELFAUD J., MICHAUX J., NEURDIN J. & REVERT J., 1973 - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : Evolution de la région oranaise (Algérie occidentale) au Miocène supérieur; conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord*, t. 64, fasc. 1-2, pp. 219-241, 5fig., 1 tab.
- DELTEIL J., 1974 - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Doct. Etat.*, Univ. Nice, 249 p., 110 fig., 10 pl.h.t.
- DERDER, M.E.M., HENRY, B., AMENNA, M., BAYOU, B., MAUCHE, S., BESSE, J., ABTOUT, A., BOUKERBOUT, H., BESEDIK, M., BOUROUIS, S., AYACHE, M., 2011 - Tectonic Evolution of the Active "Chelif" Basin (Northern Algeria) from Paleomagnetic and Magnetic Fabric Investigations. In: *New Frontiers in Tectonic Research at the Midst of Plate Convergence. Intech Publisher Book*, pp. 3–26. Intech (2011). ISBN 978-953-307-594-5.

- DERDER, M.E.M., HENRY, B., MAOUCHE, S., BAYOU, B., AMENNA, M., BESSE, J., BESSEDIK, M., BELHAI, D., AYACHE, M., 2013 - Transpressive tectonics along a major E–W crustal structure on the Algerian continental margin: Blocks rotations revealed by a paleomagnetic analysis. *Tectonophysics* 593, 183–192.
- DI STEFANO, E., 1998 - Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969E and 963B (Eastern Mediterranean). In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, A., Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Scientific Results 160. College Station, TX, pp. 99–112.
- DI STEFANO, A., STURIALE, G., 2010 - Refinements of calcareous nannofossil biostratigraphy at the Miocene/Pliocene Boundary in the Mediterranean region. *Geobios*, 43, 5-20.
- EHRENBERG C.G., 1836 - Bemerkungen über feste mikroskopisches anorganische Formen in den erdigen und derben Mineralien. *Ber. K. Akad. Wiss. Berlin*, 1836, p. 84-85.
- EHRENBERG C.G., 1854 - Mikrogeologie. Das Erden und Felsen schaffende wirben des unsichtbar kleinen selbständigen *Lebens auf der Erde*. Leipzig, 493 p., 40 pls.
- EL AZZOUZI, M., MAURY, R.C., FOURCADE, S., COULON, C., 2003 - Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb: manifestation d'un détachement lithosphérique. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*. 447, 107–116.
- FENET B., 1975 - Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain. *Thèse. Doct. Etat*, Univ. Nice, France, 301 p., 101 fig., 4 pl.
- FENET, B., et, IRR, F., 1973 - Observations sur le Pliocène inférieur et moyen de la région des Andalouses (littoral oranais, Algérie). *C.R.Acad.Sci.*, Paris, 276 : 2761-2764.
- FLORES J.A., SIERRA F.J. & GLACON G., 1992 - Calcareous plankton analysis in the pre-evaporitic sediments of the ODP Site 654 (Tyrrhenian Sea - Western Mediterranean). *Micropaleontology* 38 (3), pp. 279 - 288.

- GARDET M., 1955 - Contribution à l'étude des coccolithes des terrains néogènes de l'Algérie. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Bull.* n°5, Travaux des collaborateurs, 1954, p. 477-550.
- GARTNER S.Jr., 1967 - Calcareous nannofossils from Neogene of Trinidad, Jamaica, and Gulf of Mexico. *Univ. Kansas, Paleontol. Contrib.*,29,1-7.
- GARTNER S.Jr., 1969 - Correlation of Neogene planktonic foraminifer and calcareous nannofossil zones. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans.*, 19, pp. 585 - 599.
- GARTNER S.Jr. & BUKRY D., 1975 - Morphology and phylogeny of the coccolithophycean family Ceratolithaceae. *J. Res. U. S. geol. Surv.*, 3, pp. 451 - 465.
- GAUTIER, F., CLAUZON, G., SUC, J.-P., CRAVATTE, J., 1994 - Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (2), 318 :1103-1109.
- GEITZENAUER K.R., ROCHE M.B. & Mc INTYRE A., 1976 - Modern Pacific coccolith assemblages : Derivation and application to late Pleistocene paleotemperature analysis. In R.M. Cline and J.D. Hays (ed), *Investigations of the late quaternary paleoceanography and paleoclimatology. Geol. Soc. Am. Mem.*, vol. 145, p. 423-448.
- GHIDALIA M.J., 1987 - Contribution à l'étude du stratotype de la limite Plio-Pléistocène : apports de l'étude des nannofossiles calcaires des coupes de Stuni et de Vrica, Calabre, Italie (Systématique - Biostratigraphie - Paléoenvironnement). *Thèse Doct.*, Paris VI, n° 86-45, 296 p.
- GOURINARD, Y., 1952. Chaines telliennes oranaises. Un livret-guide de l'excursion croisière organisée dans la région littorale d'Algérie et de Tunisie. *Publ. XIX^e Congr. Géol. Intern.*, Alger, 1952, p. 109-115 fig. 43-45.
- GOURINARD Y., 1958 - Recherches sur la géologie du littoral oranais. *Publications du Service de la carte géologique d'Algérie*, 111p.
- GUARDIA P., 1975 - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-occidentale (Algérie), relations structurales et paléogéographiques entre Rif externe et le Tell de

l'avant pays atlasique. *Thèse doct. Etat, Sci., Nat.*, Univ. Nice, 289 p., 139 figs., 5 pl.

GUARDIA P., 1984 - Carte géologique de l'Oranie nord-occidentale au 1/100 000. Université de Nice, C.R.G.M.

GÜMBEL C.W., 1870 - Ueber Nulliporenkalk und Coccolithen. *Verth K.K. Geol. Reichsanst., Wien*, p. 201-203.

HAECKEL E., 1894 - Systematische Phylogenie der Protisten und Pflanzen. Reimer, Berlin, 400 p.

HAQ B.U.I., 1980 - Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of the Atlantic ocean. *Micropaleont.*, Washington, vol. 26, pp. 414-443.

HAQ B.U.I. & BERGGREN W.A., 1978 - Late Neogene calcareous plankton biochronology of the Rio Grande Rise (South Atlantic Ocean). *Journ. Paleont.*, vol. 52 (6), pp. 1167-1194, 5 pl.

HAY W.W., 1970 - Calcareous nannofossils from cores recovered on Leg 4, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 4, pp. 455 - 501.

HAY W.W. & BEAUDRY F.M., 1973 - Calcareous nannofossils, Leg 15 Deep Sea Drilling Project. *In* : Edgar N.T., Saunders J.B. *et al. Init. Rep. DSDP.*, vol. 15, Washington (D.C.), U.S. Gov. Print. Off., pp. 625 - 683.

HAY W.W. & MOHLER H.P., 1967 - Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-Eocene correlations. *J. Paleontol.*, 41, 1505-1541.

HAY W.W., MOHLER H.P. & WADE M.E., 1966 - Calcareous nannofossils from Nal'chik (northwest Caucasus). *Eclog. Geol. Helv.*, 59, pp. 379 - 399.

HAY W.W., MOHLER H.P., ROTH P.H., SCHMIDT R.R. & BOUDREAUX J.E., 1967 - Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., Trans.*, 17, pp. 428 - 480.

- HARBI, H., MAOUCHE, S., AYADI, A., 1999. Neotectonics and associate seismicity in the Eastern Tellian Atlas of Algeria, *J. Seismol.* 3(1), 95–104. [10.1023/A:1009743404491](https://doi.org/10.1023/A:1009743404491)
- HEBIB, H., 2015 - La limite tortono-messinienne dans la marge nord du bassin du bas Chélif. Précisions biostratigraphiques et évolution des assemblages de foraminifères benthiques. *Thèse de Doctorat*, Université d'Oran., pp. 270.
- HILGEN F.J., 1991 - Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary, *Earth Planet, Sci. Lett.* 107, 349-368.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G., 1993 - A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 118(1993) 167-179.
- HILGEN, F.J., LOURENS, L.J., VAN DAM, J.A., 2012 - The Neogene Period. In: Grandstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, 923-978. [DOI: 10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9)
- HUXLEY T.H., 1858 - in J. Dayman. Deep-Sea soundings and New-foundland, made in *H.M.S. Cyclops*. London, Eyre and Spottiswoode, 73 p., 4 pls.
- JANIN M.C., 1981a - Essai de datation de concrétions polymétalliques et évolution quaternaire du coccolithe *Cyclococcolithus leptoporus - macintyreii*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (7), 23, 3, pp. 287-296.
- JANIN M.C., 1981b - Etude micropaléontologique de quelques concrétions polymétalliques. *Thèse 3^{ème} cycle*, *Mém. Sci. Terre. Univ. Pierre et Marie Curie*, Paris, n° 81-22, 187 p.
- JANIN M.C., 1987 - Micropaléontologie de concrétions polymétalliques du Pacifique Central : Zone Clarion - Clipperton, Chaîne Centre-Pacifique, Iles de la Ligne et Archipel des Touamotou (Eocène-Actuel). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nlle sér. n° 152, 317 p.
- JACQUES G. et TREGER P., 1986 - Ecosystèmes pélagiques marins, pp. 343, *Masson (Ed.)*, Paris.
- JAEGER, J.-J., 1977. Les rongeurs du Miocène moyen et supérieur du Maghreb. *Palaeovertebrata*, Montpellier, 8 (1): 1-166.

- JAFAR S.A., 1975 - Some comments on the calcareous nanoplankton genus *Scyphosphaera* and the neotypes of *Scyphosphaera* species from Rotti, Indonesia. *Senckenbergiana Lethaea*, 56, pp. 365 - 379.
- JAFAR S.A. & MARTINI E., 1975 - On the validity of the calcareous nanoplankton genus *Helicosphaera*. *Senckenbergiana Lethaea*, 56, pp. 381 - 397.
- KAMPTNER E., 1928 - Über eine Coccolithophoride aus der "Alten Donau" bei Wien, nebst einigen systematischen Bemerkungen. *Arch. Protistenk.*, vol. 61, 2 figs., p. 38-44.
- KAMPTNER E., 1937 - Neue und bemerkenswerte Coccolithineen aus dem Mittelmeer. *Arch. Protistenk.*, 89, pp. 279-316.
- KAMPTNER E., 1948 - Coccolithen aus dem Torton des Inneralpinen Wiener Beckens. *Sitzungber. Osterr. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl., Abt. I*, vol. 157, p. 1-16, 2 pls.
- KAMPTNER E., 1950 - Über den submikroskopischen Aufbau der Coccolithen, *Anz. Osterr. Akad. Wiss., Math. Naturw. Kl.*, vol. 87, p. 152-158.
- KAMPTNER E., 1954 - Untersuchungen über den Feinbau der Coccolithen. *Arch. Protistenk.*, vol. 100, 50 figs., p. 1-90.
- KAMPTNER E., 1955 - Fossile Coccolithineen-Skeletrreste aus Insulinde. Eine mikropaläontologische Untersuchung. *Verh. K. Nederl. Akad. Wet.*, afd. Natuurk., ser. 2, vol. 50, n° 2, 105 p., 9 pls.
- KAMPTNER E., 1967 - Kalkflagellaten-Skeletrreste aus Tief-seeschlamm des Südatlantischen Ozeans. *Naturhist. Mus. Wien, Ann.*, vol. 71, 30 text-figs., p. 117-198, 24 pls.
- KNAPPERTSBUSCH M., 1989 - Morphological evolution of the Neogene coccolith group *Calcidiscus leptoporus* - *Calcidiscus macintyreii*. *INA Newsletter*, vol. 11, n° 2, Spec. Issue, Florence Meeting, pp. 74 - 75.
- KOUWENHOVEN, T.J., HILGEN, F.J., VAN DER ZWAAN, G.J., 2003 - Late Tortonian–early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean–Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 198, 303–319.

- KOUWENHOVEN, T.J., MORIGI, C., NEGRI, A., GIUNTA, S., KRIJGSMAN, W., ROUCHY, J.-M., 2006 - Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: constraints from integrated data of the Pissouri Basin (Cyprus). *Marine Micropaleontology* 60, 17–44.
- KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., NEGRI, A., WIJBRANS, J.R., ZACHARIASSE, W.J., 1997 - The Mont del Casina section A potential Tortonian-Messinian boundary stratotype. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 133, 27–48.
- KRIJGSMAN, W., HILGEN, F., RAFFI, I., SIERRO, F., WILSON, D., 1999 - Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- LANCIS, C., 1998 - El nanoplancton calcáreo de las cuencas béticas orientales. *PhD Thesis*. Universidad de Alicante, 423pp.
- LANCIS, C., FLORES, J.A., 2006 - A new biostratigraphically significant calcareous nanofossil species in the Early Pliocene of Mediterranean. *Micropaleontology*, 52(5), 477- 481. DOI: 10.2113/gsmicropal.52.5.477
- LANCIS, C., TENT-MANCLÚS, J.E., FLORES, J.A., SORIA, J.M., 2015 - The Pliocene Mediterranean infilling of the Messinian erosional surface: new biostratigraphic data based on calcareous nanofossils (Bajo Segura Basin, SE Spain). *Geol. Acta* 13, 211–228.
- LEPRÊTRE, R., DE LAMOTTE, D.F., COMBIER, V., GIMENO-VIVES, O., MOHN, G., ESCHARD, R., 2018 - The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF - Earth Sciences Bulletin* 189, 10, 1-35. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>
- LIRER, F., FORESI, L.M., IACCARINO, S.M., SALVATORINI, G., TURCO, E., COSENTINO, C., SIERRO, F.J., CARUSO, A., 2019 - Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth-Science Reviews* 196, 102869, 1-36. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.013>
- LOEBLICH A.R.Jr. & TAPPAN H., 1978 - The coccolithophorid genus *Calcidiscus* Kamptner and its synonyms. *J. Paleontol.*, 52 (6), pp. 1390 - 1393.

