

N° d'ordre : ../DSTU/19

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEM  
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE  
ET SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

LABORATOIRE DE RECHERCHE N° 25  
«PROMOTION DES RESSOURCES HYDRIQUES, PEDOLOGIQUES ET MINIERES»

## THESE

Présentée par

**Mostapha BENZINA**

en vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat  
en Sciences de la Terre

**Spécialité: Bassins sédimentaires et paléoenvironnements**

**ETUDE BIOEVENEMENTIELLE DU PASSAGE TORTONO-MESSINIEN  
BASEE SUR L'EVOLUTION DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES  
DANS LE BASSIN DU BAS CHELIF (ALGERIE NORD-OCCIDENTALE)**

Soutenue le 30 / 11/2020,  
devant le jury composé de :

Abderrezak Bouanani, Professeur à l'Université de Tlemcen (Algérie)  
Mustapha BENSALAH, Professeur à l'Université de Tlemcen (Algérie)  
Abbès SEBANE, Professeur à l'Université d'Oran 2 (Algérie)  
Mohamed BENYAHIA, Professeur à l'université de Sidi Bel Abbès (Algérie)  
Mohamed BENYAHIA, Professeur à l'université de Sidi Bel Abbès (Algérie)

Président  
Directeur de thèse  
Examineur  
Examineur  
Examineur

Année universitaire : 2019 - 2020

## *Avant-propos*

*Au terme de la réalisation de ce travail de recherche, je dois remercier plusieurs personnes qui ont contribué à son élaboration, de près ou de loin.*

*Je remercie infiniment mon encadreur **Monsieur BENSALAH MUSTAPHA, Professeur** à l'Université de Tlemcen. Je tiens à lui exprimer ma reconnaissance pour son aide et sa contribution à la réalisation de ce travail.*

*Je remercie infiniment **Monsieur Hebib Hakim docteur** à l'Université de Tlemcen, pour m'avoir proposé ce sujet et m'avoir accordé beaucoup de son temps pour suivre mon travail. Aujourd'hui, je ne peux oublier son assistance sur les missions de terrain, ses critiques constructives et son accompagnement afin d'atteindre mon objectif.*

*Mes remerciements s'adressent à l'ensemble des membres de jury.*

*J'exprime ma profonde gratitude à **Monsieur Pr BOUANANI Abderrezak**, Professeur à l'Université de Tlemcen pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de juger le travail et de présider le jury.*

*Ma gratitude et mes sincères remerciements s'adressent également à **Monsieur Pr SEBANE Abbès**, de l'Université d'Oran 2, qui a accepté de juger ce mémoire.*

*Ma vive gratitude et mes sincères remerciements s'adressent également à **Monsieur Pr BENYAHIA Mohammed**, Professeur de l'Université de Sidi Bel Abbès, pour ses précieux conseils et son soutien moral. Il m'a honoré par sa présence parmi les membres du jury.*

*Mes profonds respects à **Monsieur Dr ADACI Mohammed**, Maître de Conférences classe (A) à l'Université de Tlemcen qui a bien voulu examiner et critiquer ce travail.*

*Mes profondes reconnaissances s'adressent à l'ensemble des enseignants de notre département qui ont contribué à ma formation.*

*Je remercie tous mes amis : de toutes les anciennes promotions d'ingénieur et du Magister « Option : Bassins Sédimentaires & Paléoenvironnements ». A mes collègues de l'université Kasdi Merbah –Ouargla.*

*Je ne peux terminer cet avant-propos sans remercier **Monsieur Kada Medjahed Mohamed** et **Hadaret H'Mida** pour leur grand soutien.*

*Enfin, je réserve mes plus profonds remerciements à ma mère, à ma petite famille, à mes chers frères et sœurs et au reste de la famille.*

*À la Mémoire de mon Père*

## ملخص

التحليل الكمي و النوعي للمنخرات البلنكتونية في المقطعين الجيولوجيين لوادي دردوسة وجبل مني في الحوض الرسوبي للشلف السفلي من الجهة الشمالية الغربية للجزائر، سمحت لأول مرة بتحديد سلسلة من الأحداث البيولوجية المضبوطة على سلم القطبية المغناطيسية. هذا التسلسل يسمح بالمقارنة الدقيقة في الزمن الممتد من التورتونيا العلوي إلى الميسينيا الذي يسبق مباشرة ترسب البنية الجبسية. السلسلة تبدأ بالتحلزن (الدوران) من يميني إلى شمالي لـ *N. acostaensis* كأول حدث بيولوجي من السلسلة. الأحداث البيولوجية من (1-8) تشير إلى زمن التورتونيا العلوي، هاته الفترة عرفت استبدال تدريجي لمجموعة *G. menardii* بمجموعة *G. miotumida* متزامنا مع الحدث رقم 9 و المتمثل في أول ظهور مستمر لـ *G. miotumida*. هذا الأخير يعتبر الحدث الفاصل بين الزمنين الجيولوجيين التورتونيا و الميسينيا بضعة أمتار قبل بنية الدياتوميتة. البنية العلوية للمقطع عرفت ظهور *G. mediterranea* إلى جانب *G. nicolae* مع التحلزن الشمالي لـ *G. scitula*.

## كلمات مفتاحية:

المنخرات البلنكتونية، الحوض الرسوبي للشلف السفلي، الشمالية الغربية للجزائر، الأحداث البيولوجية، التورتونيا العلوي - الميسينيا.



## Résumé

Une analyse quantitative et qualitative des foraminifères planctoniques a été menée dans les deux coupes d'Oued Derdoussa et Djebel Meni (bassin du Bas Chéelif- Algérie Nord-occidentale). L'étude a permis d'identifier, pour la première fois, une série de bioévénements calibrée avec une échelle du temps de polarité géomagnétique. La succession de bioévénements des formations du Miocène supérieur est utile pour une corrélation de haute résolution dans la Méditerranée. Ce travail révèle que la série de bioévénements couvre un interval de temps qui s'étend du Tortonien supérieur jusqu'à la période pré-évaporitique Messinienne. En effet, la base de la série commence par le changement d'enroulement dextre à senestre (Dx / Sn) de *N. acostaensis* qui correspond au premier bioévénement, qui permet de la placer avec les bioévénements (1-8) dans le Tortonien. Cette période a connu la présence de *G. menardii* à enroulement senestre qui se substituait graduellement à l'enroulement dextre. La limite Tortonien / Messinien coïncide plus ou moins avec le net remplacement de *G. menardii* groupe (I et II) par le FCO du groupe *G. miotumida*, à quelques mètres au-dessous de la formation diatomitique (bioevent 9). Cette partie est dominée principalement par des espèces bien bombées (*G. miotumida* plexus), marquées par la présence de *G. mediterranea* d'une façon assez remarquable, contrairement à la base de la formation marneuse. A partir de ce niveau, les bioévénements (10 à 16) sont attribués aux sédiments Messiniens. Notant que la formation diatomitique a connu l'arrivée de *G. nicolae* jusqu'au sommet de la série à côté de *G. scitula* à enroulement senestre.

**Mots clés :** Foraminifères planctoniques, Bassin du Bas Chelif, Algérie Nord occidentale, bio-événements, Tortonien, Messinien.

## Abstract

Quantitative and qualitative analyses based on planktonic foraminifera of two sections (Oued Derdoussa and Djebel Meni) from Lower Chelif basin (Northern Algeria) enables us to identify for the first time a sequence of bioevents calibrated with geomagnetic polarity time scale. The bioevents succession of late Miocene formations is useful for a high-resolution correlation in the western Mediterranean with the remaining parts at a local and regional scale. In particular, this work reveals that the sequence covers an interval of time that extends from the upper Tortonian up to pre-evaporite Messinian period. Indeed, the findings refer that the base of the succession starts with Dx/Sn coiling changes of *Neogloboquadrina acostaensis* as the first bioevent, so that, the bioevent (1-8) assigned to the Tortonian sediments. This period known the presence of *Globorotalia menardii* in sinistral coiled that were substitutes gradually with dextral coiled. The limit Tortonian/ Messinian coincides to some extent with a sharp replacement of *G. menardii* group (I and II) with (FCO) *G. miotumida* Plexus few meters below Tripoli diatomite formation (bio-event 9). This later is dominated mainly by highly convex species (*G. miotumida* plexus) marked by the presence of *Globorotalia mediterranea* unlike the marly formation in the base of the section, as well as, from that parts upward the (bio-events 10 to 16) assigning the Messinian sediments. Thus, Tripoli diatomite formation witnessed the influx of *G. nicolae* till to the top of the section alongside the sinistrally coiled of *Globorotalia scitula*.

**Key words:** Algeria, Lower Chélif Basin, Planktonic foraminifera, Late Miocene, Biostratigraphy, Bioevents.

## Table des matières

p

<b>Avant-propos</b>	
<b>Résumé</b>	
<b>Abstract</b>	
	<b>Chapitre 1 : Généralités</b>
<b>I- Introduction</b>	<b>1</b>
I.1 <b>Le cadre bioévènementiel du passage Tortonno-Messinien</b>	<b>2</b>
I.2. <b>L'implication de la crise de la salinité dans le traçage de la limite supérieure du Messinien</b>	<b>3</b>
I.2.1. <b>Les scénarios proposés</b>	<b>3</b>
I.2.2. <b>Le scénario consensuel.</b>	<b>6</b>
. Les dépôts pré-évaporitiques	6
Les évaporites inférieures (5.96 Ma- 5.6 Ma)	6
Les évaporites supérieures Lago Mare (5.6 Ma-5.33 Ma).	7
I.2.3. <b>Le rétablissement des conditions marines au Pliocène (5.33 Ma)</b>	<b>7</b>
<b>II Historique des travaux</b>	<b>7</b>
<b>III Cadre géodynamique</b>	<b>11</b>
III.1. La transtension au cours du premier cycle sédimentaire post-nappe (Serravallien- Tortonian inférieur)	11
III.2. La transpression au cours du deuxième cycle sédimentaire (Tortonien supérieur- Messinien)	12
III.3. La Transtension au cours du Pliocène basal	12
III.4. La transpression intra-pliocène et du Pliocène basal	12
<b>IV. Etat des connaissances des bassins du Néogène supérieur méditerranéen</b>	<b>15</b>
IV.1. <b>Les bassins du côté Atlantique</b>	<b>15</b>
IV.2. <b>Les bassins de l'Ouest Méditerranéen</b>	<b>18</b>
IV.2.1. <b>Les bassins du domaine rifain</b>	<b>18</b>
IV.2.2. <b>Les bassins du domaine betique</b>	<b>20</b>
IV.3. <b>Les bassins de centre méditerranéen</b>	<b>21</b>
IV.4. <b>Les bassins de l'Est méditerranéen</b>	<b>23</b>
<b>V. But et méthodes d'étude</b>	<b>25</b>
V.1. <b>But du travail</b>	<b>25</b>
V.2. <b>Méthodes d'étude</b>	<b>25</b>
V.2.1. <b>Sur le terrain</b>	<b>25</b>
V.2.2. <b>Au laboratoire</b>	<b>26</b>
V. 2.1. 1 Le lavage	26
V. 2.1. 2 La détermination	26
V. 2.1. 3 L'analyse quantitative	27
V. 2.1. 4 La représentation graphique	27
	<b>Chapitre 2- Lithostratigraphie</b>
<b>I Introduction</b>	<b>28</b>
<b>II Présentation des coupes</b>	<b>28</b>
II.1. <b>La coupe d'Oued Derdoussa</b>	<b>28</b>
II.1.1 La formation d'argiles rouges conglomératiques	29
II.1.2. La formation conglomératique	31

II.1.3.	La formation marneuse	31
II.1.4.	La formation diatomitique	33
II.1.5.	La formation gypseuse	33
II. 2.	<b>La coupe de Djebel Meni</b>	34
III.2.1.	La formation des marnes bleues	34
III.2.2.	La formation des marnes diatomitiques	34
III.2.3.	La formation gypseuse	35
III.	<b>Conclusion</b>	38
I.	<b>Introduction</b>	43
II.	<b>Etude de la faune</b>	43
II.1.	<b>Les foraminifères benthiques</b>	44
II.2.	<b>Les foraminifères planctoniques</b>	44
II.2.1.	<b>Les espèces index</b>	46
II. 2.1.1.	Le groupe <i>Globorotalia menardii</i>	46
II. 2.1.2.	Le groupe <i>Globorotalia mediterranea</i>	52
II. 2.1.3.	Le groupe <i>Globorotalia scitula</i>	62
II. 2.1.4.	Le Genre <i>Neogloboquadrina</i>	69
II. 2.1.5.	Le Genre <i>Globigerinella</i>	76
II.2.2.	<b>Les espèces associées aux taxons index (marqueures)</b>	78
<b>Chapitre 4 - Biostratigraphie</b>		
I.	<b>Introduction</b>	95
II.	<b>Le Néogène supérieur</b>	96
II.1.	Le Serravallien	96
II.2.	Le Tortonien	97
II.3.	Le Messinien	97
II.4.	Le Zancien	97
III.	<b>Les systèmes de biozonations du Néogène supérieur</b>	98
III.1.	<b>Les biozones du Néogène de l'Algérie nord-occidentale</b>	98
III.1.1.	<b>La biozone à <i>Neogloboquadrina acostaensis</i>.</b>	98
III.1.2.	<b>La biozone a <i>Neogloboquadrina humerosa &amp; dutertrei</i></b>	99
III.1.3.	<b>La biozone à <i>Globorotalia mediterranea</i></b>	100
III.2.	<b>La biozonation néogène du bassin «Méditerranée» sur la base des foraminifères planctoniques (Iaccarino <i>et al.</i>, 2007).</b>	100
III.2.1.	<b>MMi 11. Biozone à <i>Neogloboquadrina acostaensis</i></b>	100
III.2.2.	<b>MMi 12. Biozone à <i>Globigerinoides obliquus extremus</i></b>	101
	MMi 12a. Sous-zone de <i>Globigerinoides obliquus extremus</i>	101
	MMi 12b. Sous-zone de <i>Globorotalia suterae</i>	102
III.2.3.	<b>MMi 13. Biozone à <i>Globorotalia miotumida</i></b>	102
	MMi 13a. Sous-zone à <i>Globorotalia miotumida</i> gr. - <i>Globorotalia nicolae</i>	102
	MMi 13b. Sous-zone de <i>Globorotalia nicolae</i> :	103
	MMi 13c. Sous-zone à <i>Globorotalia nicolae</i> - <i>Neogloboquadrina acostaensis</i>	103

	MMi 13d. Sous-zone de <i>Turborotalita quinqueloba</i>	103
	NDZ Zone Non Distincte	104
IV	<b>Analyse des associations</b>	106
IV.1.	<b>Etude de l'abondance des associations de <i>Globorotalia</i></b>	106
IV.1.1.	<b>Association du groupe <i>Globorotalia</i> carennées</b>	106
IV.1.1.1-	Le groupe <i>G. menardii</i>	106
	A- La coupe d'Oued Derdoussa	106
	B- La coupe de Djebel Meni	106
IV.1.1.2-	Le groupe <i>G. miotumida</i>	109
	A- La coupe d'Oued Derdoussa	109
	B- La coupe de Djebel Meni	109
IV.1.2	<b>Association du groupe <i>Globorotalia</i> non carennées</b>	112
IV.1.2.1-	Le groupe <i>G. scitula</i>	112
	A- La coupe d'Oued Derdoussa	112
	B- La coupe de Djebel Meni	112
IV.1.3	<b>Association de <i>Neogloboquadrina acostaensis</i></b>	115
	A- La coupe de Oued Derdoussa	115
	B- La coupe de Djebel Meni	115
V	<b>Les Bioévénements déterminés (signalés)</b>	118
V. 1.	PF-bioévénement 1 : le changement du sens d'enroulement de <i>N. acostaensis</i> dextre au senestre (Dx/Sn).	120
V. 2.	PF-Evénement 2 : FO l'apparition d'une façon régulière de <i>Globorotalia suterae</i>	121
V. 3.	PF-bioévénement 3: le flux des formes à enroulement dextre de <i>N. acostaensis</i>	122
V. 4.	PF-bioévénement 4: La première apparition de <i>G. menardii</i> groupe II (Dextre).	123
V. 5.	PF-bioévénement 5 : LCO la dernière présence commune de <i>G. menardii</i> gr. I (senestre).	124
V. 6.	PF- bioévénement 6 : Première présence commune (FCO) de <i>G. menardii</i> groupe II (dextre).	125
V. 7.	PF-bioévénement 7 : la dernière présence de <i>G. menardii</i> groupe I	125
V. 8.	PF-bioévénement 8 : le changement du sens d'enroulement <i>G. scitula</i> de senestre a dextre (Sn/Dx).	126
V.9.	PF-bioévénement 9 : La première présence régulière de <i>G. miotumida</i> Groupe (FCO).	127
V. 10.	PF- bioévénement 10 : la dernière présence commune (LCO) de <i>G. menardii</i> gr. II.	127
V. 11.	PF-bioévénement 11: LO la dernière présence de <i>G. menardii</i> gr. II (senestre).	128
V. 12.	PF-bioévénement 12 : le flux de <i>G. nicolae</i> .	129
V. 13.	PF- bioévénement 13 : la dernière apparence connune (LCO) de <i>G. nicolae</i>	130
V. 14.	PF- bioévénement 14 : le flux de <i>Globigerrinella siphonifera</i>	130
V. 15.	PF- bioévénement 15 : la dernière présence régulière (LCO) de <i>G. miotumida</i>	131

V. 16.	PF- bioévénement 16 : L'abondance des espèces liées au stress (Stress Tolerant Taxa).	132
V. 17.	PF- bioévénement 17 : La dernière apparition (LO) de <i>G. miotumida</i> .	133
IV.	<b>Analyse des résultats</b>	135
VI.1.	<b>Cadre biostratigraphique des coupes étudiées sur la base des bioévénements signalés</b>	135
VI.2.	<b>Les Bioévénements observés (auxiliaires) à l'échelle du bassin</b>	137
	L'apparition de <i>G. saheliana</i>	137
	LCO de <i>G. suterae</i>	137
	LO de <i>G. ventriosa</i>	137
	Le changement d'enroulement Sn/Dx de <i>G. scitula</i> .	137
	Les niveaux stériles	137
	Les niveaux cinéritiques	137
VI.3.	<b>Autres bioévénements associés au Néogène supérieur</b>	139
	FRO <i>Sphaeroidinellopsis seminulina</i>	139
	Le flux de <i>Globorotalia conomiozea</i>	139
	Le flux de <i>Globoquadrina dehiscens</i>	139
	LCO <i>Catapsydrax parvulus</i>	139
	FO <i>Globigerinoïdes extremus</i>	139
	FCO <i>Globigerinoïdes extremus</i>	140
	LO <i>Catapsydrax parvulus</i>	140
	Le grand Influx <i>Globoquadrina altispira</i>	140
	FO <i>G. plesiotumida</i>	140
	FCO <i>Turbolotalia multiloba</i>	140
	Changement d'enroulement Sn/Dx de <i>N. acostaensis</i>	140
	Le flux de <i>G. scitula</i>	140
	FO <i>Bolivina echinata</i>	140
VII.	<b>Cadre Biostratigraphique des coupes étudiés à l'échelle Globale</b>	141
VIII	<b>Conclusion générale</b>	146
	.	
	Références	148
	Liste des figures	167
	Planches Photos	169
	Annexes	177

**Abréviations utilisées conventionnellement dans la Biostratigraphie**  
**des foraminifères planctoniques**

<b>Symbole</b>	<b>En Anglais (utilisés dans notre étude)</b>	<b>En Français (à titre indicatif)</b>
FO	: First Occurrence	Première présence
FCO	: First Common Occurrence	Première présence commune
(FRO)	: First Regular Occurrence	Première présence régulière
LCO	: Last Common Occurrence	Dernière présence commune
(LRO)	: Last Regular Occurrence	Dernière présence régulière
LO	: Last Occurrence	Dernière présence
hro	: high regular occurrence	Grande présence régulière
lro	: low regular occurrence	Faible présence régulière
Dx	: Dextral	Dextre
Sn	: Sinistral	Senestre
« sp. »	: Espèce indéterminée ou nomenclature ouverte.	
« cf. »	: Nom d'espèce (espèce comparée avec doute à l'espèce citée).	

## CHAPITRE I : GENERALITES

### I- Introduction

Au cours des deux dernières décennies, l'évolution bioévènementielle du passage torton-messinien dans le bassin méditerranéen, basée sur l'étude des foraminifères planctoniques, a apporté des résultats importants. Ces recherches ont été réalisées aux différents bassins périméditerranéens, en intégrant les études biostratigraphiques avec d'autres disciplines comme la magnétostratigraphie et la cyclostratigraphie. Ainsi, les recherches effectuées sur ce passage ont concerné plusieurs bassins néogènes en Espagne, Italie, Grèce, Chypre, Sicile et Maroc.

L'approche bioévènementielle que nous préconisons n'a pas été appliquée aux bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie qui constituent des terrains privilégiés à ce genre d'étude, vu leur position intermédiaire, leur grande superficie et la puissance des formations sédimentaires qu'ils recèlent.

Parmi ces bassins périméditerranéens, celui du bas Chélif, occupe une position géographique centrale. Son importante étendue (350 km d'Est en Ouest), ses successions sédimentaires du Miocène présentant une grande épaisseur sur la rive sud de la méditerranée permettent d'entreprendre une étude micropaléontologique visant à retracer les différents bioévénements à l'échelle locale et de les comparer par la suite à ceux enregistrés à l'échelle régionale (Méditerranéenne).

Le découpage biostratigraphique, adopté auparavant au niveau du bassin du Bas Chélif, était basé principalement sur les biozones de foraminifères planctoniques au cours du Miocène supérieur, définies par Belkebir (1996) et Blow (1969).

La méthode utilisée dans ce travail tient au fait d'une plus grande résolution chronologique. Ainsi, elle est plus serrée et plus ajustée lorsqu'il s'agit de corrélations entre les coupes à l'échelle locale, au sein du même bassin, ou bien entre les autres bassins méditerranéens, à l'échelle régionale.

Dans cette perspective, sont pris en considération les changements physiques de test qui se développent rapidement ou graduellement (sens de l'enroulement, largeur du test, etc....) chez les foraminifères planctoniques. Ainsi que, l'apparition et la disparition de quelques taxons bien connus de manière graduelle ou brutale est un élément décisif pour repérer le



bioévénement. Ce changement peut être en relation avec la sensibilité des taxons aux faibles variations de certains facteurs écologiques, principalement abiotiques (température, salinité, lumière, etc.).

Ce travail est basé sur une étude quantitative de la population de Globorotaliids, comme cela a été initié par Sierro *et al.* (1993). Cette population renferme deux catégories désignées dans la littérature par le groupe de spécimens carénés. Il s'agit du groupe de *Globorotalia miotumida* et du groupe de *Globorotalia menardii*. Car, le groupe de spécimens non carénés comporte *Globorotalia scitula* et *Neogloboquadrina acostaensis*.

Pour la réalisation de notre étude, deux coupes géologiques ont été choisies sur la marge nord du bassin du Bas Chélif. Il s'agit de la coupe d'Oued Derdoussa et de la coupe de Djebel Meni.

### **I.I. Le cadre bioévènementiel du passage Tortono-Messinien.**

Dans ce cadre, et depuis les travaux de Sierro *et al.*, (1985; 1993) qui ont attiré l'attention sur le traçage de la limite entre ces deux étages géologiques à l'aide des bioévénements des foraminifères planctoniques, plusieurs études ont été menées afin de définir ce qui avait été introduit auparavant (Hilgen *et al.*, 2000; Benson et Rakic-El Bied, 1996 in Dayja *et al.*, 2005, Drinia *et al.*, 2000, Krijgsman *et al.*, 1997 ; Iaccarino *et al.*, 2007 ; Hüsing *et al.*, 2009; Corbi *et al.*, 2012, 2016). Ces auteurs ont mis en évidence les événements micropaléontologiques caractéristiques du passage Tortono-Messinien, notamment :

- La première apparition et la disparition de *Globorotalia menardii*, groupe 2, avec un enroulement dextre du test (FO/LO The first and the last occurrence).
- La dernière apparition d'une manière régulière, de *Globorotalia menardii*, groupe 1 (LCO/ LO last common occurrence and last occurrence).
- La dernière présence de *Catapsydrax parvulus* (Last Occurrence/LO);
- Le changement d'enroulement, senestre/dextre, de *Globorotalia scitula* et de *Neogloboquadrina acostaensis*;
- la première présence régulière du groupe des *Globorotalia miotumida* [First Regular Occurrence (FRO)]. Ainsi que, sa dernière apparition régulière (LCO last common occurrence).

- L'apparition et la dernière présence de *Globorotalia nicolae* [First Occurrence (FO) et LO].

Dans le bassin du Bas Chélif, les marqueurs planctoniques de la base du Messinien sont présents à la base de la formation marno-diatomitique. Il s'agit de l'association à *Globorotalia conomiozea* / *Globorotalia mediterranea* (Rouchy, 1982; Thomas, 1985; Belkebir, 1986; Moissette, 1988; Saint-Martin *et al.* 1992). Cependant, ces études biostratigraphiques ont besoin d'être actualisées par de nouvelles études (détaillée) à l'échelle méditerranéenne.

## **I.2. L'implication de la crise de salinité dans le traçage de la limite supérieure du Messinien.**

Vers la fin du Miocène, le bassin méditerranéen, à l'échelle régionale a connu un événement très important que fût la crise de salinité messinienne" (Hsu *et al.*, 1973), dont le commencement marque la fin de l'étage du Messinien et la fin de la crise indiquerait le début du Pliocène.

### **I.2.1. Les scénarios proposés**

Hsu *et al.* (1973) ont essayé d'interpréter l'événement ayant abouti à un bassin profond asséché. Par contre, Nesteroff (1973a & b) a pris la direction opposée en admettant l'hypothèse d'un bassin peu profond asséché. Quelques années plus tard (Rouchy, 1980) suggère que ce phénomène soit lié à la stratification des eaux d'un bassin profond. Cet événement est l'un des grands épisodes évaporitique de l'histoire de la terre qui a duré entre 5.9 Ma et 5.33 Ma (Lofi, J., 2002). L'origine peut être due à plusieurs facteurs : notamment les processus tectonique, glacio-eustatique et climatique qui ont joué séparément ou bien ensemble. Malgré que la tendance soit en faveur du facteur géodynamique (Krijgsman *et al.*, 1999., Govers *et al.*, 2009), le manque de preuves claires ouvre la possibilité aux autres interprétations comme celle de la contribution climatique (Fauquette *et al.*, 2006). Néanmoins, le facteur géomorphologique s'impose aussi et met fin à l'isolement de la mer méditerranéenne de l'océan Atlantique. C'est, éventuellement la reconnexion de ces deux entités qui a mis fin à la phase évaporitique contribuant au traçage de la limite inférieure du Pliocène (Nicolas, 2006).

Bien que plusieurs scénarios (Fig. 1 & 2) soient proposés pour la crise de salinité messinienne (MSC), son prélude, d'une façon ou d'une autre a été enregistré bien avant dans les changements qui ont affecté la population des foraminifères. Ainsi, elle a été

ressentie en premier lieu dans le grand changement qui a touché le remplacement d'un groupe de Globorotaliids par un autre groupe au niveau de la limite Tortono-Messinienne (Sierro *et al.*, 1993). En effet, les données paléontologiques indiquent que les dépôts ont connu des épisodes de confinement du bassin, dans lesquels les foraminifères planctoniques constituaient une association restreinte marquée par des formes préférant les habitats de surface dans des eaux de faible profondeur. Ce confinement était en partie dû au refroidissement antarctique qui précède la fermeture des corridors de connexion avec l'océan Atlantique (Drinia *et al.*, 2007). Dans ce sens McKenzie *et al.* (1980) ajoute que, particulièrement les données minéralogiques, le caractère textural et la composition isotopique de l'oxygène et du carbone dans la formation diatomitique (Tripoli formation), indiquent un contexte évaporitique. Il suggère que la sédimentation de Tripoli apparaît dans des petits bassins caractérisés par une restriction marquée périodiquement par des apports du large.

De ces modèles sus-mentionnés, il est évident que l'un des facteurs, probablement celui de la géodynamique, a eu un impact plus important par rapport aux autres. Mais l'évidence mène à distinguer l'interaction d'un ensemble des paramètres physico-chimiques des masses d'eaux dans le bassin Méditerranéen (Salinité, Température, oxygénation et la densité) et de la profondeur des eaux dans les bassins périphériques et profonds (Krijgsman, 1999 a & b, Govers *et al.*, 2009 ; Orszag-Sperber *et al.*, 2009 ; Adele Bertini *et al.*, 2016).

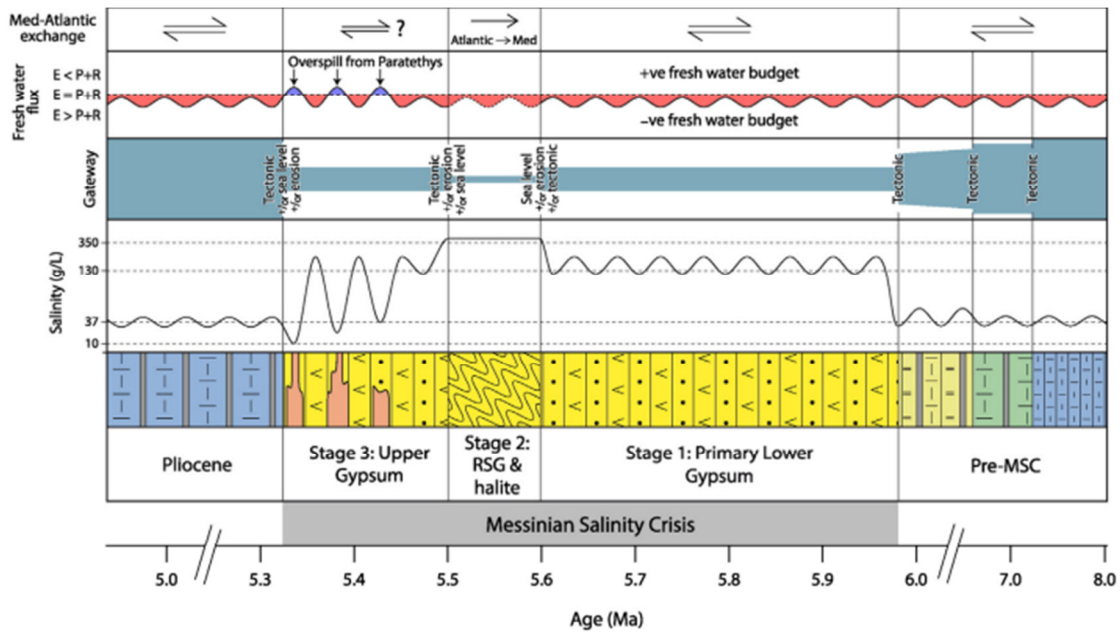


Fig. 01 : Résumé des caractères principaux de l'histoire des échanges méditerranéens à la fin du Miocène et au début du Pliocène (Flecker *et al.*, 2015).

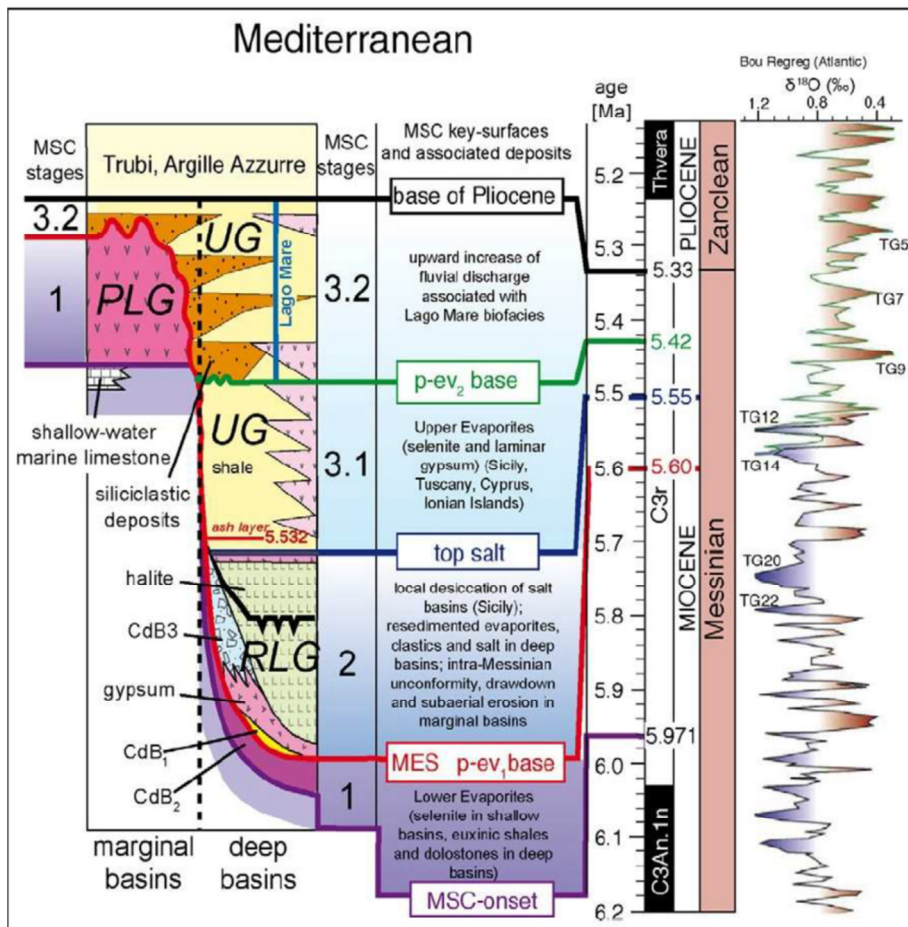


Fig. 02 : Chronostratigraphie du Miocène supérieur - Pliocène inférieur et événements messiniens en Méditerranée d'après Roveri *et al.*, (2014), modifié d'après CIESM, (2008) et Manzi *et al.*, (2013) In Achelhi (2016).

## **I.2.2. Le scénario consensuel**

### **Les dépôts pré-évaporitiques**

La sédimentation de cycles marnes-diatomites-sapropels est regroupée sous le nom de Tripoli qui sont considérés comme une première étape dans la restriction du Bassin Méditerranéen (Mc Kenzie *et al.*, 1979; Blanc-Valleron *et al.*, 2002).

Les résultats micro-faunistiques qui ont été réalisées sur la formation diatomitique messinienne dans les bassins centraux de Sicile (radiolaires, nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques), ainsi que les isotopes de l'oxygène et du carbone présentent une phase d'élévation rapide de salinité et de réduction de l'oxygénation des eaux de fond à 6,3 Ma (Blanc-Valleron *et al.*, 2002).

La sédimentation des dépôts d'évaporites s'installe dans les bassins marginaux, en Sicile à partir de 6,1 Ma (Rouchy et Caruso, 2006) et probablement plus tôt dans certains bassins bétiques comme le Bassin de Lorca (Rouchy *et al.*, 1998; Krijgsman *et al.*, 2000).

### **Les évaporites inférieures (5.96 Ma- 5.6 Ma)**

Le premier stade évaporitique (Evaporites inférieures) constitué d'une épaisse unité homogène d'halite avec du sel K-Mg inter-lits dans les bassins les plus profonds est en corrélation avec le ralentissement par évaporation et avec une aridité plus importante, durant la période glaciaire enregistrée dans les sédiments océaniques entre 6,3 et 5,6 Ma. La déposition de la potasse en Sicile est momentanément liée TG 20 et TG 22, la fin de cette première étape est liée au pic TG 12 (Rouchy *et al.*, 2006).

Rouchy *et al.* (2006) ont travaillé sur les conditions hydrologiques pour la précipitation du sel K - Mg, et a estime le dépôt du sel de potasse produit pendant les épisodes glaciaires majeurs (TG 22 et TG 20), dûs a une restriction majeure des échanges hydriques comme l'avait stipulé Krijgsman *et al.* (2004), (Fig. 2).

Le glacio-eustatisme n'était pas la cause principale de la crise de salinité Missinienne (CSM), car les deux phases glaciaires les plus fortes (TG 22 et TG 20) étaient postérieures au début du dépôt d'évaporites d'au moins 200 000 ans (Hodell *et al.*, 2001 ; Krijgsman *et al.*, 1999a, b, 2004 ; Vidal *et al.*, 2001). Mais, ces deux pics majeurs marquent les plus grands événements glaciaires et non pas le début de l'influence glaciaire selon Hodell *et al.* (2001) et Vidal *et al.* (2001).