- LOHMANN H., 1902 - Die Coccolithophoridae, eine Morphographie der Coccolithen bildenden Flagellaten, zugleich ein Beitrag zur Kenntniss der Mittelmeerauftriebs. *Arch. Protistenk.*, vol. 1, p. 89 - 165, pl. 4 - 6.
- LOUNI-HACINI, A., BELLON, H., MAURY, R.CH., MEGARTSI, M., COULON, CH., SEMROUD, B., COTTEN, J., COUTELLE, A., 1995 - Datation ^{40}K - ^{40}Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, série IIa 975-982.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., LASKAR J., SHACKLETON N.J., WILSON D., 2004 - The Neogene Period. In: GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. (Eds.), A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge University Press*, Cambridge, p. 409-440.
- LUCAS, G., 1942 - Description géologique et pétrographique des Monts du ghar Rouban et du sidi Abed, 1945, *Ann. Géog.* LI^e. pp. 304-306.
https://bibliotheques.mnhn.fr/medias/detailstatic.aspx?INSTANCE=EXPLOITATION&RSC_BASE=HORIZON&RSC_DOCID=402205
- MANSOUR B., 1991 - La série diatomitique messinienne de Sig : Etude systématique des diatomées et implications paléoécologiques. *Mémoire Magister*, Univ. Oran, 148 p., 28 figs., 2 tabl., 11 pl.
- MANSOUR B., MOISSETTE P., NOËL D. & ROUCHY J.M., 1994 - L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens : l'exemple de la coupe de Sig (Bassin du Chélif - Algérie). *Géobios*, 28, 3 : pp. 261 - 279.
- MANSOUR B. et SAINT MARTIN J.-P. 1999 - Conditions de dépôt des diatomites messiniennes en contexte de plate-forme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées: exemple du Djebel Murdjadjo (Algérie). *Geobios* 32 (3): 395-408.
- MANSOUR, B., 2004 - Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie Nord-Occidentale). *Thèse doct. Etat.Sci.*, Univ.Oran, 260p, (inédit)
- MANSOURI M.E.H., 2001. Les nannofossiles calcaires du Miocène supérieur du Bassin du Chélif. Intérêt biostratigraphique. *Mém. Magister*, Univ. Oran, 129p, (inédit)
- MANSOURI M.E.H., BESSEDIK M., AUBRY M.-P., BELKEBIR L., MANSOUR B., BEAUFORT L., 2008 - Contribution biostratigraphiques et paléo

environnementales de l'étude des nannofossiles calcaires des dépôts tortono-messiniens du bassin du Chéelif (Algérie) *Geodiversitas* 30 :59-77.

MARTINI E., 1965 - Mid-Tertiary calcareous nannoplankton from Pacific deep-sea cores. In : W.F. WHITTARD & R.B. BRADSHAW (eds.), *Submarine Geology and Geophysics. Proc. 17th Symp. Colston Res. Soc. London*, pp. 393 - 411. Butterworths.

MARTINI E., 1969 - Nannoplankton aus dem Miozän von Gabon (Westafrika). *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abhandlungen*, 132, pp. 285 - 300.

MARTINI E., 1971 - Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, pp. 739-785.

MARTINI E., 1979 - Calcareous nannoplankton and silicoflagellate biostratigraphy at Reykjanes Ridge, north-eastern North Atlantic (DSDP Leg. 49, Sites 407 and 409). *Init. Rep. D.S.D.P.*, 49 : pp. 533-549.

MARTINI E. and BRAMLETTE M.N., 1963 - Calcareous nannoplankton from the experimental Mohole Drilling. *Jour. Pal.*, 37, 4, pp. 845 - 856.

MARTINI, E. and WORSLEY, T., 1971 - Tertiary calcareous nannoplankton from the Western Equatorial Pacific. *Init. Repts. D.S.D.P.*, 7, pp. 1471-1507.

MARTINI E. and MÜLLER C., 1986 - Current Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *New. Stratigr.*, 16 (2), pp. 99-112, 7 tabl., Berlin, Stuttgart.

MATTAUER, M., 1958 - Étude géologique de l'Ouarsenis oriental. (Algérie), Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie. Bulletin 17. 534p.
<https://bibliotheques.mnhn.fr/medias/doc/EXPLOITATION/HORIZON/71205/etude-geologique-de-l-ouarsenis-oriental-algerie>

MAZZEI R., 1977 - Biostratigraphy of the Rio Mazzapiedi-Castellania Section (type section of the Tortonian) based on calcareous nannoplankton. *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem.* 84, pp. 15 - 25.

MAZZEI, R., RAFFI, I., RIO, D., HAMILTON, N., and CITA, M. B., 1979 - Calibration of the late Neogene calcareous plankton datum planes with the paleomagnetic record of Site 397 and correlation with Moroccan and

Mediterranean sections. *In* von Rad, U, Ryan, W.B.F., et al., *Init. Repts. DSDP*, 47: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 375-389.

MAZZOLA G., 1971 - Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord occidentale. *Planktonic conf., Proc.*, 2, 2, pp. 787 - 805.

Mc INTYRE A. & BE A.W.H., 1967 - Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean - I. Placoliths and Cyrtoliths. *Deep Sea Research.*, vol. 14, p. 561-597.

MEGARTSI, M., 1982 - Les roches volcaniques d'âge Mio-Pliocène de la région de Mohammedia (Oranie). Données pétrographiques et géochimiques préliminaires. *Géosciences, Bull. alg. Sci. Terre*, 2(1), 1-12.
<https://ds.univoran2.dz:8443/bitstream/123456789/463/1/THESE%20DE%20MAGISTER%20H.D.%20HOUARI%20MARS%202015.pdf>

MEGHRAOUI, M., 1982 - Etude néotectonique de la région nord-est d'El-Asnam: relation avec le séisme du 10 octobre 1980. *3th cycle thesis*, Paris7 Univ., pp 210.

MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., PHILIP, H., 1986 - Seismotectonic of the Lower Chelif Basin: Structural background of the El Asnam (Algeria) Earthquake. *Tectonics*, 5, 6, 809-836. <https://doi.org/10.1029/TC005i006p00809>

MEGHRAOUI, M., PHILIP, H., ALBARÈDE, F., CISTERNAS, A., 1988 - Trenches investigations through the trace of the 1980 El-Asnam thrust fault: evidence for paleoseismicity. *Bul. Seism. Soc. Am.* 78, 2, 979- 999.
https://www.researchgate.net/publication/281263571_Trench_investigations_through_the_trace_of_the_1980_El_Asnam_thrust_fault_evidence_for_paleoseismicity

MJAALAND G., 1956 - Some laboratory experiments on the coccolithophorid. *Coccolithus huxleyi*, *Oikos*, vol. 7, n° 2, p. 251-255.

MORIGI, C., NEGRI, A., GIUNTA, S., KOUWENHOVEN, T., KRIJGSMAN, W., BLANC-VALLERON, M.-M., ORSZAG-SPERBER, F., ROUCHY, J.-M., 2007 - Integrated quantitative biostratigraphy of the latest Tortonian-early Messinian Pissouri section (Cyprus): An evaluation of calcareous plankton bioevents. *Geobios* 40, 267-279.

- MÜLLER, C., 1974 - Calcareous nanoplankton, Leg 25 (Western Indian Ocean). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 25. *U.S. Government Printing Office*, Washington, pp. 579–633.
- MÜLLER C., 1976 - Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton in the Norwegian-Greenland Sea, Deep Sea Drilling Project, Leg 38. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 38, pp. 823 - 841.
- MURRAY G. and BLACKMAN V.H., 1898 - On the nature of the coccospheres and rhabdosphaeres. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 190B, pp. 427 - 441.
- NEGRI A. and VILLA G., 2000 - Calcareous nanofossil biostratigraphy, biochronology and paleoecology at the Tortonian/Messinian boundary of the Faneromeni section (Crete). *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 156, pp. 195-209.
- NEGRI A., GIUNTA S., HILGEN F., KRIJGSMAN W. and VAI G.B., 1999 - Calcareous nanofossil biostratigraphy of the M. del Casino section (northern Apennines, Italy) and paleoceanographic conditions at times of Late Miocene sapropel formation. *Marine Micropaleontology*, 36 (1), pp. 13 - 30
- NEURDIN-TRESCARTES J., 1992 - Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif, modèle de référence de bassin intra-montagneux. *Thèse. Doc. Etat.*, Univ. De Pau et des Pays de l'Adour, 2 t., 605 p.
- NEURDIN-TRESCARTES, J., 1995 - Paléogéographie du Bassin du Chélif (Algérie) au Miocène. Causes et conséquences. *Géologie Méditerranéenne* 22, 2, 61-71. https://www.persee.fr/doc/geolm_0397-2844_1995_num_22_2_1569
- NISHIDA S., 1971 - Nanofossils from Japan IV. *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan*, new ser., 83, pp. 143 - 161.
- NISHIDA S., 1979 - Atlas of Pacific nanoplanktons. *News of Osaka Micropaleontologist, special paper*, 3, pp. 1-31.
- NORRIS R.E., 1965 - Living cells of *Ceratolithus cristatus* (Coccolithophorineae). *Arch. Protistenk.*, 108, pp. 19 - 24.
- OKADA H. & BUKRY D., 1980 - Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation

- (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropal.*, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 5, 3, pp. 321-325.
- OKADA H. & Mc INTYRE A., 1979(a) - Modern coccolithophores of the Pacific and North Atlantic Oceans, *Micropaleontol.*, vol. 23, n° 1, p. 1-55.
- OKADA H. & Mc INTYRE A., 1979(b) - Seasonal distribution of the modern Coccolithophores in the Western North Atlantic Oceans, *Marine Biology*, vol. 54, p. 319-328.
- OKADA H. & HONJO S., 1973 - The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific, *Deep Sea Res.*, vol. 20, n° 4, p. 355-374.
- OSMAN M.K., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOURI M.E.H., ATIK A., BELKHIR A., RUBINO J.-L., SATOUR L. et BELHADJI A. - 2021. Messinian to Piacenzian deposits, erosion, and subsequent marine bioevents in the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, (2021)14, 684, 1-36.
- OUDA, K., AND, AMEUR, A., 1978 - Contribution of the biostratigraphy of the Miocene sediments associated with primitive Hipparion fauna of Bouhanifia, North West Africa. *Rev. espan. Micropaleont.*, 10, 3: 407-420.
- PAASCHE E., 1968 - The effect of temperature, light intensity, and photoperiod on coccolith formation, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 13, p. 178-181.
- PERCH-NIELSEN K., 1985 - Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy* : Cambridge (Cambridge Univ. Press), p. 427-554.
- PERRODON A., 1957 - Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*. 12, 328 p.
- POLVECHE, J., 1959 - Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Thèse doct. ès-Sci.*, Université Lille 1: 707p.
- POMEL, A., 1892 - Sur la classification des terrains miocènes de l'Algérie et réponses aux critiques de M. Peron. *Bulletin de la Soc. Géol. de France*, 96 séries 3, 20, 166-174.

- POPESCU S.M., MELINTE-DOBRINESCU M.C., SUC J.P., DO COUTO D., 2017 - *Ceratolithus acutus* Gartner and Bukry 1974 (= *C. armatus* Müller 1974), calcareous nannofossil marker of the marine reflooding that terminated the Messinian salinity crisis: Comment on “Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: More evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean sea level” by Stoica et al., 2016. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 441: 854–870. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 485: 986-989. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.011>
- RAFFI I. & FLORES J.A., 1995 - Pleistocene through Miocene calcareous nannofossils from eastern equatorial Pacific Ocean (Leg 138). *Ocean Drill. Program, Sci. Results*, v.138, pp. 233-286.
- RAFFI I. & RIO D., 1979 - Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP site 132 leg 13 (Tyrrhenian sea, Western Mediterranean). *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 85 (1), p. 127-172, 6 pl.
- RAFFI I., BACKMAN J. and RIO D., 1998 - Evolutionary trends of calcareous nannofossils in the Late Neogene. *Marine Micropaleontology*, 35: 17- 41.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J., RIO D., 2003 - Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrochronology for the Mediterranean region. *Micropaleontology* 49:1–26
- RHEE G.-Y. & GOTHAM I.J., 1985(a) - The effect of environmental factors on phytoplankton growth : Temperature and the interactions of temperature with nitrate limitation, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 26, n° 4, p. 635-648.
- RHEE G.-Y. & GOTHAM I.J., 1985(b) - The effect of environmental factors on phytoplankton growth: Light and the interactions of light with nitrate limitation, *Limnol. Oceanogr.*, vol. 26, n° 4, p. 649-659.
- RIO, D., FORNACIARI, E., RAFFI, I., 1990 - Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossils from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). In: Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L.C. et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 115*, College Station, TX, pp. 175–235.
- ROTH P.H., 1970 - Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Eclog. Geol. Helv.*, 63, pp. 799 - 881.

- ROTH P.H., 1973 - Calcareous nannofossils. Leg 17. Deep Sea Drilling Project. *In* : WINTERER E.L., EWING J.L. *et al. Init. Rep. D.S.D.P.*, 17, Washington (D.C.). U.S. Gov. Print. Off., pp. 695-795.
- ROTH P.H., 1974 - Calcareous nannofossils from the Northwestern Indian Ocean, Leg 24. Deep Sea Drilling Project. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 24, pp. 969 - 994.
- ROUCHY J. M., 1982 - La crise évaporitique messinienne de Méditerranée : Nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bull. Mus. Nation. Hist. Nat.*, Paris, C, 3-4, pp. 107-136.
- ROUCHY J.M., CHAIX CH., SAINT MARTIN J.P., 1982 - Importance et implications de l'existence d'un récif corallien messinien sur le flanc sud du Djebel Murdjadjo (Oranie Algérie). *C.-R. Acad. Sci. Paris* 294, 813–816.
- ROUCHY J.M., CARUSO A., PIERRE C., BLANC-VALLERON M.M., BASSETTI M.A., 2007 - The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 254:386–417. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.06.015>
- ROVERI M., GENNARI R., PERSICO D., ROSSI F.P., LUGLI S., MANZI V., REGHIZZI M., TAVIANI M., 2018 - A new chronostratigraphic and palaeoenvironmental framework for the end of the Messinian salinity crisis in the Sorbas Basin (Betic Cordillera, southern Spain). *Geol. J.* 54, 1617–1637.
- SADRAN G., 1952 - Les roches cristallines du littoral Oranais. *Morphologie régionales*. 1ère série, Algérie N18.
- SADRAN G., 1958 - Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, Nouv. Sér. 18:1–533.
- SAINT-MARTIN J.P., 1990 - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mémoires du Muséum national. d'Histoire naturelle*, C, 56, 366 p.
- SAINT-MARTIN J.P., CORNEE J.J., CONESA G., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B., MOISSETTE P. & ANGLADA R., 1992 - Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du Chélif (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315, 2: pp. 1365-1372.

- SALVATORINI G. & CITA M.B., 1979 - Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397 (Cape Bojador - North Atlantic). *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 47 (1), pp. 317 - 373.
- SAN MIGUEL M., 1979 - El grupo Reticulofenestra pseudoumbilica (Gartner) en el Mioceno superior y Plioceno inferior del estrecho Nord-Bético. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 77 (3-4), p. 247-263, 2 pl., Madrid.
- SCHILLER J., 1930 - Coccolithineae. In : RABENHORST L., Kryptogamen-Flora von Deutschland. Osterreich und der Schweiz, vol. 10, Abt. 2, *Akad. Verlagsgesellschaft.*, Leipzig, pp. 89 - 267.
- SCHMIDT R.R., 1979 - The calcareous nannofossils of the Pothamida section. In Zachariasse *et al.*, *Utrecht Micropal. Bull.*, vol. 21, pp. 167-191.
- SORBY H.C., 1861 - On the organic origin of the so-called. "Crystalloïds" of the chalk. *Ann. and Mag. Nat. Hist.*, ser. 3, vol. 8, 5 figs., p. 193-200.
- STRADNER H., 1969 - The nannofossils of the Eocene Flysch in the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods) Austria. *Rocz. Polsk. Towarz. Geol.*, 39, pp. 403-432.
- TAKAYAMA T., 1967 - First report on nannoplankton of the upper Tertiary and Quaternary of the southern Kwantō Region, Japan. *Jahrb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 110, pp. 169 - 198.
- TAN SIN HOK, 1927(a) - Over de samenstelling en het ontstaan van krijt en magelgesteenten van de Molukken. *Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië*, vol. 55, 2 figs., p. 111-122.
- TAN SIN HOK, 1927(b) - Discoasteridae incertae sedis. *Proc. Sect. Sc. K. Akad. Wet. Amsterdam*, vol. 30, n° 3, 14 figs., p. 411-419.
- TAPPAN H., 1980 - The paleobiology of plant protist, Freeman & Co., San Fransisco, 1028 p.
- THEODORIDIS S., 1984 - Calcareous nannofossil biozonation of the Miocene and revision of the helicoliths and discoasters. *Utrecht Micropal. Bull.*, 32, 271 p.

- THOMAS G., 1985 - Géodynamique du bassin intramontagneux : le bassin du bas Chélif occidental (Algérie), durant le mio-plio-quaternaire. *Thèse. Doct. Etat. Sci.*, Univ. Pau. 594 p., 161 figs., 32 tab., 10 pl.
- WALLICH G.C., 1860 - Results of soundings in the north Atlantic. *Ann. and Mag. Nat. Hist.*, ser. 3, vol. 6, p. 457-458.
- WALLICH G.C., 1861 - Remarks on some novel phases of organic life, and on the boring powers of minute annelids, at great depths in the sea. *Ann. and Mag. Nat. Hist.*, ser. 3, vol. 8, p. 52-58.
- WALLICH G.C., 1877 - Observations on the coccosphère. *Ann. And Mag. Nat. Hist.*, ser. 4, vol. 16, pp. 322 - 339.
- WISE S.W.Jr., 1973 - Calcareous nannofossils from cores recovered during leg 18, Deep Sea Drilling Project : biostratigraphy and observations of diagenesis. *In* : Kulm L.D., Huene R. von. *et al.*, *Init. Rep. DSDP*, 18, Washington (D.C.), U.S. Gov. Print. Off, pp. 569 - 615.
- YOUNG, J.R., 1998. Chapter 9: Neogene. *In*: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. *Kluwer Academic Publishing*, Dordrecht, pp. 225–265.

Liste des figures

Fig. 1 - Localisation du bassin du bas Chélif.....	12
Fig. 2 - Géologie et structure du massif du Dahra.....	14
Fig. 3 - Aires paléogéographiques des gypses messiniens (couleur rouge) et des marnes bleues pliocènes.....	16
Fig. 4 - Carte de localisation des coupes étudiées.....	21
Fig. 5 - Localisation de la coupe du Douar Mehalif.....	23
Fig. 6 - Coupe géologique du Douar Mehalif.....	24
Fig. 7 - Localisation de la série de Djebel Ben Dourda.....	30
Fig. 8 - Coupe géologique du Djebel Ben Dourda.....	31
Fig. 9 - Localisation de la coupe de Djebel Meni.....	34
Fig. 10 - Coupe géologique du Djebel Meni.....	35
Fig. 11 - Localisation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	40
Fig. 12 - Coupe géologique du Télégraphe de Sidi Brahim.....	41
Fig. 13 - Morphologie d'une cellule de Coccolithophoridae actuels.....	48
Fig. 14 - Termes appliqués à la morphologie du Cératolithe.....	59
Fig. 15 - Terminologie du <i>Coccolithaceae</i>	59
Fig. 16 - Terminologie des <i>Discoasteraceae</i>	60
Fig. 17 - Interprétation de la structure d'un hélicolithe avec barre	61
Fig. 18 - Interprétation de la structure d'un hélicolithe sans barre.....	61
Fig. 19 - Interprétation de la structure des Cribrilithes.....	62
Fig. 20 - La terminologie appliquée à la description des lopadolithes.....	62
Fig. 21 - Structure d'un sphénolithe.....	63
Fig. 22 - Interprétation de la structure de <i>Sphenolithus</i>	63
Fig. 23 - Répartition stratigraphique des cératolithes et leurs lignées hypothétiques.....	68
Fig. 24 - Répartition stratigraphique de quelques représentants de <i>Lithostromation</i> , <i>Trochoaster</i> et <i>Martiniaster</i>	91

Fig. 25 - Origine et lignée évolutive des genres <i>Amaurolithus</i> et <i>Ceratolithus</i> au Cénozoïque supérieur.....	107
Fig. 26 - Origine de <i>Amaurolithus primus</i> à partir de <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	110
Fig. 27 - Origine d' <i>Amaurolithus amplificus</i> à partir de <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	113
Fig. 28 - Origine phylogénétique du genre <i>Ceratolithus</i> à partir de <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i>	115
Fig. 29 - Distribution et zonation stratigraphique des principales espèces de nannofossiles calcaires au Néogène.....	121
Fig. 30 - Biochronologie de quelques espèces de nannofossiles calcaires du Miocène moyen et supérieur dans les régions équatoriales du Pacifique.....	123
Fig. 31 - Calibration du Miocène supérieur sur la chronologie paléomagnétique.....	123
Fig. 32 - Répartition stratigraphique des nannofossiles calcaires de la coupe du Douar Mehalif.....	132
Fig. 33 - Distribution stratigraphique des principaux marqueurs de nannofossiles calcaires de la coupe du Douar Mehalif.....	133
Fig. 34 - Répartition stratigraphique des nannofossiles calcaires de la coupe de Djebel Ben Dourda.....	136
Fig. 35 - Distribution stratigraphique des principaux marqueurs de nannofossiles calcaires de la coupe de Djebel Ben Dourda.....	138
Fig. 36 - Répartition stratigraphique des nannofossiles calcaires de la coupe du Djebel Meni.....	141
Fig. 37 - Distribution stratigraphique des principaux marqueurs de nannofossiles calcaires de la coupe du Djebel Meni.....	143
Fig. 38 - Répartition stratigraphique des nannofossiles calcaires de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	145
Fig. 39 - Distribution stratigraphique des principaux marqueurs de nannofossiles calcaires de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	147
Fig. 40 - Bioévénements et biozonation des Nannofossiles calcaires mio-pliocène du bassin du Chelif.....	151
Fig. 41 - Corrélations et interprétation des coupes géologiques du massif du Dahra.....	152

***Planches
Photographiques***

Planche I

Barre = 5 μ m

Fig. 1 à 13 - *Triquetrorhabdulus rugosus* BRAMLETTE & WILCOXON

- 1 - éch: 35. Douar Mehalif.
- 2, 3 - éch: 36. Douar Mehalif.
- 4 - éch: 51. Douar Mehalif.
- 5, 6 - éch: 52. Douar Mehalif (6 : Lumière polarisée).
- 7, 8 - éch: 35. Douar Mehalif (8 : Lumière polarisée).
- 9 - éch: 28. Djebel Ben Dourda.
- 10, 11 - éch: 28. Djebel Ben Dourda (11 : Lumière polarisée).
- 12 - éch: 80. Djebel Meni.
- 13 - éch: 9. Sidi Brahim.

Fig. 14 à 17 - Forme intermédiaire entre : *Triquetrorhabdulus rugosus* et
Amaurolithus primus

- 14 - éch: 84. Douar Mehalif.
- 15 - éch: 50. Djebel Meni.
- 16 - éch: 53. Djebel Meni
- 17 - éch: 63. Djebel Meni

Fig. 18 à 21 - *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY
morphotype primitif

- 18 - éch: 68. Douar Mehalif
- 19 - éch: 61. Djebel Meni
- 20 - éch: 63. Djebel Meni
- 21 - éch: 81. Djebel Meni

Fig. 22 à 24 - *Amaurolithus primus* (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY

- 22, 23 - éch: 70. Douar Mehalif
- 24 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

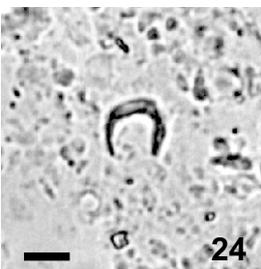
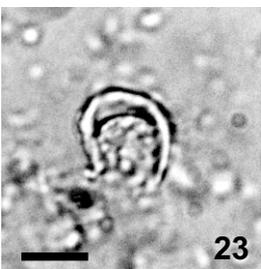
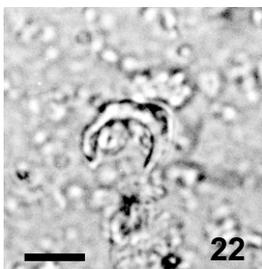
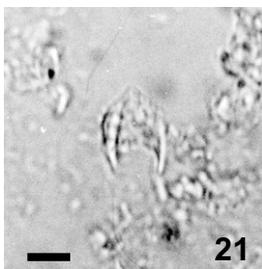
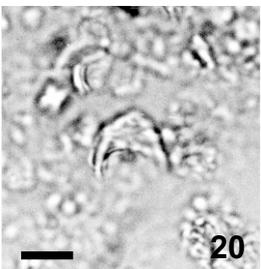
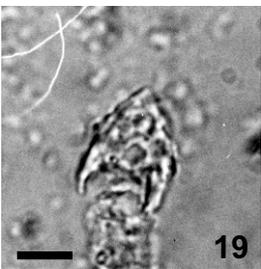
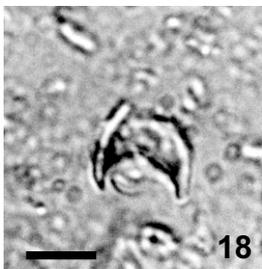
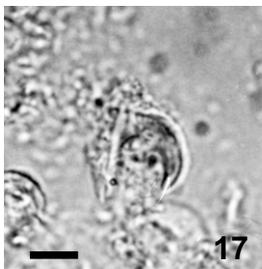
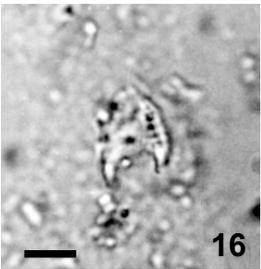
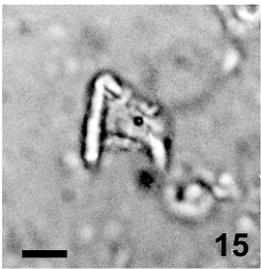
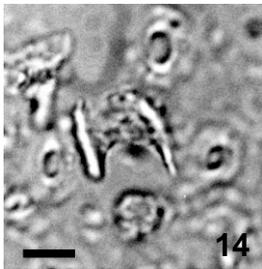
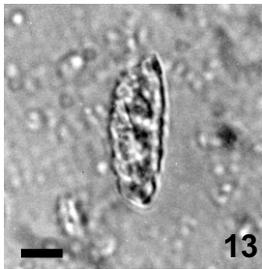
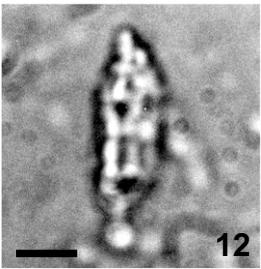
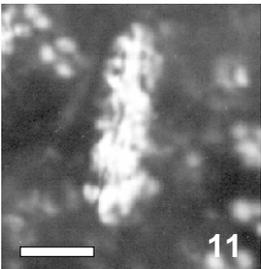
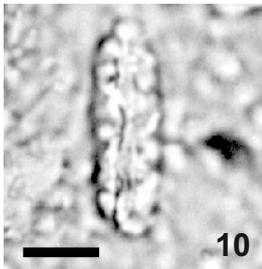
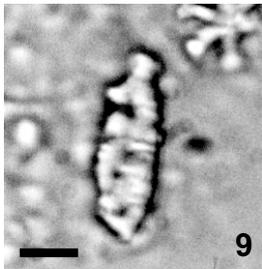
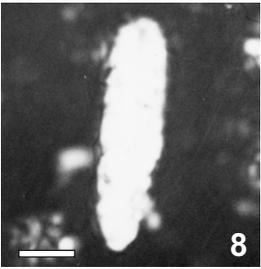
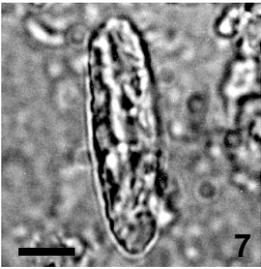
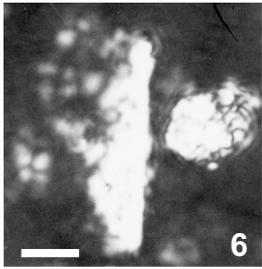
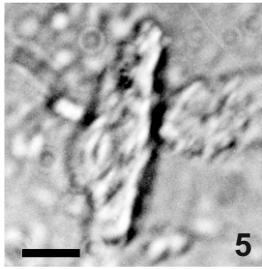
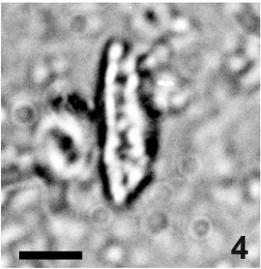
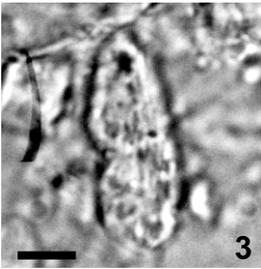
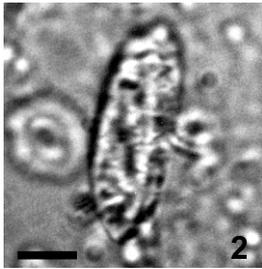
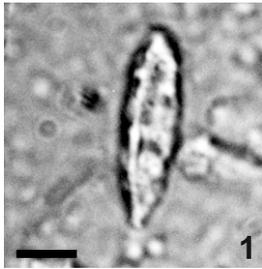