### **Les évaporites supérieures Lago Mare (5.6 Ma-5.33 Ma).**

Le développement des environnements continentaux dans tout le bassin méditerranéen est connu sous le nom « Lago Mare », et a été confirmé par la lithologie des forages et des bassins émergés (Rouchy *et al.*, 2001). Stratigraphiquement, le « Lago Mare » peut être discordant sur les évaporites ou intercalé dans les derniers niveaux gypseux (Rouchy *et al.*, 2001). Les faciès du Lago Mare correspondent à des calcaires et marnes lacustres ou limniques, des sables et conglomérats fluviatiles et des paléosols.

La présence des microfaunes telle que les ostracodes, les foraminifères benthiques, les mollusques ou des diatomées caractérise des eaux légèrement hypersalines ou saumâtres au sein des sédiments intercalés ou dans les gypses. Cette association indique la forte contribution des eaux continentales (Rouchy, 1982; Bonaduce et Sgarrella, 1999).

#### **I.2.3. Le rétablissement des conditions marines au Pliocène à 5.33 Ma.**

La fin de la crise de salinité messinienne a été marquée par le rétablissement et le retour des conditions marines vers (5.33Ma). Dans ce cadre, deux approches ont tenté d'expliquer la manière de ce changement : une hypothèse suggère que le retour a été fait d'une manière graduelle et progressive (Roveri *et al.*, 2008 a, Cornée *et al.* 2006, 2014 ; Caracuel *et al.*, 2011), mais une autre propose une manière assez rapide et brutale (Hsü *et al.*, 1973a ; Blanc, 2002 ; Meijer et Krijgsman, 2005).

### **IV- Historique des travaux**

Le bassin du Néogène supérieur de Bas Chélif était toujours une matière brute de plusieurs et différentes études depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. Ces études font l'objet de certains intérêts sur plusieurs plans. L'intérêt économique et scientifique arrive en premier lieu comme tous les autres domaines, car ils ont joué le rôle de déclencheur de ce genre de travail à cette époque.

AGASSIZ (1837) fait une étude sur les micro-organismes des infusoires de la formation des Tripolis d'Oran.

POMEL (1872) a présenté une classification des formations géologiques du dahra au cours du miocène.

SAUVAGE (1873) a abordé la faune ichthyologique de la formation diatomitique de la région d'Oran.

De 1933 à 1936, ANDERSON a travaillé sur le traçage de la répartition géographique des diatomites dans le bassin du bas Chélif.

En plus 1936, le meme auteur (ANDERSON) effectua une étude stratigraphique détaillée du miocène, il a pu introduit un Atlas dit (Costal Atlas of western Algeria).

EHRENBEGGER (1939) a réalisé une étude sur la craie d'Oran de la formation diatomitique et lui attribue un étage de crétacé supérieur.

ARAMBOURG (1940) a abordé la faune ichtyologique miocène et réalise des travaux paléontologiques.

SN REPAL (1952) a livré une monographie, où elle expose les premiers résultats stratigraphiques du bassin néogène du bas Chélif.

PERRODON (1953) a introduit une connaissance des extrémités occidentales et orientales du bassin miocène du moyen Chelif et de la Tafna.

En 1957, l'auteur précédent a fait une étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie.

CITA et *al. in* MAZZOLA (1971), dans leur travail sur les foraminifères planctoniques ont distingué un âge Tortonien supérieur durant la mise en place des nappes.

Au cours de la même année, ADDADI et *al. in* MAZZOLA (1971) ont suggérés une succession microfaunistique valable pour tout le tell méridional.

DELFAUD et *al.* (1973) ont apporté des détails sur l'évolution de la région Oranaise au Miocène et ses enchaînements stratigraphiques.

DELTEIL (1974), FENNET (1975) et GUARDIA (1975) ont abordé l'aspect géodynamique des bassins néogène.

THOMAS (1985) a repris les notions de PERRODON (1957) qui rangera le bassin du bas Chélif dans un type de bassin intra montagneux.

BELKEBIR (1986) en se basant sur les foraminifères, il a pu effectuer une étude biostratigraphique, paléoécologique et paléogéographique du Néogène de la bordure Nord Occidental du massif du Dahra.

SAINT-MARTIN (1987) a établi une étude paléocologique et paléogéographique faite sur les foraminifères récifales coralliennes du Miocène supérieur de l'Algérie et du Maroc.

MANSOUR (1991) a fait une analyse détaillée des associations des diatomés de la région de Sig (Mascara).

POIGNAND et MOISSETTE (1992) ont publié une étude sur les foraminifères benthiques des intercalations marneuses de la formation diatomitiques de la région de Sig. Travaux d'ingénieur inédit.

BELKEBIR *et al.*, (1996) ont délivré des résultats biostratigraphique et eustatique sur les bassins Miocène Nord-occidentaux d'Algérie.

A partir des années 2000, les études micropaléontologiques s'intensifient à l'aide de plusieurs travaux de l'Université d'Oran, contribuant à la compréhension biostratigraphique, paléocologiques et paléogéographique.

BOUKLI-HACENE (2000) a fait l'analyse des associations de foraminifères planctoniques et benthiques à la transition plate-forme/bassin du Messinien en Méditerranée occidentale.

Ainsi, MANSOURI (2000) a contribué à l'étude biostratigraphique du Miocène supérieur du bassin du Chélif à partir des nannofossiles calcaires.

HEBIB (2002) effectua une étude sur l'évolution paléozoologique des assemblages de foraminifères benthiques du Miocène supérieur de la marge sud du Bas Chélif.

BELKEBIR *et al.* (2002) ont utilisé Les foraminifères planctoniques afin de ressortir les attributions biostratigraphiques.

MANSOUR (2004) a livré un travail qui touche les dépôts des diatomites de tout le pourtour du bassin du Bas Chélif. Il propose un modèle paléoenvironnemental de la répartition des diatomites.

Satur (2004) a réalisé une étude systématique et paléocologiques des bivalves du Tortonien du douar Bled Bettaher et l'anticlinal d'Abreuvoir (Dahra Sud occidental).

HEBIB, H *et al.* (2006) ont étudié l'évolution des assemblages des foraminifères benthiques du miocène supérieur (exemples de la marge sud du bas Chelif).



ROUCHY *et al.* (2007) ont essayé de mettre en évidence les indices de la fin de la crise de salinité messénienne.

L'année 2008 est l'année qui a connu des travaux intensifs par des différentes auteurs. Ces derniers, ont largement contribué d'apporter plus de détails biostratigraphiques.

Belkebir, *et al.* (2008) ; dans leur publication intitulée « la biostratigraphie et la lithostratigraphie des séries Serravallo-Tortoniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implication sur la position de la limite Serravallo-Tortonienne », il ont pu d'identifier dans la partie basale de la coupe de Djebel Meni deux sous-zones (*Orbulina suturalis* & *O. universa*) respectivement attribuées au Langhien et au Tortonien inférieur. Ainsi les biozones du Tortonien (*Neoglobobulimina acostaensis* & *N. humerosa-N.dutertrei*).

Belhadji, *et al.* (2008) ont traité l'apport des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et du Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). Il ont essayé de mettre en évidence les biozones des coupes étudiées, qui ont révélé la présence biozones du Tortonien inférieur et qui sont surmontées par ceux du Zanclien traduisant l'absence de Messinien.

Mansouri, *et al.* (2008) se sont intéressés à la contribution biostratigraphique et paléoenvironnementale de l'étude des nanofossiles calcaires des dépôts Tortono-Messinien du bassin du Chélif (Algérie). Cette étude a entamé aussi l'analyse des foraminifères planctoniques pour mieux tracer la limite T/M ainsi leurs biozones. Les résultats ont montré que la coupe de Ben Dourda s'étend de Tortonien biozone de (*N. acostaensis*) jusqu'au Messinien.

Atif, *et al.* (2008), ont abordé le traitement biostratigraphique et paléoenvironnemental du passage Moi-Pliocène à partir de quelques coupes dans le bassin de Bas Chélif, cela a permis de connaître les différentes successions lithologiques et les âges qu'ils conviennent. En plus d'introduit une interprétation paléoenvironnemental.

Dahra sud-occidental était aussi le secteur d'une autre étude menée par (Mansour *et al.*) dans la même année où ils ont cherché la signification paléocéologiques des assemblages de diatomées du Messinien. Les résultats exhibaient que les diatomites présentent un changement vertical présenté par un membre inférieur avec une tendance de caractères de assemblages diatomitiques néritico-océanique. Alors que le membre supérieur, montre une évolution bathydécroissante du milieu de dépôt. Le changement latéral de faciès diatomitiques

le long des coupes étudiés s'évoluent d'Ouest à l'Est en faveur d'un approfondissement du milieu de dépôt en contexte de bassin.

Satur. (2012) a travaillé sur la systématique des bivalves dans les bassins Néogène de l'Algérie Nord occidentale et leur implication paléoécologique.

Hebib H. (2015) a cherché de donner une interprétation paléoécologique dans le passage Tortonno-Messénienne à l'aide de l'évolution des assemblages des foraminifères benthiques.

### **III. Cadre géodynamique**

Le bassin du bas Chélif est un bassin en compression d'âge Mio-Plio-Pleistocène, selon un axe de direction générale E-W (Fig. 4), qui a été structuré pendant les dernières phases de l'orogénèse alpine (Perrodon, 1957) et s'est développé dans un contexte de cisaillement-collision à des déformations polyphasées sur une croûte continentale (Thomas, 1985). Une subsidence tardi-tectonique s'est enclenchée vers -17 Ma, suivie par une phase d'extension autour de 10-12 Ma, engendrant des coulées andésitiques et des intrusions doléritiques, observées à l'est et au nord du bassin, qui peut être mises en relation avec l'ouverture du bassin arrière-arc nord-algérien (Lepvrier & Magné 1975 *in* Aifa, 2003).

Meghraoui (1982) *in* Aifa, (2003), a utilisé les notions de compression et distension pour résumer les étapes évolutives de l'histoire néotectonique du bassin du Chélif. Ces étapes sont presque les mêmes que celles citées par Thomas. (1985), qui a suggéré de considérer les notions des transtension et de transpression qu'utiliser les notions classiques entre compression et distension. Ceci est due à l'enregistrement du déplacement des objets de diverses dimensions: blocs, microplaques, plaques qui nous mènent à raisonner en fonction de l'échelle de ces objets. Il a résumé l'histoire évolutive du bassin comme suit:

#### **III. 1. La transtension au cours du premier cycle sédimentaire post-nappe (Serravallien- Tortonien inférieur)**

Cette phase enregistre l'engendrement des bassins losangiques allongés par des jeux senestres décrochant N60° à 80° E et des failles normales N20° E que l'on retrouve dans d'autres secteurs (Tessala et Beni Chougrane); sur le plan géodynamique la transtension fonctionne sous une contrainte orientée NE-SW.

### **III. 2. La transpression au cours du deuxième cycle sédimentaire. Tortonien sup-Messinien**

Des déformations compressives Est-Ouest ont engendré diverses discordances angulaires où les dépressions sont comblées par des dépôts marneux concordants. Ces déformations plicatives synsédimentaires prennent la direction SW-NE associées à des failles E-W définissent une tectonique de transpression.

### **III. 3. La Transtension au cours du Pliocène basal**

Elle est observée dans les hauts plateaux et le Tell méridional. Des bassins losangiques ou trapézoïdes sont le résultat d'accidents décrochants senestres E-W à N60°E et des failles normales N20°E.

### **III. 4. La transpression intra-pliocène et Pliocène basal**

Les deux phases ont connu des caractéristiques très semblables. Les déformations sont constituées par des plis, des failles inverses et des décrochements, dont les plus importants ont été enregistrés lors de la première phase intra-pliocène. Les structures témoins sont localisées dans les faisceaux de Beni Chograne, du Chéelif et celui des Massif littoraux. Au cours de la phase pléistocène inférieur, les déformations sont localisées dans le faisceau Tessala-Oulad Ali. Ainsi, les autres faisceaux sont aussi remobilisés selon une direction de compression proche de N150°E.

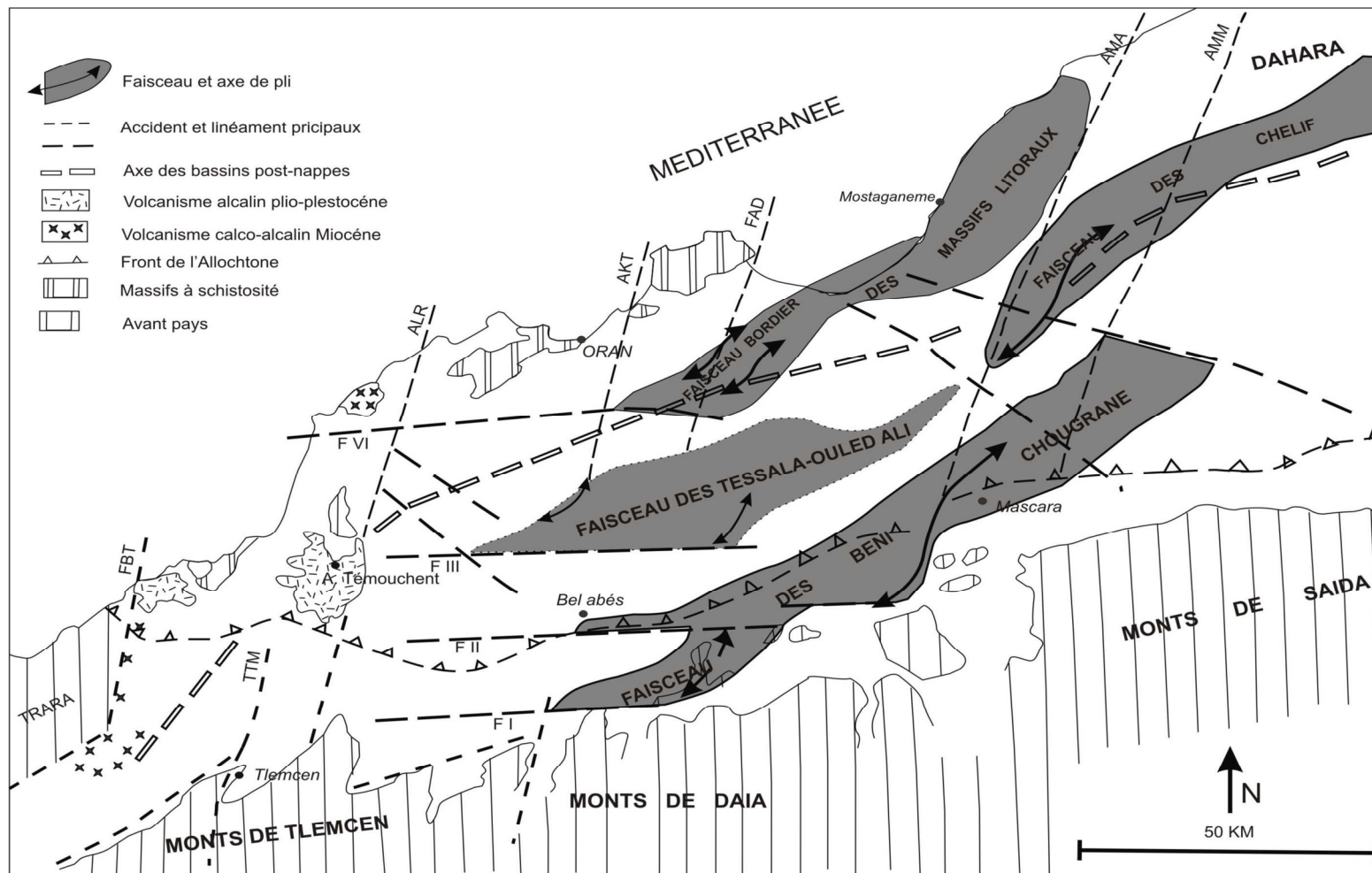


Fig. 3: Les grands traits structuraux du bassin du Bas Chélif (Thomas, 1985).

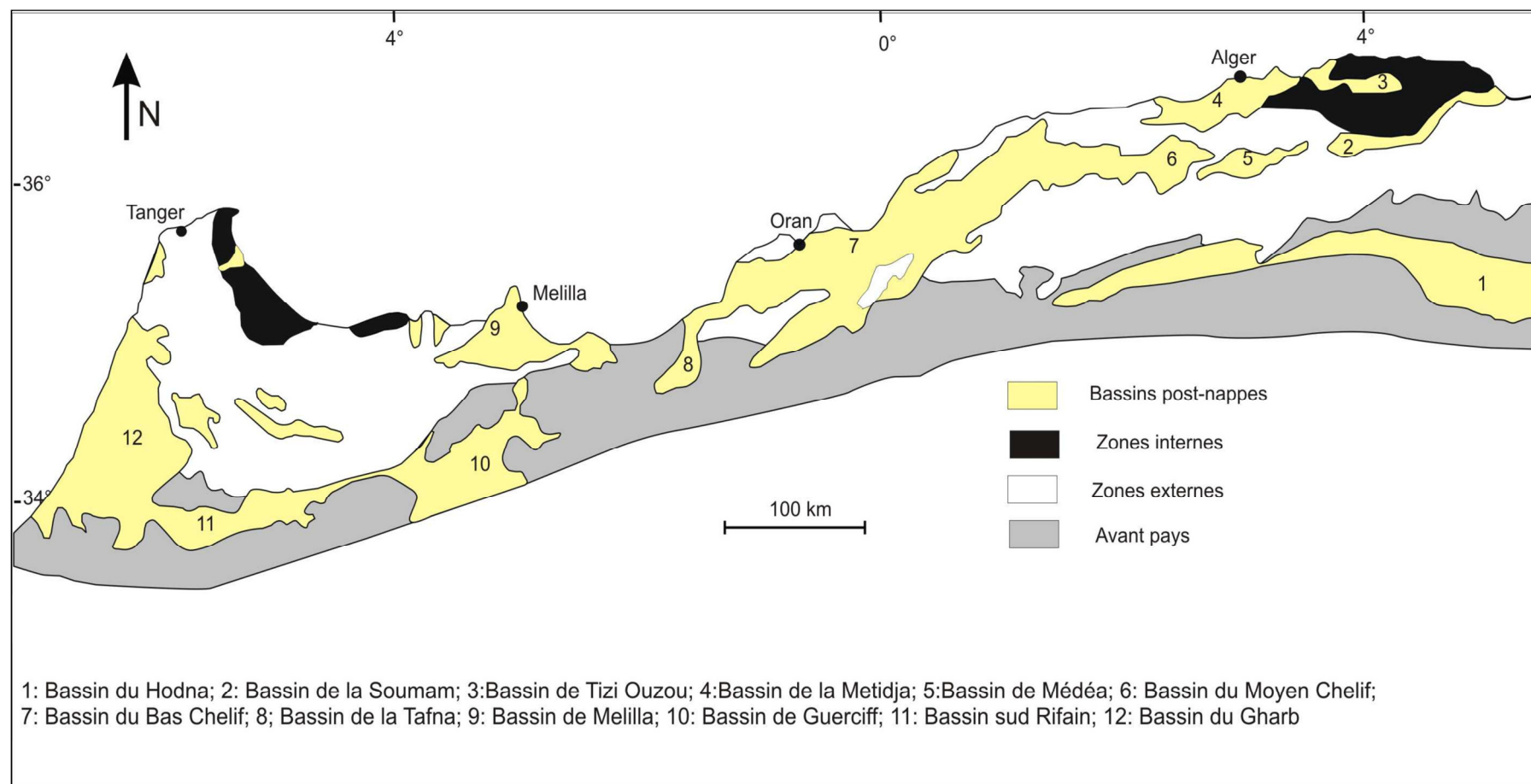


Fig. 4: Localisation des principaux bassins néogènes dans la partie Méridionale de la Méditerranée occidentale. (in Thomas, 1985, simplifiée pour montrer les bassins Néogènes).

#### IV. Etat de connaissance des bassins du Néogènes supérieur méditerranées

La répartition des bassins néogènes dans le bassin de la méditerranée a permis d'évaluer leur importance dans un panorama géologique, qui évolue au cours du temps. Dans ce cadre, les principales observations ont été faites sur les terrains Néogènes, qui sont interconnectés dans l'espace et dans le temps. Dans ce sens, et vu les nombreux travaux réalisés, ne sont cités que les travaux les plus pertinents pour notre sujet (Fig. 5).

##### IV. 1. Les bassins du côté Atlantique

Parmi les auteurs, ayant travaillé dans la région méditerranéenne, certains ont signalé la coïncidence entre les assemblages de *Globorotaliids* carénée avec la première apparition (FO) de *Globorotalia conomiozea*. Cet événement biologique a été trouvé dans quelques régions de l'océan Atlantique et a été proposé comme repère pour le traçage de la limite tortono-messinienne dans ce domaine. (Sierro, 1985) a proposé le remplacement du groupe "*Globorotalia menardii*" par le groupe *Globorotalia miotumida* comme appui de reconnaissance de la limite tortono-Messinienne en Méditerranée et à proximité de l'Atlantique. Ce changement observé dans le bassin du Guadalquivir a révélé une disparition plus ou moins rapide du groupe "*Globorotalia menardii*" remplacé par le groupe *Globorotalia miotumida*.

Quelques années plus tard, l'étude quantitative des *Globorotaliids* carénées et non carénées dans plusieurs sites du Miocène supérieur du Nord-Ouest atlantique, du Nord Betique et du Sud-Rifain et de la Méditerranée occidentale a permis de distinguer une séquence d'événements stratigraphiques des foraminifères planctoniques. La série d'événements était utile pour une corrélation de haute résolution de la Méditerranée avec les autres océans pour l'intervalle de temps qui précède la crise de la salinité. Sierro *et al.* (1993) ont mené une deuxième étude dans ce sujet au Nord de l'Atlantique et dans le bassin méditerranéen où il a pu reconnaître quelques bioévénements utilisés plus tard comme des éléments de base pour le traçage du passage T/M. L'étude a visé principalement le changement d'enroulement de dextre à senestre et/ou bien l'inverse chez le groupe *Globorotalia menardii*, *Globorotalia scitula* et *Neogloboquadrina acostaensis*, et en outre, l'apparition, la réduction et même la disparition de ces taxa. Le changement le plus important dans les assemblages, c'est le remplacement du groupe *Globorotalia menardii* II (5) par le groupe *Globorotalia miotumida*, qui peut être mis en corrélation avec la limite T/M. Ce bioévénement est introduit comme PF-Evénement 3 daté à 6,4 Ma. Le bioévénement est lié

à une large migration de faunes de Nord vers le Sud qui remplacent les formes subtropicales quand le gradient thermique du Nord Atlantique s'augmente.

Deux ans plus tard, Zhang *et al.* (1996) dans le cadre du programme lancé par le Projet de forage en mer profonde (DSDP) présenta un cadre de stratigraphie intégrée à l'aide des données issues du forage de quatre puits. L'étude s'intéresse à la paléocéanographie pendant le Messinien afin de déterminer l'effet de la dessiccation méditerranéenne sur la paléocéanographie des eaux profondes. En plus, la comparaison des changements paléocéanographiques intra-méditerranéens avec ceux des océans ouverts pendant la même période. A côté de l'utilisation des foraminifères planctoniques, l'étude inclue une partie des données paléomagnétiques et des isotopes stables (Chémiostratigraphie). Selon l'auteur, à ce moment-là, ces résultats produisent la meilleure évaluation des limites du Tortonien/ Messinien dans tous les trous (carottes) car ils ne dépendent pas d'un seul signal (méthodes).

Vidal (2001), et à l'aide des isotopes de SE d'Atlantique du site ODP 1085, a essayé de chercher la liaison ou bien le rapport avec la crise de salinité messinienne. L'analyse spectrale d'O<sup>18</sup> a lui permit de déduire que c'est l'obliquité qui a contrôlé l'enregistrement sédimentaire du Miocène Supérieur. Ainsi, il n'y a pas une influence eustatique sur le début de la crise. L'existence d'un réchauffement global probablement enregistré à 5.55 Ma environ coïncide avec le dépôt des évaporites dans le centre du bassin Méditerrané.

En 2004, W. Krijgsman *et al.*, ont confirmé l'âge du Messinien supérieur dans la carrière d'Ain El Beida (le côté Atlantique Marocain) à l'aide de quatre (04) bioévénements de foraminifères planctoniques et huit (08) nanofossiles. L'âge astronomique des bioévénements et les inversements magnétiques sont en accordance avec la chronologie Méditerranéenne et confirment la corrélation cyclostratigraphique. Pour lui, le plus important est que les résultats isotopiques confirment qu'il n'y a aucun contrôle glacio-eustatique sur le début (l'onset) de la crise de salinité messinienne.

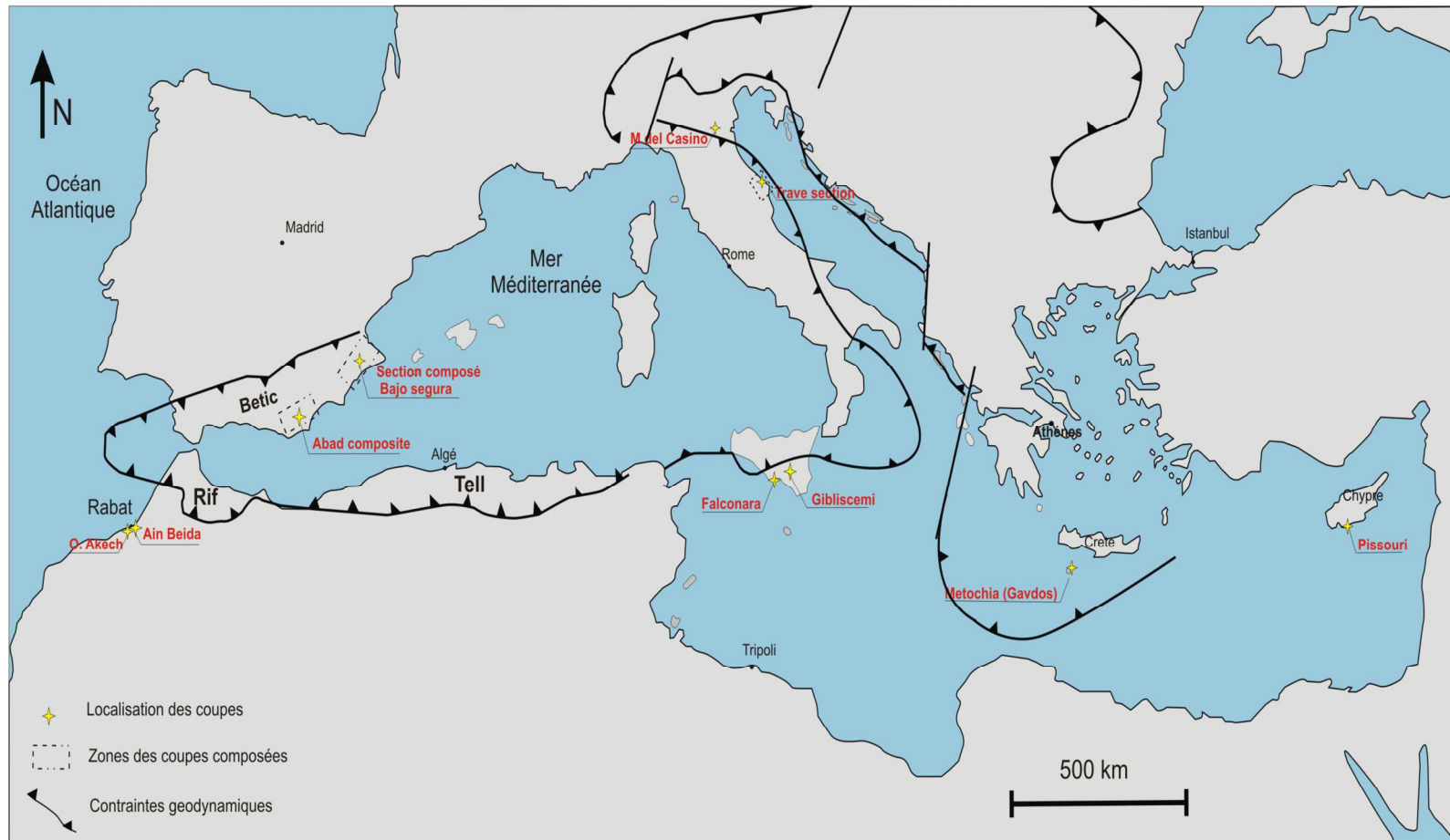


Fig. 5 : Localisation géographique des coupes les plus connues (étudiées) de différents bassins Néogènes du bassin Méditerranéen (Fabrizio et al., 2011, légèrement modifié pour monter les principaux coupes du Néogène supérieur).



---

## IV.2. Les bassins de l'Ouest Méditerranéen

### V.2.1. Les bassins du domaine Rifain

Krijgsman *et al.*, (1999) ont présenté des résultats magnétostratigraphiques et biostratigraphiques de sédimentations du dépôt Néogène dans le bassin de Taza-Guercif, qui se localise au Sud du couloir rifain au Maroc. Ce couloir était le principal passage maritime qui assura la connexion entre la Méditerranée et l'Atlantique pendant l'époque messinienne. Ils ont pu ressortir la chronologie et la datation précise des principaux bioévénements à travers une corrélation de la séquence biostratigraphique et celle de la polarité géomagnétique de la coupe de synthèse de Taza-Guercif à l'échelle de temps astronomique.

Hilgen *et al.*, (2000) ont publié une étude concernant la stratigraphie intégrée de haute résolution (biostratigraphie du plancton calcaire, magnétostratigraphie, cyclostratigraphie) au niveau de la coupe classique d'Oued Akrech (à proximité de la côte marocaine atlantique). Dans cette coupe, la commission de point stratotypique mondial (PSM) (Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP) a défini à la base de la couche rougeâtre la base de l'étage Messinien. Ce niveau coïncide avec la première occurrence régulière la (FRO) du groupe de *Globorotalia miotumida* et daté astronomiquement à 7,251 Ma.

Dayja *et al.*, (2003) ont cherché de tracer l'évolution biostratigraphiques et paléoenvironnementaux des sédiments du bassins néogène de Guerif. L'étude a permis de ressortir la succession stratigraphique des bioévénements. La succession conduit à placer les sédiments du bassin de Guercif dans un cadre biostratigraphique et fixer la limite Tortono-Messinienne pour ce bassin.

Dayja *et al.*, (2005) ont conduit une deuxième étude dans le même contexte. Ils ont réalisé un traité biochronologique et corrélations entre des bassins néogènes du Couloir sud-rifain (Maroc) fondés sur les événements des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires. L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères planctoniques (complétée par les bioévénements des nannofossiles calcaires) a été menée dans sept bassins néogènes du Couloir sud-rifain (Maroc). Elle a permis de repérer 16 événements biostratigraphiques, corrélés sur l'échelle de polarité géomagnétique. Ces événements biologiques s'étendent du Tortonien supérieur jusqu'au Pliocène moyen.

Barhoun *et al.*, (2008) ont mené leur recherche sur les événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le couloir sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité Messinienne. Le travail a permis d'établir un cadre biochronologique précis des sédiments marins au Miocène supérieur et de retracer l'évolution de l'environnement au cours de cette période.

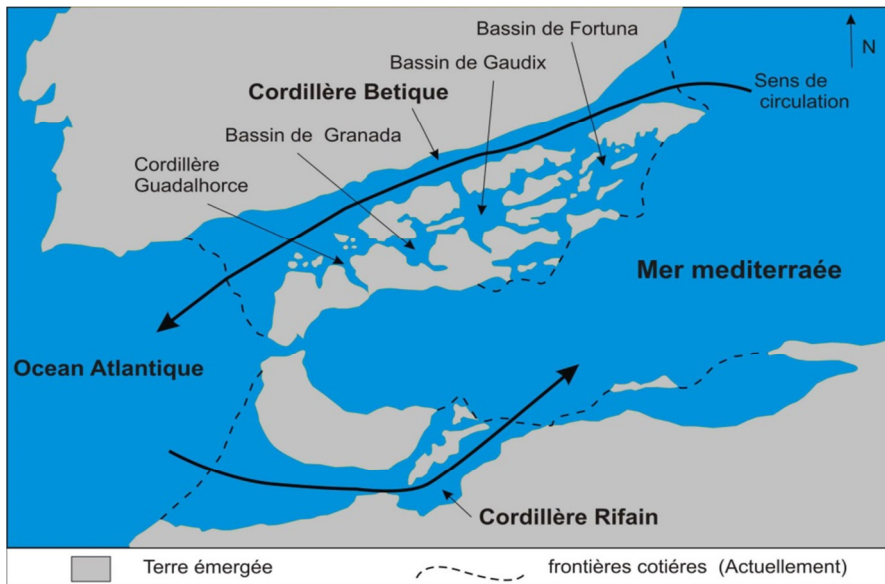


Fig. 6: paléogéographie du passage marin Méditerranée-Atlantique au niveau des cordillères Betique et Rifain. (Benson *et al.*, 1991).

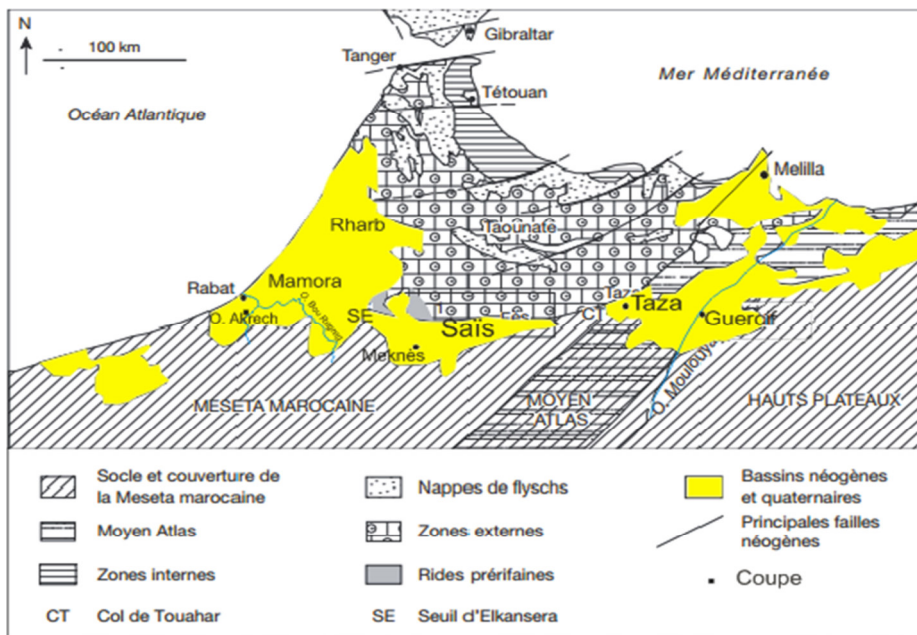


Fig. 7: Position des bassins néogènes et quaternaires dans le domaine Rifain (d'après Barhoun N. & Bachiri Taoufiq N. 2008, légèrement modifiée pour montrer les bassins Néogènes)

#### IV.2.2. Les bassins du domaine bétique

Le domaine bétique a été un espace de sédimentations néogènes, comportant plusieurs bassins tels que Guadalquivir, Guadix, Fortuna et Bajo Segura, etc. (Fig. 8).

Sierro *et al.*, (2001) ont présenté un travail sur la stratigraphie intégrée de haute résolution effectuée sur les foraminifères planctoniques dans les bassins de Sorbas et Nijar (SE d'Espagne). La recherche montre un enregistrement stratigraphique continu de la limite T/M jusqu'à la transition évaporitiques messinienne. Selon l'auteur, le but de l'étude était de surmonter les problèmes stratigraphiques rencontrés dans la coupe d'Abad. Ils ont pu d'identifier 18 bioévénements y compris les nanofossiles calcaires.

Hüsing *et al.*, (2010) ont apporté une étude de biostratigraphie intégrée de haute résolution des foraminifères benthiques et planctoniques, ainsi que les résultats magnétostratigraphiques d'environnement marin à continental de la coupe de Lancha dans le bassin de Guadix. Ils ont cherché d'affiner la chronologie des séquences sédimentaires du Miocène-Pliocène de ce bassin qui ont occupé la position centrale dans le passage marin. En outre, l'analyse de séquences sédimentaires marines pour reconstituer les mouvements verticaux et les fluctuations du niveau de la mer.

Corbi et Soria, (2016) à l'aide d'étude sur des foraminifères planctoniques, ont réactualisé le cadre des bizones à l'astronomie dans le bassin de Bajo Segura. Les résultats avaient montré une succession complète des marqueurs biostratigraphiques allant du Tortonien supérieur au Pliocène supérieur. Il ont proposé d'adopter la coupe composée (composite section) du Bassin Bajo Segura comme étant une section biostratigraphique référence pour les bassins néogènes de la cordillère bétique et donc aussi pour l'Ouest Méditerranéen.