Planche II

Barre = 5 μ m

Fig. 1 à 5 - ***Amaurolithus primus*** (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY

- 1 - éch: 94. Djebel Meni
- 2, 3 - éch: 106. Djebel Meni
- 4, 5 - éch: 18. Télégraphe de Sidi Brahim

Fig. 6 à 12 - ***Amaurolithus ninae*** PERCH-NIELSEN

- 6 - éch: 70. Douar Mehalif
- 7 - éch: 50. Djebel Ben Dourda
- 8 - éch: 59. Djebel Ben Dourda
- 9 - éch: 50. Djebel Meni
- 10 - éch: 64. Djebel Meni
- 11 - éch: 94. Djebel Meni
- 12 - éch: 96. Djebel Meni

Fig. 13, 14 - **Forme intermédiaire entre : *Amaurolithus primus* et *Amaurolithus delicatus*.**

- 13 - éch: 68. Douar Mehalif
- 14 - éch: 94. Djebel Meni

Fig. 15 à 24 - ***Amaurolithus delicatus*** GARTNER & BUKRY

- 15 - éch: 62. Douar Mehalif
- 16 - éch: 64. Douar Mehalif
- 17 - éch: 70. Douar Mehalif
- 18 - éch: 28. Djebel Ben Dourda
- 19, 20 - éch: 94. Djebel Meni
- 21 à 24 - éch: 106. Djebel Meni

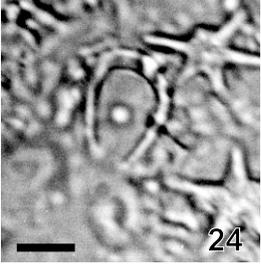
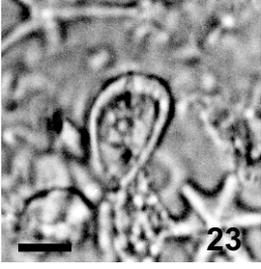
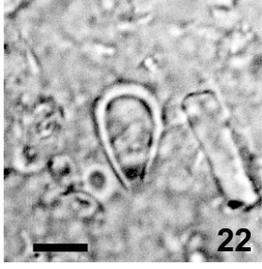
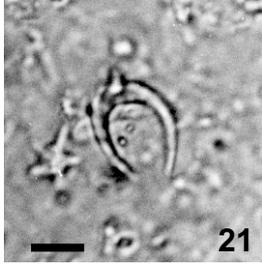
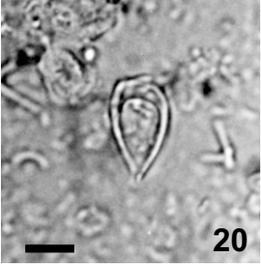
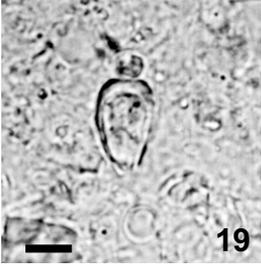
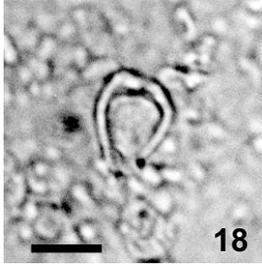
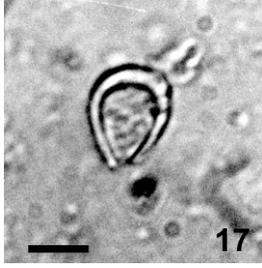
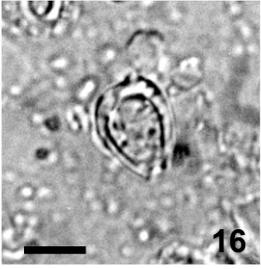
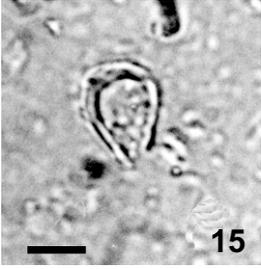
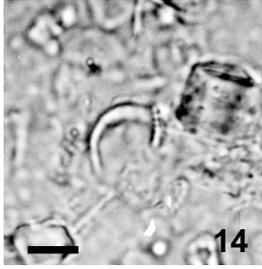
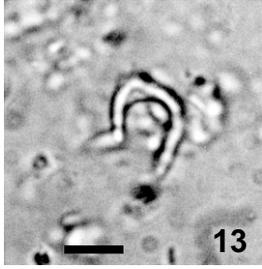
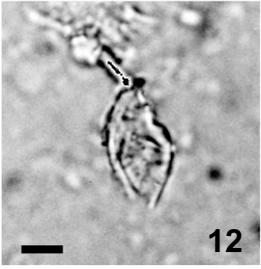
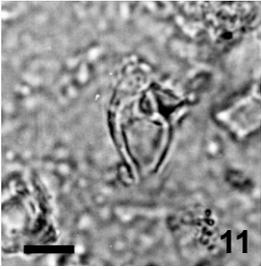
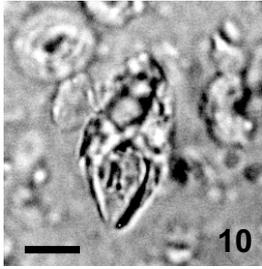
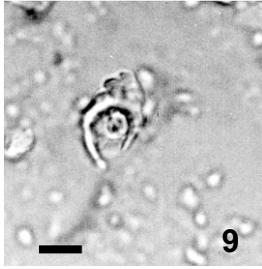
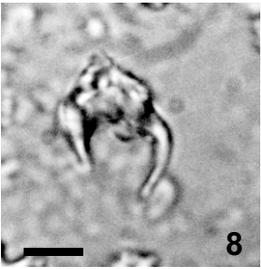
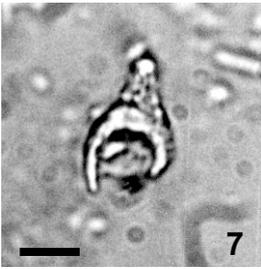
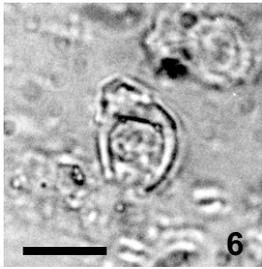
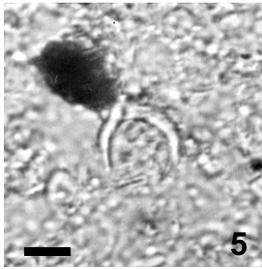
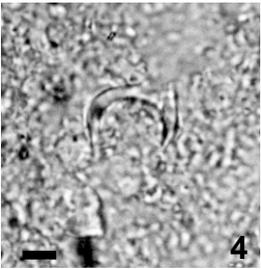
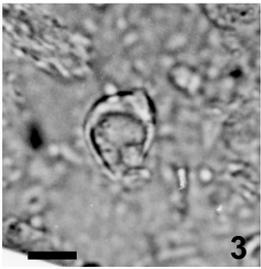
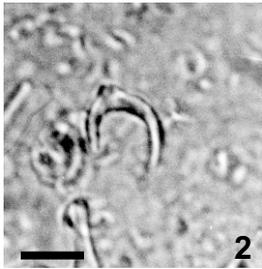
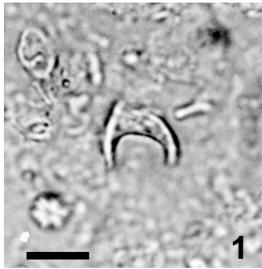


Planche III

Barre = 5 μ m

Fig. 1 à 3 - ***Amaurolithus delicatus*** GARTNER & BUKRY

- 1 - éch: 116. Djebel Meni
- 2 - éch: 9. Télégraphe Sidi Brahim
- 3 - éch: 13. Télégraphe Sidi Brahim

Fig. 4, 5 - Forme intermédiaire entre ***Amaurolithus primus*** et ***Amaurolithus tricorniculatus***

- 4 - éch: 100. Douar Mehalif
- 5 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

Fig. 6 à 14 - ***Amaurolithus tricorniculatus*** (GARTNER) GARTNER & BUKRY

- 6 - éch: 84. Douar Mehalif
- 7 - éch: 28. Djebel Ben Dourda
- 8 - éch: 63. Djebel Meni
- 9 - éch: 106. Djebel Meni
- 10 - éch: 11. Télégraphe Sidi Brahim
- 11, 12 - éch: 12. Télégraphe Sidi Brahim (12 : Lumière polarisée)
- 13 - éch: 13. Télégraphe Sidi Brahim
- 14 - éch: 16. Télégraphe Sidi Brahim

Fig. 15, 19 - Forme intermédiaire entre ***Triquetrorhabdulus rugosus*** (***T. extensus***) et ***Amaurolithus amplificus***

- 15 - éch: 34. Djebel Meni
- 16 - éch: 53. Djebel Meni
- 17, 18 - éch: 106. Djebel Meni
- 19 - éch: 116. Djebel Meni

Fig. 20 - ***Triquetrorhabdulus finifer*** THEODORIDIS

- 20 - éch: 118. Djebel Meni

Fig. 21 à 23 - ***Amaurolithus aff. amplificus*** (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY

- 21, 22 - éch: 84. Douar Mehalif
- 23 - éch: 101. Douar Mehalif

Fig. 24 - Morphotype primitif d'***Amaurolithus amplificus*** (BUKRY & PERCIVAL)
GARTNER & BUKRY

- 24 - éch: 15. Djebel Ben Dourda

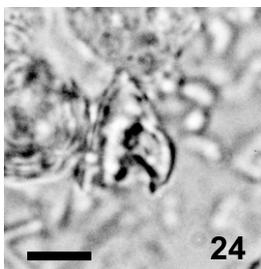
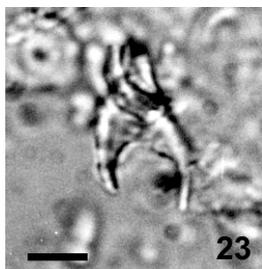
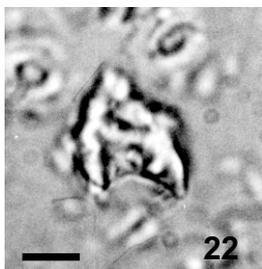
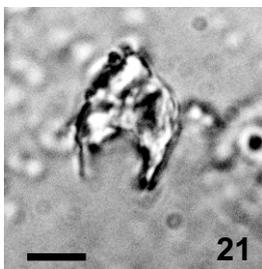
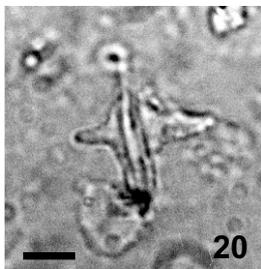
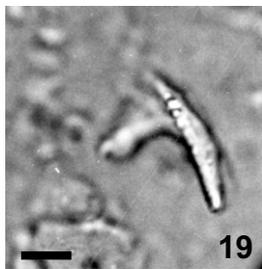
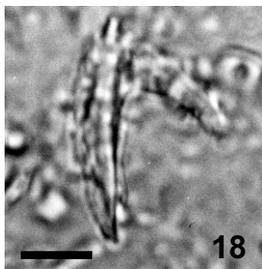
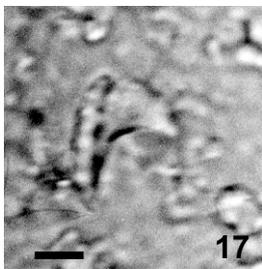
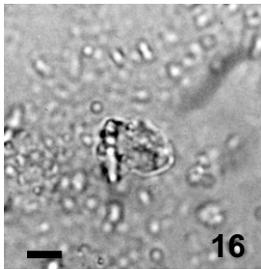
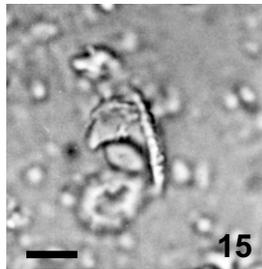
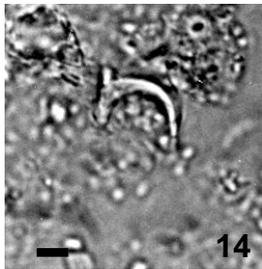
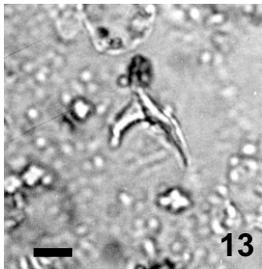
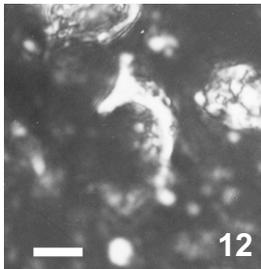
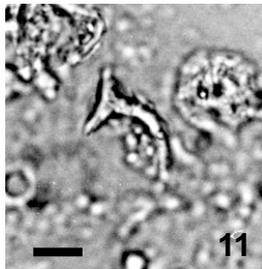
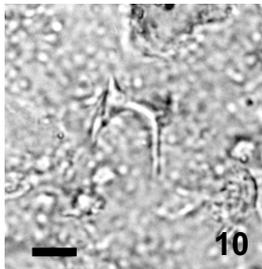
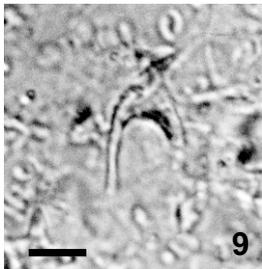
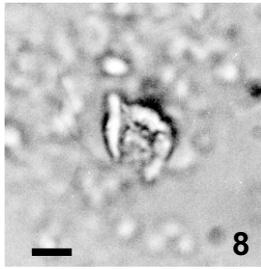
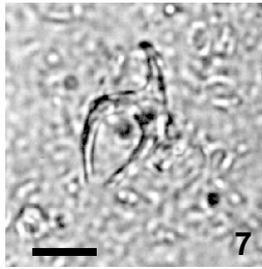
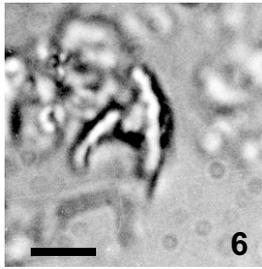
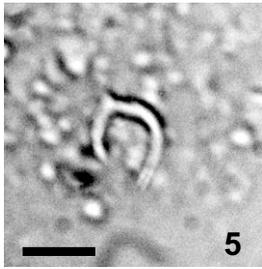
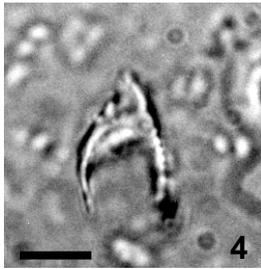
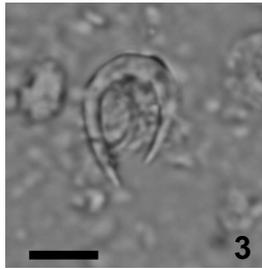
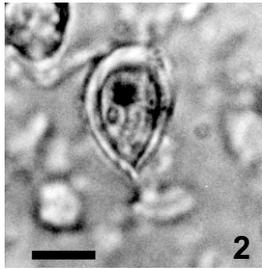