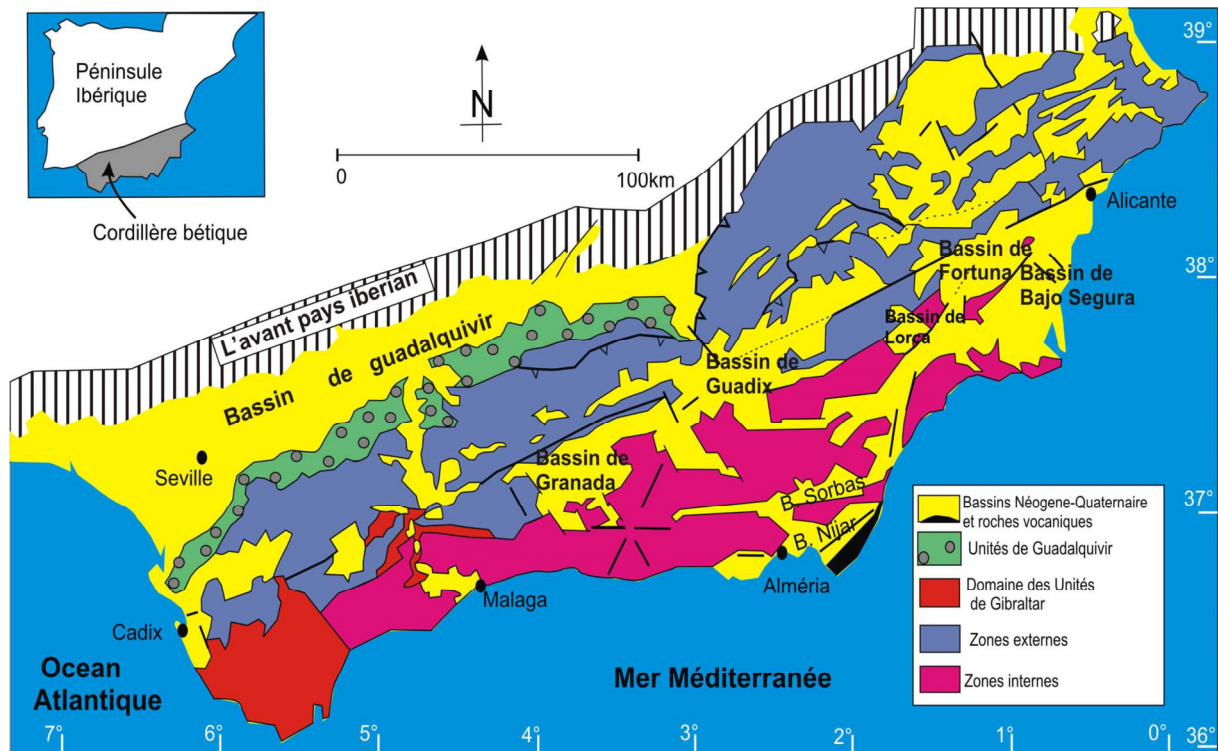


Fig. 8 : Localisation des bassins Neogènes du domaine Bétique. (Corbi *et al.*, 2012)

#### IV. 3. Les bassins néogènes du centre Méditerranéenne

D'après Kastens, K *et al.*, (1990), l'enregistrement sédimentaire de site ODP 654 au niveau de bassin Thyrrhenien a permis de reconnaître deux biozones, *G. suterae* et *G. conomiozea* qui indiquent respectivement le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur. Ils ont délivré six autres bioévénements qui caractérisent le groupe carénés et non carénés dans cet interval.

Dans l'île de Sicile (la coupe de Gibliscemi) et aussi celle de l'île Gavdos (la coupe de Métochia), Krijgsman *et al.* (1995) ont montré la chronologie du Miocène supérieur à l'aide de la combinaison entre la magnétostratigraphie et la biostratigraphie basée sur les foraminifères planctoniques et les dinoflagellés incluant les données cyclostratigraphiques. Le résultat d'une étude détaillée de l'analyse biostratigraphique permet d'identifier 13 bioévénements de foraminifères planctoniques et 9 des dinoflagellés contribuant à définir exactement la limite T/M.

Deux ans plus tard, le même auteur a suggéré la coupe de Mont Del Casino (Nord Apennines, Italie) comme un stratotype pour la limite T/M. Les résultats étaient excellents et

basés sur la haute résolution de stratigraphie intégrée (cyclostratigraphie, théphrostratigraphie et la biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des nanofossiles). Ils permettent d'être corrélés en détail aux autres coupes méditerranéennes en utilisant les modèles cyclostratigraphiques en combinaison avec la biostratigraphie des foraminifères planctoniques. Ces corrélations indiquent que la succession de la coupe composée de Monte Del Casino est continue dans l'intervalle de la limite T / M. Ainsi tous les cycles sédimentaires, les couches des cendres volcaniques et les bioévénements peuvent être datés avec précision en accordant les cycles sédimentaires aux courbes astronomiques.

En 1999, dans le domaine du Tyrrhénien à la marge adriatique de la chaîne des Apennins, (Caporalli et al.) ont introduit une étude qui traite l'extension et la compression des bassins en Italie centrale lors de l'événement Messinien Lago-Mare. Les données exhibaient une estimation de l'effet géodynamique et le taux de remplissage.

En 2000, Hilgen *et al.*, dans l'île de Sicile, montrent que l'étalonnage astronomique des cycles sédimentaires des résultats d'une étude stratigraphique multidisciplinaire dans la limite Serravallien / Tortonienne Monte Gibliscemi (Sicile, Italie) a fourni un âge absolu dans l'intervalle entre 9,8 et 12,1 Ma. La première occurrence (FO) de *Neoglobobulimina acostaensis*, généralement prise pour tracer la limite S / T, est datée astronomiquement à 11,781 Ma. Les données de la coupe Rio Mazzapiedi-Castellania ont montré que la base du Tortonien correspond presque exactement à la première apparition régulière (FRO) de *N. acostaensis* qui a été défini à 10,554 Ma. Alors que l'extrapolation du sommet de Serravallien correspond à 11,8 Ma. Cela indique que les bioévénements entre l'intervalle de 10,554-11,8 Ma sont absents. Malgré la déformation tectonique et le manque de magnétographie, la coupe de Gibliscemi reste qualifiée d'être l'endroit pour définir la limite S/T par le billet de Tortonien (GSSP).

Selon Hilgen *et al.*, (2003) les résultats de la stratigraphie intégrée, qui a été menée à Monte dei Corvi (Nord d'Italie), a mentionné l'enregistrement de l'acmé de *Discoaster kugleri* et le premier flux de *N. acostaensis*. Ces bioévénements n'ont pas été mentionnés avant, car ils jouent un rôle important dans la délimitation de la limite Serravallo/ Tortonien. La coupe de Monte dei Corvi est proposée comme une coupe stratotype pour la limite S/T malgré la faible préservation des microfossiles et l'absence d'une magnétostratigraphie fiable.

Iaccarino *et al.*, (2008) ont rapporté des données paléontologiques (nanofossiles calcaires, foraminifères, ostracodes, mollusques et pollens) de la coupe de Trave (sud d'Ancône, Italie centrale). Ces données ont pour but de décrire les unités pré-évaporitiques et post-évaporitiques, ainsi d'évaluer l'évolution paléoenvironnementale des dépôts sédimentaires de la limite T/M jusqu'au sommet du Messinien.

Hüsing *et al.*, (2009) ont présenté la coupe de Monte dei Corvi comme étant une coupe référence complète pour l'étage du Tortonien. Ils ont pu mettre en évidence les 16 bioévénements dans la T/M avec leur extrapolation astronomique. Les résultats sont les fruits d'une étude de haute résolution stratigraphique. Ils concluent que les stades évolutifs du bassin ont été liés à deux facteurs synchroniques : le processus géodynamique et le changement climatique de l'excentricité dans la région.

Adele Bertini *et al.*, (2015) : A l'aide d'un travail mené dans les dépôts sédimentaires du Tortonien supérieur – Messinien inférieur dans la coupe de Trave (Trave section). L'étude était sur le paléoclimat et le paléo-environnement dans une période estimée à 1.6 Ma avant le début de la crise messinienne. Les données palynologiques indiquent que le bassin a connu trois phases successives :

- La première c'est la réduction d'échange Méditerranéen-Atlantique
- Suivi par une autre relativement stable en terme de conditions jusqu'à 7.2 Ma,
- La dernière était à partir de 7 Ma qui est devenue plus accentuée à 6.7 Ma.

#### **IV. 4. Les bassins de l'Est Méditerranéen**

Krijgsman *et al.* (1993) ont exposé les résultats d'une investigation biostratigraphique et magnétostratigraphique dans l'île de Crète (Grèce) et à partir de trois coupes qui sont respectivement : la coupe de Faneromeni à l'Est, la coupe de Kastelli au centre et les coupes de Potamida et Skouloudhiana à l'Ouest. Les auteurs y ont trouvé que l'âge du T/M correspond à (FRO) la première apparition régulière de *G. conomiozea*. Cette limite est estimée à 6.92 Ma et qui correspond à l'intervalle d'inversement d'anomalie C3Bn.1r.

Drinia *et al.*, (2003) ont fait une étude détaillée sur l'environnement des foraminifères planctoniques en Méditerranée orientale. Le but était de reconstruire l'histoire climatique de cette partie du bassin pendant la période allant de 9,7 à 6,6 Ma. Les spécimens ont montré

qu'ils présentent une forte corrélation avec les variations de température de la surface de la mer et avec les changements dans les propriétés physiques et chimiques de la colonne d'eau supérieure causée par l'instabilité climatique.

Antonarakou *et al.*, (2004) ont adopté la même idée de Sierro *et al.*, (1993) dans la coupe de Metochia (l'île de Gavdos). Ils ont essayé à travers la cyclostratigraphie de déterminer le remplacement du groupe *G. menardii* par celui du *G. miotumida*.

Kouwenhoven *et al.*, (2006) ont présenté une étude concernant la stratigraphie intégrée dans l'île de chypre (coupe de Pissouri). L'étude entame aussi l'évolution paléoenvironnementale de la Méditerranée orientale pendant la période qui précède la crise de salinité messinienne. Les changements majeurs dans les conditions paléoenvironnementales y compris la particularité d'oxygène en raison de la stagnation et de l'hypersalinité s'expliquent par les changements hydrographiques dans le bassin méditerranéen. Ils sont probablement causés par des mouvements tectoniques dans le Corridor Rifain agissant en concert avec la cyclicité astronomique.

Bellas *et al.* (2007) ont conduit une étude concernant la stratigraphie et la corrélation bioévènementielle sur la base de nannofossiles calcaires dans la coupe de Kalidonia (NE Crète, Grèce). Les données ont fourni les biozones du Tortonien supérieur et du Messinien supérieur. De bas en haut, le faciès prédominant est un haut profond suivi par une sédimentation de transition, et la séquence se ferme au sommet par des bioclastes récifales. Par rapport au «calcaire de base» en Italie, l'événement indiquant la crise de la salinité Messinienne.

Orszag-Sperber *et al.*, ( 2009) se sont intéressés aux paramètres responsables du déclenchement de la crise de la salinité. Pour Les auteur, la discrimination reste difficile entre la contribution individuelle des effets de la tectonique, du climat et des changements globaux au niveau de la mer. Mais il parait que l'instabilité tectonique a conduit au développement des eaux peu profondes juste avant le début de la précipitation massive de gypse. Cela confirme que la période précédant le dépôt des évaporites peut correspondre à la fermeture définitive des connexions entre l'océan Atlantique et le bassin méditerranéen, entraînant une baisse du niveau de la mer et d'importants changements hydrologiques.

## **V- But et méthode d'étude**

### **V. 1- But de travail :**

A partir de deux coupes dans le bassin du bas Chélif et dans un cadre biostratigraphique plus ou moins détaillé par rapport à ceux qui ont été fait auparavant, s'insère (notre thématique) une étude bioévènementielle sur la base de foraminifères planctoniques.

L'étude biostratigraphique est établie sur la base de la faune dont les formes doivent remplir les conditions de fossiles marqueurs (index). Ces fossiles ont été déjà définis et identifiées par des différents auteurs dans différents bassins néogènes le long de pourtour du bassin Méditerranéen.

Dans ce cadre, deux coupes ont été choisies d'une manière systématique, dans des secteurs déjà connus à travers d'autres travaux de recherches (Hebib, H. 1995 & 2006; Rouchy *et al.* 2006 ; Satour *et al.*, 2004 & 2011; Belkbir *et al.*, 2008). Afin de couvrir le maximum des formations de dépôt du miocène supérieur. De ce stade, on essaye de ressortir les bioévénements des foraminifères planctoniques afin de les mettre en ordre chronologique. Cette approche est appuyée sur la stratigraphie du Miocène supérieur, établie dans les autres bassins par les différentes méthodes (magnétostratigraphie, chimiostratigraphie...etc.). Tout cela dans un but d'ajuster au maximum nos résultats.

Cette étude prend en considération les concordances et les différences qui peuvent être enregistrées, afin d'aboutir à un cadre biostratigraphique bien calibré et suffisamment illustré au niveau de ce bassin.

### **V. 2- Méthode d'étude**

#### **V. 2.1. Sur le terrain**

Comme il est sus-mentionné, les coupes ont été choisies d'une manière systématique où l'échantillonnage a été fait d'une manière très serré, surtout là où on a suspecté que le passage Tortono-Messinien est probable (moins d'un mètre à 0.50 m environ) entre l'échantillon et celui qui le succède. Cette procédure a été adoptée afin de bien faire enregistrer le maximum de bioévénements qui vont nous aider à tracer la limite entre les deux étages du Miocène Supérieur.



L'opération d'échantillonnage est faite là où il y a un net affleurement des formations, généralement le long des ravins qui les traversent. Après l'enlèvement de la partie superficielle de sédiments qui est exposés à l'altération, on prend nos échantillons (300 à 400g de sédiments) pour chaque prélèvement et à 20 cm de profondeur (horizontale) d'environ.

L'opération précédente est accompagnée d'un levé de coupe où les formations sont bien décrites (épaisseur, nature lithologique, type de contacts avec les formations adjacentes, etc...),. Sur le levé de coupe, sont indiqués les emplacements des échantillons.

### **V. 2.1. Au laboratoire**

#### **V. 2.1. 1- Le lavage**

A l'aide d'une série de tamis de maillage de 100 à 500  $\mu\text{m}$  on fait le brassage des sédiments meubles après qu'ils ont été trempés dans l'eau (24 heures au minimum) pour les rendre faciles d'être lavés. Les fractions qui sont moins de 100  $\mu\text{m}$  ont été délaissées, même pour ceux qui sont plus de 500  $\mu\text{m}$  donc notre travail sera sur les résidus qui sont entre 100 à 500  $\mu\text{m}$ .

#### **V. 2.1. 2.- La détermination.**

**La microfaune :** Dans notre procédure de détermination des espèces, Il faut noter la difficulté de trouver l'ouvrage qui couvre tous les spécimens d'une manière claire et assez décisive. C'est pour cela, qu'il est important d'utiliser plus qu'un seul ouvrage afin d'éviter les ambiguïtés possibles (vue la grande ressemblance au sein du même groupe). Dans ce cas-là, la détermination de la microfaune n'est possible qu'avec l'utilisation des ouvrages et des manuels qui présentent de bonnes illustrations tel que (Wernli, 1988; Kennet *et al.*, 1983 et la Thèse de Corbi 2010 ,etc...).

**La macrofaune :** Pour les macrofaunes, on s'est contenté juste de les photographier sur le terrain et pour leur classification, on adopte la détermination qui a été déjà fait auparavant comme celle des bivalves (Satour., 2004).

### V. 2.1. 3- Analyse quantitative

Une analyse quantitative des foraminifères planctoniques a porté sur tous les échantillons. Les spécimens colorés par le bleu de méthylène aussi ceux qui sont brisés mal conservés n'ont pas été pris en considération.

La méthode adoptée dans notre travail est celle qui a été introduit par Sierro *et al.* (1993) et largement utilisée par d'autres auteurs, à titre d'exemple Dayja *et al.*, (2005).

La méthode consiste à compter 100 individus de *Globorotalia*. Les individus les mieux conservés et les plus représentatifs ont été sélectionnés pour l'observation au microscope électronique à balayage.

Le comptage consiste à connaître le nombre de chaque groupe ou plexus de 100 spécimens de *Globorotalia* qui est accompagné de figurer aussi le type d'enroulement pour le *N. acostaensis* et le groupe *G. scitula*.

### V. 2.1. 4- La représentation graphique

Cette étape est de transformer le comptage de chaque groupe de *Globorotalia* ainsi de *Neogloboquadrina* aux pourcentages et les transferts en graphes. De ce stade, on aura la possibilité de mieux figurer et de ressortir les bioévénements.

## Chapitre II: Etude Lithostratigraphie

### I- Introduction

Notre travail a été mené sur deux coupes géologiques qui sont assez éloignées l'une de l'autre dans le bassin Néogène du Bas Chélif de l'Algérie nord-occidentale (Fig. 09). Les épaisseurs varient relativement et présentent des séries assez importantes, particulièrement dans leur partie basale. Les faciès rencontrés (Fig. 11, 12, 18, 20C & D), dans leur ensemble sont de bas en haut comme suit : Argiles rouges, grès, marnes bleues, des marnes diatomitiques et gypses (évaporites).

La description lithologique se base sur la méthode classique d'investigation et d'analyse des faciès sur le terrain. Elle consiste, en premier lieu sur le bon choix des sites, là où les affleurements sont accessibles, d'une part, et qui couvrent le maximum des formations, d'autre part. Cette approche sera complétée ultérieurement par une contribution bioévènementielle qui sera définie et décrite en détail dans les chapitres suivants.

### II- Présentation des coupes

#### II. 1. La coupe d'Oued Derdoussa

La coupe d'Oued Derdoussa se situe au niveau de la bordure sud-ouest du Dahra. Elle est à près de 35 km à l'Est de la ville de Mostaganem et à 4 km environ au Sud-Est du village de Sidi Bel Attar (Fig. 9, 10 & 18). Ses coordonnées sont comme suit :

Marques de la coupe	X UTM	Y UTM	Latitude	Longitude	Altimetrie
A	788601	3991113	36° 02' 18" N	0° 20' 25" E	30 m
B	788792	3991363	36° 02' 40" N	0° 20' 47" E	155 m

La coupe est étalée sur plus de 100 m d'environ le long d'un ravin qui nous facilite le travail du prélèvement des échantillons (Fig. 12 & 18). Quelques études pertinentes ont été faites sur cette coupe: le premier travail a été effectué par Hebib en 1995 où il a traité essentiellement les diatomites avec une brève attribution biostratigraphique à l'aide des foraminifères planctoniques. Quelques années plus tard Satour *et al.* (2011) ont étudié les bivalves de ce secteur. Enfin, le dernier travail revient à Hebib en 2015 avec une étude détaillée sur les associations de foraminifères benthiques et leurs significations paléoenvironnementales.

### II. 1. 1. La formation d'argiles rouges conglomératiques

Cette formation est à la base de la coupe d'Oued Derdoussa; elle est formée essentiellement d'argiles rougeâtres, plus ou moins gréseuses, qui contiennent des conglomérats hétérométriques et hétérogéniques de petites tailles en général. Comme elle renferme par endroit des passages sous forme lenticulaires de couleur bleuâtre à verdâtre, elle est de 4 m d'épaisseur et datée du Serravallien (Belkbir et al., 2002). Cette unité repose en discordance sur un substratum attribué au Crétacé (Satour., 2012).

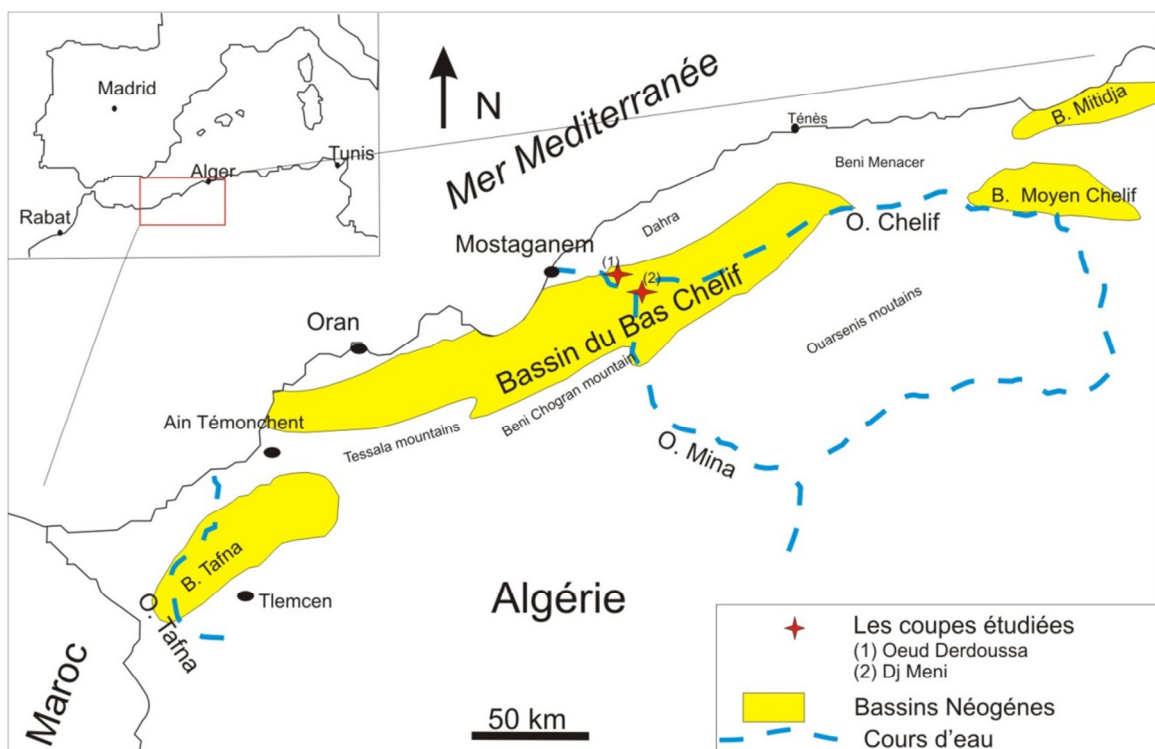


Fig. 09: Les bassins Néogènes nord algériens (Perrodon, 1957).

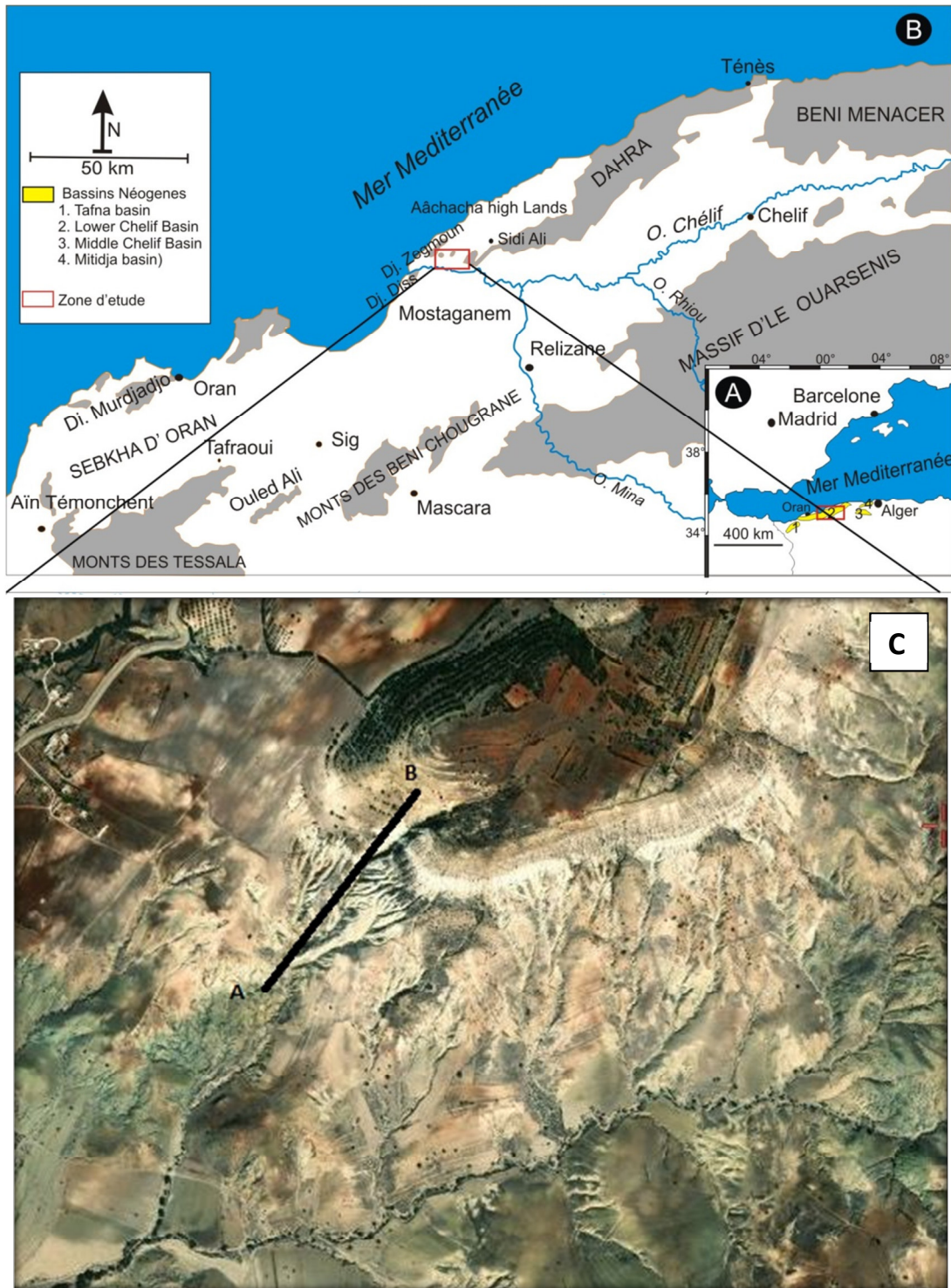


Fig. 10: Cadre géographique général : (A) Les bassins Néogènes d'Algérie au sein du bassin Méditerranéen, (B) Situation géographique de la zone d'étude (Belkibir *et al.*, 2008). (C) Localisation de la coupe d'Oued Derdoussa (satellites.pro/Algeria\_map, 2020).

## II. 1. 2. Formation conglomératique

Au niveau de notre coupe, cette formation qui est bien illustrée dans (Fig. 11) repose en discordance sur la formation des argiles rougeâtres, elle est d'ordre décimétrique et prend un aspect lenticulaire. Elle est composée de galets hétérométriques et polygéniques. Ainsi, cette formation est considérée comme étant un gisement macrofaunistique considérable bivalves, gastéropodes, nombreux fragments de cirripèdes (*balanus* sp), radioles d'oursins réguliers, dents de squales, fragments de spongiaires et quelques ossements de micro-mammifères indéterminables (Satour., 2012)

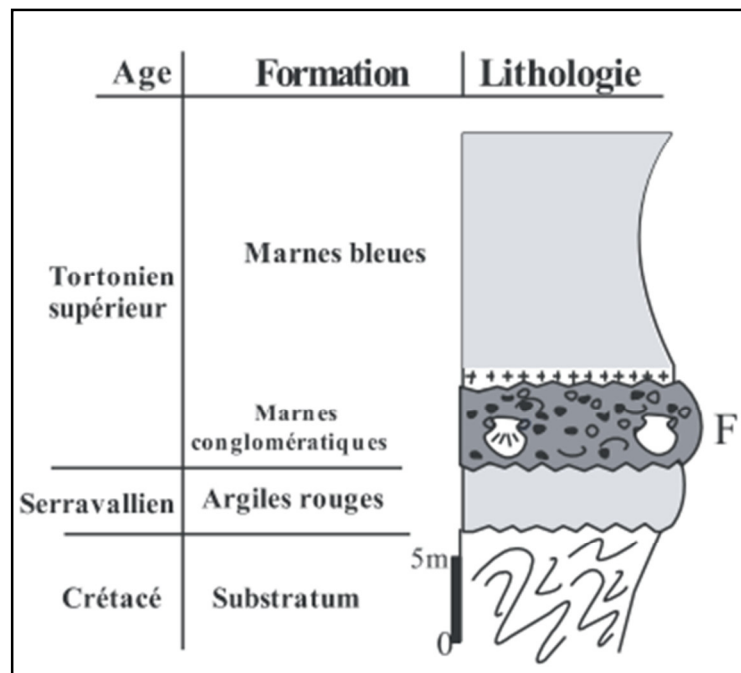


Fig. 11. Succession lithostratigraphique de la partie basale de la coupe d'Oued Derdoussa (Satour, 2012).

## II. 1. 3. La formation marneuse

Cette formation mesure 60 m environ. Elle repose en discordance sur les conglomérats. La formation, à son tour, est marquée par une nette séparation entre deux niveaux de deux couleurs bien distinguées. La première partie, à la base, comporte des marnes conglomératiques qui prennent une couleur sombre grisâtre, due à la présence des cinérites, d'une manière assez remarquable. Des fois, ces cinérites se présentent sous forme de passages centimétriques qui apparaissent à plusieurs reprises le long de cette partie. La deuxième, ou partie supérieure est faite de marnes plastiques d'une couleur bleuâtre riche en microfaunes.



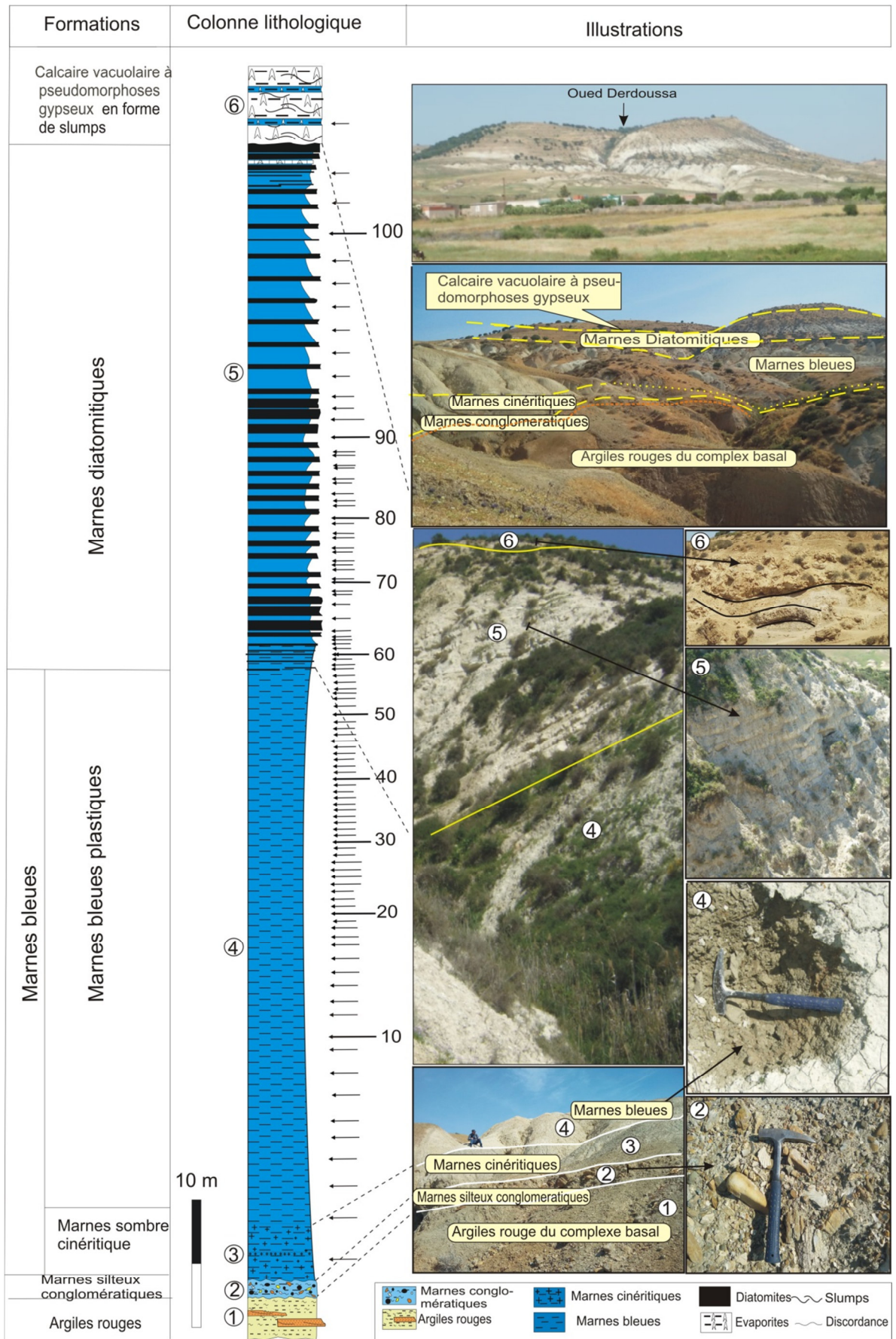


Fig. 12. La colonne lithologique d'Oued Derdoussa

#### **II. 1. 4. La formation diatomitique**

Le passage à cette formation se fait d'une manière progressive. Elle commence par des niveaux plus ou moins fins de bancs diatomitiques avant que la formation connaisse une nette distinction lithologique de la précédente, même avec des différences mineures au sein de cette formation. Hebib (2015) a indiqué l'existence de deux niveaux qu'il a appelé unités lithologiques (ULI) et (ULII).

L'unité lithologique inférieure (ULI) : qui est une alternance des bancs diatomitiques d'ordre métrique avec des passages marneux bleuâtres du même ordre. Cette unité s'étale jusqu'à la mi-distance de la formation diatomitique.

L'unité lithologique supérieure (ULII) : c'est une alternance étendue des bancs diatomitiques d'épaisseur moins réduite qui ne dépasse pas le mètre en général avec des marnes de couleur sombre.

Au sommet, la formation expose une alternance marnes-diatomitiques gypseux de 2 à 3 mètres. En effet, la séquence montre la succession suivante:

A la base, on trouve des marnes tendres grisâtres plus ou moins gréseuses surmontées par des marnes gypseuses indurées 0.30 m, sur laquelle repose un niveau de marnes gréseuses tendres de couleur jaunâtre alternées avec des marnes sous forme de petit passage centimétriques. Au-dessus de ce dernier, on trouve un calcaire gypseux vacuolaire avec des pseudomorphoses de gypses de 0.15 m suivi par un litage des lamines de marnes-diatomitique de 0.15 m. Après il vient, un net passage de marnes silteuses jaunâtres. Remontant en haut, on trouve des litages laminés de diatomites surmentés par des calcaires vacuolaires à pseudomorphoses gypseuses qui coiffent la succession sous-jacente. Les échantillons de cet interval n'ont pas vraiment donné une grande chose.

#### **II. 1. 5. La formation gypseuse.**

Il est difficile d'estimer l'épaisseur de cette formation, car sa limite supérieure suit la topographie. Mais, dans l'ensemble, la formation est d'ordre métrique sous forme de marnes indurés à pseudomorphoses de gypses intercalées par des passages de marnes silteuses d'ordre décimétrique. L'échantillonnage au niveau de cette partie n'a pas fourni de la microfaune.



### III. 2. La coupe de Djebel Meni

La coupe de Djebel Meni se situe près du barrage d'eau de Chelif, à quelques dizaines de mètres de la route qui mène à Sidi Ali, et de 35 km à l'Est de la ville de Mostaganem et à 5 km au Sud du village de Hchachta Amour (Fig. 9, 13, 16 & 19). Ses coordonnées sont comme suit :

Marques de la coupe	X UTM	Y UTM	Latitude	Longitude	Altimetrie
A	795647	3943855	35° 59' 43" N	0° 26' 31" E	60 m
B	790085	3943828	35° 59' 57" N	0° 20' 18" E	200 m

Cette coupe a fait l'objet de plusieurs études, notamment paléoenvironnementales par Rouchy *et al.*, (2007), Benzina. (2008), Hebib. (2015) et biostratigraphique Belkebir *et al.* (2008).

#### III. 2. 1. La formation des marnes bleues

L'échantillonnage dans notre coupe comence à partir des cinérites qui sont dans la partie médiane de la formation marneuse. Cette formation est de couleur bleue monotone, de 60 m d'épaisseur. La partie basale de la formation repose sur un banc gréseux qui fait partie de l'unité lithologique U3, selon le découpage établi par Belkebir *et al.*, ( 2008). Il lui a attribué l'âge Tortonien notamment la zone de *Neogloboquadrina acostaensis* (Fig. 15). Ces marnes sont très riches en microfaunes.

#### III. 2. 2. La formation des marnes diatomitiques

Cette formation commence d'une manière progressive avec des passages diatomitiques de faible épaisseur (Fig. 14). Hebib (2015) a découpé cette formation en trois unités :

- L'unité lithologique inférieure (à la base et notée (ULI), se différencie par des bancs calcaires peu épais en cyclicité avec des niveaux marneux plus ou moins tendres et des bancs diatomitiques.