Planche IV

Barre = 5 μ m

Fig. 1 à 9 - ***Amaurolithus amplificus*** (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY

- 1 - éch: 52. Djebel Ben Dourda
- 2, 3 - éch: 94. Djebel Meni
- 4, 5 - éch: 106. Djebel Meni
- 6 à 8 - éch: 116. Djebel Meni
- 9 - éch: 27. Télégraphe Sidi Brahim (remaniée)

Fig. 10 à 13 - ***Ceratolithus acutus*** GARTNER & BUKRY

- 10 à 13 - éch: 9. Télégraphe Sidi Brahim (11 et 13 : Lumière polarisée)
- 14, 15 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

Fig. 14 à 17 - ***Ceratolithus armatus*** MÜLLER

- 14, 15 - éch: 14. Télégraphe Sidi Brahim (15 : Lumière polarisée)
- 16, 17 - éch: 17. Télégraphe Sidi Brahim (17 : Lumière polarisée)

Fig. 18, 19 - ***Ceratolithus rugosus*** BUKRY & BRAMLETTE

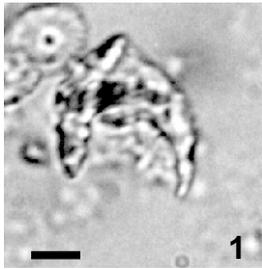
- 18, 19 - éch: 17. Télégraphe Sidi Brahim (19 : Lumière polarisée)

Fig. 20 à 23 - ***Amaurolithus sp.***

- 20 - éch: 70. Douar Mehalif
- 21 - éch: 59. Djebel Ben Dourda
- 22 - éch: 94. Djebel Meni
- 23 - éch: 106. Djebel Meni

Fig. 24 - ***Ceratolithe ?***

- 24 - éch: 34. Djebel Meni



52 ben dourda

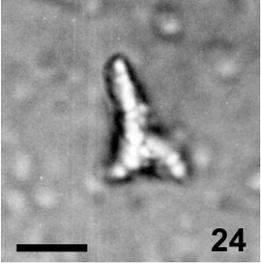
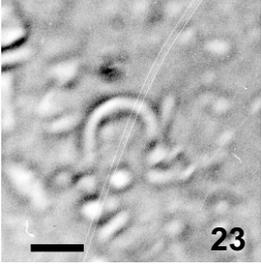
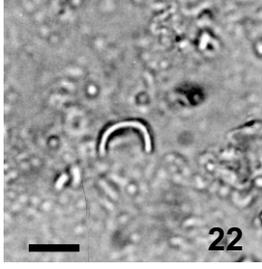
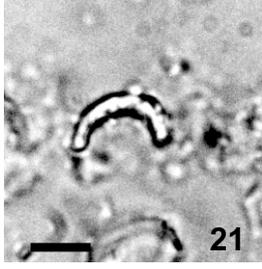
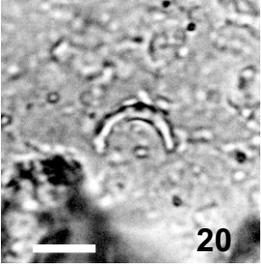
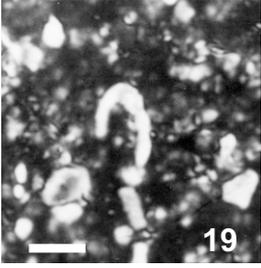
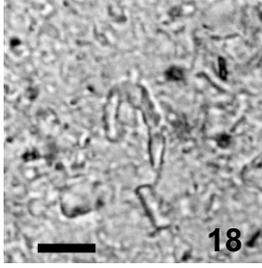
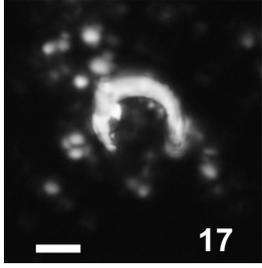
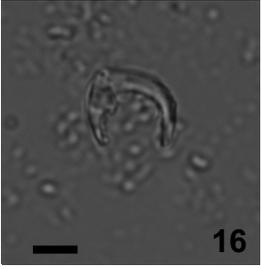
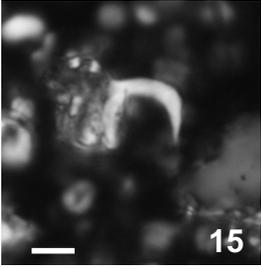
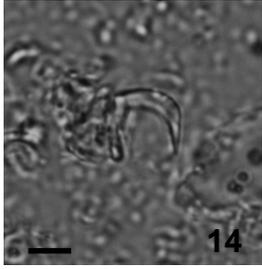
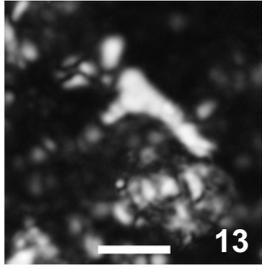
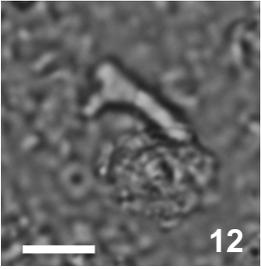
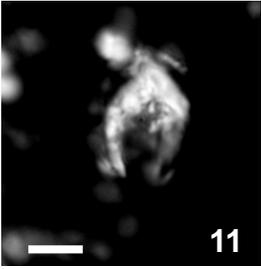
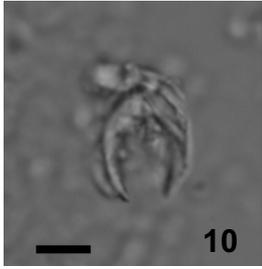
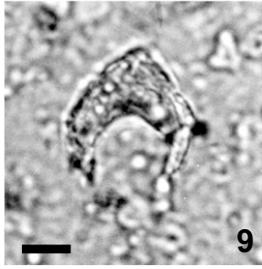
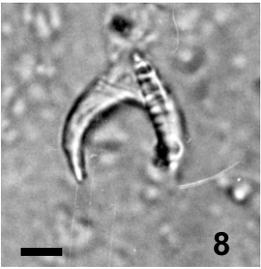
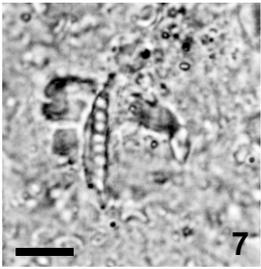
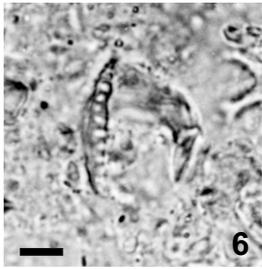
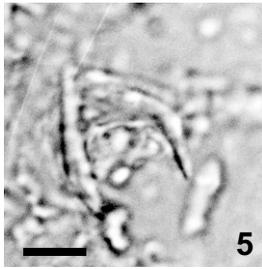
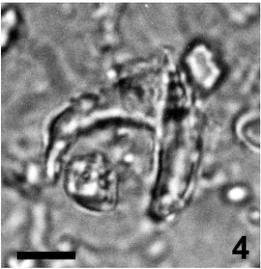
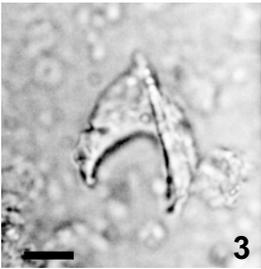
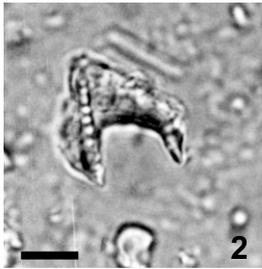


Planche V

Barre = 5 μ m

Fig. 1 à 3 - *Discoaster tamalis* KAMPTNER

- 1 - éch: 26. Télégraphe Sidi Brahim
- 2 - éch: 40. Télégraphe Sidi Brahim
- 3 - éch: 45. Télégraphe Sidi Brahim

Fig. 4 à 7 - *Discoaster misconceptus* THEODORIDIS

- 4, 5 - éch: 29. Djebel Ben Dourda (5 : Lumière polarisée)
- 6, 7 - éch: 118. Djebel Meni (7 : Lumière polarisée)

Fig. 8 à 11 - *Discoaster quinqueramus* GARTNER

- 8 - éch: 60. Douar Mehalif
- 9 - éch: 28. Djebel Ben Dourda
- 10 - éch: 29. Djebel Ben Dourda
- 11 - éch: 118. Djebel Meni