- L'unité lithologique médiane (ULII): Cette partie montre la présence des slupms dans sa partie supérieure. Elle est formée d'une alternance des bancs diatomitiques et de niveaux marneux plus ou moins tendres dont l'épaisseur estimée d'un mètre.

- L'unité lithologique supérieure (ULIII) montre une alternance marno-diatomitiques avec des slumps déformés qui lui donne un aspect chaotique. Les derniers niveaux marneux sont peu épais, plus ou moins indurés et gypseux.

Elle est découpée en deux sous-unités seulement :

- Unité lithologique basale avec des bancs diatomitiques décimétriques plus ou moins serrés au début de la série et qui deviennent desserrés vers le haut.
- Unité lithologique sommitale : avec des bancs diatomitiques épais (métriques), montrant des slumps avec des passages cinéritiques. Elle montre aussi un aspect déformé et désordonné qui rend l'échantillonnage plus ou moins difficile. Au-dessus de ce niveau, les passages se changent et deviennent moins épais et plus tendres.



Fig. 13: Localisation de la coupe de Djebel Meni (AB) (satellites.pro/Algeria\_map, 2020)

### III. 2. 3. La formation gypseuse

Elle est au sommet de la coupe sous forme d'une masse avec un aspect noduleux où les passages marneux ne sont pas bien distincts, en comparaison avec la coupe précédente. Ils sont emballés de sorte qu'ils ne permettent pas de les distinguer facilement. La limite entre les

deux formations ne présente pas une surface d'érosion bien distincte elle est sous un interval de transition qui consiste de 6 faciés distinct a Oued derdoussa et et qui sont absent Djebel Meni (Fig. 14 & 20A, B, C & D). Son épaisseur est estimée à plus de 20 mètres.

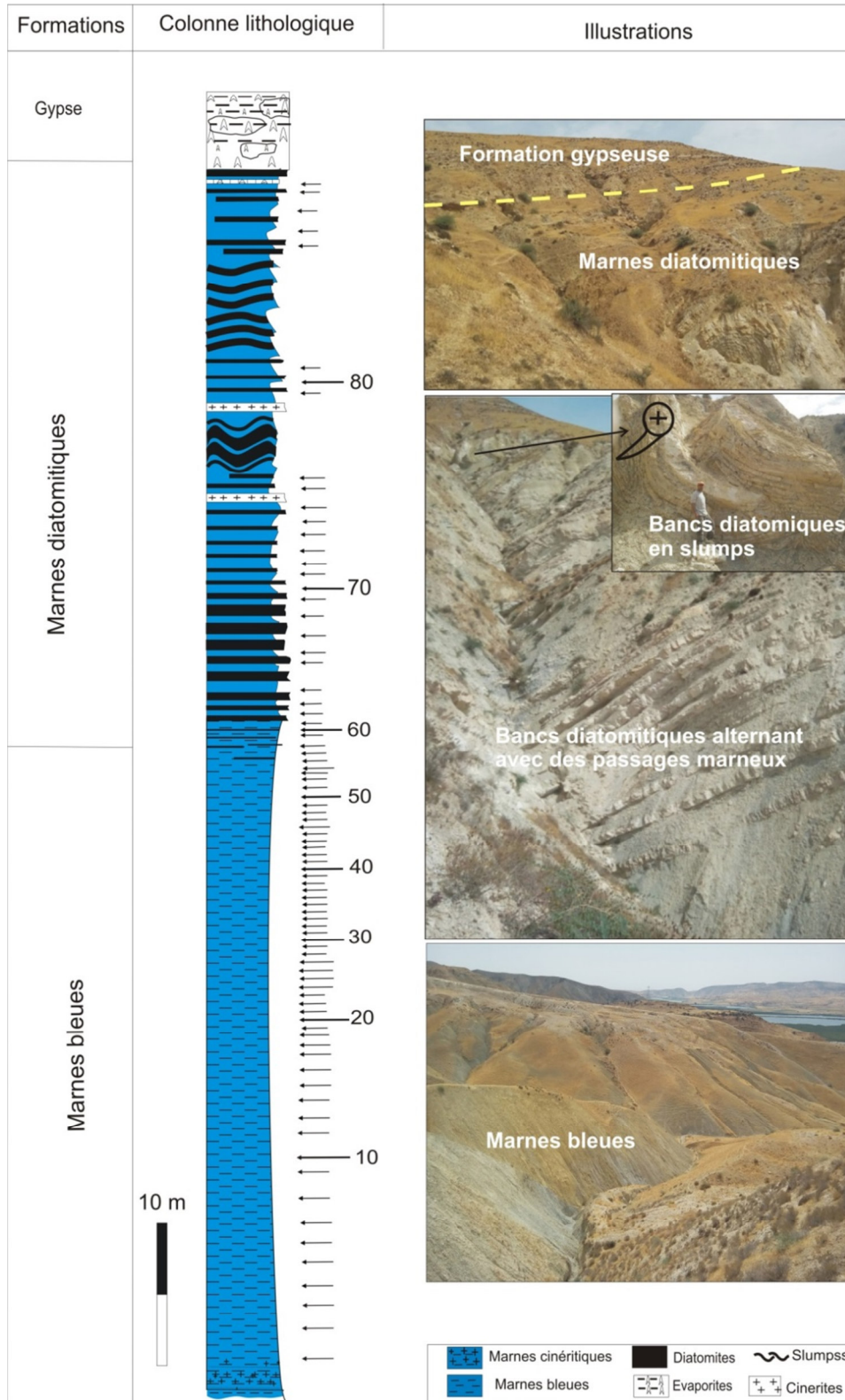


Fig. 14: La colonne lithologique de Djebel Meni.





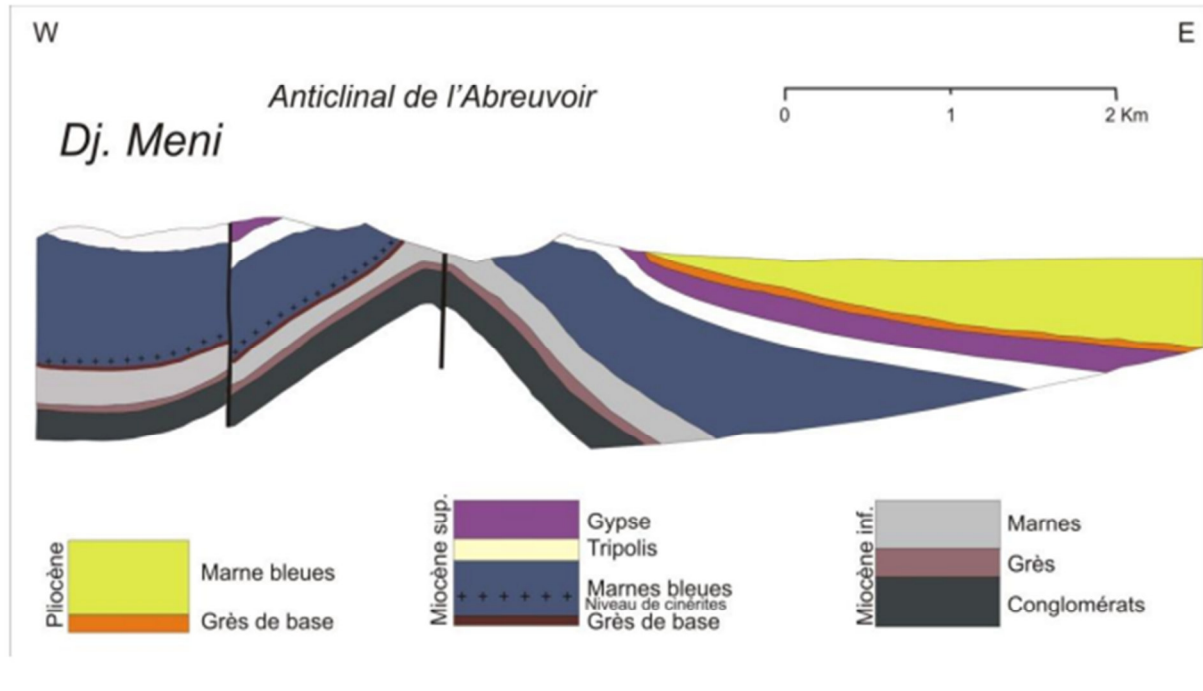


Fig. 16 : Coupe de la cluse de Chéelif (Djebel Meni) Perrodon (1957), in Hebib 2015.

## II- Conclusion

La succession lithologique dans les deux coupes montre une concordance de formations qui sont comme suit (Fig. 17):

- La formation des marnes bleues
- La formation des marnes diatomitiques
- La formation des Evaporites (gypseuses avec quelque passages marneux)

L'exception peut être enregistrée dans l'existence de formation d'argiles conglomératiques au niveau de la coupe d'Oued Derdoussa et son absence dans la deuxième coupe. Ainsi, toujours au niveau de cette coupe, on remarque l'intense présence des slupms qui peut être due à la tectonique synsédimentaire du bassin.

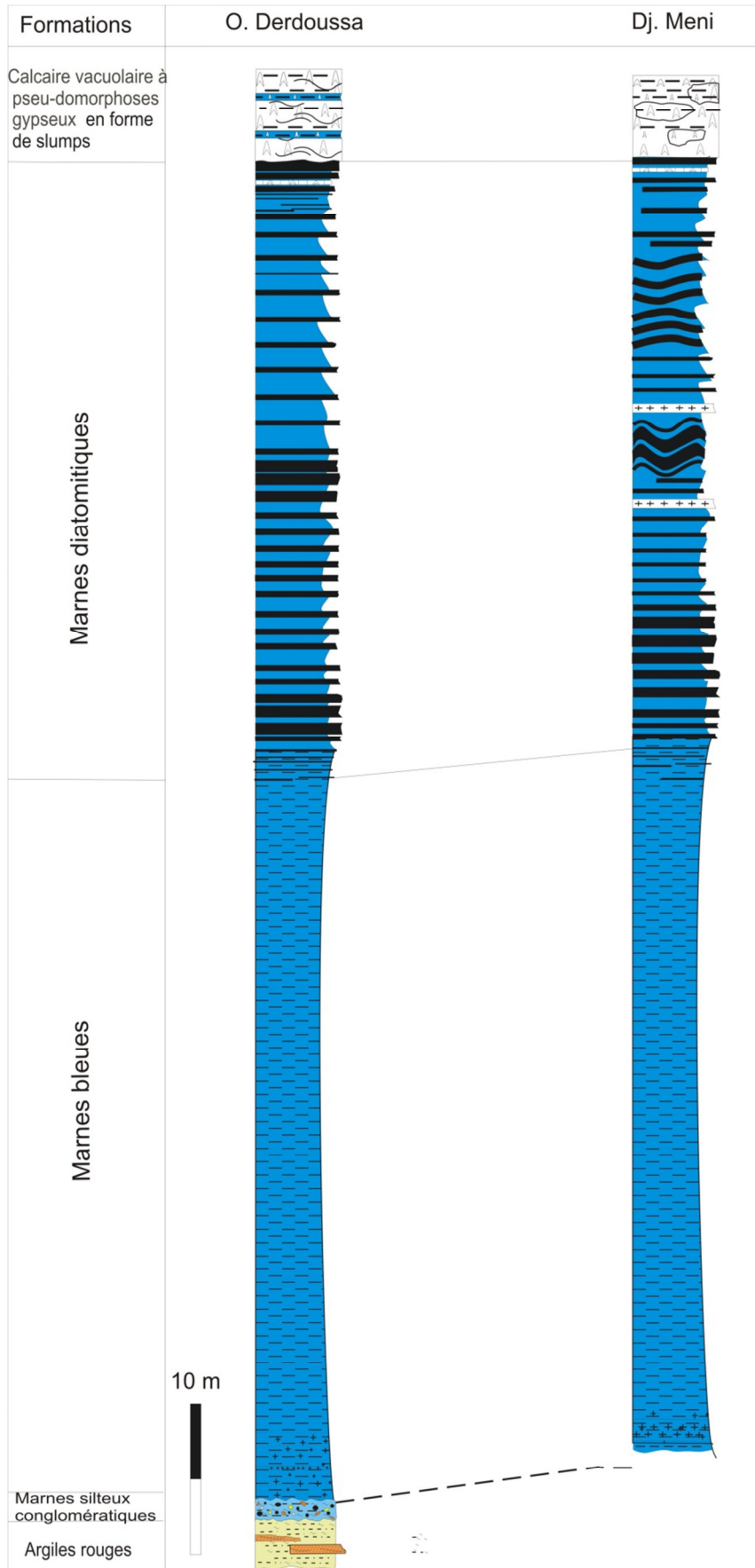


Fig. 17: Correlation lithologique entre les deux coupes.



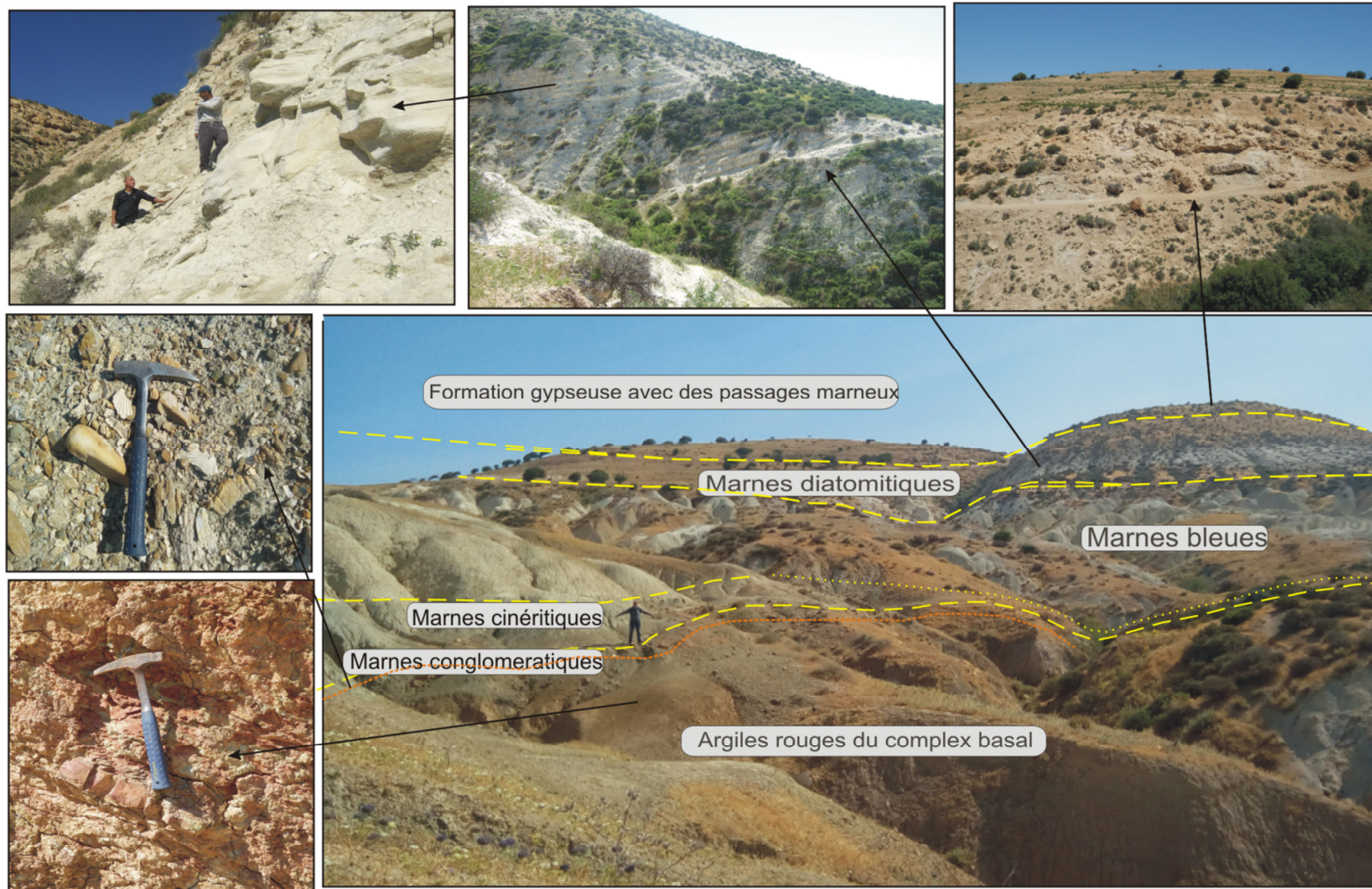


Fig. 18 : Panoramas présentant les principales unités lithologiques dans le secteur d'Oued Derdoussa.



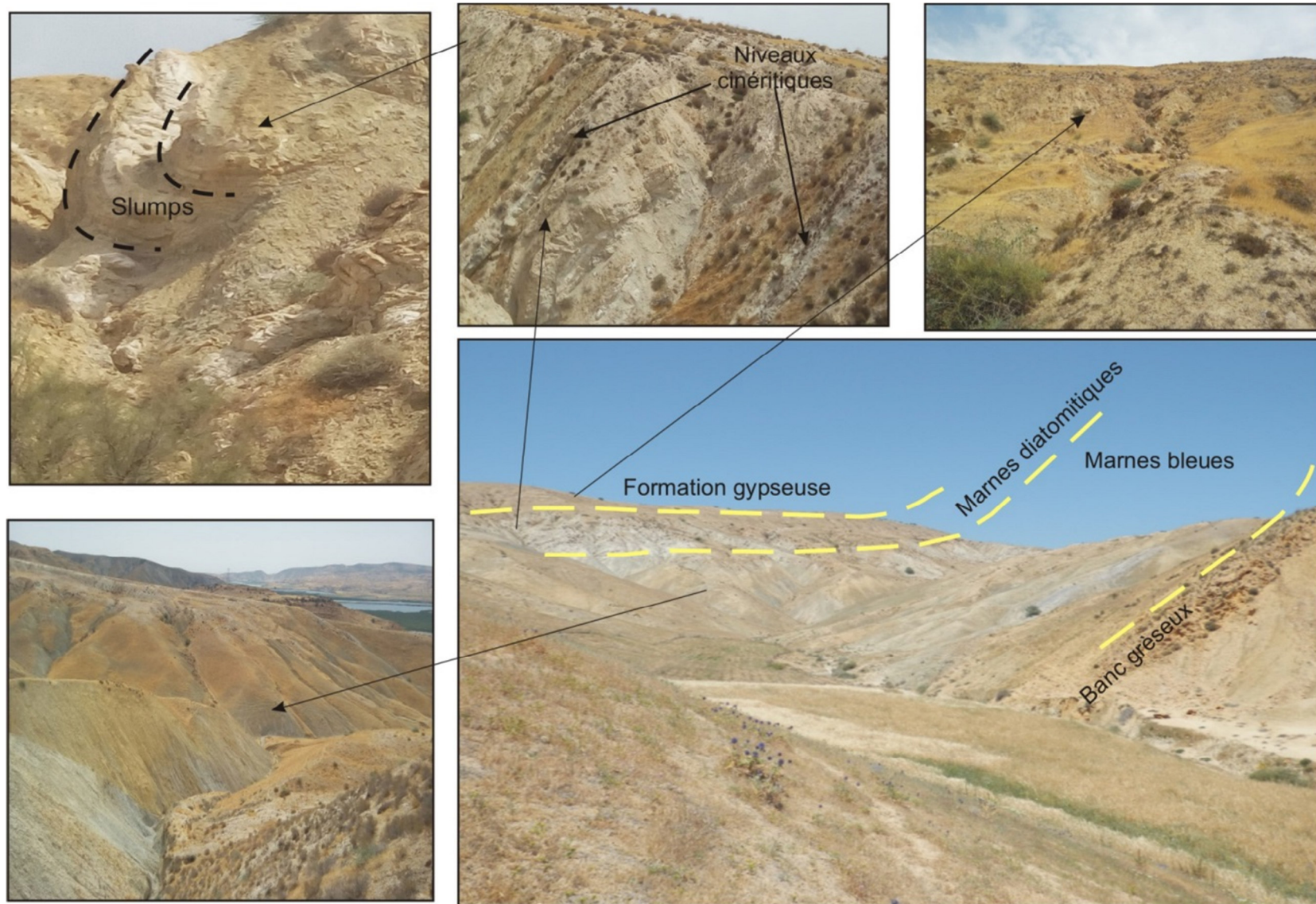


Fig. 19 : Panoramas présentant les principales unités lithologiques dans le secteur de Djebel Meni.



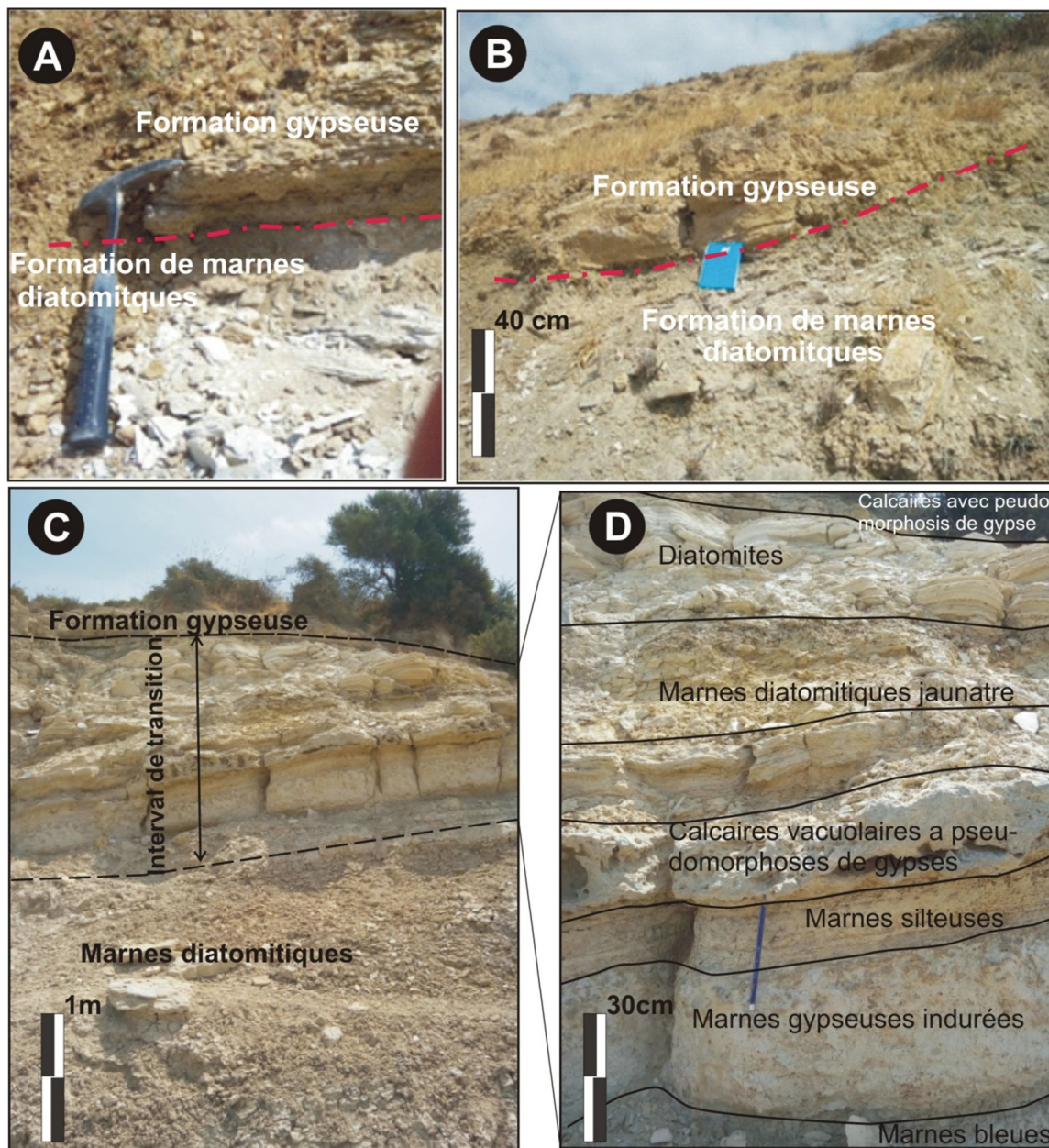


Fig. 20 : Panoramas présentant la limite entre la formation des marnes diatomitiques et la formation gypseuse (A et B) la limite dans la coupe de Djebel Meni, (C et D) la limites dans la coupe d'Oued Derdoussa.

## Chapitre III : Etude Systématique

### I. Introduction

L'étude paléontologique cherche à établir la description des espèces fossiles récoltées sur le terrain avec leurs illustrations qui seront présentés sous forme des planches.

Vu leur intérêt stratigraphique, paléontologique et leur répartition géographique, les foraminifères constituent la partie essentielle de cette étude.

La nomenclature de chaque taxon fossile est composée de deux noms ; le premier est générique, le second est spécifique.

- « *sp* » (espèce indéterminée ou nomenclature ouverte).
- « *cf* » est nom d'espèce (espèce comparée avec doute à l'espèce citée).

La synonymie, se fait selon la disponibilité de bibliographie, est réduite à deux ou plusieurs nomenclatures.

- Le premier, général est l'original, (celle donnée par le premier auteur qui a décrit l'espèce en question).
- Le second, est celui de la description la plus complète.

Enfin, l'étude systématique présentée, consiste à grouper les espèces décrites tout en respectant la hiérarchie taxonomique établis par LOEBLISH & TAPPAN (1964 & 1988).

### II- Etude de la microfaune

Les foraminifères, apparus au cours du Cambrien, sont des organismes protozoaires uni ou pluri-cellulaires. Ils possèdent un test formé le plus souvent de l'ensemble d'agencement des loges qui sont appelées aussi les loges. Les formes en général, muni d'une ou plusieurs ouvertures dites aussi foramen (orifice) d'où elles tiennent leurs noms.

Leur mode de vie diffère : benthique ou planctonique. Leurs tailles varient généralement de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  à quelques mm, alors que d'autres peuvent faire plus. La nature du test est le plus souvent en calcaire, sous forme d'une membrane relativement robuste et résistante qui protège la partie molle. La majorité des espèces sécrètent elles-mêmes le calcaire pour leur test, bien que d'autres en y incorporant des grains de sables pour le renforcer. Les foraminifères sont en abondance dans les différents environnements, depuis le supratidal jusqu'au domaine bathyal, au fond, et l'offshore dans le large. Elles se nourrissent d'algues, de bactéries, de crustacés, de bactéries et des larves des

mollusques. Tout changement au niveau de leur environnement peut influencer facilement et directement sur leurs modes vies. Cela peut les mettre et les qualifier plus tard comme de bons marqueurs écologiques. Leurs tests peuvent se transformer, grandir ou se réduire, parfois même conduire à une transformation radicale des populations qui donne naissance à une nouvelle population de foraminifères. La durée de vie est relativement courte, qui s'étend de quelques jours à quelques mois.

### II. 1. Les foraminifères benthiques.

Les foraminifères benthiques sont ces micro-organismes qui peuvent vivre dans des environnements très variés et sont très utilisés dans le domaine de la reconstitution paléo-environnement depuis des eaux à salinité faible aux milieux sténohalin jusqu'à des eaux hyperhalines et à toutes les profondeurs dans des substrats variés. Plusieurs études ont été faites concernant ce sujet dans le bassin du bas Chélif, dont les travaux de Hebib (2006 & 2015) et Benzina (2008).

Les espèces benthiques sont abondantes le long des deux coupes parmi lesquelles on peut citer ;

*Ammonia beccarii*, *Bolivina striatula*; *Bolivina spathulata*; *B. alata*; *B. dilatata*; *B. plicatella*; *Chilostomella oolina*; *Bulimina marginata*; *Bulimina aculeata*, *B. marginata*; *B. aculeata*; *Elphidium macellum*; *Cancris auriculus*; *Cibicides lobatulus*; *C. ungerianus*; *C. pseudoungerianus*; *Cibicides kullenbergi*; *C. bradyi*; *C. wuellerstorfi*; *C. italicus*; *Gyroidina soldanii*; *Planulina ariminensis*; *Siphonina reticulata*; ; *Oridorsalis stellatus*; *Karreriella bradyi*; *Stainforthia fusiformis*; *Uvigerina cylindrica*; *Uvigerina gaudryinoides*, etc...).

### II. 2. Les foraminifères planctoniques

Ce sont des organismes flottant dans les eaux marines et rarement dans les eaux douces. Elles présentent généralement des loges globuleuses perforées, parfois légèrement aplaties et carénées où la plupart des formes sont trochospiralées. Dans ce contexte ; leur grande répartition géographique ainsi leur évolution rapide leur confère le caractère de bons fossiles stratigraphiques.

Ce chapitre sera consacré pour décrire en détails les espèces index les plus importantes dans notre thématique, car elles vont nous donner une aperçu général sur la biostratigraphie et avec un degré moindre les morphotypes existant au sein du bassin du Bas

Chélif. De ce stade, on aura la possibilité de les comparer avec les espèces des autres bassins méditerranéens. La synonymie n'est pas tellement complète, mais elle est faite d'une manière qui serve de mieux cerner le concept des taxons. L'écologie ainsi que la distribution verticale des espèces font l'objet de cette partie avec une manière descriptive beaucoup plus qu'analytique (cette dernière sera en détails dans le chapitre suivant). Néanmoins, les espèces qui sont moins fréquents ou bien peu abondantes sont mentionnées juste pour montrer le taux de la biodiversité.

Les espèces sont classées selon leur groupe taxonomique.

**Règne : Protistes**

**Sous-règne : Protozoaires**

**Embranchement : Sarcomastigophora Honigberg et Balamoth, 1963.**

**Sous-embranchement : Sarcodina Schmarda, 1871.**

**Super-classe : Rhizopoda von Siebold, 1845.**

**Classe : Granuloreticulosa de saedeleer, 1934.**

**Ordre : Foraminiferida Eichwald, 1830.**

**Super famille : Globorotalioidea Cushman, 1927**

**Famille : Globorotaliidae Cushman, 1927**

**Genre : *Globorotalia* Cushman, 1927**

## II. 2. .1. Les espèces index

### II. 2. 1. 1. Le groupe *Globorotalia menardii*

#### *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865)

#### Synonymie

1826 *Rotalia (Rotalie) menardii* D'Orbigny. D'Orbigny. p. 273

1865 *Rotalia menardii* Parker. Parker: p. 20, pl. 3, fig. 81.

1884 *Pulvinulina menardii* var *Fimbriata* Brady. Brady: P. 691, pl. 103, fig. 3.

1968 *Globorotalia menardii* D'Orbigny. Cita & Promoli Silva : 4-20, pl. 2, fig. 1.

1971 *Globorotalia menardii* D'Orbigny. Bizon & Bizon : 86-87 fig. 1-9.

1975 *Globorotalia menardii* Parker. Srinivasan : p. 147, pl. 3, fig. 19.

1983 *Globorotalia menardii* Parkerl. Kennett & Ssrinivasan : p. 124, pl. 28, figs. 1-3.

1990 *Globorotalia menardii* Parker. Vincent & Toumarkine : p. 833, pl. 4, figs. 10-18, 22.

#### Description

Le test est une trochospire moyennement courbée (croissant) et bordée par une carène bien distincte. Le nombre de loges est de 5 à 6 au dernier tour qui s'accroissent régulièrement et gardent une forme constante pendant leur agencement. Les segments en forme de croissant, radiales sur le côté ombilicale et courbées sur la face spirale. Le profil équatorial est subcirculaire à arrondissement polygonal et non lobé. Le profil axial est inégalement biconvexe. Les loges sur le côté ombilicale sont plus gonflées que ceux du côté spirale avec des pustules sur l'épaule ombilicale. L'Ouverture est une fente à voûte basse proche de périphérie l'ombilicale qui peut avoir une lèvre. La surface est lisse et densément perforée. Chaisson & Leckie (1993) remarquent que *Globorotalia menardii* présente des variations morphologiques considérables. Sa taille varie fortement. Dans toute l'aire de répartition de cette espèce. Cette remarque est confirmée par les différent morphotypes présentés par Wernli (1988) sur les terrains néogène marocains.

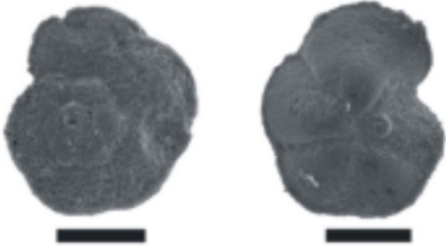

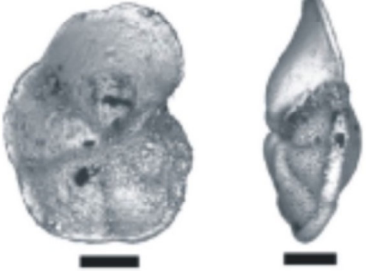

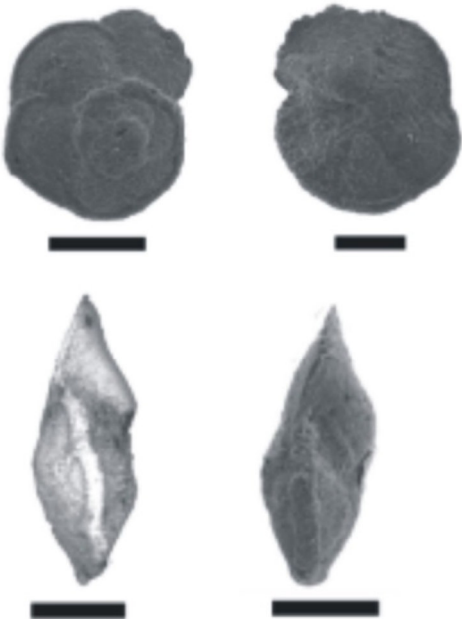

<b><i>Globorotalia menardii</i> (Parker, Jones &amp; Brady, 1865)</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples ( Quelques références)
	 <p>Image Source: Postuma 1971 Manual of Planktonic foraminifera.</p>
	 <p>Image Source: Kennett &amp; Srinivasan 1983 Caption in source: <i>Globorotalia (Menardella) menardii</i></p>
	
	

Fig. 21: Illustration de L'espèce de *G. menardii* du bassin du Bas Chélif (Algérie).



***Globorotalia plesiotumida* Banner & Blow, 1965**

**Synonymie**

1965 *Globorotalia tumida plesiotumida* Blow & Banner. Banner & Blow : p.1353 figs 2a-c

1983 *Globorotalia (Globorotalia) plesiotumida* Blow & Banner. Kennett & Srinivasan :  
p.156 pl 37 figs 7-9

1985 *Globorotalia plesiotumida* Blow & Banner. Bolli & Saunders : p.227 fig. 33

1990 *Globorotalia plesiotumida* Blow & Banner. Vincent & Toumarkine : p. 803

1993 *Globorotalia plesiotumida* Blow & Banner. Chaisson & Leckie : p.175 pl. 7; fig. 1-2 et  
6-10.

**Description**

Test lenticulaire à trochospire basse et biconvexe. La périphérie équatoriale est ovale et légèrement lobée. La périphérie axiale est pointue avec une carène bien distincte. Elle possède généralement 5 ½ à 6 loges au spire finale. Les loges s'accroissent au cours de leur agencement où le dernier tour montre un angle divergeant de l'ensemble du test. La suture est élevée et incurvée sur le côté spirale et se fondent partiellement dans le test. Mais, dans le côté ombilical, elle est radiale et déprimée. La surface du test est lisse et présente une densité de perforation avec des pustules sur les épaules ombilicale. L'ombilic étroit, L'ouverture est en forme d'arc basse bordée par une lèvre intérior marginale, ombilical à extraombilicale.

**Stratigraphie**

FO:  $8.3 \pm 0$  [Ma], Berggren *et al.* (1995)

FO:  $8.58 \pm 0$  [Ma], Chaisson & Pearson (1997) ODP Leg 154 Site 925.

LO:  $3.84 \pm 0.06$  [Ma], Chaisson & d'Hondt (2000) ODP Leg 165 Site 999.

LO:  $3.77 \pm 0$  [Ma], Chaisson & Pearson (1997) ODP Leg 154 Site 925.