Fig. 12, 13 - *Discoaster asymmetricus* GARTNER

- 12 - éch: 34. Télégraphe Sidi Brahim
- 13 - éch: 23. Télégraphe Sidi Brahim

Fig. 14, 15 - *Discoaster brouweri* TAN SIN HOK Emend. BRAMLETTE & RIEDEL

- 14 - éch: 28. Djebel Ben Dourda
- 15 - éch: 35. Djebel Meni

Fig. 16 - *Discoaster neorectus* BUKRY

- 16 - éch: 23. Djebel Meni

Fig. 17 - *Discoaster intercalaris* BUKRY

- 17 - éch: 50. Djebel Ben Dourda

Fig. 18, 19 - *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE

- 18 - éch: 50. Djebel Ben Dourda
- 19 - éch: 53. Djebel Meni

Fig. 20 - *Discoaster pansus* BUKRY & PERCIVAL) BUKRY

- 20 - éch: 1. Djebel Ben Dourda

Fig. 21 - *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL

- 21 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

Fig. 22 - *Discoaster calcaris* GARTNER

- 22 - éch: 19. Djebel Ben Dourda

Fig. 23 - *Discoaster loeblichii* BUKRY

- 23 - éch: 19. Djebel Ben Dourda

Fig. 24 - *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE

- 24 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

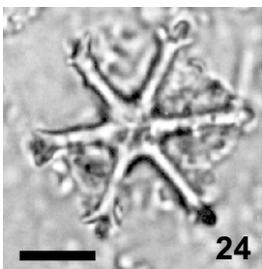
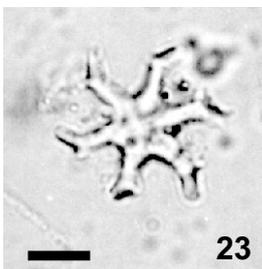
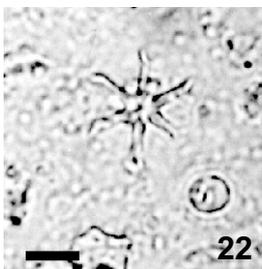
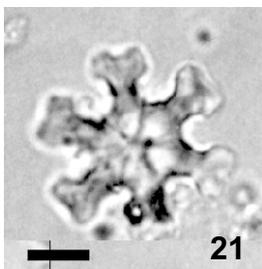
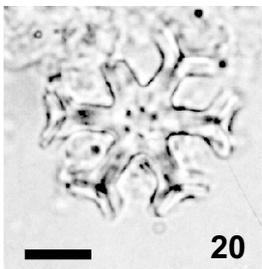
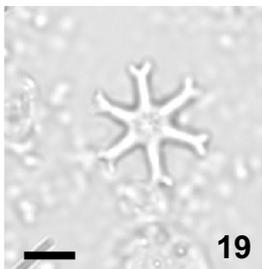
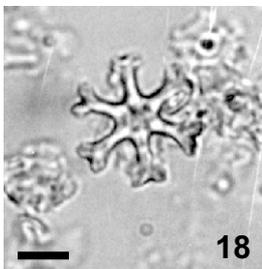
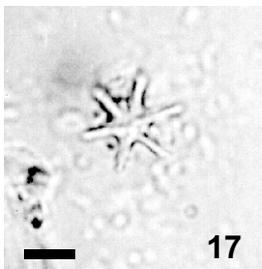
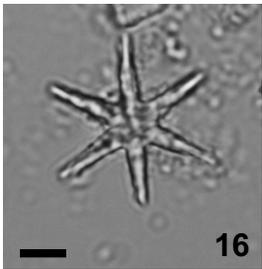
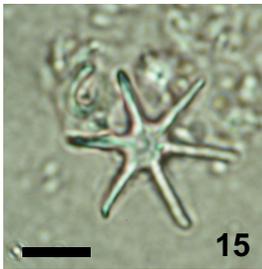
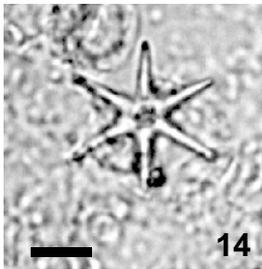
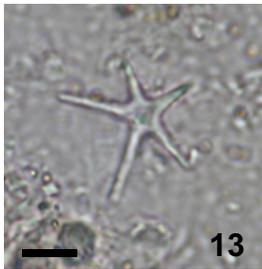
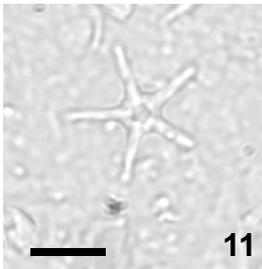
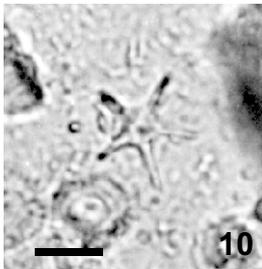
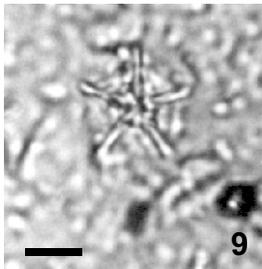
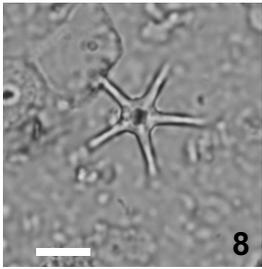
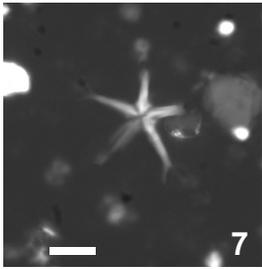
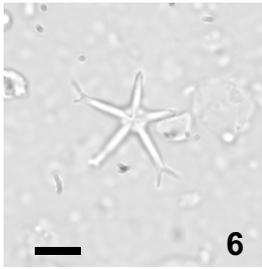
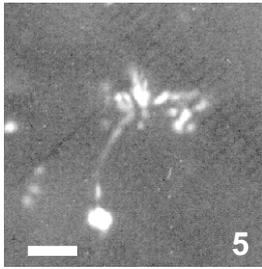
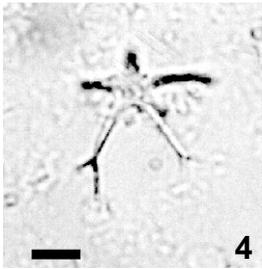
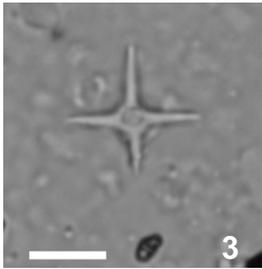
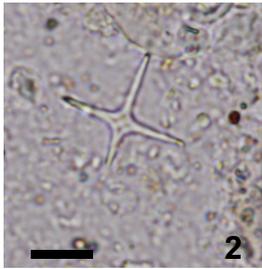
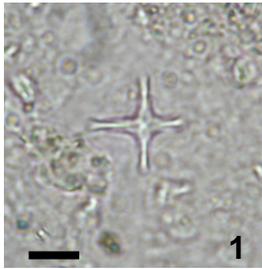
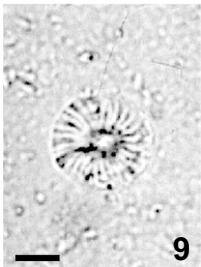
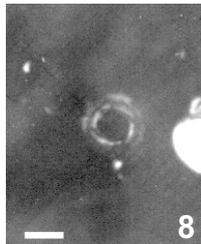
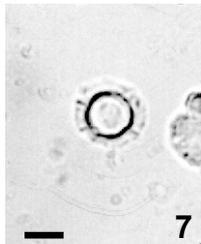
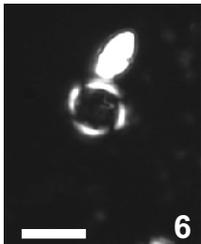
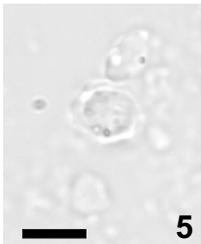
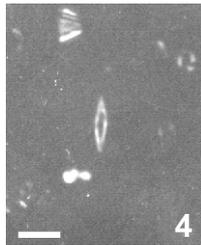
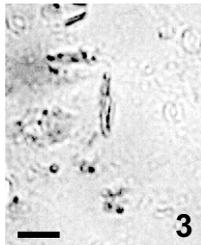


Planche VI

Barre = 5µm

- Fig. 1 - ***Amaurolithus delicatus*** GARTNER & BUKRY
1 - éch: 28. Djebel Ben Dourda
- Fig. 2 - ***Discoaster nephados*** HAY
2 - éch: 24. Djebel Ben Dourda
- Fig. 3, 4 - ***Scapholithus fossilis*** DEFLANDRE
3, 4 - éch: 56. Djebel Ben Dourda (4 : Lumière polarisée)
- Fig. 5, 6 - ***Reticulofenestra rotaria*** THEODORIDIS
5, 6 - éch: 53. Djebel Meni (6 : Lumière polarisée)
- Fig. 7, 8 - ***Umblicosphaera cricota*** (GARTNER) COHEN & REINHARDT
7, 8 - éch: 52. Djebel Ben Dourda (8 : Lumière polarisée)
- Fig. 9, 10 - ***Calcidiscus leptoporus*** (MURRAY & BLACKMAN) LOEBLICH & TAPPAN
9, 10 - éch: 20. Djebel Ben Dourda (10 : Lumière polarisée)
- Fig. 11, 12 - ***Calcidiscus macintyreii*** (BUKRY & BRAMLETTE) LOEBLICH & TAPPAN
11, 12 - éch: 3. Djebel Ben Dourda (12 : Lumière polarisée)
- Fig. 13, 14 - ***Coccolithus pelagicus*** (WALLICH) SCHILLER
13, 14 - éch: 1. Djebel Ben Dourda (14 : Lumière polarisée)
- Fig. 15, 16 - ***Reticulofenestra pseudoumbilica*** (GARTNER) GARTNER
15, 16 - éch: 4. Djebel Ben Dourda (16 : Lumière polarisée)
- Fig. 17, 18 - ***Helicosphaera carteri*** (WALLICH) KAMPTNER
17, 18 - éch : 20. Djebel Ben Dourda (18 : Lumière polarisée)
- Fig. 19, 20 - ***Helicosphaera rhomba*** (BUKRY) JAFAR & MARTINI
19, 20 - éch: 21. Djebel Ben Dourda (20 : Lumière polarisée).
- Fig. 21, 22 - ***Helicosphaera sellii*** (BUKRY & BRAMLETTE) JAFAR & MARTINI
21, 22 - éch: 20. Djebel Ben Dourda (22 : Lumière polarisée)
- Fig. 23, 24 - ***Pontosphaera multipora*** (KAMPTNER) ROTH
23, 24 - éch: 28. Djebel Ben Dourda (24 : Lumière polarisée).



13

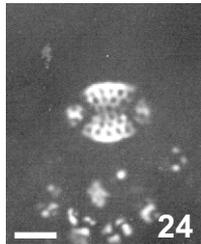
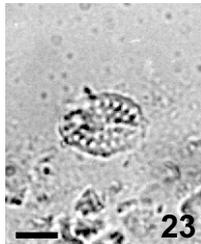
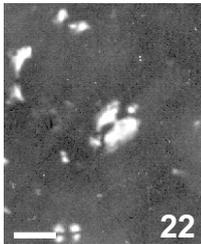
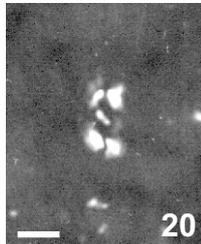
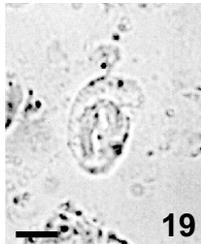
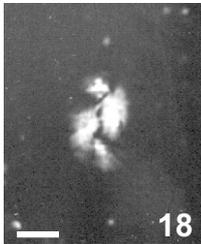
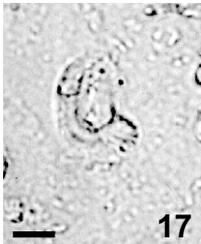
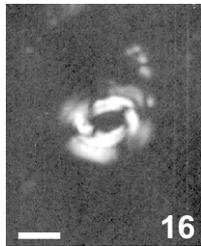
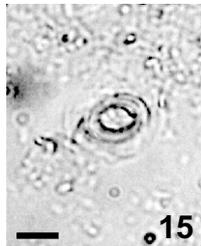
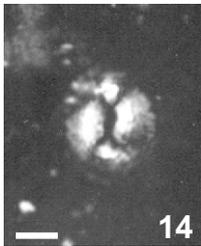
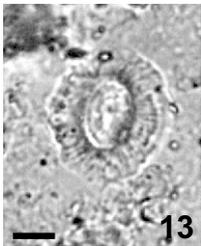
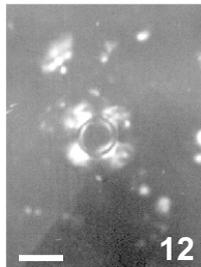
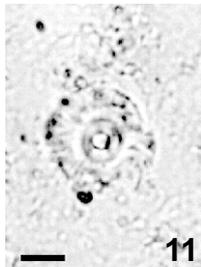


Planche VII

Barre = 5µm

Fig. 1 à 4 - *Reticulofenestra cisnerosii* (= *R. zancleana*) LANCIS & FLORES

1, 2 - éch: 10. Télégraphe Sidi Brahim (2 : Lumière polarisée)
3, 4 - éch: 13. Télégraphe Sidi Brahim (4 : Lumière polarisée)

Fig. 5 à 8 - *Rhabdosphaera procera* MARTINI

5, 6 - éch: 59. Djebel Ben Dourda (6 : Lumière polarisée)
7, 8 - éch: 53. Djebel Meni (8 : Lumière polarisée)

Fig. 9 - *Scyphosphaera apsteinii* LOHMANN

9 - éch: 28. Djebel Ben Dourda

Fig. 10 - *Scyphosphaera campanula* DEFLANDRE

10 - éch: 61. Djebel Ben Dourda

Fig. 11 - *Scyphosphaera globulata* BUKRY

11 - éch: 50. Djebel Ben Dourda

Fig. 12 - *Scyphosphaera piriformis* KAMPTNER

12 - éch: 32. Djebel Ben Dourda

Fig. 13 - *Scyphosphaera pulcherrima* DEFLANDRE

13 - éch: 52. Djebel Ben Dourda

Fig. 14 - *Scyphosphaera recurvata* DEFLANDRE

14 - éch: 61. Djebel Ben Dourda

Fig. 15, 16 - *Umbilicosphaera cricota* (GARTNER) COHEN & REINHARDT

15, 16 - éch: 52. Djebel Ben Dourda (16 : Lumière polarisée)

Fig. 17 - *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE

17 - éch: 10. Djebel Ben Dourda

Fig. 18 à 20 - *Sphenolithus abies* DEFLANDRE

18, 19 et 20 - éch: 26. Djebel Ben Dourda (19 : Lumière polarisée; 20 : lumière polarisée, 45°/croisée de la réticule).

Fig. 21, 22 - *Sphenolithus moriformis* BRÖNNIMANN & STRADNER

21, 22 - éch: 50. Djebel Meni (22 : Lumière polarisée)

Fig. 23, 24 - *Sphenolithus verensis* BACKMAN

23, 24 - éch: 59. Djebel Ben Dourda (24 : Lumière polarisée)

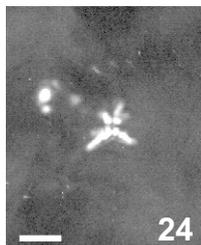
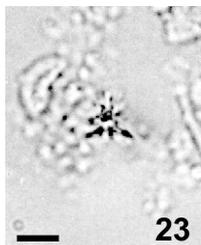
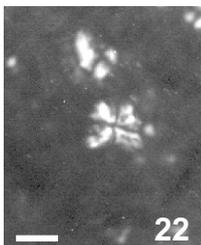
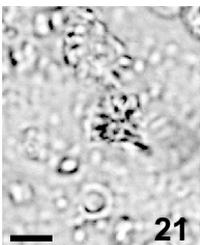
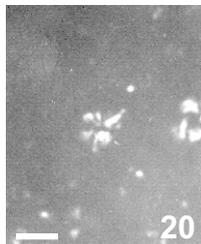
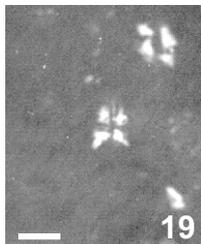
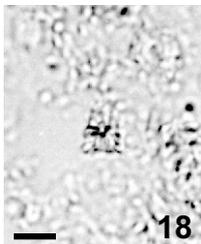
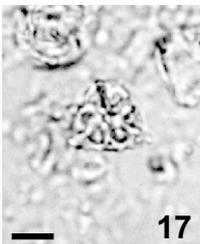
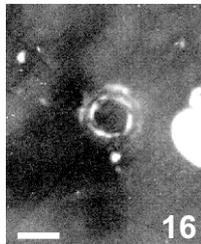
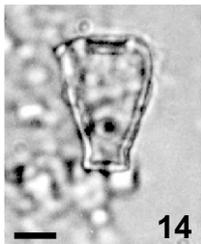
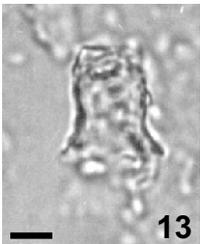
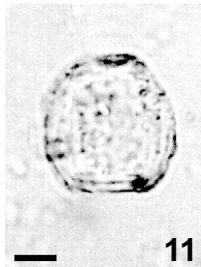
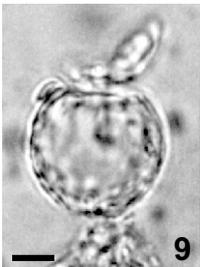
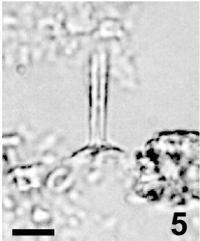
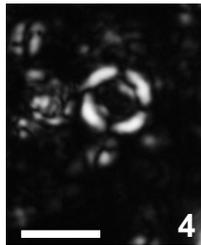
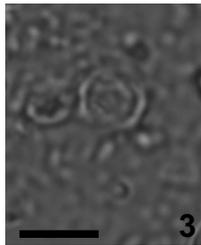
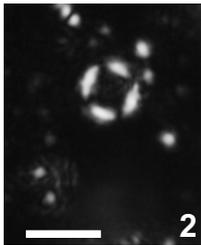
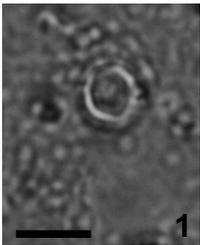
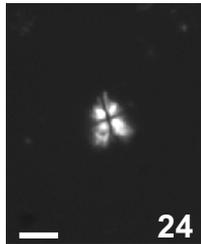
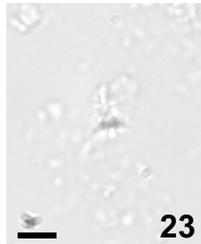
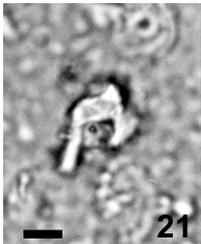
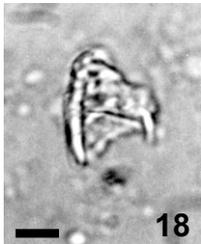
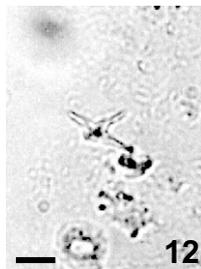
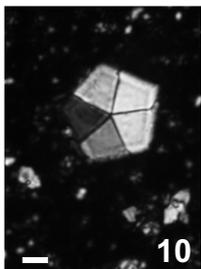
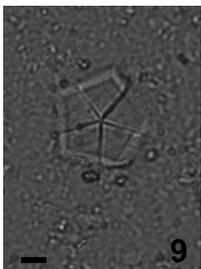
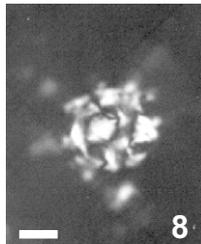
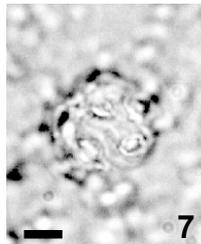
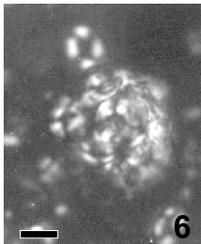
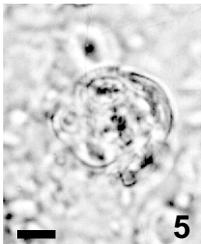
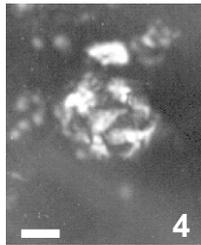
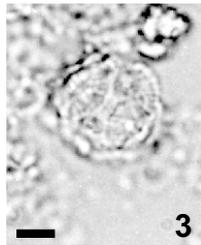
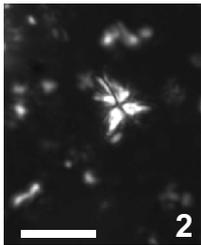
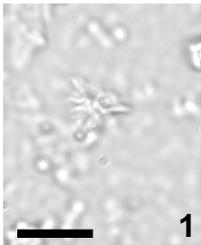


Planche VIII

Barre = 5µm

- Fig. 1, 2, 23 et 24 - ***Sphenolithus abies*** DEFLANDRE in DEFLANDRE and FERT
1, 2 - éch: 53. Djebel Meni (2 : lumière polarisée)
23, 24 - éch: 53. Djebel Meni (24 : lumière polarisée)
- Fig. 3, 4 - Coccosphère de ***Calcidiscus leptoporus*** LOEBLICH & TAPPAN
3, 4 - éch: 61. Djebel Ben Dourda (4 : lumière polarisée)
- Fig. 5, 6 - Coccosphère de ***Coccolithus pelagicus*** (WALLICH) SCHILLER
5, 6 - éch: 19. Djebel Ben Dourda (6 : lumière polarisée)
- Fig. 7, 8 - Coccosphère de ***Reticulofenestra pseudoumbilica*** (GARTNER) GARTNER
7, 8 - éch: 29. Djebel Ben Dourda (8 : lumière polarisée)
- Fig. 9, 10 - ***Braarudosphaera bigelowii*** (GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE
9, 10 - éch: 23. Télégraphe Sidi Brahim (10 : lumière polarisée)
- Fig. 11 - ***Discoaster loeblichii*** BUKRY
11 - éch: 13. Télégraphe Sidi Brahim
- Fig. 12 - ***Discoaster blackstockae*** BUKRY
12 - éch: 50. Djebel Ben Dourda
- Fig. 13, 14 - ***Amaurolithus primus*** (BUKRY & PERCIVAL) GARTNER & BUKRY
13, 14 - éch: 84. Douar Mehalif (14 : Lumière polarisée)
- Fig. 15 - ***Amaurolithus ninae*** PERCH-NIELSEN
15 - éch: 68. Douar Mehalif
- Fig. 16 à 18 - ***Amaurolithus primus*** morphotype primitif (BUKRY & PERCIVAL)
GARTNER & BUKRY
16 - éch: 84. Douar Mehalif
17 - éch: 50. Djebel Ben Dourda
18 - éch: 52. Djebel Ben Dourda
- Fig. 19 - Forme intermédiaire entre : ***Amaurolithus primus*** et
Amaurolithus triconiculatus. éch: 118. Dj. Méni
- Fig. 20 - ***Ceratolithus perch-nielsenae*** GUPTHA
20 - éch: 115. Dj. Méni
- Fig. 21 - Forme d'un cératolithe ressemblant à ***Ceratolithus acutus***
21 - éch: 30. Télégraphe Sidi Brahim
- Fig. 22 - Forme d'un ***Amaurolithus*** avec un éperon
22 - éch: 15. Télégraphe Sidi Brahim



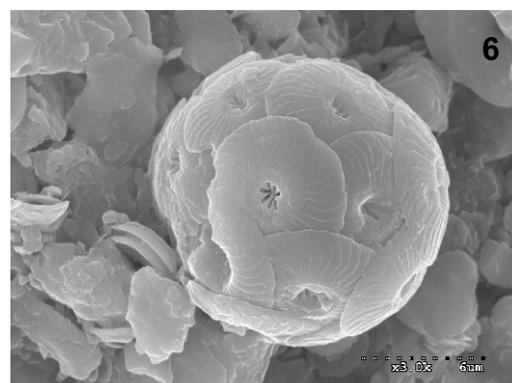
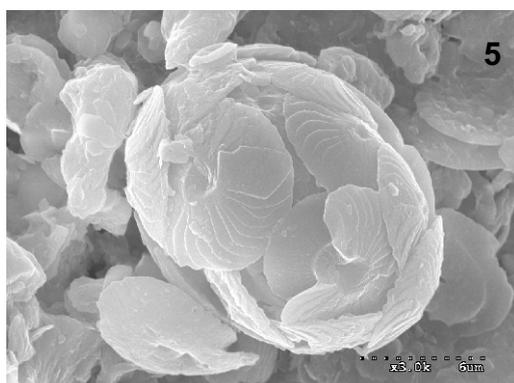
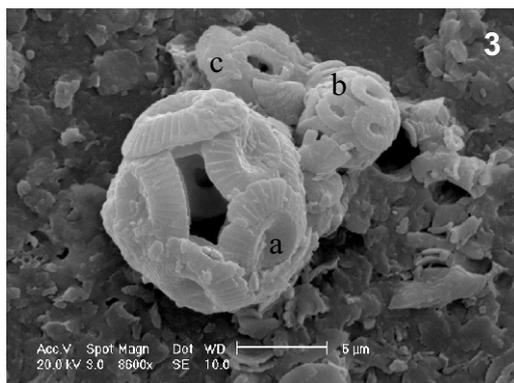
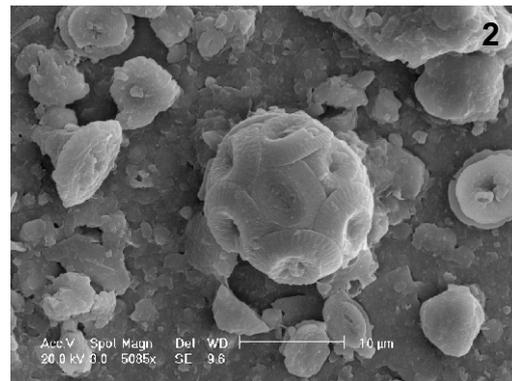


Fig. 1 - Coccosphère de *Coccolithus pelagicus* (éch. 78 - Douar Mehalif)

Fig. 2 - Coccosphère de *Coccolithus pelagicus* (éch. 45 - Djebel Ben Dourda)

Fig. 3, a - Coccosphère de *Coccolithus pelagicus* (éch. 57 - Djebel Ben Dourda)

b - Coccosphère de petits réticulofenestridées (éch. 57 - Djebel Ben Dourda)

c - *Reticulofenestra pseudoumbilica* (éch. 57 - Djebel Ben Dourda)

Fig. 4 - Coccosphère de petits réticulofenestridées (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 5 - Coccosphère de *Calcidiscus leptoporus* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - Coccosphère de *Calcidiscus leptoporus* (éch. 116 - Djebel Meni)

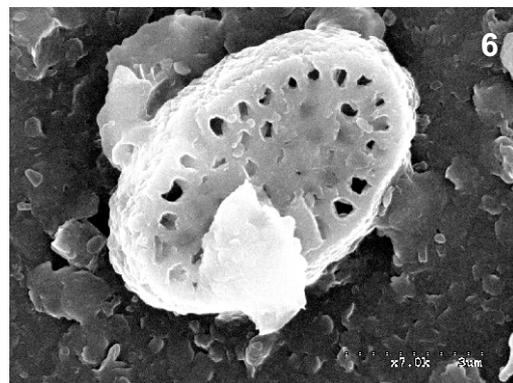
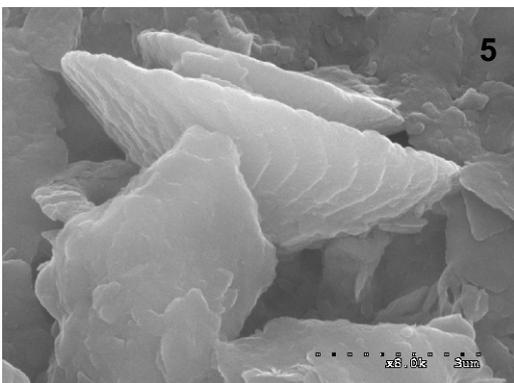
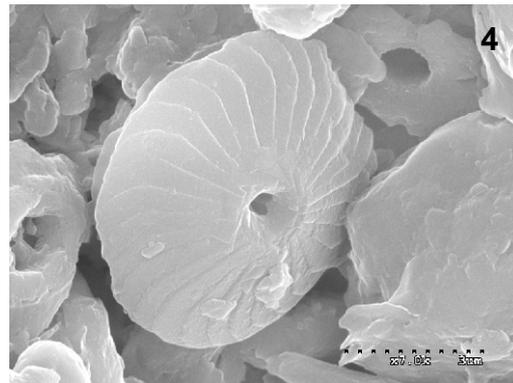
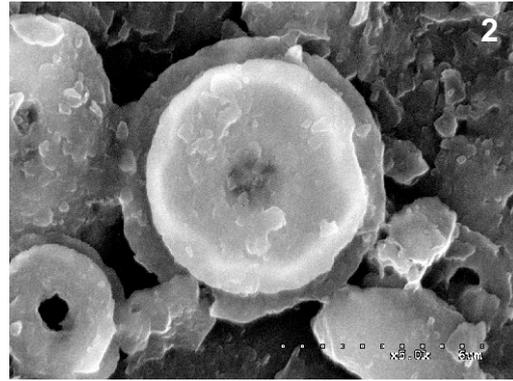
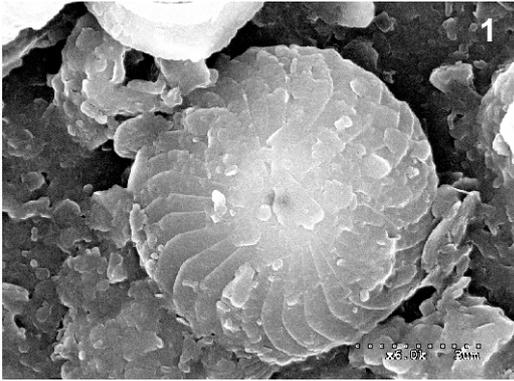


Fig. 1 - *Calcidiscus leptoporus*, vue distale (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 2 - *Calcidiscus leptoporus*, vue proximale (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 3 - *Calcidiscus leptoporus*, vue de profil (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 4 - *Calcidiscus leptoporus*, vue distale (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 5 - *Calcidiscus leptoporus*, vue de profil (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - *Pontosphaera multipora* (éch. 116 - Djebel Meni)