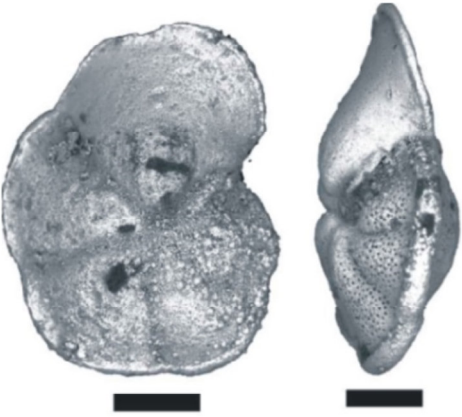

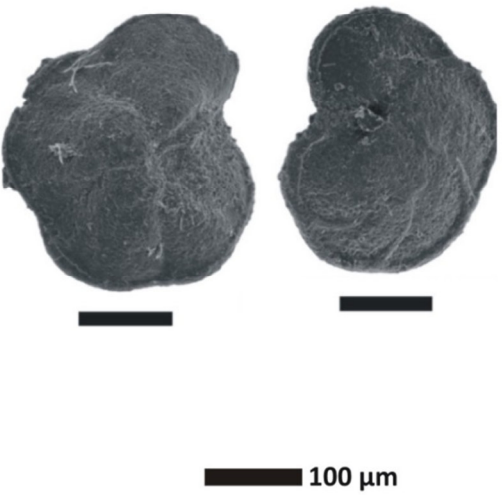

<b><i>Globorotalia plesiotumida</i> Banner &amp; Blow, 1965</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples ( Quelques références)
	 <p>Image Source: Banner &amp; Blow 1967 Micropalaeontology Origin &amp; evolution of <i>Pulleniatina</i> Status: <b>holotype</b></p>
 <p style="text-align: center;">100 µm</p>	 <p>File name: Blow 1969 pl09 f07-9.JPG Image Source: "Blow 1969, re-illustrated from Banner &amp; Blow 1965" Caption in source: <i>Globorotalia (Globorotalia)</i> <i>tumida plesiotumida</i></p>

Fig. 22: Illustration de l'espèce *G. plesiotumida* du bassin du Bas Chélif (Algérie).



---

***Globorotalia merotumida* Blow & Banner 1965**

**Synonymie**

1965 *Globorotalia (Globorotalia) merotumida* Blow & Banner. Banner & Blow : p.1352  
figs. 1a-c

1983 *Globorotalia (Globorotalia) merotumida* Blow & Banner. Kennett & Srinivasan : p.154  
pl. 37; fig. 4-6.

1985 *Globorotalia merotumida* Blow & Banner. Bolli & Saunders : p.225 figs. 33.7; 6,10,12.

1993 *Globorotalia merotumida* Blow & Banner. Chaisson & Leckie : p.175 pl. 7; fig. 11-15

**Description**

*Globorotalia plesiotumida* est dérivé de *G. merotumida*. *G. plesiotumida* avec une tendance d'être légèrement plus grosse que *G. merotumida*. Cependant, le caractère le plus fiable pour les différencier est la proportion de la loge finale du côté spirale. Les spécimens dont la largeur de la loge finale dépasse la longueur radiale sont ceux de *G. merotumida*. Les spécimens dont les dimensions sont presque égales sont attribués à *G. plesiotumida* Chaisson & Leckie (1993).

Banner & Blow (1965 a) ont énuméré quelques caractères avec lesquelles on peut faire la différence entre les deux espèces.

(1) *G. merotumida* diffère de *G. plesiotumida* par la possession d'un test dont la taille est plus petite au même stade de croissance, (2) une augmentation plus lente de la hauteur du spire en vue dorsale (3) l'élargissement plus uniforme des loges, (4) sutures dorsales inter-loges plus obliques, (5) paroi plus mince et finement perforée, (6) carène plus mince, (7) coté ventrale relativement plus convexe, (8) la face de l'ouverture relativement plus large ».

D'après les mêmes auteurs, *G. merotumida* a un test beaucoup plus convexe.



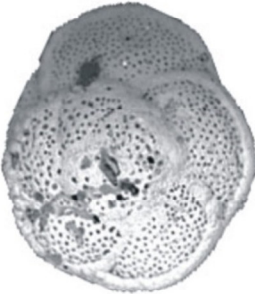

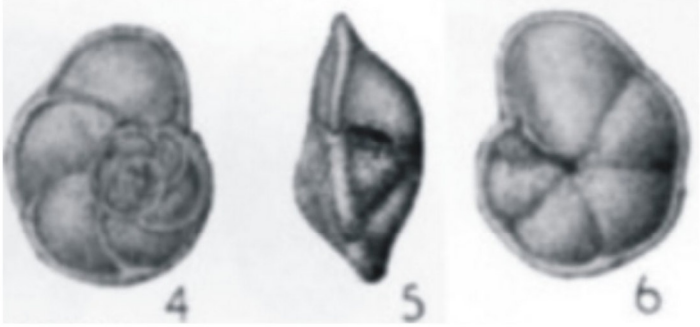
<b><i>Globorotalia merotumida</i> Blow &amp; Banner 1965</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
	 <p>File name: Banner Blow 67pl4-4.JPG Image Source: Banner &amp; Blow 1967 Micropalaeontology Origin &amp; evolution of Pulleniatina; BM (NH) no. P 45684." Status: <b>holotype</b></p>
 <p style="text-align: center;">  <b>100 μm</b> </p>	 <p>File name: Blow 1969 pl09 f04-6.JPG Image Source: "Blow 1969, re-illustrated from Banner &amp; Blow 1965" Caption in source: <i>Globorotalia (Globorotalia) merotumida</i>;</p>

Fig. 23: Illustration de l'espèce *G. merotumida* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

## II. 2.1. 2. Le groupe *Globorotalia mediterranea*

### *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969

#### Synonymie

1969 *Globorotalia miocenica mediterranea* Catalano & Sprovieri. - Catalano & Sprovieri : p.522 pl. 2, figs. 6a-c

1972 *Globorotalia mediterranea*: Bizon *et al.*, pl. 2, fig. 7-9.

1976 *Globorotalia mediterranea*: d'Onofrio *et al.*, pl.4, fig.3-4.

1985 *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri. - Iaccarino : p. 305 figs. 6.2; 4

#### Description

Le test inégalement biconvexe avec une surface plate du côté spirale. La face ventrale est conique à sub-hémisphérique. L'ouverture est bordée par une lèvre distincte. Le test porte 5 loges au dernier tour, qui est caréné et lisse et perforé portant des pustules au niveau de l'ombilic. Iaccarino (1985) a montré que *G. mediterranea* présente des similitudes étroites avec *G. conomiozea*, ce qui peut rendre la séparation difficile. En effet, Zachariasse (1975) incluait les deux formes sous *G. conomiozea*. Plutôt, Berggren (1977 b) a séparé les deux taxons principalement sur la base de la disparition de *G. mediterranea*, particulièrement à 5 loges, près de la limite pliocène miocène sur le Rio Grande Rise, tandis que la *G. conomiozea* à 5 loges se poursuivait jusque dans le Pliocène. Colalongo *et al.* (1979) a conservé les deux taxons comme une entité distincte. Berggren (1977 b) a suggéré de remplacer le *G. miozea* à 5-6 loges modérément coniques par une forme conique à 5-6 loges relativement haute et conique attribuée à *G. mediterranea*.


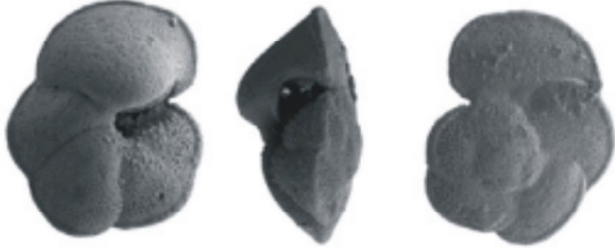
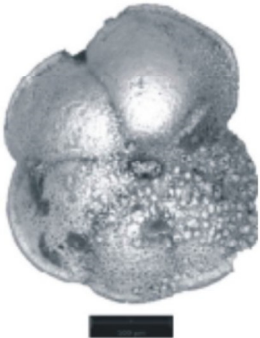
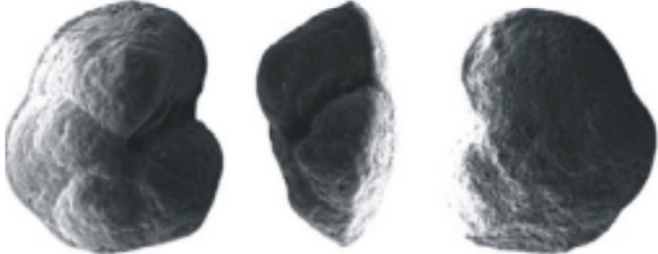


Dans la région méditerranéenne, aucune forme de transition entre *G. conomiozea* et *G. mediterranea* n'a été observée. La suggestion selon laquelle *G. mediterranea* est une variante ou un morphotype de *G. conomiozea* n'est pas confirmée par les enregistrements stratigraphiques, car l'apparition de *G. mediterranea* précède celle de *G. conomiozea*. La répartition stratigraphique de *G. mediterranea* dans le bassin méditerranéen est limitée au Miocène supérieur (Tortonien supérieur- Messinien inférieur). Son apparence est utilisée par plusieurs auteurs (Bizon, Bizon & Montenat, 1975; Iaccarino *et al.*, 1975; Zachariasse, 1975;

Berggren, 1977b) pour la reconnaissance de la frontière Tortono-Messinienne. En effet, *G. mediterranea* apparaît juste avant *G. conomiozea* dans la partie supérieure de la sous-zone de *G. suterae* (Colalongo *et al.*, 1979).

### **Stratigraphie**

Le Tortonien inférieur a connu le flux de *G. mediterranea* GM1 (Corbi *et al.*, 2016). L'événement correspond au MMi9, selon la biozonation de Iaccarino *et al.*, (2007)

Le Messinien supérieur connaît l'événement GM4 (Corbi *et al.*, 2016), qui correspond à la limite mio-pliocène.

<b><i>Globorotalia mediterranea</i> Catalano &amp; Sprovieri, 1969</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de ( Quelques références)
	 <p>Source: H. Corbí, J.M. Soria., 2016. Late Miocene early Pliocene planktonic foraminifer event stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean; Marine and Petroleum Geology 77 P 1010- 1027 (introduced as bioevent Gm3 in P. 1021, fig. 9.</p>
	 <p>Source: H. Corbí, J.M. Soria.,2016. Late Miocene early Pliocene planktonic foraminifer event stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean; Marine and Petroleum Geology 77 P 1010- 1027 (introduced as bioevent Gm2 in P. 1021, fig. 9.</p>
	<p>Source : Wernli (1980) Le Messinien à <i>Globorotalia conomiozea</i> (Maroc). Eclogae geologicae Helvetiae. Vol. 73/1. Pl2 Fig. 4 ( vue latérale).</p> 

100 µm

Fig. 24. Illustration de l'espèce *G. mediterranea* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

---

***Globorotalia miotumida conomiozea* Kenett, 1966**

**Synonymie**

1966 *Globorotalia conomiozea* Kennett. p. 235, text-fig. 10. pl. 1, fig. 9. 12. 17.

1969 *Globorotalia (G.) crassula conomiozea*: Blow. pl. 41. fig. 5-8.

1971 *Globorotalia (Globorotalia) conomiozea*: Jenkins, pl. 5. fig. 123-128.

1972 *Globorotalia conomiozea*: Bizon, Bizon & Montenat, pl. 2. fig. 1-3 et 10.

1973 *Globorotalia miotumida conomiozea*: Chapronière. p. 464. pl. 1, fig. 15

1980 *Globorotalia miotumida conomiozea* : Wernli. Pl. 2. Fig. 1. 3 .4 .5 .6.

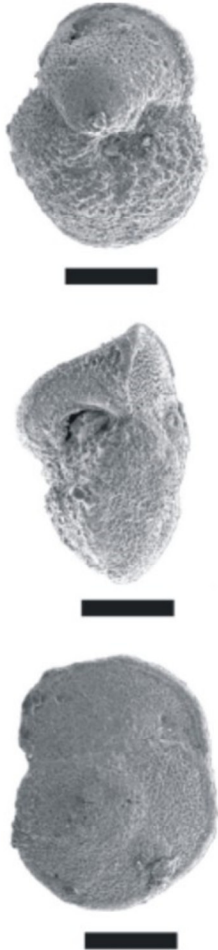
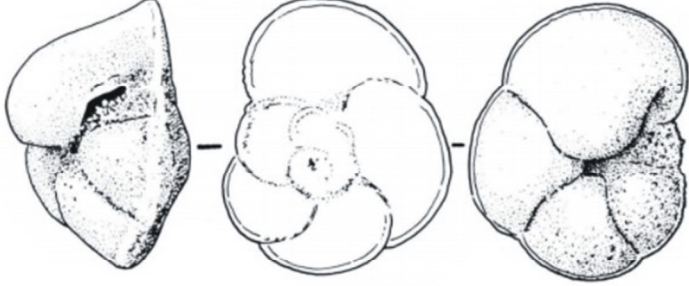
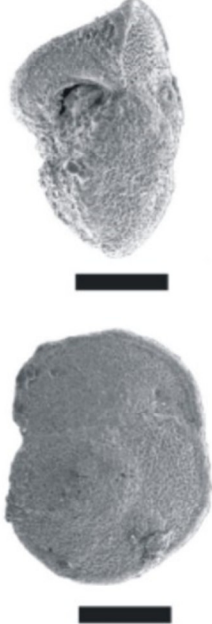
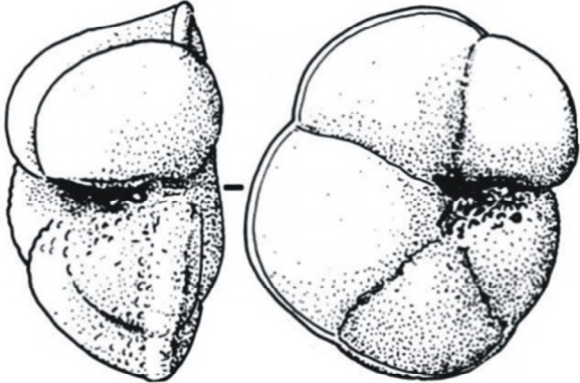
**Description**

L'espèce présente un test très inégalement biconvexe, fortement bombé d'une manière conique à hémisphérique-conique sur la face ombilicale et presque plat sur la face spirale. La carénée est nettement observable sur toute sa périphérie axial, Elle compte 4 ½ à 5 loges au dernier tour avec un ombilic est peu profond. Wernli (1979) a mentioné que la périphérie équatoriale des loges dessine, sur la face spirale, des arcs de cercle et non pas des courbes en «anse de panier» comme dans le groupe de *G. crassula* (ou *G. crassaformis*) du Pliocène.

Jenkins, (1975) a enregistré que en Nouvelle-Zélande *G. conomiozea* a un court interval stratigraphique au Miocène supérieur, mais il semble aller jusqu'au Pliocène inférieur au site 294 du DSDP Leg 29, tandis que les sites 360 et 362 du Leg 40 seront limités au Miocène supérieur.

**Stratigraphie**

FO: le début d'apparition d'une manière régulière est en  $7.12 \pm 0$  [Ma], Berggren et al. (1995).

<i>Globorotalia miotumida conomiozea</i> Kenett, 1966	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de ( Quelques références)
	 <p>Source : Wernli, 1980. Le Messinien à <i>Globorotalia conomiozea</i> (Maroc) <i>Eclogae geologicae Helveticae</i>. Vol. 73/1. Pl2 Fig 3 vue latérale, spirale et ombilicale.</p>
	 <p>Source : Wernli (1980) Le Messinien à <i>Globorotalia conomiozea</i> (Maroc). <i>Eclogae geologicae Helveticae</i>. Vol. 73/1. Pl2 Fig. 4 ( vue latérale).</p>

100 µm

Fig. 25: Illustration de l'espèce *G. miotumida conomiozea* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

*Globorotalia conoidea* Walters, 1965

**Synonymie**

1965 *Globorotalia miozea conoidea* Walters. Walters. p. 124 fig. 8, I-M

1973 *Globorotalia miotumida conoidea*: Chapronière. p. 463. pl. 1

1980 *Globorotalia miotumida conoidea*: Wernli. P. 238, fig. 206. 607.

1985 *Globorotalia conoidea* Walters: Jenkins. p.277 figs. 7.14-15; 5.

**Description**

*G. conoidea* a un test biconvexe, avec une forme plus conique du côté ventrale et une carène plus pointue et développée dans les dernières loges du test. Dans nos échantillons on compte 4 loges a 4 ½ où l'ombilic est peu profond et presque fermé. Jenkins (1971) *G. conoidea* est à paroi épaisse comme son ancêtre *G. miozea* et elle est en Nouvelle-Zélande du Miocène moyen jusqu'au le début Pliocène.

Wernli (1980) a signalé que *G. m. conoidea* est associée en faible proportion à *G. miotumida* (au Maroc), On trouve plusieurs formes de transition selon l'épaisseur du cortex, entre ces deux taxa qui apparaissent comme des excellents exemples de sous-espèces écologiques.



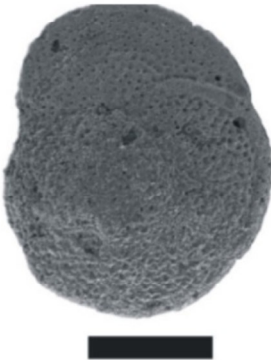
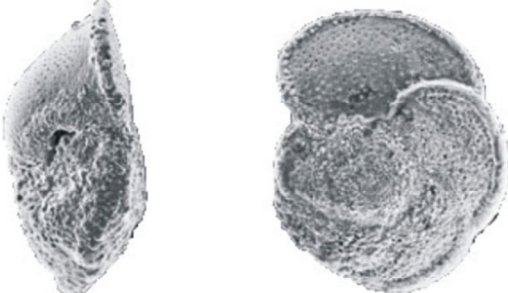
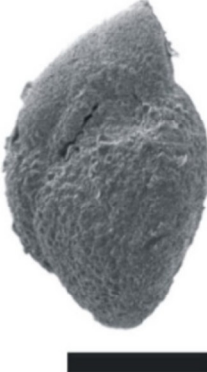
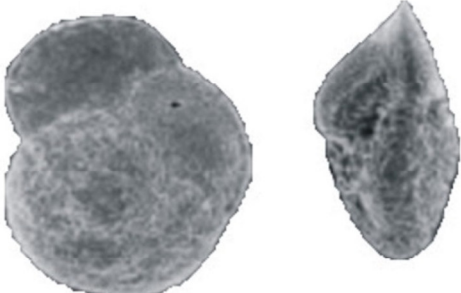

<i>Globorotalia conoidea</i> Walters, 1965	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de ( Quelques références)
	 <p>Source : Dayja et al. 2005. Biochronology and correlation between the Neogene basins of the South Rifian Corridor (Morocco) based on planktonic foraminifer and calcareous nannofossil events. <i>Revue de micropaleontology</i> (48) 141157, pl. 2. 1, fig. 5-6.</p>
	 <p>Source: Kennett &amp; Srinivasan 1983 Caption in source: <i>Globorotalia (Globoconella) miozea</i></p>
	

Fig. 26: Illustration de l'espèce *G. conoidea* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

---

***Globorotalia miotumida* Jenkins, 1960**

**Synonymie**

1960 *Globorotalia menardii miotumida* Jenkins. Jenkins : p.362 pl. 4, figs. 9a-c

1985 *Globrotalia miotumida* Jenkins. Jenkins : p.277 figs. 7.12-13; 5

**Description**

*G. miotumida* a 4 1/2 -5 loges au dernier tour avec une périphérie carénée. Le test est lisse portant des pustules au niveau de l'ombilic. La parti ventral est moins conique que l'ensemble de plexus *G. miotumida* (*G. m. conomiozea*, *G. conoidea* et *G. mediterranea*). La dernière loge représente le tiers du test en forme triangulaire. L'ouverture en fente intériomarginale. L'ombilic est presque fermé, les sutures sont éminentes sur la face spiral.

***Globorotalia Mediterranea-saheliana* Catalano & Sprovieri, 1971**

**Synonymie**

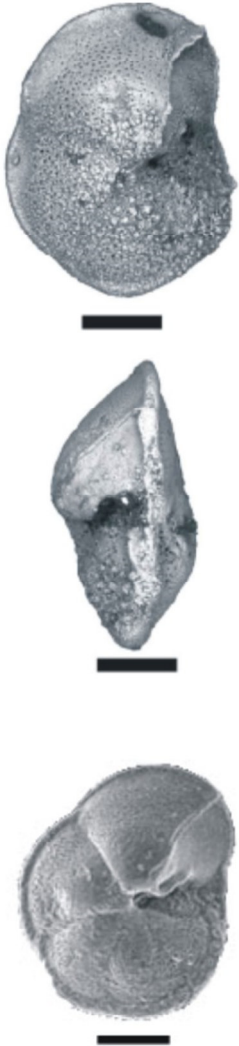
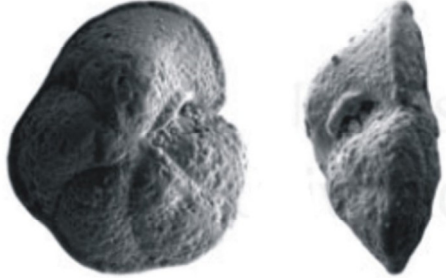
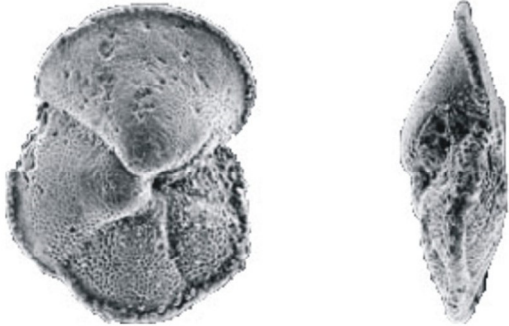
1971 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri. Catalano & Sprovieri p.240 pl.1, figs. 3a-c

1975 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri, D'Onofrio *et al.*, p. 187, pl. 2, fig. 4.

1985 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri. Iaccarino: p.305 figs. 6.1a-c; 4

1986 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri, Cifelle & Scott, p. 43, fig. 17.

Le test est planoconvexe avec une base trochospire, et 5 loges au dernier tour. La face dorsale est plate ou légèrement convexe avec un profil équatorial demi-ovale. Les loges en vue dorsale sont légèrement grossies avec des sutures inter-loges recouvertes et faiblement incisées. La marge périphérique cavité et arrondie, bordée par une petite carène jusqu'au limitée aux dernières loges du cercle. La partie ventrale montre un vide ventral fortement dilaté et des sutures radiales à sinueuses, déprimées, incisées dans la région la plus proche de l'ombilic. L'ouverture est petite en position ombilicale à extra-ombilicale et fermée sous la forme d'une arche modérément haute qui s'étend du l'ombilic à la marge. Paroi épais, opaque et finement perforé, allant de lisse à finement pustulées sur les deux côtés.

<i>Globorotalia miotumida</i> Jenkis, 1960	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de ( Quelques références)
	 <p>Source: Corbis. H., 2010. Los foraminíferos de la Cuenca Neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo <i>thèse. Doc. P. 48. Fig. 3, 11.</i></p>
 <p>Source: Dayja et al., 2005. Biochronology and correlation between the Neogene basins of the South Rifian Corridor (Morocco) based on planktonic foraminifer and calcareous nannofossil events. <i>Revue de micropaleontology</i> (48) 141157, pl. 2. 1, fig. 1-2.</p>	

100 µm

Fig. 27. Illustration de l'espèce *G. miotumida* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

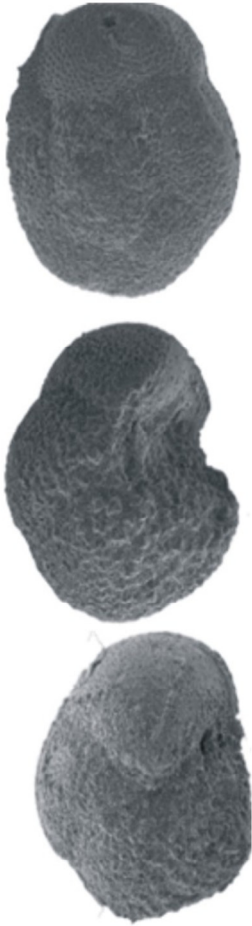
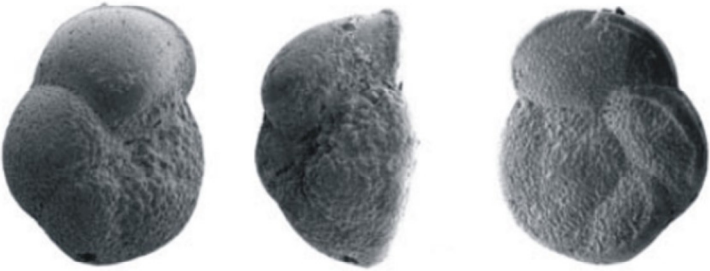

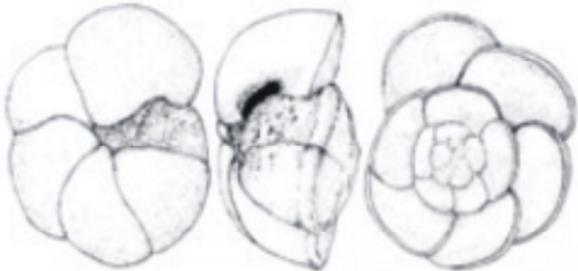
<b><i>Globorotalia Mediterranea-saheliana</i> Catalano &amp; Sprovieri 1971</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de ( Quelques références)
	<div style="text-align: center;">  </div> <p style="text-align: center;"> <b>Source: Corbi. H., 2010. Los foraminíferos de la Cuenca Neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo These. Doct. P 49. Fig. 3.12 (J, K, L)</b> </p>
	<div style="text-align: center;">  </div> <p style="text-align: center;"> <b>Image Source: Catalano and Sprovieri 1971 Accad. Gioconia Sci. Nat. Catania; via Ellis &amp; Mesina catalog</b>  <b>Caption in source: <i>Globorotalia saheliana</i></b> </p>

Fig. 28: Illustration de l'espèce *G. saheliana* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

### II.2.1.3. *Globorotalia scitula* (Brady, 1982)

#### Espèces : *Globorotalia scitula* (Brady, 1982)

#### Synonymie:

- 1882 *Pulvinulina scitula* Brady. Brady: p.716 pl. 103; fig. 7a-c
- 1884 *Pulvinulina scitula* Brady. Brady: p. 716 figs. in Brady, Rep. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, pl. 103, figs. 7a-c, 1884
- 1957 *Globorotalia scitula* Brady. Bolli: pl. 29, figs. 11a-12c
- 1960 *Pulvinulina scitula* Brady. Banner & Blow: pl. 5, fig.5 (lectotype)
- 1975 *Globorotalia scitula* Brady. Srinivasan : p.147 pl. 3; fig. 18
- 1979 *Globorotalia scitula* Brady. Serrano. P. 151, Pl. 7, fig.4-7.
- 1983 *Globorotalia (Hirsutella) scitula* Brady. Kennett & Srinivasan : p.134 pl. 31; fig. 1-3.
- 1993 *Globorotalia scitula* Brady. Chaisson & Leckie : 173, 174 pl. 4, fig. 6; pl. 6, fig. 15-16
- 2010 *Globorotalia scitula* Brady. Corbi: p. 41, fig 3.2.
- 2017 *Globorotalia scitula* brady. Walid A. Makled: p 15, pl. 5, fig. 12-14.

#### Description

Le test présente moyen a base trochospire et de tailles entre (200 à 350 µm) et une symétrie biconvexe axial bien distincte, ainsi parfois Plano-convexe. La partie dorsale est un peu plus bombée. Les loges sont triangulaires et sérés de 4 ½ à 5 dans le dernier tour formant une périphérie arrondie à légèrement allongé sans disposer une carène. La convexité de partie dorsale de cette espèce des fois dépend du degré de la courbure de la partie ombilicale montrant une forme de croissant.

Les loges augmentent modérément en taille, les sutures sur le côté spirale sont fortement incurvées. De côté ombilical ils sont radiales à légèrement courbées. L'ombilic étroit et profond. La surface est généralement lisse et la densité des pores avec leur tailles sont très variable, l'ouverture est interro-marginale possède une lèvre courbée a l'extérieur.

La morphologie de ce groupe est peut être remarqué a l'aide de quelque changements morphologiques tel que ; la densité (nombre) de pores, la taille du dernier loge, l'ovalité du dernier loge (YNZE. A *et al.*, 1986).

*G. Scitula* diffère de *G. gigantea* par sa taille qui est plus petite et un profil biconvexe au lieu de planoconvexe. *G. scitula praescitula* Blow 1959 et *G. scitula subscitula* Conato 1964 sont ses parents, et il est difficile de les distinguer de *G. scitula* (Wernli, 1977). Cette espèce est distinguée de groupe *G. praescitula* par sa lisse surface et le sub-arrondissement de sa bordure (Kennett & Srinivasan., 1983).

**Ecologie :**

L'espèce a été signalée dans les eaux tropicales a subtropicales des océans Pacifique, Atlantique et indien (YNZE A *et al.* 1986). Ainsi dans les bassins méditerranéens. Brawdish (1959) décrit que *G. scitula* est fortement présente dans le Nord Pacifique avec une importante concentration dans les courants d'eaux froides de Californie (13°- 23°). Thunell (1978) a intégré cette espèce aux espèces sub-polaires. Reiss *et al.* (1971) signale cette espèce en faible abondance et préférant les eaux fraîches. Ainsi, que l'espèce ne favorise pas une profondeur bien déterminée.

**Répartition stratigraphique :**

FO (First Occurrence) la première apparition dans la zone N9 à la base de l'étage Langhien 14.24- 15.10 Ma in (Kennett & Srinivasan 1983).

LO (Last Occurrence) : existant jusqu'à l'actuel.

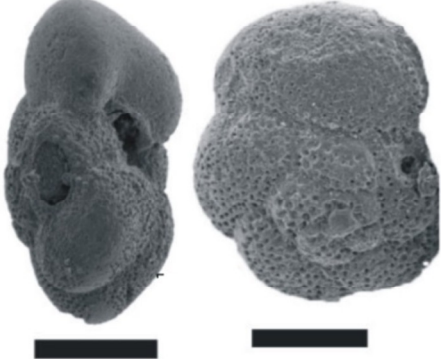
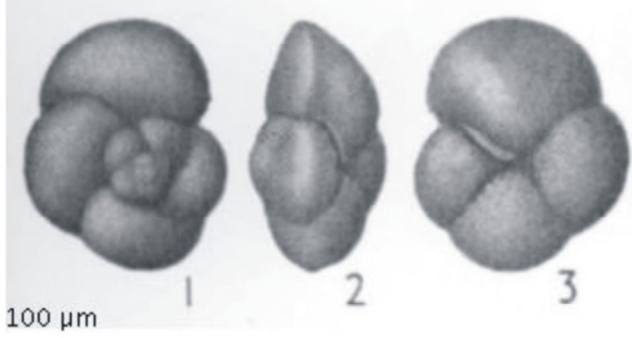
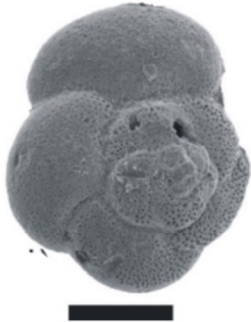
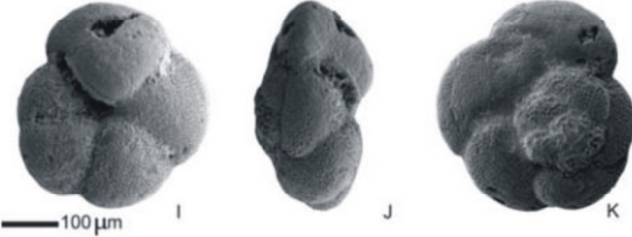
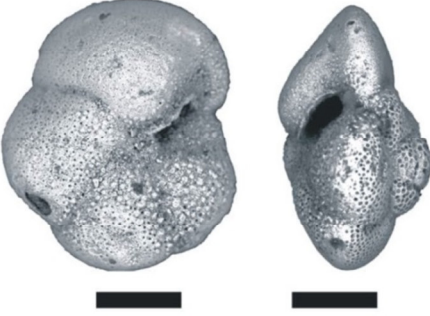

<i>Globorotalia scitula</i> (Brady, 1982)	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
	 <p>100 µm</p> <p>File name: Blow 1969 pl03 f01-3.JPG Image Source: Blow 1969 Caption in source: <i>Globorotalia (Turborotalia) subscitula</i>;</p>
	 <p>100 µm</p> <p>Source: Corbi, H., 2010. Los foraminíferos de la Cuenca Neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo <i>These. Doct.</i> P 41. Fig. 3.2, (I, J, KL)</p>
	
 <p>100 µm</p>	

Fig. 29: Illustration de l'espèce *G. scitula* de bassin du Bas Chélif (Algérie).



---

***Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri, 1971**

**Synonymie**

1971 *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri; p. 241, pl. 1, figs 1a-c.

1971 *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri ; D'onforio *et al.*, p. 187, pl. 1 ; figs. 4-5, pl. 2, fig. 2.

1985 *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri ; Iaccarino: p. 305, figs. 6. 5a-c.

1989 1985 *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri ; Sierro. 129 ; Pl. II, Figs, 5.

**Description:**

Le test est planoconvexe, sa partie spirale est fortement aplatie à légèrement courbée, la partie ombilicale est fortement bombée à une forme conique. On compte 4 ½ à 5 loges globuleuse au dernier tour séparées par des sutures bien incisées. Selon la première description de Catalano & Sprovieri (1971), l'espèce se compose de 4 à 5 loges dans le dernier tour. L'ombilic est grand, assez développé et profond avec une ouverture très ouverte et haute qui porte une lèvre moyenne. Le test est lisse.

Wernli. (1977) a placé les formes de cette espèce au voisinage de *G. scitula gigantea* sans pouvoir d'apporter des arguments phylogéniques entre elles à cause de la pauvreté des populations dans la coté d'Atlas Marocain. Cette espèce a été associée avec le group *G. miotumida* en Sicile selon Catalano & Sprovieri (1971). *G. suterae* possible qu'elle provienne de *G. scitula* par l'augmentation progressive de sa taille, le gonflement des loges et de la sphéricité de la périphérie axiale Iaccarino (1985).

**Répartition stratigraphique :**

FO (First Occurrence) la première apparition de cette espèce est 7.84 Ma dans la coupe de Gibliscemi et Falconara (Sprovieri *et al.*, 1999).

LO (Last Occurrence) : Cette espèce appartient au groupe *G. scitula* ; elle est commune du Tortonien supérieur au Messinien inférieur, précédant la crise de salinité - Iaccarino. (1985).

D'onforio (1975), a attribué l'espèce au sein de la sous-zone *Globorotalia suterae* qui s'étend de FO la première apparition de *G. suterae* et la première apparition de *G. conomiozea*.

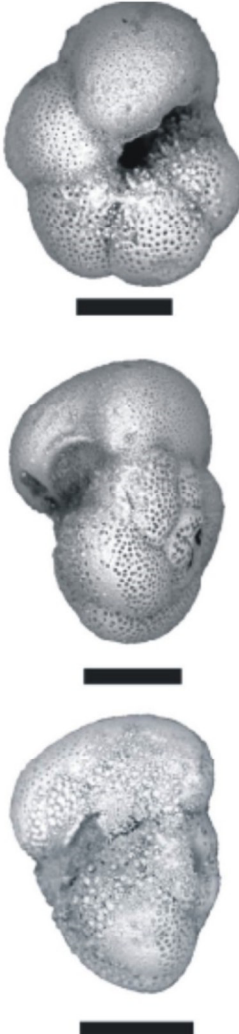
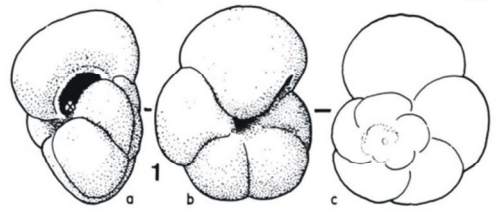
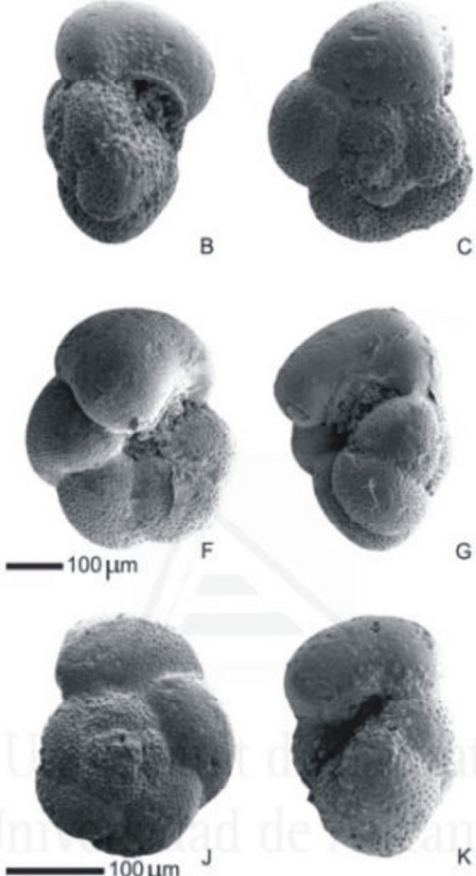
<i>Globorotalia suterae</i> Catalano & Sprovieri, 1971	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
 <p style="text-align: center;"><b>100 μm</b></p>	 <p>Source : Wernli (1977) Le Messinien à <i>Globorotalia conomiozea</i> (Maroc). <i>Eclogae geologicae Helvetiae</i>. Vol. 73/1. Pl. 3, Fig. 10 (vue latérale).</p>  <p>Source: Corbis. H.; 2010. Los foraminíferos de la Cuenca Neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo <i>thèse. Doc.</i> P. 43. Fig. 3. 4 B, C, F, G, J, K.</p>

Fig. 30: Illustration de l'espèce *G. suterae* de bassin du bas Chélif (Algérie).

***Globorotalia scitula ventriosa* Ogniben, 1958**

**Synonymie (Corbi)**

1958 *Globorotalia scitula ventriosa* Ogniben, pl. 11, figs. 3-4 ; pl. 15, figs. 3-5

1976 *Globorotalia ventriosa* Ogniben ; Berggren et Haq, p. 114, pl. VII, figs. 7-10.

1979 *Globorotalia ventriosa* Ogniben ; Serrano, p. 155, pl. XII, figs. 8-9 ; pl. XIII, figs. 1-2.

1979 *Globorotalia ventriosa* Ogniben ; Sierro, p. 127, pl. III, fig. 4-7.

**Description**

Le test est inégalement biconvexe à planoconvexe, le nombre de loges est de 4 ½ à 5 au dernier tour. La face ombilicale est moins bombée que celle de *G. suterae* et plus bombée que celle de *G. scitula*. L'ouverture est en arc basse qui lui permet de se distinguer de *G. suterae* Catalano & Sprovieri (1969).

**Stratigraphie**

Cati *et al.* (1968), distingue *G. ventriosa*/*G. nepenthes* comme une sous zone indépendante parallèlement à la base de la zone *G. menardii*.

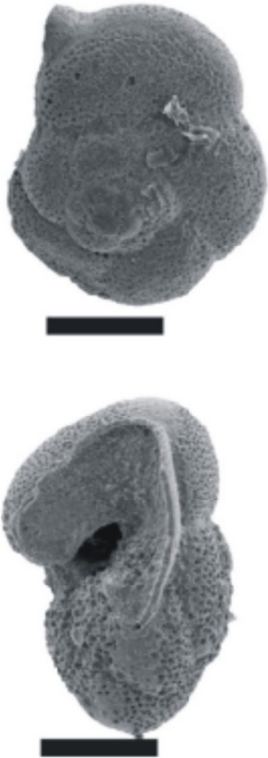
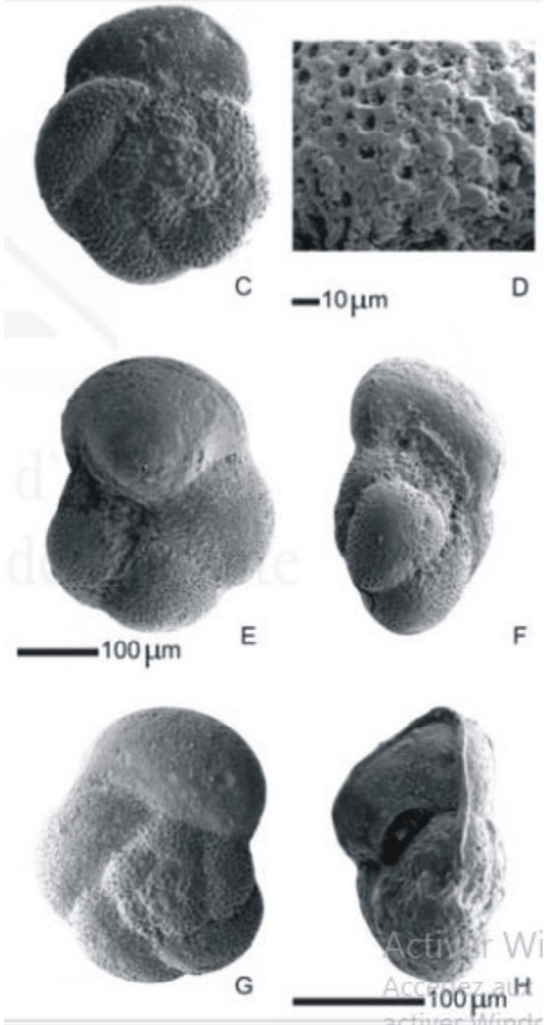
<i>Globorotalia scitula ventriosa</i> Ogniben, 1958	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
 <p style="text-align: center;"><b>100 μm</b></p>	 <p>Source: Corbis. H.; 2010. Los foraminíferos de la Cuenca Neógena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la crisis de salinidad del Mediterráneo <i>thèse. Doc.</i> P. 42. Fig. 3. 3. B, C, F, G, J, K.</p>

Fig. 31: Illustration de l'espèce de *G. ventriosa* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

I. 2.1.4. Le genre *Neogloboquadrina*

Sous ordre : GLOBIGERINA Blow, 1979

Super famille : GLOBOROTALIACEA Cushman, 1927

Famille : GLOBOROTALIIDAE Cushman, 1927

Genre : *Neogloboquadrina* Brady, Frerishs & Vincent 1927

***Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959)**

**Synonymie**

1959 *Globorotalia acostaensis* Blow, p. 208, pl. 17, fig. 106.

1967 *Globorotalia (Turborotalia) acostaensis*: Banner & Blow. P. 153, Pl. 3, fig. 1.

1967 *Globorotalia acostaensis*: Bizon. P. 41, pl. 1, fig. 6.

1969 *Globorotalia (T.) acostaensis acostaensis*: Blow. P. 344, pl. 33, fig. 2.

1971 *Globorotalia acostaensis acostaensis*: Mazzola, pl. 3, fig. 4-6.

1972 *Globorotalia acostaensis*: Bizon & Bizon, p. 12 toutes les figs.

1975 *Globorotalia (Turborotalia) acostaensis acostaensis* Blow : Yassini, *Riv. Ital. Paleont.*,  
81, pl. 14, fig. 10-12.

1977 *Globorotalia acostaensis acostaensis* : Wernli, pl. I, fig. 3.

1986 *Globorotalia acostaensis* (Blow) : Thunell, *Micropaleontology*, 25,n°4, p. 434, pl. 6,  
fig. 1-3.

1994 *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow): Van De Poel, *Strata*, sér. 2, 23, p. 81, pl. II, fig.  
12 a-b.

**Description**

Cette espèce est de petite à grande taille, de 200 à 400 µm avec une trochospire basse. Le nombre de loges est de 4 ½ à 5 au dernier tour. Les loges sont globuleuses et contiennent des perforations. Le test change son enroulement tantôt dextre tantôt senestre. La face spirale expose quatre dernières loges bien distinctes de l'ensemble de loges.

La face ombilicale présente un ombilic peu profond, étroit à modérément ouvert. L'ouverture est intério-marginale et prend la forme d'une fente avec une lèvre plus ou moins épaisse.

*G. continuosa* est considérée comme étant sa forme ancestrale (Wernli, 1977)

### **Distribution géographique**

Tropicale à subtropicale chaude ainsi des bases latitudes. (Kennett & Srinivasan 1983).

### **Stratigraphie**

FCO de l'espèce à 10.55 Ma (Tortonien), jusqu'au 0.61-1.88 Ma, l'étage Tortonien supérieure Chaisson & Pearson (1997).

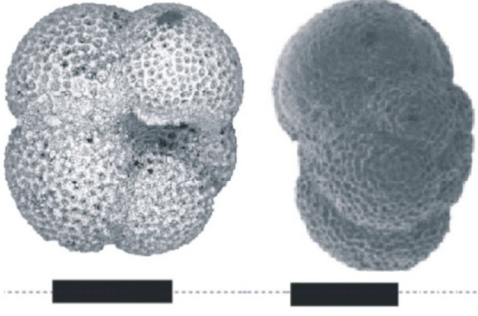

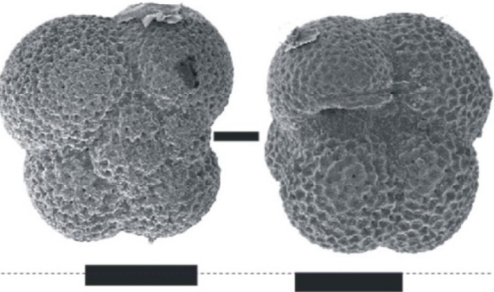
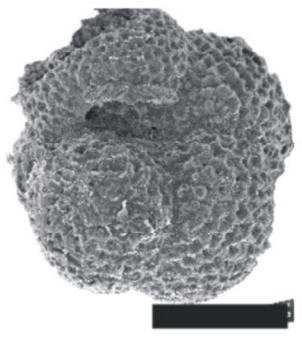

<b><i>Neogloboquadrina acostaensis</i> (Blow, 1959)</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
 <p style="text-align: center;"><i>N. acostaensis</i> Sn</p>	 <p>File name: Blow 1969 pl09 f13-15.JPG Caption in source: <i>Globorotalia (Turborotalia) acostaensis acostaensis</i>; new drawing of holotype Status: holotype</p>
  <p style="text-align: center;"><i>N. acostaensis</i> Dx</p> <p style="text-align: center;">100 µm</p>	 <p>File name: Blow 1959 pl16 f107.JPG Status: paratype</p>

Fig. 32: Illustration de l'espèce *N. acostaensis* du bassin du Bas Chélif (Algérie).



---

***Globorotalia humerosa* TAKAYANAGA et SAITO, 1962**

**Synonymie**

- 1962 *Globorotalia humerosa* : Takayanga & Saito. Sc. Repts. Sendai. Tohaka, Univ., ser. 2 (Geol), Spec. Vol. n° 5, p. 78, pl. 28, fig. 1a-c.
- 1969 *Globorotalia humerosa*: Blow, p. 2-33, fig. 4-9, pl. 3-4, fig. 1-3.
- 1970 *Globorotalia dutertrei humerosa*. Bolli, pl. 2, figs. 4-6.
- 1971 *Globorotalia humerosa*: Bizon et Bizon, p. 32-33, figs, 8-14.
- 1971 *Globorotalia acostaensis humerosa*: Mazzola, p. 808, fig, 7-9.
- 1977 *Globorotalia humerosa*: Wernlii. Pl. 1, fig. 4.
- 1986 *Neogloboquadrina humerosa* Takayanga & Saito: Belkebir Thèse Univ. Aix Marseille L, p. 133.

**Description**

L'espèce a une trochospire basse, elle a 5 à 6 ½ au dernier tour et en accroissement ascendante dans leur taille. La face spirale, légèrement convexe à plane, présente des loges bien distinctes, et des sutures radiales moins incisées et déprimées. La face ombilicale a un ombilic moins profond et une ouverture étroite en fente intériomarginale à extra-ombilicale. *N. humerosa* diffère de *N. acostaensis* par un test plus ouvert au niveau de dernier tour et de *N. dutertrei* par des loges moins comprimées et moins hautes.

**Stratigraphie**

Tortonien supérieur jusqu'à l'actuel.

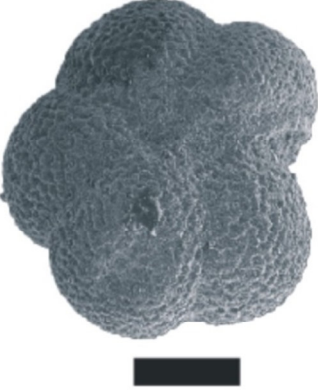
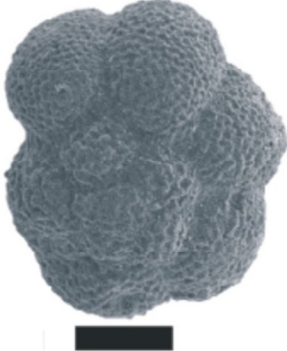
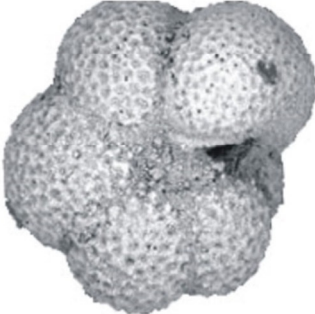

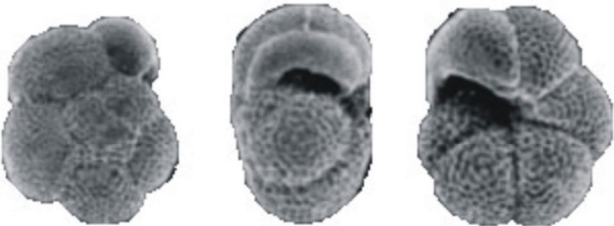
<b><i>Globorotalia humerosa</i> TAKAYANAGA et SAITO. 1962</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
   <p style="text-align: center;">100 µm</p>	 <p>File name: TakayanagiSaito1962-pl28f1.jpg            Caption in source: <i>Globorotalia humerosa</i>            Status: <b>holotype</b></p>  <p>File name: K_S 1983 48-4.JPG            Image Source: Kennett &amp; Srinivasan 1983            Caption in source: <i>Neogloboquadrina humerosa</i></p>

Fig. 33. Illustration de l'espèce *N. humerosa* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

***Globorotalia dutertrei* (D'Orbigny, 1939)**

**Synonymie**

1939 *Globigerina dutertrei* d'Orbigny : INR. *De la SAGRA, Hist. Polit. Nat. De l'île de Cuba.*, p. 84, pl. 4, figs. 19-24.

1960 *Globorotalia dutertrei* : Banner et Blow, p.11, pl. 2, fig. 1.

1971 *Globorotalia duterrei* : Bizon et Bizon, p. 33, fig. 15-18.

1977 *Globigerina dutertrei* : Wernli, pl. 1, fig. 5.

1979 *Neogloboquadrina dutertrei* d'Orbigny : Thunel, *micropaléontologie*, 25, n°4, p. 432, pl. 5, fig. 1-3.

**Description**

Le test *N. dutertrei* diffère de *N. acostaensis* et *N. humerosa* par un enroulement en trochospire haute et des loges très compressées l'une dans l'autre, qui évoluent en accroissement rapide. La dernière loge le plus souvent est incomplète. On compte 5 à 7 loges au dernier tour. La taille de l'espèce est moins grande que *N. humerosa* et présente des fois une forme globuleuse. Les sutures sont légèrement courbées à radiées. L'ouverture est étroite sous forme d'une fente extraombilicale portant une lèvre épaisse très évidente.

**Stratigraphie**

Tortonien supérieur jusqu'à l'actuel

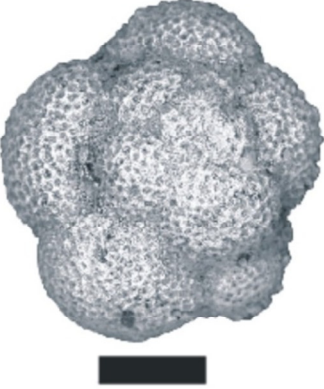
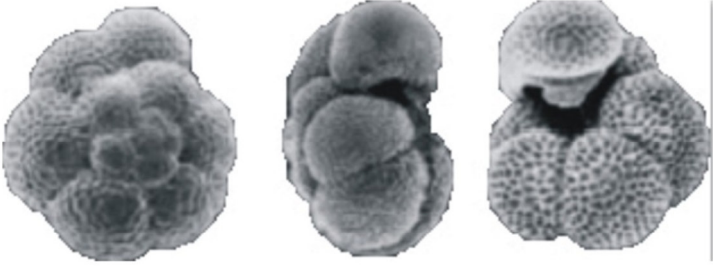
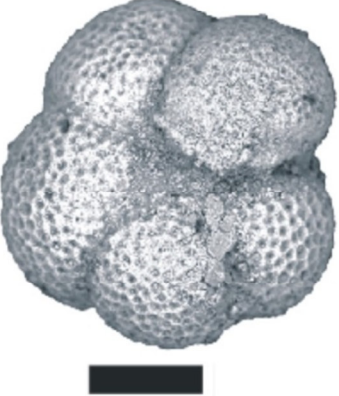


<b><i>Globorotalia dutertrei</i> (D'Orbigny, 1939)</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
	 <p>Image Source: Kennett &amp; Srinivasan 1983, 48-7.JPG Caption in source: <i>Neogloboquadrina dutertrei</i></p>
	 <p>File name: Soldan et al 2014 f01-01.JPG Image Source: Soldan et al. 2014 JFR Pearsonites novgen Caption in source: <i>Neogloboquadrina dutertrei</i>;</p>
	

Fig. 34: Illustration de l'espèce de *N. dutertrei* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

## II.2. 1. 5. Le genre : *Globigerinella*

### *Globigerinella obesa* Bolli, 1957

#### Synonymie

1957 *Globorotalia obesa* Bolli : U. S. Nat. Mus. Bull., 215, p. 119, pl. 29, figs. 2a-c.

1972 *Globorotalia obesa* Bolli : Bizon & Bizon, *Edit. Technip*, Paris, p. 100, figs. 1-3.

1983 *Globorotalia obesa* Bolli : Kennet et Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 134, pl. 59, fig. 3-5.

#### Description

Le test a une trochospirale basse, possède 4 loges au dernier tour et qui s'accointent rapidement. Les loges sont globuleuses où la dernière loge représente plus de 1/3 de l'ensemble de la taille du corps. L'ouverture est intériomarginale à extraombilicale qui prend une forme plus ou moins arrondie et légèrement allongée. Sur la face spirale, les sutures sont radiales à faiblement incurvées et déprimées, les loges paraissent emboîtées les unes aux l'autres.

*G. obesa* est rare dans de nombreuses faunes de l'Oligocène supérieur Van Eijden & Smit (1991)

*G. obesa* se distingue de la *Tenuitella munda* du Miocène inférieur par sa taille plus importante et sa paroi plus perforée grossièrement. Ainsi, les loges sont plus gonflées et plus enveloppantes que celles de *G. calida* Chaisson & Leckie (1993).

#### Stratigraphie

Miocène inferieur à l'actuel.

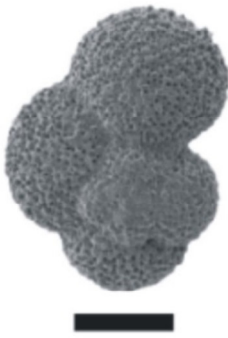



<b><i>Globigerinella obesa</i> Boli, 1957</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
	 <p>File name: Bolli1957 pl29-02.JPG  Image Source: "Bolli 1957 chap 5 of Bolli et al. 1957 USNM Bulletin 215 (Oligo-Miocene, Cipero &amp; lengua Fms., Trinidad)"  Status: holotype</p>
 <p style="text-align: center;">100 µm</p>	 <p>File name: K_S 1983  Image Source: Kennett &amp; Srinivasan 1983, 59-3.JPG  Caption in source: <i>Globigerinella obesa</i></p>

Fig. 35: Illustration de l'espèce *Globigerinella obesa* du bassin du Bas Chélif (Algérie).

---

***Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny, 1839)**

**Synonymie**

1839 *Globigerina siphonifera* d'Orbigny. d'Orbigny : pl. 4, figs. 15-18

1884 *Globigerina aequilateralis* Brady. Brady : pl. 80, figs.18-21

1982 *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny) ; Van Der Zwaan, Pl. 12, fig. 11.

1983 *Globigerinella aequilateralis* (Brady) ; Kennett et Srinivasan, p. 238, pl. 60, figs. 4-6.

1960 *Hastigerina (Hastigerina) siphonifera* d'Orbigny. Banner & Blow : figs. 2, 3

1990 *Globigerinella siphonifera* d'Orbigny. Vincent & Toumarkine : p. 830 pl.1, figs. 16,17.

**Description**

Le test à trochospire bas presque planispiralé qui présente un net enroulement des spires (évolutive). La périphérie équatoriale distinctement lobée et la périphérie axiale largement arrondie. Les loges sont globulaires à sous-globulaires de 5 à 6 loges en accroissement rapide à la spire finale. Les sutures sont radiales et déprimées.

La surface est couverte par des poils très fins et une dense perforation avec des épines simples et arrondies, qui deviennent triradiées en croissance. La surface à des pores circulaires et uniformément où les espaces interpores sont presque lisses. L'ouverture dans le grand arc équatorial est intériomarginale sans lèvre et sans rebord (Kennett & Srinivasan 1983).

**Stratigraphie**

La base du (Serravallien Kennett et Srinivasan 1983) (enregistré comme *G. Aequilateralis*). L'espèce est existante jusqu'à l'actuel, selon Working Groups – Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR WG138).

**Distribution géographique:** tropicale à tempérée. Latitudes basses à moyennes (Aze *et al.* 2011) *in* Kennett & Srinivasan (1983).



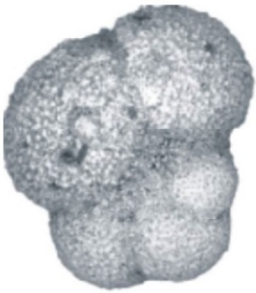









<b><i>Globigerinella siphonifera</i> (d'Orbigny, 1839)</b>	
Espèces du bassin du Bas Chélif	Exemples de (Quelques références)
 	 <p>File name: dOrbigny 1839Cuba pl4 f15-18.JPG Caption in source: <i>Globigerina siphonifera</i></p>
 	 <p>File name: Loeblich &amp; Tappan 1994 pl200 07-10.JPG</p>
 	 <p>File name: Weiner2015 f12 5-7.JPG Caption in source: <i>Globigerinella siphonifera</i></p>
	

Fig. 36: Illustration de l'espèce *Globigerinella siphonifera* de bassin du Bas Chélif (Algérie).

**II. 2- Les espèces associées aux espèces index (marqueures)**

**Super-famille des GLOBIGERINACEA Carpenter, Parker & Jones, 1862**

**Famille des GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker & Jones, 1862**

**Sous-famille des GLOBIGERININAE Carpenter, Parker & Jones, 1862**

**Genre : Globigerina d'Orbigny, 1826**

***Globigerina apertura* CUSHMAN, 1918**

1918- *Globigerina apertura* Cushman, *U. S. Géol. Bull.* n° 676, p.57, pl.12, fig. 8 a-c.

1965- *Globigerina riveroae*: Bolli et Bermudez, p. 137.

1969- *Globigerina bulloïdes apertura* : Blow, pl. 12, fig. 28.

1979- *Globigerina bulloïdes apertura* : Wernli, pl. 2, fig. 3-4.

1983- *Globigerina (Zeaglobigerina) apertura* Cushman. Kennett & Srinivasan : p.44 pl. 8; fig. 4-6.

1985- *Globigerina apertura* Cushman. Iaccarino : p.301 figs. 5.9; 4

1993- *Globigerina apertura* Cushman. Chaisson & Leckie : p.169 pl. 1; fig. 6.

L'espèce compte 4 loges sur la face ombilicale au dernier tour, la face spirale est plus ou moins bombée. La forme en générale est caractérisée par une ouverture demi-circulaire et une trochospire plus haute que *Globigerina bulloïdes*. Elle était considérée comme la sous-espèce de *Globigerina bulloïdes* (Blow, 1969). L'ouverture avec sa largeur reste un (critère) élément décisive de distinguer cette espèce appart. Les caractéristiques de *G. apertura* rappellent celles de *G. woodi* et les analogies sont si étroites que Jenkins (1960) a signalé l'existence de formes intermédiaires (*in*. Iaccarina, 1985). Anisi, Colalongo *et al.* (1979b) ont illustré des formes intermédiaires appelées *Globigerina woodi apertura*.

---

***Globigerina bulloïdes* d'ORBIGNY, 1926**

1826- *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY: p. 3 pl. 1, figs. 1-4

1972 *Globigerina bulloides* : Bizon et Bizon : P ; 156, FIG. 1-3

1975- *Globigerina bulloides* D'Orbigny: Yassiny, RIV. ITAL. PALEONT., 81, PL.13, FIG. 7 9.

1980 *Globigerina bulloides* : Wernli, pl. 3, fig. 10-11.

1990 *Globigerina bulloides* D'Orbigny. Vincent & Toumarkine : p. 796.

Cette espèce est caractérisée par sa taille qui est généralement grande plus de 450 µm. Le test a une trochospire basse, on compte 4 loges au dernier tour. Les deux faces spirale et ombilicale ne sont pas assez bombées, où la face spirale est presque plate. Les sutures sont légèrement courbées et incisées. L'ouverture en demi-arc sans bourrelet bien distincte. *G. bulloides* s'est développé au Miocène moyen, où il chevauche son ancêtre *G. praebulloides*. Dans cette espèce, la taille des loges augmente rapidement, ce qui donne une forme de test plus allongée avec une ouverture cintrée plus haute et plus asymétrique Rögl (1985). Des variations existent dans la hauteur et la largeur de l'ouverture et dans la taille de la loge finale Srinivasan (1975). Cette espèce est présente du Miocène moyen au Pléistocène; Les formes du Miocène, en particulier, sont beaucoup plus petites que les formes de l'eau tempérée. Espèces similaires: Il n'y a pas de bourrelet épais autour de l'ouverture et le test est finement perforé ce qui distingue cette espèce de *Globigerina woodi* et de *G. apertura*. *G. bulloides* est moins ellipse que *G. praebulloides* Chaisson et Leckie (1993).

***Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI et SAITO, 1962**

1962- *Globigerina druryi decoraperta* Takayanagi et Saito, Tohoku univ., Sc. Rept., Sendai ser. 2 (Geol.), soec. bp. 28., fig. 10a-c.

1971- *Globigerina woodi decoraperta*: Jenkins, pl. 16, fig. 502-504.

1985- *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito: Iaccarino, p. 302, pl. 301, fig. 5 a-c.

1986- *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito: Belkebir, p. 114, pl. I, fig. 7.

Cette espèce a évoluée à partir de *Globigerina druryi* (Belkebir, 1986). Elle a une taille moyen de 300 a 400 µm; elle compte 04 loges au dernier tour. La trochospire moyenne est haute. L'ouverture est l'élément diagnostic de cette espèce, elle est en arc circulaire bordé d'une lèvre en bourrelet.

Cette espèce est présente dans les deux coupes.

### ***Globigerina foliata* BOLLI, 1957**

1957- *Globigerina foliata* BOLLI : *U. S. Nat. Mus. Bull.*, 215, p. 111, pl. 24, 1a-c.

1957- *Globigerina foliata* BOLLI. Bolli : p.111 pl. 4, figs. 1a-c.

1959- *Globigerina foliata* : BLOW, pl. 10, fig. 42.

1962- *Globigerina foliata* : Takayanagi & Saito, pl. 25, fig. 1.

1971- *Globigerina (Globigerina) foliata* : Jenkis ; pl. 10, fig. 466-468.

1976- *Globigerina foliata* BOLLI. Quilty : p.669 pl. 2, figs. 19-20.

Le test a une trochospire basse et une périphérie équatoriale fortement lobée. La paroi a test calcaire est très finement piquée. On compte 4 loges au dernier tour qui est plus grande que les précédentes et présente parfois une légère déformation. La taille de ces loges sont globulaires qui s'accroissent rapidement. Les sutures sont plus ou moins profonds et faiblement courbées qui séparent les loges l'une a l'autre donnant un contour lobé en vue ombilicale. Elles sont sur le côté spiral radial, profondément déprimées, et radial sur le côté ombilicale. L'Ombilic est assez petit où l'ouverture en arc moyenne à basse, souvent avec une lèvre fine interiomarginal à ombilical.

**Répartition stratigraphique** : Miocène supérieur-Pliocène inférieur

### ***Globigerina praebulloïdes* BLOW, 1959**

1957- *Globigerina cf Trilocularis* d'orbigny: Bolli, pl.22, fig. 8. 9.

1959- *Globigerina Praebulloïdes* Blow: *Bull. Amer. Pal.*39, n°178, p.180, pl.8-9,

fig. 47a-c; fig.48.

1973- *Globigerina bulloides trilocularis*: Deshayes: Collen et Vella, pl. 2, fig. 8.

1980- *Globigérine praebulloïdes praebulloïdes*: Wernli, pl.3, fig. 12.

Le test a une forme subréctangulaire en trochospire basse qui donne une face spirale assez plate. L'espèce présente généralement 4 loges au dernier tour. Les tailles des loges sont ovales, peu gonflées mais pressées et souvent légèrement enveloppantes, s'accroissent rapidement de sorte que le profil équatorial du test apparaît nettement allongé dans la direction de la dernière loge, où cette dernière forme la moitié du test.

Les sutures des côtés spiral et ombilical sont déprimées mais plutôt superficielles, radiales à légèrement incurvées. L'ombilic est petit et moins profond où l'ouverture est un demi-cercle bas à modérée, intérior marginal ou ombilical.

L'espèce est présente dans les deux coupes surtout dans leur partie basale des marnes bleues.

### ***Globigerina sallentina* DALLAN, GIANELLI et SALVATORINI 1968**

*Globigerina sallentina* : Dallan, Gianilli et Salvatorini, p. 571 ; pl. 1, fig. 1-8.

*Globigerina sallentina* : Satalano et Sprovieri . 1969. pl. 1 fig. 2.

*Globigerina sallentina* : Baroz et Bizon, 1974. pl. 5, fig. 15.

La particularité de l'ouverture de cette espèce la rend facile d'être déterminée. Celle-ci est en arc très allongée de sorte qu'elle apparaît plus haute que large et un peu rétrécie à la base. Elle est de trois loges et demi  $3 \frac{1}{2}$  sont visibles dans la face ombilicale. Le Profil est équatorial avec allongement dans la direction de la dernière chambre. Les loges sont légèrement comprimées ventralement et s'accroissent rapidement où la loge terminale présente une dissymétrie claire du côté dorsal. Sutures faiblement déprimées, presque droites sur la face dorsale et ventrale. L'Ouverture est ombilicale, légèrement arquée, légèrement dissymétrique, tendant à se fermer à la base, bordée par un épais bourrelet.

Cette espèce est peu fréquente, elle apparaît surtout dans les marnes bleues des deux coupes.

***Globigerina quinqueloba* Natland, 1938**

1938 *Globigerina quinqueloba* Natland, p. 149, pl. 6, fig. 7

1970 *Globigerina quinqueloba egelida* Cifelli y Smith, p. 32, pl. 3, figs. 4-7.

1973 *turborotalia quinqueloba lingulata* Collen et Vella, p. 22, pl. 4, fig. 9.

2000 *Globigerina quinqueloba* Natland; Baggley, pl. 3, fig. 15.

Test de petite taille en trochospire basse et en forme trapézoïdale. Il est composé de cinq loges qui sont gonflées, et qui augmentent assez rapidement. La paroi est rugueuse, ainsi les sutures sont déprimées. L'ouverture une est fente allongée avec une lèvre recouvrant l'ombilic presque complètement.

***Globigerina falconensis* BLOW, 1959**

1959- *Globigerina falconensis* BLOW: Bull. Amer. Pal. Ithaca, N. Y. 39, n° 178, p. 177.

1959- *Globigerina falconensis* BLOW. Blow: p. 177 pl. 9 figs 40a-c, 41.

1976- *Globigerina falconensis* BLOW. Quilty: p.669 pl. 2, figs. 17-18.

1983- *Globigerina (Globigerina) falconensis* BLOW. - Kennett & Srinivasan: p. 40 pl. 7, figs 1-3.

1985- *Globigerina falconensis* BLOW. IACCARINO: p.301 figs. 5.2a-c; 4.

Cette espèce est caractérisée par sa lèvre qui est bien développée et qui peut couvrir entièrement la zone ombilicale, l'ouverture est intériomarginale. Elle compte quatre loges au dernier tour en trochospire basse. Au cours du temps, les lèvres deviennent moins épaisses et moins développées, ainsi l'ombilic s'ouvre de plus en plus. Les spécimens du Pliocène et du Miocène supérieur possèdent des tests et lèvres plus minces, l'ombilic apparaissent plus larges (Iaccarrino, 1985). A la base de cette tendance évolutive, Blow (1969) a distingué une *Globigerina falconensis* de *Globigerina typica* pour les formes les plus anciennes.

***Globigerina nepenthes* TODD, 1957**

1957 *Globigerina nepenthes* TODD. Todd: p. 301 pl. 78, fig.7.

1975 *Globigerina nepenthes* TODD - SRINIVASAN : p. 143 Pl. 1; Fig. 10-11

1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) nepenthes* .TODD. Kennett & Srinivasan : p.48 pl. 9;  
fig. 1-3.

1985 *Globigerina nepenthes* TODD. Bolli & Saunders: p. 201 figs. 25; 7,10, 11.

1993 *Globigerina nepenthes* TODD. Chaisson & Leckie: p. 169 pl. 1; fig. 12.

L'enroulement de *Globigerina nepenthes* commence d'une manière très serré jusqu'aux dernières loges qui deviennent plus spirales et montrent un contour allongé caractéristique. La forme de dernière loge est haute avec une grande ouverture généralement bordée d'un bourrelet épais. L'espèce peut montrer une variation morphologique considérable de la proximité du bobinage et de l'épaisseur du test ce qui a conduit à proposer un certain nombre de sous-espèces, comme les variations peuvent souvent être attribuées aux conditions environnementales et qu'elles semblent de peu de valeur stratigraphique Bolli & Saunders (1985). Le test est généralement allongé avec quatre loges globulaires dans le dernier tour arrangées de façon compactée et comprimée latéralement.

***Globigerina woodi* Jenkins, 1960**

*Globigerina woodi* Jenkins, 1960 : 352, pl. 2, fig. 2a-c.

*Globigerina (Zeaglobigerina) woodi* Jenkins. Kennett and Srinivasan, 1983:43, pl. 7,figs. 4-6.

*Globigerina woodi woodi* Jenkins. Basov and others, 1983:839, pl. 11, figs. 1-4.

*Globigerina (Globoturborotalita) woodi woodi* Jenkins. Chaproniere, 1988:129, pl. 1, figs. 1-15, 20-26; pl. 2, figs. 15-26.

Test à trochospire basse qui constituée de 3 loges globuleuses bien distinctes et de contour modérément globuleuse. Les loges subglobulaires symétriquement disposées autour de l'ombilic avec une grande ouverture ombilicale symétrique et arrondie, Elle est sous forme un grand arc arrondi symétrique. En vue spirale le test présente 3½ à 4 loges au dernier tour, l'accroissance de leurs tailles est rapide. Les sutures sont droites et déprimées. Dans la vue



ombilicale les loges sont légèrement emboîtées. L'ombilic est petit avec une ouverture ombilicale.

***Globigerina incompta* Cifelli, 1961**

1961- *Globorotalia incompta*: CIFELLI, p.83, pl.4, fig.1-7.

1968- *Globorotalia incompta*: SALVATORINE, pl.8, fig.6.

1969- *Globorotalia incompta* : VERACASALE. pl.10, fig.5.

Test a Trochospire basse qui constituée de 4 a 4 ½ loges bien distinctes et de contour modérément globuleuse. Les loges subglobuleuses sont disposées autour de l'ombilic. L'ouverture ombilicale est intériomarginale portant un bourrelet, la croissance de leurs tailles est relativement lente. Les sutures sont droites et déprimées. Dans la vue ombilicale, les loges sont légèrement bien distinctes.

**Genre : *Globigerinoïdes* CUSHMAN, 1927.**

Les formes appartenant a ce genre montrent une grande ressemblance avec ceux du genre *Globigerina*, elles sont bien distinguer par la présence de en moins d'une ouverture en plus secondaires sur la face spirale, comme elles sont en générale dans la même taille.

***Globirinoïdes bulloïdeus* CRESCENTI, 1966**

1966- *Globigerinoïdes bulloïdeus* Crescenti : Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante et confine marchigiano-abruzzese. Geologica Romana 5. p. 43, fig. 8, n°3, 3a, fig. 9.

1972- *Globigerinoïdes bulloïdeus*: Tjalsma & Wonder, pl. 1, fig. 3-5.

1980. *Globigerinoïdes bulloïdeus* : Wernli, pl. 4, fig. 2.

1983- *Globigerinoïdes bulloïdeus* Crescenti : Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 60, pl. 12, fig. 7-9.

1985- *Globigerinoïdes bulloïdeus* Crescenti : Belkebir, *Thèse 3 éme cycle*, pl. II, fig. 3.

2000- *Globigerinoïdes bulloïdeus* Crescenti : Boukli-Hacene, *Thèse Doct. Etat. Univ. Etat. Univ Prov.* pl. IV, fig. 3.