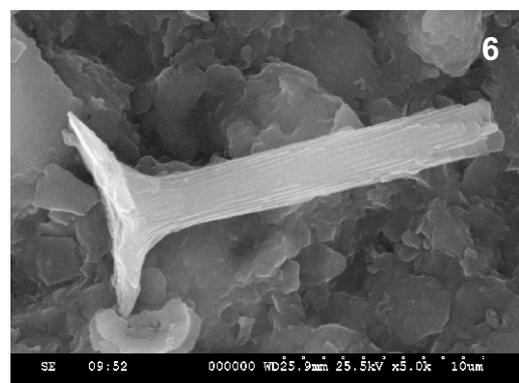
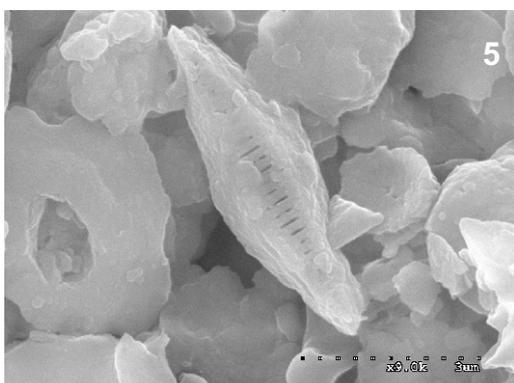
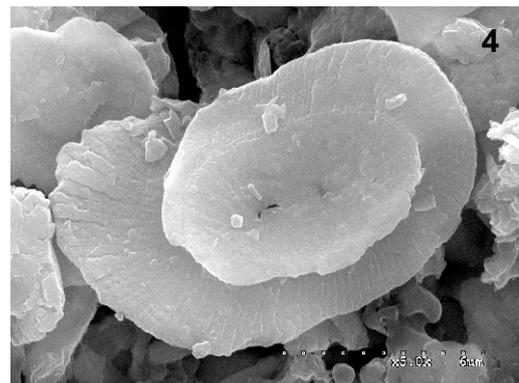
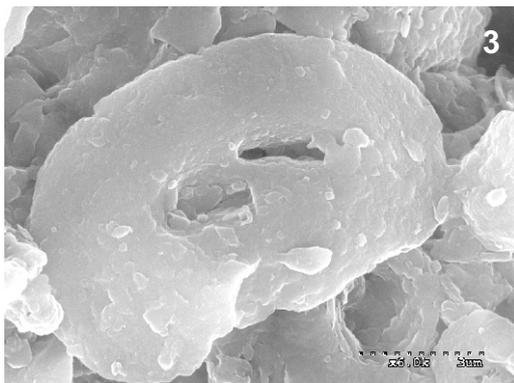
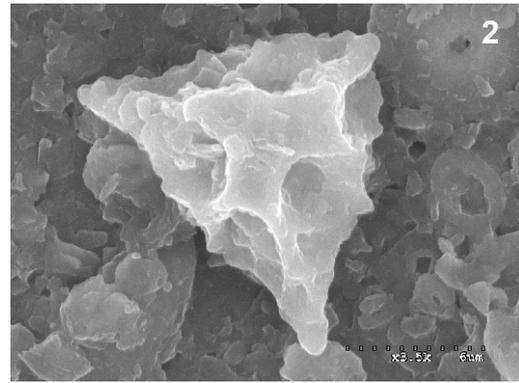
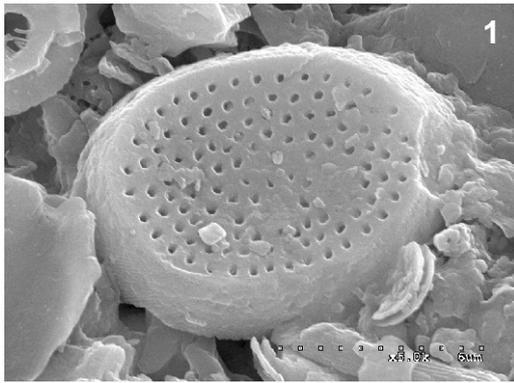


Fig. 1 - *Pontosphaera multipora* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 2 - *Lithostromation perdurum* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 3 - *Helicosphaera carteri*, vue distale (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 4 - *Helicosphaera carteri*, vue proximale (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 5 - *Scapholithus fossilis* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - *Rhabdosphaera procera* (éch. 116 - Djebel Meni)

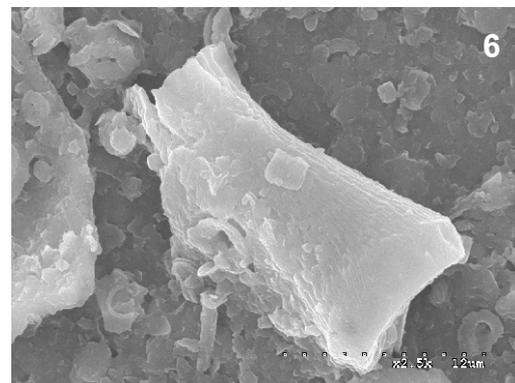
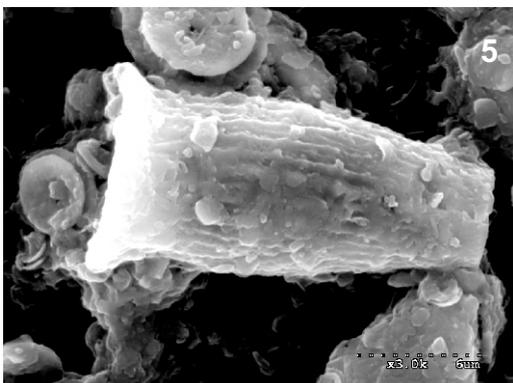
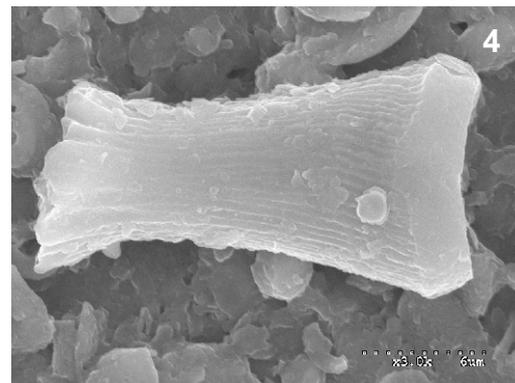
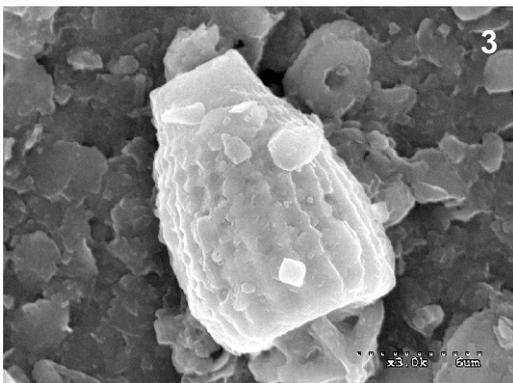
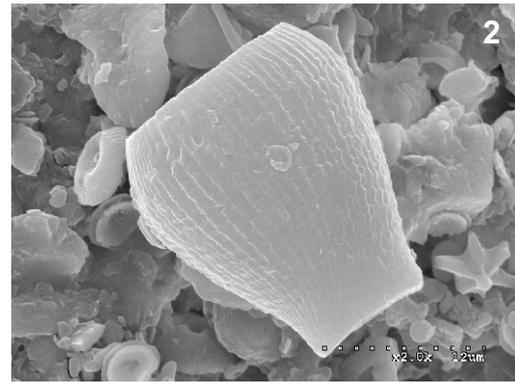
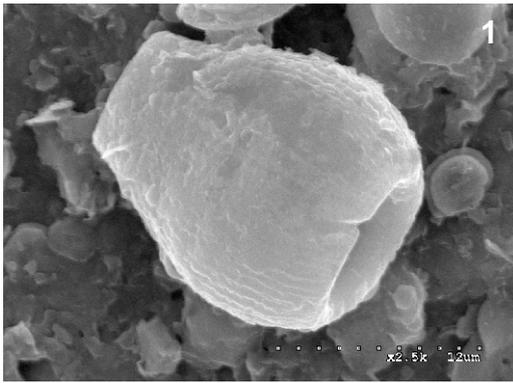


Fig. 1 - *Scyphosphaera apsteinii* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 2 - *Scyphosphaera apsteinii* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 3 - *Scyphosphaera apsteinii* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 4 - *Scyphosphaera intermedia* (éch. 25 - Djebel Ben Dourda)

Fig. 5 - *Scyphosphaera amphora* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - *Scyphosphaera intermedia* (éch. 116 - Djebel Meni)

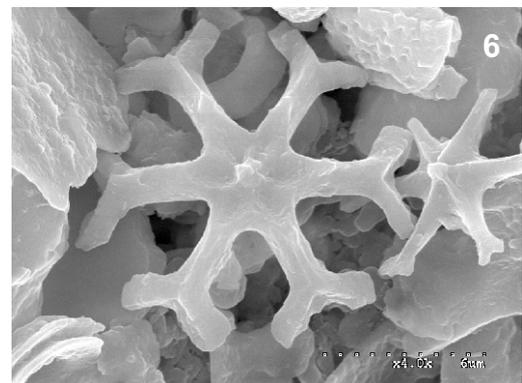
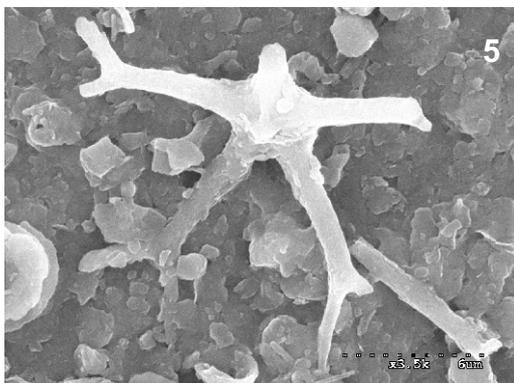
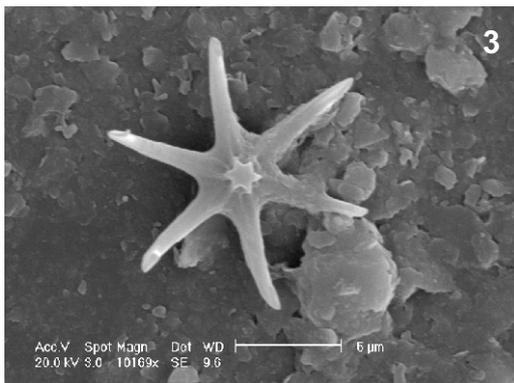
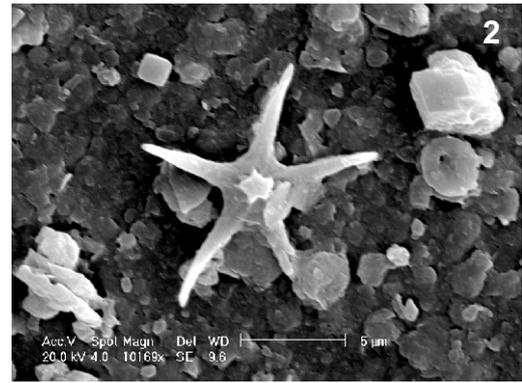
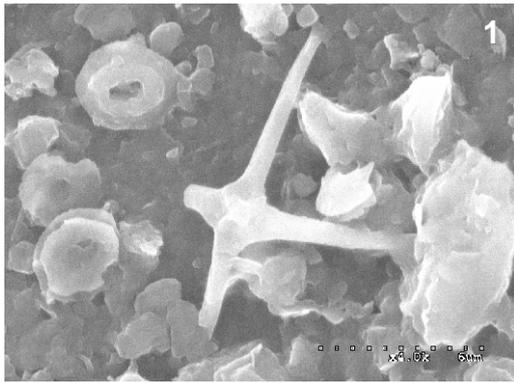


Fig. 1 - *Discoaster tamalis* (éch. 40 - Sidi Brahim)

Fig. 2 - *Discoaster asymmetricus* (éch. 36 - Sidi Brahim)

Fig. 3 - *Discoaster brouweri* (éch. 36 - Sidi Brahim)

Fig. 4 - *Discoaster brouweri* (éch. 36 - Sidi Brahim)

Fig. 5 - *Discoaster pentaradiatus* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - *Discoaster variabilis* (éch. 116 - Djebel Meni)

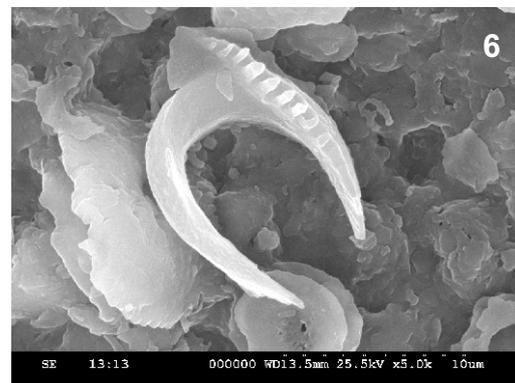
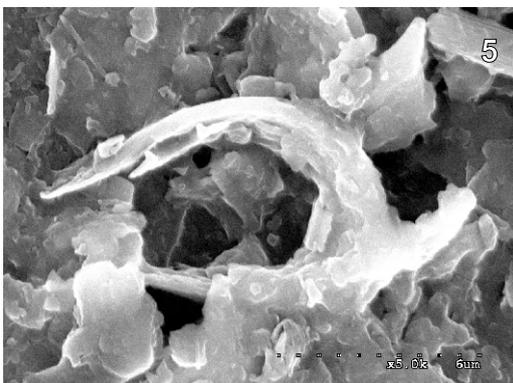
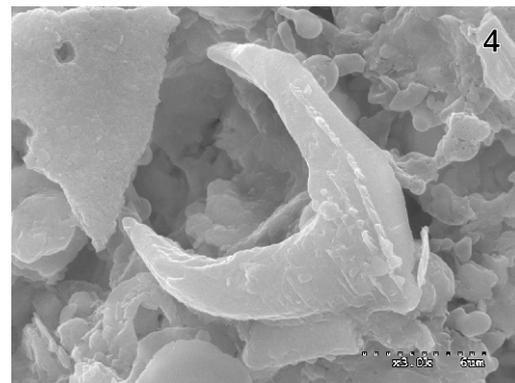
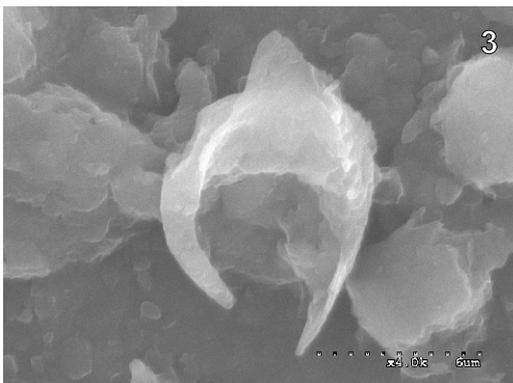
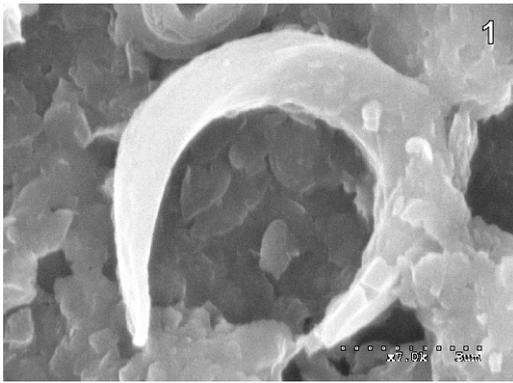


Fig. 1 - *Amaurolithus primus* (éch. 115 - Djebel Meni)

Fig. 2 - *Amaurolithus delicatus* (éch. 115 - Djebel Meni)

Fig. 3 - *Amaurolithus ninae* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 4 - *Amaurolithus amplificus* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 5 - *Amaurolithus tricorniculatus* (éch. 116 - Djebel Meni)

Fig. 6 - Forme intermédiaire entre *Amaurolithus primus* et *Amaurolithus delicatus* (éch. 116 - Djebel Meni)