Test en trochospire basse à moyennement haute. Elle est plus large que haute avec 4 loges sphériques à subsphériques au dernier tour, qui s'accroissent rapidement dans la taille. Les sutures sur le deux côtés (spiral et ombilical) sont légèrement incurvées et compressées. L'ombilic large et profond, l'ouverture primaire est intériomarginale, ombilical en grand semi-arc circulaire bordée par une garniture distincte. La face spirale montre aussi une seule ouverture secondaire.

### ***Globigeronoïdes obliquus extremus*, 1969**

1969- *Globigerinoïdes obliquus extremus* Bolli et Bermudez: *Boll. Infor. Asoc. Venez. Geol. Miner. Petr.*, 8, n° 5, p. 139, pl. 1, fig. 10-12.

1969- *Globigerinoïdes obliquus extremus*: BLOW, p.324, pl.21, fig.2-3.

1973- *Globigerinoïdes obliquus extremus* Bolli & Burmudz : Cita & Gartner, *Riv. Ital. Paleont.* 79, pl. 52, fig. 1, 6.

1975- *Globigerinoïdes obliquus extremus*: Sat- Ntforth et al., fig. 165.

1983- *Globigerinïdes extremus* Bolli : Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 58, pl. 12, fig. 1-3.

1985- *Globigerinoïdes obliquus extremus* Bolli : Bolli & Saunders, *Cambridges. Univ. Press*, p. 194, fig. 20, 11 a-c.

1987- *Globigerinoïdes extremus* Bolli & Burmudz : Sierro, *Paleont. Neog. Huelva*, pl. VIII, fig. 4-5, pl. X. fig. 1-3.

Cette espèce a une trochospire haute, elle compte 4 à 5 loges bien distinctes au dernier tour où les trois premières loges sont plus comprimées. Le caractère spécifique c'est au niveau de la dernière loge avec une taille très réduite par rapport aux précédentes en a une forme comprimée obliquement d'une manière plus ou moins allongée. L'ouverture primaire est ombilicale, intériomarginale en semi-arc circulaire asymétrique. La face spirale présente la présence des petites ouvertures secondaires.

***Globigerinoïdes obliquus* Bolli, 1957.**

- 1957- *Globigerinoïdes obliquus* Bolli : *Us. Nat. Bull.*, 215, p. 113, pl. 25, fig. 10a-c.
- 1969- *Globigerinoïdes obliquus obliquus* : PERCONIG, p. 40, fig. 2, pl. 1, fig. 6-7.
- 1972- *Globigerinoïdes obliquus* : BIZON & BIZON, p. 221, fig. 6-8.
- 1977- *Globigerinoïdes obliquus obliquus* : WILDI & WERNLI, pl. 1, fig. 2.
- 1985- *Globigerinoïdes obliquus obliquus* Bolli : BOLLI & SAUNDERS, Cambridge. *Univ. Press*, p. 194, fig. 20, 12 a-c.
- 1987- *Globigerinoïdes obliquus* Bolli : SIERRA, *Paleont. Neog. Huelva*, pl. VIII, fig. 1-3.

Dans cette forme on compte 4 loges dans le dernier tour, enroulées d'une façon modérément compactée. La taille de la dernière loge est presque égale à l'avant dernière et régulièrement arrondie, non comprimée obliquement. L'ouverture primaire est ombilicale en arc légèrement abaissée bien allongée et symétrique. L'ouverture secondaire dessine un arc.

La forme de *Globigerinoïdes obliquus* est assez banale, non spécialisé, qui est certainement le point de début de *Gs. extremus* Wernli (1988).

***Globigerinoïdes ruber* d'ORBIGNY, 1939**

- 1839- *Globigerinoïdes ruber* d'Orbigny. : In R. De la Sagra, *Histoire physique, politique et naturelle de l'Ile de Cuba*. 8p. 82, pl. 4, fig. 12-14.
- 1960- *Globigerinoïdes ruber* d'Orbigny: Banner & Blow, *Cont. Cush. Fond. Form. Res.*, 11, p. 19, pl. 3, fig. 8a-b.
- 1973- *Globigerinoïdes ruber* : Cita et al., pl. 7, fig. 3, pl. 8, fig. 1-2.
- 1979- *Globigerinoïdes ruber* : Wernli, pl. 2, fig. 1.
- 1983- *Globigerinoïdes ruber* (d'Orbigny). : Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross Publ. Comp.*, p. 78, pl. 17, fig. 1-3.
- 1987- *Globigerinoïdes ruber* d'Orbigny: SIERRA, *Paleont. Neog. Huelva*, pl. IX, fig. 1.

Test en trochospire haute, compte trois loges sphériques au dernier tour. Les loges sont comprimées où le dernier est légèrement abaissé. Les sutures se présentent d'une façon droite. L'ombilic est réduit avec une ouverture primaire et intério-marginale en arc symétrique. La face spirale montre une ou deux ouvertures secondaires.

***Globigerinoïdes sacculifer* (Brady, 1877)**

1957- *Globigerinoïdes trilobus sacculifer* : BOLLI, pl. 25, fig. 5-6, text fig. 21, n<sup>o</sup> 4.

1975- *Globigerinoïdes quadrilobatus sacculifer* : Stainforth et al., fig. 137, n<sup>o</sup> 1-4, 6.

1977- *Globigerinoïdes sacculifer* BRADY : Géol. Mag. London, n. s. decade 2, n<sup>o</sup> 12, p. 535.

1983- *Globigerinoïdes sacculifer* (Brady): Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross Publ. Comp.*, p. 66, pl. 14, fig. 4-6.

1985- *Globigerinoïdes trilobus sacculifer* (Brady): Bolli & Saunders, *Cambridge Univ. Press*, p. 196, fig. 20, 13 a-b.

Test a bas trochospire, les loges sont sphériques sauf le dernier loge qui est le plus souvent allongée avec une forme plus ou moins conique sous forme d'un sac et parfois moins grand que les précédents. L'espèce a 3 ½ à 4 loges au dernier tour, qui s'accroissent lentement dans leur taille. Les sutures sur les deux côtés sont légèrement incurvées et déprimées. L'ombilic est étroit porte une ouverture primaire intériomarginale en arc bordée par une petite garniture. Les ouvertures supplémentaires sont importantes en nombre sur le côté spirale plus de deux le plus souvent.

***Globigerinoïdes trilobus* (REUSS, 1850)**

1950- *Globigerinoïdes trilobus* REUSS: Denksch. K. Akad. Wiss. Wien. 1, p.374, p. 147, fig. 11a-c.

1957- *Globigerinoïdes trilobus* REUSS: Bolli, *US. Mus. Bull.*, 257, p.1 12, pl. 25, fig.29.

1966- *Globigerinoïdes trilobus* (Reuss): Vervloet, Schotanus & Jens Utrecht NV, pl. X, fig. 1a-2c.

1975- *GLobigerinoïdes quadrilobatus triloba*: Stainforth *et al.*, fig. 138, n°4, 5.

1979- *Globigerinoïdes trilobus*: Wernli, pl.2, fig. 12.

1983- *Globigerinoïdes triloba* (Reuss) : Kennett & Srinivasan, Hutch. Ross Publ. Comp., p. 62, pl. 13, fig. 7-9.

Trochospire basse, constituée de 3 loges au dernier tour, subrectangulaire avec un contour peu lobé. Les 3 loges ont une forme subsphérique qui augmente rapidement en taille. La dernière loge allongée constitue généralement la moitié du test. Les sutures sont déprimées et droites sur les deux côtés. L'ombilic fermé et l'ouverture primaire est une fente allongée ombilico-extra-ombilicale. L'ouverture supplémentaire est une fente irrégulière le long de la suture en spirale.

#### ***Globigerinoïdes elongatus* d'Orbigny, 1826**

1826 *Globigerina elongata* D'ORBIGNY. D'orbigny : p.277

1960 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Banner & Blow : p.12 pl.3, figs.10a-c

1967 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Parker : p. 156 pl. 22, fig.4

1985 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Bolli & Saunders : p.193 fig. 20.4

1990 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Vincent & Toumarkine : p. 830 pl. 1, figs. 26, 27.

L'espèce a une trochospire haute, elle compte 4 à 5 loges au dernier tour, l'ouverture principale courbée en haut et placée symétriquement au-dessus des points de suture entre les deux loges précédentes. L'ouverture primaire est ombilicale, intérior marginale en semi-arc circulaire asymétrique. La face spirale présente des petites ouvertures secondaires. La loge finale est abaissée de manière asymétrique sur le côté, c'est seulement la loge et non pas la position de l'ouverture principale.

***Globigirinoïdes quadrilobatus* d'Orbigny, 1846**

1846 *Globigerina quadrilobata* D'ORBIGNY. D'Orbigny : p.164 pl 9 figs 7-10

1846 *Globigerina quadrilobata* D'ORBIGNY. D'Orbigny : p. 164 pl. 9, figs.7-10

1850 *Globigerina triloba* REUSS. Reuss : p.374 pl. 447, fig.11

1877 *Globigerina sacculifera* BRADY. Brady : p. 535

1884 *Globigerina sacculifera* BRADY. Brady : pl. 80, figs. 11-17

1939 *Globigerinoides sacculiferus* var. *immatura* LE ROY. LE ROY : p. 263 pl. 3, figs. 19-21.

Test à trochospire basse compte 3 ½ a 4 loges au dernier tour qui s'accroissent modérément en taille. Les sutures sur les deux côtés sont légèrement incurvées et déprimées. L'ombilic est étroit et allongé avec une ouverture primaire intériomarginale en arc portant un distinct bourrelet, La face spirale montre des ouvertures secondaires opposées à l'ouverture principale.

***Globigerinoides bolli* Blow , 1959**

*Globigerinoides bollii* Blow,1959, pl. 189 pl. 10. fig. 65.

*Globigerinoides bollii*: Wildi et Wernli, 1977, pl. 1, fig. 4.

*Globigerinoides bollii*: Blow, 1959, pl. 20, fig. 2, 3.

Le test est en forme ovoïdale, symétrique et de petite taille, le nombre des loges sont quatre au dernies tour qui en sont bien enroulées et assez compactées, les sutures sont très caractéristiques étroits et incisées. L'ouverture est rond un peu plus haute que large, comme elle porte une petite lèvre. L'ouverture secondaire est petite.

Elle diffère de *Globigerinoides obliquus* par la forme de ses ouvertures et par ses sutures incisées, de *Globigerinoides conglobatus* par sa taille et par l'unique ouverture spirale (Wernli, 1988).

***Globigerinoïdes seigliei* Bermudez & Bolli 1969**

*Globegironoïdes rubra seigliei* Bermudez et Bolli, 1969, p. 13, pl. 8, fig. 10-12.

*Globegironoïdes rubra seigliei* : Borsett et Cita, 1975, pl. 5, fig. 7-8.

*Globegironoïdes rubra* : wernli, 1980, pl. 1, fig. 3-7.

Cette espèce présente une forme subglobulaire bien arrondie, très allongée avec des ouvertures assez remarquables chez les dernières formes. Le nombre des loges varie d'une forme à une autre 4, 4 ½ et jusqu'à 6. L'ouverture primaire et en arc, elle est plus large que haute comme, et présente d'autres formes variables et irréguliers. L'ouverture secondaire est très petite comme elle peut présenter deux ouvertures. Les sutures sont très incisées des fois sinueuses.

***Globigerinoïdes conglobatus* (Brady, 1879)**

*Globigerinoïdes conglobata* Brady, 1879, in Banner & Blow. 1969, p. 6, pl. 4, fig. 4.

*Globigerinoïdes conglobatus* Bronnimann Resic, 1971. Pl. 11, fig. 1-3 et p. 1300, Fig. 17.

: Cifelli & Stren Benier, 1976, pl5, fig. 4.

*Globigerinoïdes conglobatus* : Bermudez et Bolli, 1959. Pl. 6, fig. 7-12.

*Globigerinoïdes conglobatus* : Cita et al., 1973. Pl. 7, fig. 1 et pl. 6, fig. 1-2.

Cette espèce est caractérisée par un test et avec une paroi granuleuse, épineuse en trochospire basse qui compte 3½ à 4 loges dans le dernier tour. Ce dernier est plus large que haut. L'ouverture primaire est en arc basse l'ouverture secondaire et petite en forme élongée. Les sutures sont fortement incisées surtout dans la face spirale.

*Globigerinoïdes conglobatus* diffère de *Globigerinoïdes elongatus* sa paroi épineuse, la position de l'ouverture sur la face ombilicale, et par sa spire qui est toujours basse (Wernli, 1988).



**Sous famille: ORBULININAE SCHULTZ, 1854**

**Genre: *Orbulina* d'ORBIGNY, 1839.**

***Orbulina bilobata* (d'Orbigny, 1846)**

1846 *Globigerina bilobata* D'ORBIGNY. D'ORBIGNY : p. 164 pl. 9, figs. 11-14

1941 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. PALMER : p. 286 pl. 28, fig. 3

1949 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. BERMUDEZ : p. 282 pl. 22, fig. 4

1956 *Biorbulina bilobata* D'ORBIGNY. BLOW : pp. 69-70 text-fig. 2, No. 16

1957 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. BOLLI : pl. 27, fig. 6

1975 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. SRINIVASAN : p.149 pl. 4; fig. 11

Le test de cette espèce est large et nettement bilobé. La paroi est clairement perforée. Les loges sont sphériques et disposées jusqu'à l'avant dernière. Au niveau de la dernière loge on observe que cette dernière enveloppe partiellement ou complètement les loges précédentes. L'ouverture est petite, répartie sur le mur de la dernière loge et le long des sutures. Ainsi le test possède de petites ouvertures dispersées sur toute la surface de la dernière loge a côté de petites ouvertures suturales secondaires.

***Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, 1951**

1951 *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN : *Cont. Cush. Lab. For. Res.*, 2, n° 4, p. 135, Text.

1945 *Candorbulina universa* JEDLITSCHKA. Cushman & Stainforth : p. 69 pl. 13, fig. 10

1951 *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN. Brönnimann : p. 135 "text-fig. 2, figs. 1-2; 5-8; 10, text-fig.3, figs. 3-8; 11; 13-16; 18; 20-22, text-fig. 4, figs. 2-4; 7-12; 15-16; 19-22"

1975 *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN. Srinivasan : p.149 pl. 4; fig. 10

1983 *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN. Kennett & Srinivasan : p.86 pl. 20; fig. 1-3.

1990 *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN. Vincent & Toumarkine : p.832 pl.3, figs.4-5

Test presque sphérique, loge finale n'enveloppant pas entièrement la première partie du test. Les loges ont une surface densément perforée. L'ouverture répartie sur la surface de la loge finale. Ainsi, les Ouvertures supplémentaires sont le long des points de suture qui séparent les loges finales de loges antérieures.

***Orbiluna universa* d'ORBIGNY, 1939**

1839 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. d'Orbigny : p.3 pl1 fig 1

1975 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Srinivasan : p.149 pl. 4; fig. 12

1983 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Kennett & Srinivasan : p.86 pl. 20; fig. 4-6

1985 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Bolli & Saunders : p.200 figs. 23.1, 24.2, 7,9,11

1990 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Vincent & Toumarkine : p.804

Test sphérique composé d'une seule loge sphérique, loge finale enveloppant entièrement la première partie du test, qui est généralement réduite. La forme de cette espèce est complètement enveloppé par l'avant dernière loge qui est sphérique qui est une surface densément perforée avec de nombreuses petites ouvertures de tailles distinctes.

Ce taxon est abondant presque dans toute la série des deux coupe étudiées.

---

## Chapitre IV : biostratigraphie

### I. Introduction

Au cours de ces dernières années, la standardisation de l'échelle chronostratigraphique globale du Néogène a connue une distincte progression qui est associée à l'évolution de l'échelle des temps géologiques Harland *et al.* (1990). C'est à partir des travaux de Berggren *et al.* (1985, 1995) sur l'échelle du temps astronomiquement du Néogène (Astronomical Tuned Neogene Time Scale « ATNTS »).

Le développement de multiples méthodes stratigraphiques, telle que la magnétostratigraphie, l'Astrostratigraphie (cyclostratigraphie/Orbitostratigraphie), la chimiostratigraphie et la biostratigraphie ont donné lieu à un nouveau cadre de définition pour la stratigraphie. La commission de point stratotypique mondial (PSM) (Global Boundary Stratotype Section and Point, GSSP) placent les coupes connues dans les étages du néogène méditerranéen ainsi que les critères fondamentaux utilisés pour l'identification de leurs bases (Hedberg 1976; Salvador 1994).

Le concept de GSSP a été formellement exprimé dans le Guide international de stratigraphie de Salvador (1994). En particulier, l'étage est, par définition, défini par sa limite inférieure qui est reconnaissable sur l'échelle globale et définie dans une section marine profonde.

En conséquence, tous les GSSP méditerranéens néogènes définis à ce jour, sont réglés de manière astronomique dans des coupes terrestres (à l'exception du GSSP Aquitainien) Fabrizio & Iaccarino (2011).

Les étages du néogène supérieur sont définis avec les anciens concepts de la stratigraphie dans le Nord et le Sud de l'Italie et dans le Sud de la France, comme suit (Fig. 37 & 38): Aquitainien (Sud-Est de la France), Burdigalien (Sud de la France), Langhien, Serravallien et Tortonien dans le Bassin tertiaire du Piémont (région du Piémont, Nord de l'Italie), Messinien en Sicile (Sud de l'Italie), Zanclean en Sicile (Sud de l'Italie). (Lirer *et al.*, 2011).

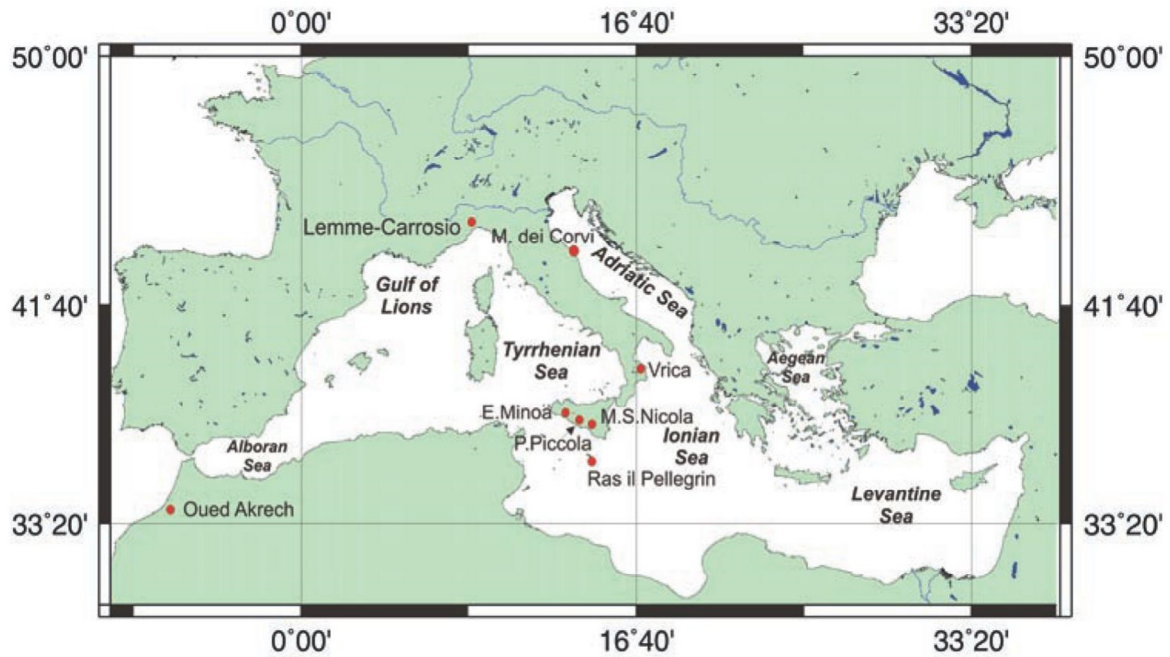


Fig. 37: Localisation des sites des stratotypes du Néogène supérieur (Fabrizio, 2011).

## II. Le Néogène supérieur

### II. 1. Le Serravallien

La commission de point stratotypique mondial (PSM) ou (GSSP) a décrit que la base de l'étage Serravallien (Miocène moyen) est définie dans la coupe de Ras il Pellegrin qui est située dans des falaises côtières le long de la baie de Fomm Ir-Rih sur la côte Ouest de Malte. La GSSP du serravallien se trouve à la base de la formation (Blue Clay) des marnes bleues (c'est-à-dire au sommet du lit de transition du calcaire à *Globigerina* supérieur). Cette limite entre les étages Langhien et Serravallien coïncide avec la fin de la grande étape de refroidissement global. Les isotopes de l'oxygène reflètent une augmentation importante du volume des glaces antarctiques, marquant la fin de la transition climatique du Miocène moyen et la transformation climatique de la Terre. Le facteur glacio-eustatique qui engendre la baisse du niveau de la mer correspond à la limite de séquence Ser1 de Hardenbol *et al.* (1998) et avec la limite de séquence TB2.5 de Haq *et al.* (1987). Cet événement est plus ou moins plus ancien que la dernière présence commune du nannofossile calcaire *Sphenolithus heteromorphus*, qui est considéré comme un critère de guidage pour la limite et appartient à la moitié la plus récente de Chron C5ACn. La GSSP est en accord avec les définitions du Langhien et du Serravallien dans leurs coupes stratotypiques respectives du Nord de l'Italie avec un âge astronomique de 13,82 Ma (Hilgen *et al.*, 2009).

## II.2. Le Tortonien

La GSSP de l'étage Tortonien définit la base par la limite entre les deux étages Serravallien et Tortonien des sous-séries du Miocène moyen et supérieur. Cette limite a été ratifiée et définie par l'UISG (Union International des Sciences Géologiques). La limite de la coupe type (stratotype) est celle de Monte dei Corvi (Italie), où la GSSP du Tortonien est officiellement situé au centre du sapropèle du cycle sédimentaire à petite échelle n° 76, près des dernières occurrences communes nannofossiles calcaires *Discoaster kugleri* et du foraminifère planctonique *Globigerinoides subquadratus* avec le subchron normal C5r.2n. (Hilgen *et al.*, 2005).

Le niveau de GSSP coïncide avec l'événement isotopique de l'oxygène Mi-5 et le niveau bas de glacio-eustatique associé du supercycle T3.1 et avec un hiatus marin concomitant profond NH4 qui est daté astronomiquement à 11,608 Ma (Hilgen *et al.*, 2005). La coupe du Mont de Gibliscemi est acceptée comme une limite auxiliaire du stratotype car la meilleure conservation des microfossiles calcaires dans cette section permet des analyses quantitatives ainsi la construction d'un enregistrement d'isotopes stables.

## II.3. Le Messinien

D'après Hilgen *et al.*, (2000), la GSSP de l'étage Messinien est défini par la base du Messinien entre les deux étages Tortonien et Messinien de la sous-série du Miocène supérieur. Cette limite a été définie et ratifiée par l'UISG (Union International des Sciences Géologiques). La coupe d'Oued Akrech (Maroc) est officiellement désignée le stratotype du Messinien. La limite de cet étage est à la base de la couche rougeâtre du cycle sédimentaire n° 15. Ce point coïncide étroitement avec la première présence (occurrence) régulière (FRO) du groupe *Globorotalia miotumida* de foraminifères planctoniques et la première occurrence (FO) du nannofossile calcaire *Amaurolithus delicatus*, et correspond à l'intervalle de polarité inversée qui correspond à C3Br.1r. La base de la couche rougeâtre et, ainsi, la GSSP Messinien correspond à un âge astronomique de 7,251 Ma.

## II.4. Le Zancien

La ratification faite par l'UISG qui a défini la base de l'étage de Zancien de la série pliocène et met fin à des années de controverse. La limite du stratotype est située dans la coupe d'Eraclea Minoa sur la côte Sud de la Sicile (Italie) à la base de la formation de Trubi. La base de GSSP de l'âge du Zancien est de 5,33 Ma dans l'échelle de temps calibrée

orbitalement (astronomiquement) et se situe dans la phase inversé le plus bas du Gilbert Chron (C3n.4r) inférieur au subchron normal de Thvera (John *et al.*, 2000).

### III. Les systèmes de biozonations du Néogène supérieure

Les études antérieures qui ont été réalisées sur la période du Néogène supérieure en Algérie, ont adopté la biozonation de Belkebir *et al.* (1996). Alors que, les études dans les autres bassins méditerranéen de la même période adoptent la biozonation de Iaccarino *et al.*, (2007) illustrée dans la figure 38.

#### III.1. Les biozones du Néogène de l'Algérie Nord occidentale

##### III.1. 1. Biozone à *Neogloboquadrina acostaensis*

cette biozone a été définie par Bizon & Bizon (1972), qui se localise entre la première présence (FOD) de *N. acostaensis* et la première présence (FOD) de *N. humerosa* et *N. dutertrei* au sommet.

Cette espèce est omniprésente dans les marnes bleues, elle est enregistrée uniquement dans la coupe d'Oued Derdoussa. Elle apparaît dès les premiers mètres de la formation marneuse au niveau des marnes cinéritiques au niveau de deuxième échantillon, cet interval correspond à la zone *N. acostaensis* selon Mazzola (1971) ; Bizon & Bozon (1972) ; Belkebir (1986). Ainsi, à la zone et les sous zones MMi11a et MMi11b selon Leuron *et al.* (2004) ; Iaccarino *et al.*, (2007). par conséquent, le premier niveau fait partie de MMi11a, et qui correspond à la biozone N16 de Blow (1969) attribuée au Tortonien.

Au Nord, plus précisément au niveau de Djebel Diss, Belhadji *et al.* (2008) ont signalé que l'intervalle correspond aux marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues. Les limites de cette biozone n'ont pas été repérées dans les coupes étudiées. En conséquence, il s'agit plutôt d'un biozone à *N. acostaensis* mais partiellement. Mazzola (1971) a mentionné que dans la partie occidentale du Dahra, les limites sont bien définies où le biozone est proportionnellement coïncide respectivement avec la parties supérieure et inférieure des biozones à *G. menardii* et *N. acostaensis*.

En générale, cet interval de néogènes comprendre les bioévénements suivants :

La FCO de *N. acostaensis*, LCO *Paragloborotalia partimlabiata*, LCO *Neogloboquadrina atlantica* (grand et petites tailles), le flux de *Globigerinoides extremus*, Le flux de *Globorotalia suterae* et *Globorotalia exserta* et Le changement d'enroulement Dx/Sn de *N. acostaensis* sont enregistrés dans le bassin de Bajo Segura d'après (Iaccarino *et al.*, 2001, Corbi *et al.*, 2016).

Les bioévénements suivants : la grande occurrence régulière « hro » (Highest regular occurrence) de *N. acostaensis* dx, la petite occurrence commune « lco » (Lowest common occurrence) de *G. menardii*, flux de *G. deinscens* et LCO de *C. parvulus* (Krijgsman et al., 1995) sont marqués respectivement dans les coupes de Gibliscemi en (Sicile) et Metochia dans l'île de Gavdos (Grèce).

Dans cette étude on enregistre qu'un seul bioévénement qui marque cette zone, il s'agit du changement d'enroulement Dx/Sn de *N. acostaensis* dans la coupe d'Oued Derdoussa. Belkebir *et al.* (2008) a signalé la présence de cette zone au niveau de la coupe de Djebel Meni, après la zone de sous biozone de Serravallien *Orbulina universa*.

### III.1.2. Biozone a *Neogloboquadrina humerosa* & *Neogloboquadrina dutertrei*

Cette zone est marquée par la première apparition de *Neogloboquadrina dutertrei* avec *Neogloboquadrina humerosa* et l'apparition de *Globorotalia mediterranea* (Crobi *et al.* 2010 ; 2012, 2016).

Cette zone est marquée dans les deux coupes, il est dans la coupe d'Oued Derdoussa à partir du niveau O. Dr 04 et dans la coupe de Djebel Meni à partir du premier échantillon Dj Mn 01 (juste après le niveau de cinérites). Ces deux parties correspondent aux marnes bleues.

Cette zone est équivalente à celle de :

*Neogloboquadrina dutertrei* Bolli (1966)

*Globorotalia tumida plesiotumida* de Blow et de Mazzola (1971).

*Neogloboquadrina dutertrei* et *N. humerosa* de Bizon (1972).

Elle correspond aussi à la N17 de Blow (1969) et la sous zones MMi12b (Leuron et al., 2004 ; Iaccarino et al., 2007).

Il faut noter que cette zone a été définie dans des travaux effectués antérieurement par Boukli. (1991); Hebib. (1995). Beladji *et al.* (2008). Elle est essentiellement dans les marnes bleues.

Dans notre étude le biozone de *N. humerosa* & *N. dutertrei* inclue plusieurs bioévénements qui ont été enregistrés aussi dans les différents bassins Néogènes Méditerranéennes :

FO la première apparition de *G. suterai*

Flux de *N. acostaensis* Dx

FO la première apparition *G. menardii* gr. II (dx)

LCO la dernière apparition commune de *G. menardii* gr. I (Sn).



FCO la première apparition commune *G. menardii* gr. II (dx).

LO la dernière apparition de *G. menardii* gr. I (Sn)

Changement d'enroulement de *G. scitula* gr. (Sn/Dx)

### III.1.3. Biozone à *Globorotalia mediterranea*

Définie par Bizon (1985), cette zone se situe entre la première apparition de la zone *Globorotalia mediterranea* a la base et la première apparition de *Globorotalia margaritae* au sommet.

L'espèce est enregistrée dans les deux coupes, elle-même est present dans la biozone de *N. humerosa* & *N. dutertrei*. En effet , afin d'enlever l'ambiguïté on a adopté la présence d'une manière régulière de l'ensemble du groupe de *Globorotalia miotumida*. Cette limite indique d'une part le sommet de la biozone de *N. humerosa* & *N. dutertrei* et la base de la biozone de *Globorotalia mediterranea*.

Les deux coupes d'Oued Derdoussa et celle de Djebel Meni montrent que cette biozone est limité au sommet par la formation gypseuse.

Au sein de cet interval on a enregistré quelques bioévénements :

LCO de *G. menardii* (dx) suivi par la dernière apparition LO de la même espèce.

Flux de *G. nicolae*.

LCO de *G. nicolae*.

Flux de *Globigerinella siphonifera* et *Globigerinella obesa*.

LCO *G. mediterranea*.

Le changement d'enroulement de *G. scitula* (sn/dx).

Augmentation du taux du pourcentage de stress tolérant taxa (espèces opportunistic).

## III.2. Biozonation Néogène du bassin Méditerranéen sur la base de foraminifère planctoniques (Iaccarino et al. (2007)).

### III.2.1. MMi 11. Zone de *Neogloboquadrina acostaensis*.

Elle est défini par la FRO de *N. acostaensis* et la FO de *Globigerinoides obliquus extremus* Iaccarino et Salvatorini (1982), et Foresi et al.(2001b). Elle correspond au subchron C5n.2n – Subchron C4r.2r. à partir de 10,55 Ma (Caruso et al., 2002; Lourens et al., 2004) à 8,37 Ma (Lirer et al., 2019). cette zone s'étend de 10,55 à 9,78 Ma dans la coupe de de Giblecemi a Sicile (Hilgen et al., 2000a ) et de 9,78 Ma à 8,37 Ma selon Lirer et al.

(2019). Elle est aussi défini dans la coupe de Monte dei Corvi (Hilgen et al., 2005; Hüsing et al., 2007).

Ces auteurs ont estimé que la limite inférieure de la zone *N. acostaensis* a connu la disparition de *P. siakensis* Foresi et al. (1998), Hilgen et al. (2000a). Mais, Iaccarino *et al.* (2011) et Sprovieri et al. (2002b) ont signalé la présence de ces deux taxons ensemble dans cette zone dans la région méditerranéenne.

### III.2.2. MMi 12. Zone de *Globigerinoides obliquus extremus*

L'intervalle est défini entre la FO de *Globigerinoides obliquus ex-tremus* et la FCO du groupe *G.miotumida* Iaccarino et Salvatorini (1982) et Iaccarino et al. (2007). A l'aide du calibrage magnétochronologique la zone correspond au Subchron C4r.2r -C3Br.1r. Cet intervalle prend l'âge de 8,37 Ma (Lirer et al. 2019) à 7,24 Ma (Lourens et al., 2004).

Le passage évolutif de *G. obliquus obliquus* à *G. obliquus extremus* est transitoire et progressif, donc il est parfois difficile de distinguer la FO de *G. obliquus extremus*. Cependant, il se produit dans un intervalle caractérisé par des spécimens abondants permettant l'observation de toutes les formes de transition (Lirer et al., 2019).

Deux sous-zones ont été distinguées :

#### MMi 12a. Sous-zone de *Globigerinoides obliquus extremus* – *Globorotalia suterae*

Défini entre la FO de *Globigerinoides obliquus extremus* et la FO de *G. suterae*. Cette sous-zone a été signalée dans la coupe de Gibliscemi (Sicile) où elle prend l'âge de 8.37Ma à 7.80Ma D'Onofrio et al. (1975) in Iaccarino et Salvatorini (1982) ; Iaccarino et al. (2007) et Lirer et al., (2019).

Dans la partie inférieure de cette sous-zone se trouvent la FO de *N. humerosa* et la LO *Neogloboquadrina atlantica praeatlantica* (Foresi et al., 2002a; Sprovieri et al., 2002b) et *Catapsydrax parvulus* (Foresi et al., 2001a).

### **MMi 12b. Sous-zone de *Globorotalia suterae***

Cet interval est entre la FO *G. suterae* et la FCO *G. miotumida* gr selon D'Onofrio *et al.* (1975) qui est modifié par Iaccarino *et al.* (2007).

L'interval est défini dans la coupe de Gibliscemi (Sicile), ainsi dans la coupe de Monte Dei Corvi Hüsing *et al.* (2009). Il est daté de 7,80 Ma (ce travail) et à 7,24 Ma selon Lourens *et al.* (2004).

la LCO de *G. menardii* gr.I (enroulée sinistre) et la FCO de *G. menardii* gr.II (dextre) sont présentes dans cette sous-zone respectivement à 7,51 Ma et 7,36 Ma (Hilgen *et al.*, 2000b; Lourens *et al.*, 2004).

### **III.2.3. MMi 13. Zone de *Globorotalia miotumida***

Cet interval se trouve entre la FCO *G. miotumida* gr. et la disparition des assemblages de foraminifères planctoniques qui est due à la crise de salinité Messinienne du bassin méditerranéen (base de la zone non distincte - ZDN). Cet biozone est décrit par Iaccarino *et al.* (2007). elle est signalé dans les coupes synthétiques d'Abad de SE de l'Espagne (Sierro *et al.*, 2001) et dans la coupe synthétique de Gibliscemi-Falconara Capodarso (Hilgen et Krijgsman, 1999). Le biozone est daté à partir de 7,24 Ma (Lourens *et al.*, 2004) à 5,99Ma (Sierro *et al.*, 2001) - 6,01 Ma (Blanc-Valleron *et al.*, 2002) qui correspond à subchron C3Br.1n - Chron C3r.

Quatre sous-zones ont été distinguées :

#### **MMi 13a. Sous-zone de *Globorotalia miotumida* gr -*Globorotalia nicolae***

L'interval est défini entre la FCO de *G. miotumida* gr. et la FO de *G. nicolae* Iaccarino *et al.* (2007). Il prene l'âge de 7,24Ma à 6,83Ma (Lourens *et al.*, 2004).

Dans cet sousbiozone on trouve que la LCO de *G. menardii* gr. II datée de 7,23 Ma (Hilgen *et al.*, 2000b) et la LO de *G. suterae* 7.16Ma.

**MMi 13b. Sous-zone de *Globorotalia nicolae***

Il est défini comme un interval d'extension de *G. nicolae* selon Iaccarino et al. (2007) et Lirer *et al.* (2019). Le sous-biozone est datée de 6.83Ma à 6.72Ma (Lourens *et al.*, 2004).

La distribution de cette espèce est bien documentée avec celle de *G. scitula*, Hüsing *et al.* (2009) et Di Stefano et al (2010) ont inscrit la limite supérieur de *G. nicolae* à 6,705 Ma et à un niveau inférieur à 6,72Ma, comme il est décrit par d'autres auteurs Sierro et al. (2001); Blanc Valleron *et al.* (2002) et Lourens *et al.*, (2004).

**MMi 13c. Sous-zone à *Globorotalia nicolae* -*Neogloboquadrina acostaensis***

Défini entre la LO *G. nicolae* et le changement d'enroulement de *N. acostaensis* (senestre à dextre) selon Iaccarino et al. (2007) et Lirer et al. (2019). Il est daté a 6.72Ma à 6.35 Ma (Lourens et al., 2004).

Krijgsman et al. (1999) et Sierro et al. (2001) ont mentioné que *T. multiloba* qui caractérise cette sous-zone, montre un premier flux avant le changement d'enroulement de *N. acostaensis* Sn / Dx.

**MMi 13d. Sous-zone de *Turborotalita quinqueloba***

L'interval se trouve entre le changement d'enroulement de *N. acostaensis* de senestre à dextre et la disparition des assemblages marins de foraminifères planctoniques dans le bassin méditerranéen due a la crise de salinité Messinienne (base de la zone non distincte - ZND). l'âge de cet interval est de 6.35Ma à 5.99Ma (Sierro *et al.*, 2001) – 6.01Ma (Blanc-Valleron *et al.*, 2002) de Messinien supérieur.

cette sous-zone a connu, un flux de *G. scitula* à 6.29Ma (Lourens et al., 2004), et un deuxième flux de *Turborotalia multiloba* à 6.226Ma (Sierro et al., 2001). Ainsi que deux courts flux *N. acostaensis* senestre à 6,13 Ma Blanc-Valleron *et al.*, (2002) et à 6,08Ma selon Lourens *et al.*, ( 2004). Le dernier flux de *T. multiloba* a été reconnu à 6,07 Ma (Blanc-Valleron *et al.*, 2002). L'assemblage de foraminifères planctoniques de cet interval est peu diversifié, du fait des conditions environnementales restrictives qui ont précédé la crise de salinité Messinien.

**NDZ zone non distinct** (Non Distinctive Zone)

L'intervalle est entre la disparition des assemblages de foraminifères planctoniques due à la crise de salinité Messinienne et de la réapparition de l'assemblage de foraminifères marins Iaccarino et Salvatorini (1982); Iaccarino (1985) et Foresi *et al.* (2001b). L'âge est de 5.99 Ma (Sierro *et al.*, 2001) ou 6.01 Ma (Blanc-Valleron *et al.*, 2002) jusqu'à 5.33 Ma qui correspond à Chron C3r. (Lourens *et al.*, 2004).

La présence de quelques espèces de petite taille au sein de cet intervalle a été interprétée par des incursions marines de temps en temps (Aguirre et Sánchez-Almazo., 2004; Braga *et al.*, 2006). D'autres auteurs ont interprété le phénomène par le remaniement de ces espèces (Iaccarino et Bossio, 1999; Fortui et Krijgsman, 2003; Bassetti *et al.*, 2006).

Cati et al. (1968)		Iaccarino & Salvadorini (1982) Iaccarino (1985)		Spaak (1983)		Cita (1975) emended in Rio et al. (1984)		Sprovieri (1992, 1993)		Foresi et al (1998)		Foresi et al (2001)		Sprovieri et al. (2002b)		Lourens et al. (2004)		Iaccarino et al. (2007)		Di Stefano et al. (2008) Iaccarino et al. (2011)		Lirer et al. (2019)			
Cati et al.	Bizon et al.	G. truncatulinoides excelsa		G. inflata (Interval 10)		G. inflata (MPI6)		G. truncatulinoides excelsa		G. truncatulinoides excelsa		G. truncatulinoides excelsa		MPI8		G. truncatulinoides excelsa (MPIe2)		G. calida		MPI7		G. truncatulinoides excelsa (MPIe2)		G. calida	
		G. cariacensis						G. cariacensis								G. cariacensis		G. cariacensis				G. cariacensis (MPIe1)		G. cariacensis	
	G. inflata / G. tosaensis		G. inflata		Interval 9		G. inflata (MPI6)		G. inflata		G. inflata		G. inflata		MPI6b		G. inflata (MPI6)		G. trunc.		G. inflata (MPI6)		G. trunc.		
	G. crassaformis		G. crassaformis s.l.		Interval 8		G. elongatus (MPI5)		G. elongatus (MPI5)		G. elongatus		G. elongatus		MPI5b		G. elongatus (MPI5)		G. bon.-G. infl.		G. bon.-G. infl.		G. bon.-G. infl.		
	G. aemiliana		G. aemiliana		Interval 7		Sphaeroidinell. subdehiscens (MPI4)		G. bononie.		G. bononie.		G. aemiliana		MPI5a		G. bononie. (MPI5)		G. bononie.		G. bononie.		G. bononie.		
	G. bonon.		G. punctulata		Interval 6		Sphaeroidinell. subdehiscens (MPI4)		G. planispira		G. planispira		G. aemiliana		MPI4b		G. margaritae - Sphaer. sl		G. crassaformis		G. crassaformis		G. crassaformis		
	Sphaeroidin. spp.		G. punctulata		Interval 5		G. margaritae (MPI3)		G. margaritae (MPI3)		G. margaritae (MPI3)		G. margaritae		MPI4a		G. margaritae (MPI4)		G. punctulata		G. punctulata		G. punctulata		
	G. margaritae		G. margaritae		Interval 3		G. margaritae (MPI2)		G. margaritae (MPI2)		G. margaritae (MPI2)		G. margaritae		MPI3		G. margaritae (MPI3)		G. margaritae		G. margaritae		G. margaritae		
	Sphaeroidinellopsid.		Sphaeroidinellopsid. seminulina s.l.		Interval 1		Sphaeroidinellopsid. spp. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. spp. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. spp. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. seminulina s.l.		MPI1		Sphaeroidinellopsid. sl. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. sl. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. sl. (MPI1)		Sphaeroidinellopsid. sl. (MPI1)		
			<b>Non Distinctive Zone</b>										<b>Non Distinctive Zone</b>				<b>Non Distinctive Zone</b>				<b>Non Distinctive Zone</b>		<b>Non Distinctive Zone</b>		
G. miocenica s.l.		G. conomiozea										G. conomiozea				G. conomiozea						G. conomiozea			
G. menardii		G. obliquus extremus		G. suteriae		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus		G. obliquus extremus			
Orbulina s.l.		G. ventriosa / G. nepenthes		G. globorotalia acostaensis		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.		G. globorotalia menardii s.l.			
G. trilobus		G. bispericus		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.		G. glomerosa s.l.			
G. dissimilis		G. altiaperturus / G. trilobus		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis		G. suturalis			
		G. primordius		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis		P. circularis			
		P. kugleri		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.		G. praem./G. periph.			
		P22		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.		G. univ./G. periph.			
				O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis			
				P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.		P. glomerosa s.l.			
				G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.		G. decorap.			
				P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri		P. mayeri			
				D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira		D. altispira altispira			
				O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis		O. suturalis			
				G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus		G. trilobus			
				G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.		G. dehis./C. diss.			
				P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri		P. kugleri			
				P22		P22		P22		P22		P22		P22		P22		P22		P22		P22			

Fig. 38. Tableau de corrélation biostratigraphique de la période Néogène basé sur les foraminifères planctoniques dans le bassin de Méditerranée (Lirer et al., 2019).

## IV- Analyse graphiques des associations

### IV.1- Etude de l'abondance des associations *Globorotalia*

#### IV.1. 1- Association de groupe *Globorotalia carénées*

##### IV.1.1.1- Le groupe *G. menardii*

#### A- La coupe d'Oued Derdoussa

Toutes les espèces de ce groupe ont été enregistrées dans la partie basale des marnes bleues. Les formations de la base des argiles rouges, les marnes conglomératiques et les marnes cinéritiques de la coupe sont complètement dépourvues de ce groupe. L'échantillon O. Dr 05 enregistre la première présence de groupe *G. menardii*. Le grand pourcentage est enregistré dans l'intervalle O. Dr 05 à O. Dr 9 où elles atteignent plus de 70% et dans l'intervalle O. Dr 34 à O. Dr 44, mais avec un taux moins important. On remarque aussi que *G. merotumida* est presque absente dans la partie sommitale. Le groupe dans son ensemble, sert de figurer les bioévénements suivants (Fig. 39):

- FCO *G. menardii* (Dx), O. Dr (03)
- LCO *G. menardii* (Sn), O. Dr (09)
- FCO *G. menardii* (Dx), O. Dr (30)
- LO *G. menardii* (Dx), O. Dr (42)
- LCO *G. menardii* (Dx), O. Dr (46)
- LO *G. menardii* (Dx), O. Dr (50)

#### B- La coupe de Djebel Meni

Le groupe de *G. menardii* se trouve principalement dans la formation des marnes bleues et la partie basale de l'unité inférieure de la formation des marnes diatomitiques. Ce groupe est aussi dominé par l'espèce de *G. menardii*, les autres espèces sont moins abondantes sauf en quelques niveaux où leur présence est remarquable et non pas dominante, exemple Dj Mn (24) avec l'espèce *G. merotumida*. On note la présence des bioévénements suivants (Fig. 40).

- FO *G. menardii* (Sn), Dj Mn (01)
- FCO *G. menardii* (Sn), Dj Mn (16)
- FO *G. menardii* (Dx), Dj Mn (17)
- LCO *G. menardii* (Sn), Dj Mn (31)
- FCO *G. menardii* (Dx), Dj Mn (42)
- LO *G. menardii* (Sn) Dj Mn (52)
- LO *G. menardii* (Dx) Dj Mn (52)



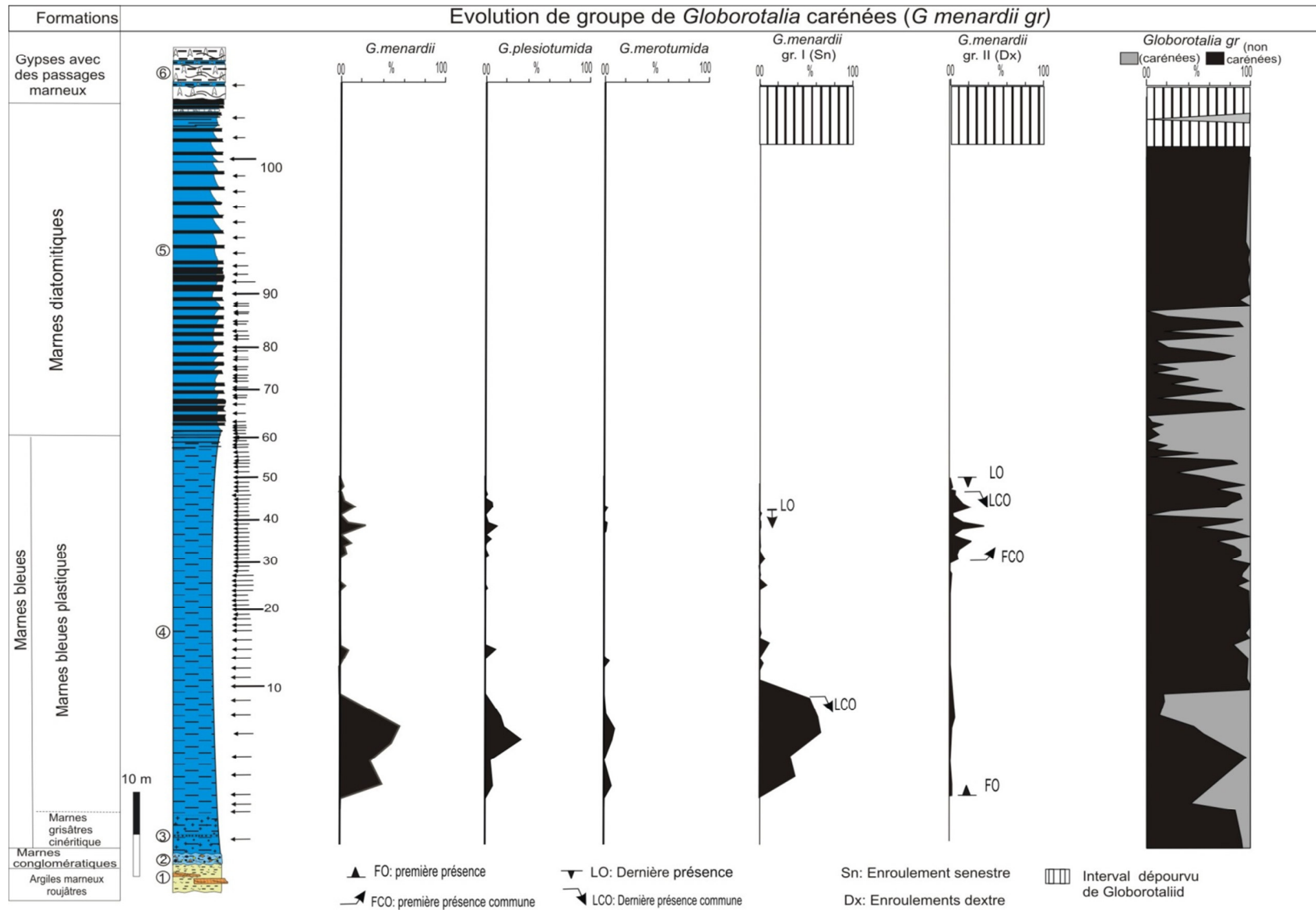


Fig. 39. Evolution du groupe de *Globorotalia* carénées (*G. menardii* gr) à Oued Derdoussa.

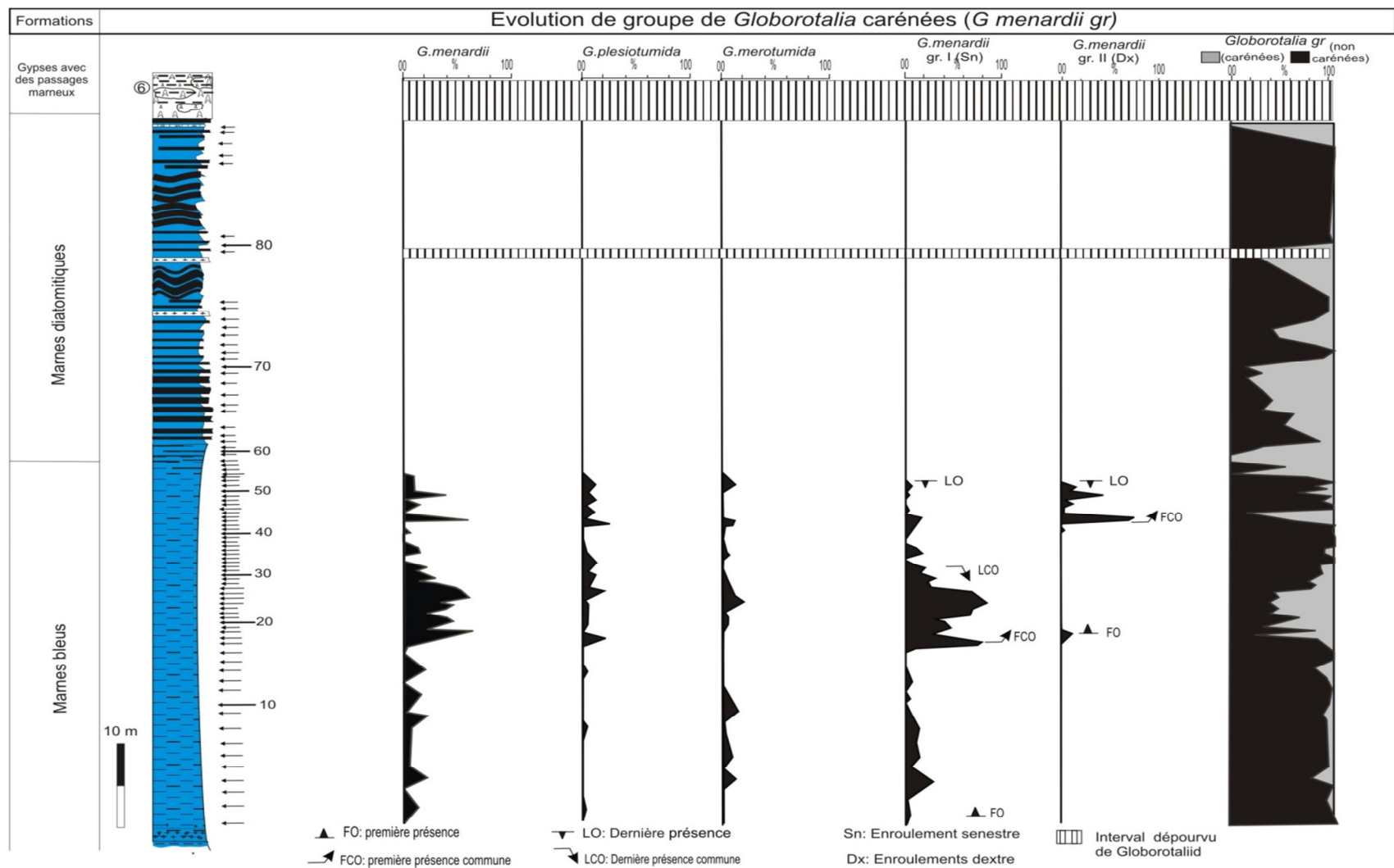


Fig. 40. Evolution du groupe de *Globorotalia* carénées (*G. menardii* gr) à Djebel Meni

#### IV.1.1.2- Le groupe *G. miotumida*

##### A- La coupe d'Oued Derdoussa

Ce groupe est représenté par les espèces suivant *G. miotumida*, *G. mediterranea*, *G. miotumida conomiozea* et *G. conoidea*. Le grand pourcentage est celui de deux premières espèces, le faible pourcentage ou bien les moins fréquents revient aux deux dernières espèces.

Dans notre coupe, ce groupe apparaît dès les premiers échantillons (O. Dr 4) avec la présence de l'espèce *G. miotumida*, mais le groupe se concentre d'une manière permanente dans la formation des marnes diatomitiques plus précisément dans l'unité inférieure. L'unité supérieure enregistre une diminution assez remarquable au-dessus des niveaux cinéritiques. On note aussi la présence de l'espèce de *G. mediterranea* dans les marnes bleues avec un pourcentage considérable. Les bioévénements enregistrés dans cette coupe sont comme suite (Fig. 41) :

FCO de *G. miotumida* plexus O. Dr 45

LCO de *G. miotumida* plexus O. Dr 85

LO de l'espèce *G. miotumida* O. Dr 92

##### B- La coupe Djebel Meni.

Les espèces de ce groupe dans cette coupe gardent la même tendance de leur fréquence. *G. miotumida* et *G. mediterranea* sont les plus abondantes et les deux autres espèces (*G. conoidea* et *G. miotumida conomiozea*) sont moins abondantes. L'unité inférieure des marnes diatomitiques se caractérise par rapporte du reste de la coupe par la présence des espèces les moins abondantes et ça est enregistrée aussi dans la coupe précédente (Fig. 42).

Les bioévénements enregistrés sont comme suites

FCO de *G. miotumida* plexus Dj. Mn 53

LCO de *G. miotumida* plexus Dj. Mn 70

LO de l'espèce *G. miotumida* Dj. Mn 81

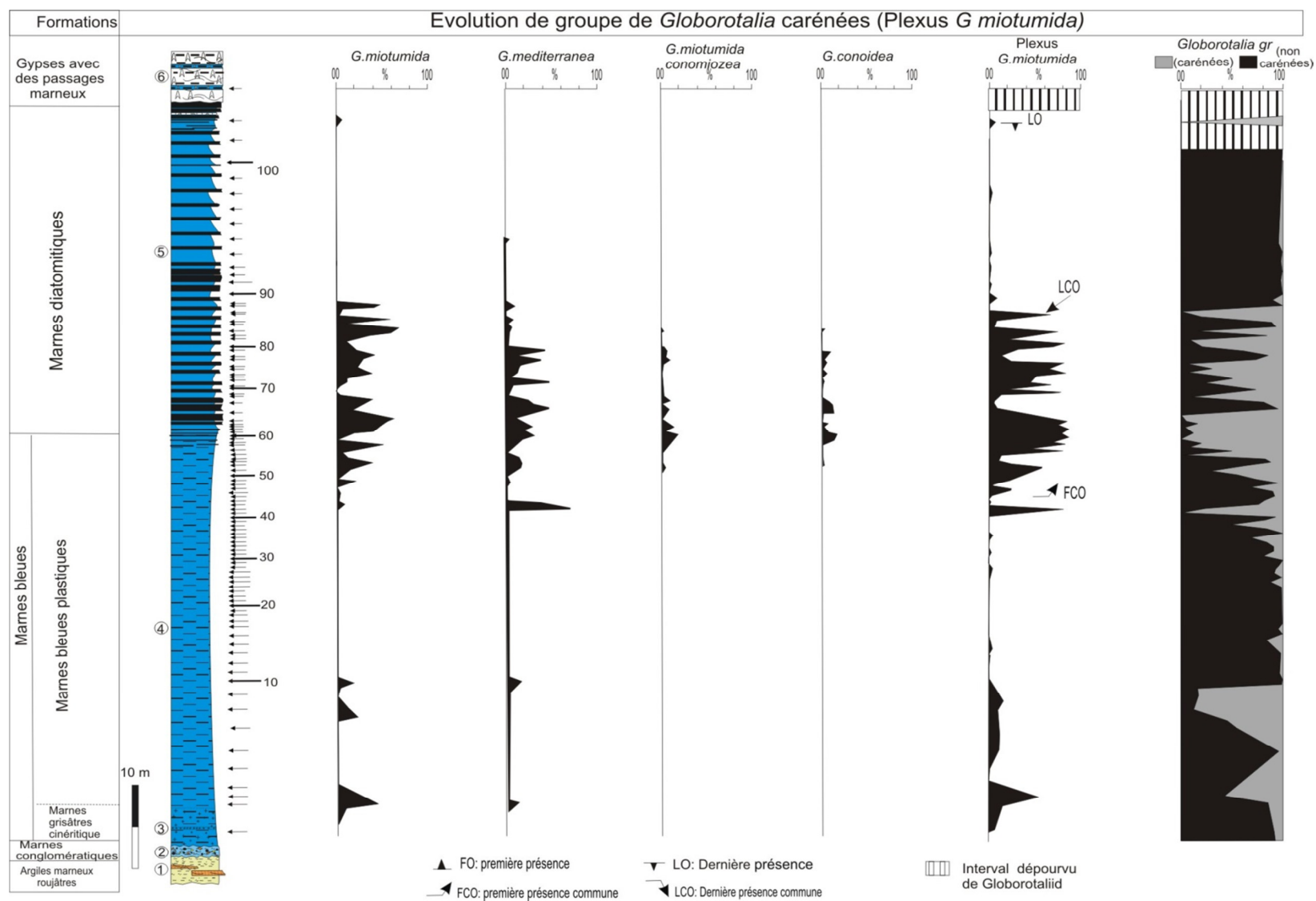


Fig. 41. Evolution du groupe *Globorotalia* carénées (*G. miotumida*) à Oued Derdoussa.

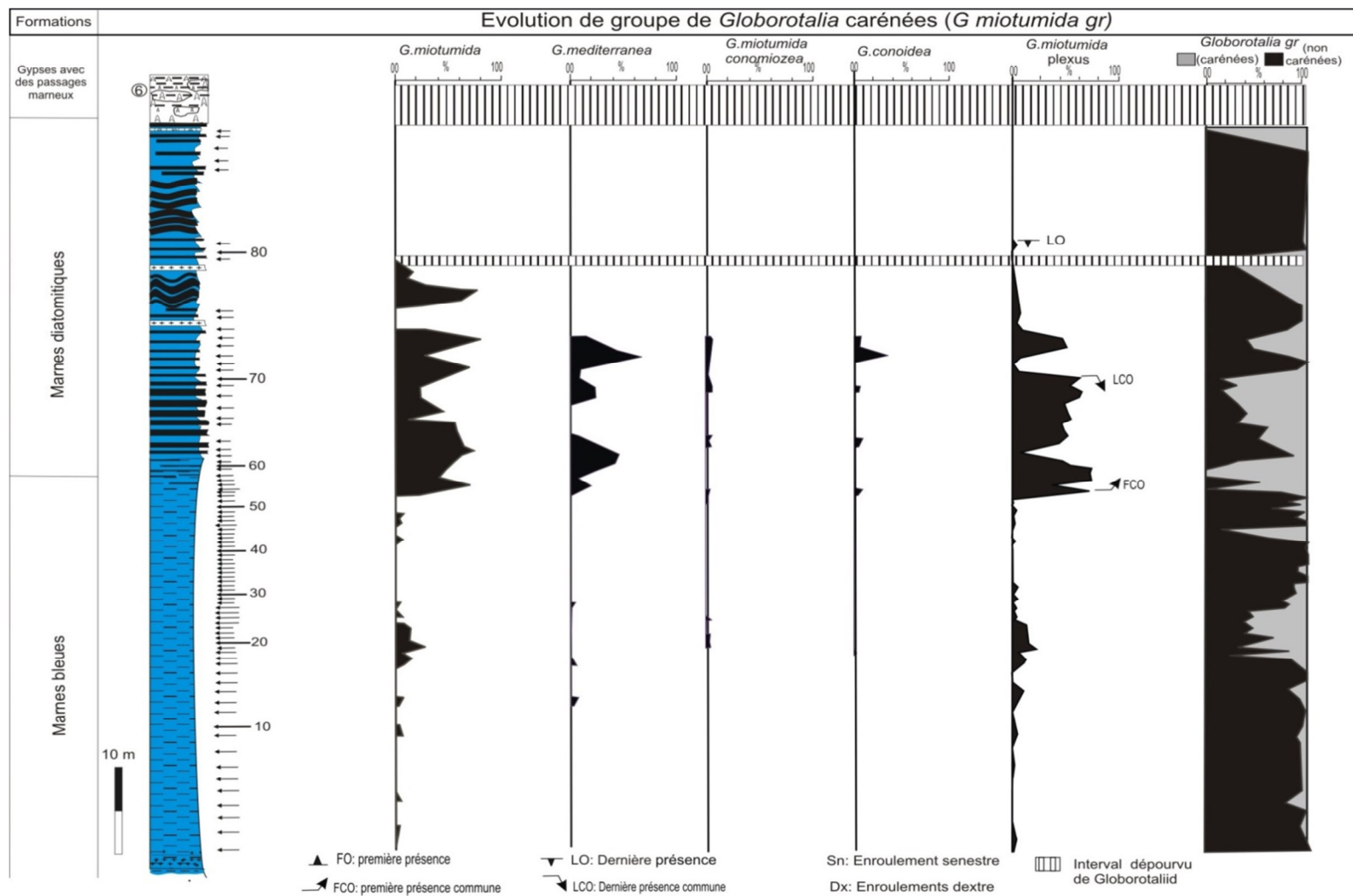


Fig. 42. Evolution du groupe caréné de *Globorotalia* (*G. miotumida*) à Dj Meni

## IV.1. 2- Association de groupe *Globorotalia Non carénées*

### IV.1.2.1- Le groupe *G. scitula*

#### C- la coupe d'Oued Derdoussa

Le groupe *G. scitula* est considéré comme étant le groupe de *Globorotalia* non carénée qui représente un pourcentage assez important dans nos échantillons. Il inclue les espèces suivante *G. scitula*, *G. suterae*, *G. ventriosa* et d'autre espèces qui font partie de ce group telle que (*G. gigantea*, *G. praescitula*, etc...).

Il faut qu'on note que les deux espèces *G. suterae* et *G. ventriosa* sont moins présents dans la formation des marnes diatomitiques.

Ce groupe domine le groupe de *Globorotalia* dans deux intervals ; le premier s'étende de (O. Dr 10) à (O. Dr 42) avec un enroulement senestre et le deuxième elle est de (O.Dr 96) jusqu'à le sommet.

Dans cette coupe on enregistre les bioévénements suivantes (Fig. 43).

- FO de *G. scitula* O. Dr (04)
- Changement d'enroulement Sn/Dx (O. Dr 46)
- Flux de *Globigerinella siphonifera* (O. Dr 69)

#### D- La coupe de Djebel Meni

Dans cette coupe, ce groupe domine la partie basale (O. Dr 01 à O. Dr 18) et la partie sommitale (O. Dr 80- O. Dr 86). Les deux espèces *G. suterae* et *G. ventriosa* sont presque absentes dans la formation des marnes diatomitiques. Dans cette coupe on enregistre qu'un seul bioévénement s'agit (Fig. 44) :

- Le flux de *G. nicolae*

Alors que l'évolution de fréquence de ce groupe n'a pas permettre l'enregistrement du changement de *G. scitula* Sn/Dx.

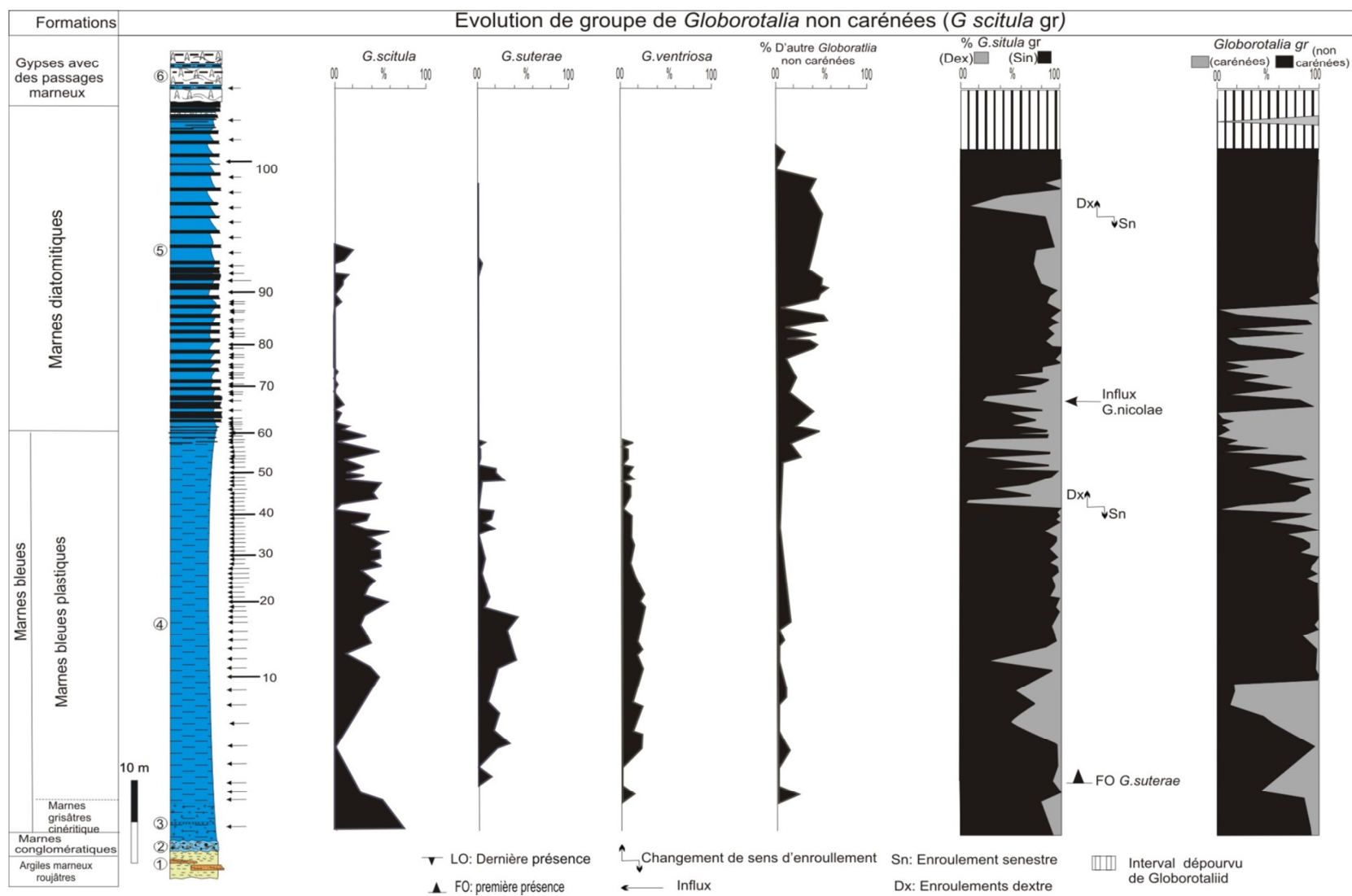


Fig. 43. Evolution du groupe caréné de *Globorotalia* (*G. scitula*) à Oued Derdoussa

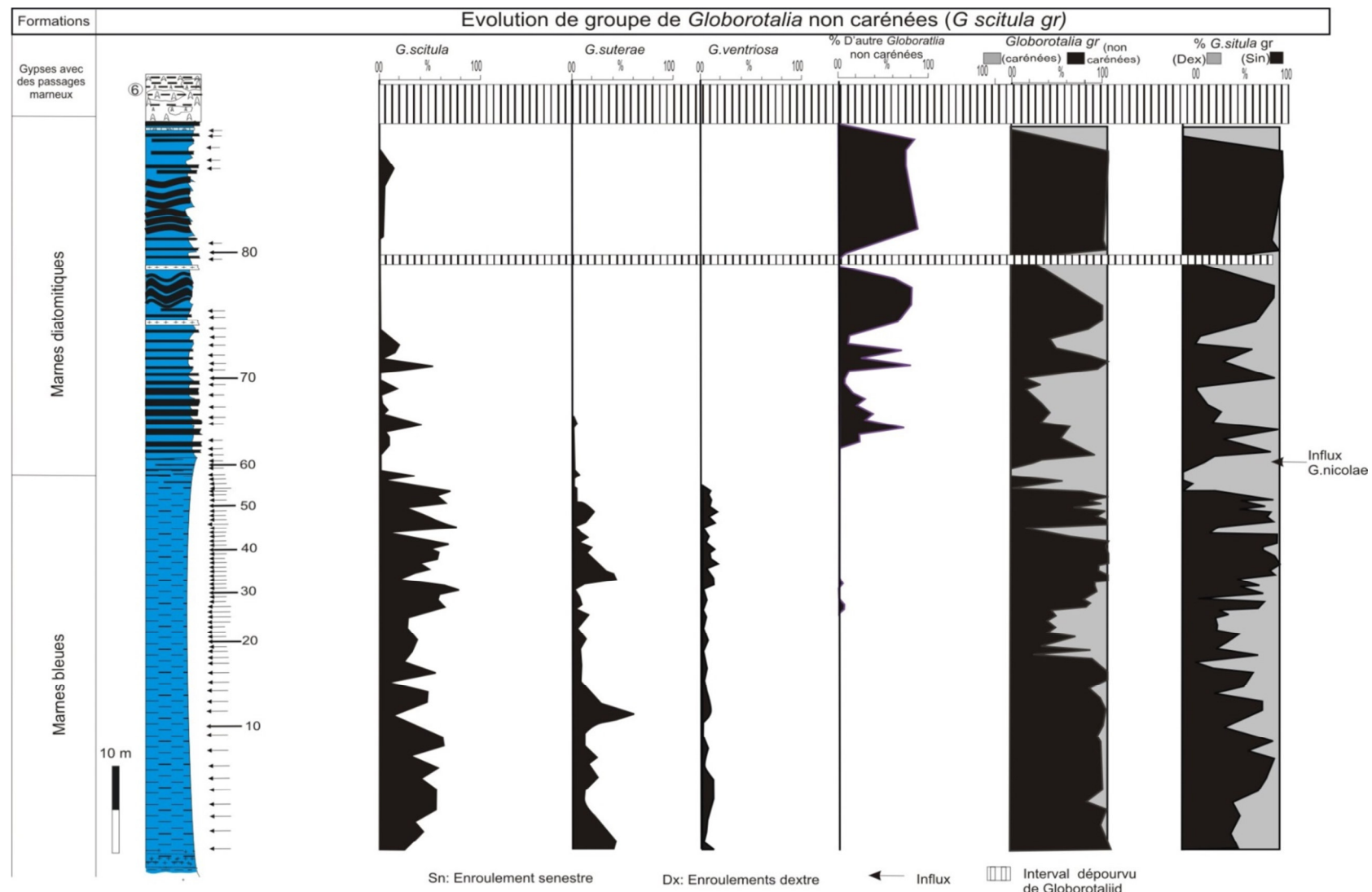


Fig. 44. Evolution du groupe caréné de *Globorotalia* (*G. scitula*) à Djebel Meni



### IV.1. 3- Association de *Neogloboquadrina acostaensis*

#### A- la coupe d'Oued Derdoussa

Le nombre de cet taxon atteindre parfois plus de 300 individu par gramme. Ces valeurs se varient de la base au sommet où elle connuent une nette diminution. Cette dernière est enregistrée a partir des niveaux stériles.

Le long de la coupe, la présence des formes senestres sont plus importantes que les formes dextres. Les nombres des formes dextres sont importantes que dans le premier niveau (O. Dr 01), comme ils sont abondants et non pas dominants dans les niveaux (O. Dr03), (O. Dr 16), (O. Dr 17) et (O. Dr 20).

Les formes de ce taxon dans leur ensemble sont de tailles petites et moyennes, elles mesurent 200µm d'environ.

La coupe d'Oued Derdoussa est marquée par les bioévénements suivants (Fig. 45):

- Changement d'enroulement Dx/Sn, O. Dr 2
- Le flux de *N. acostaensis*

#### B- la coupe de Djebel Meni

Le nombre de *N. acostaensis* se varie de bas en haut où il attendre par fois plus de 300 individus par gramme, et moins que cela. Parfois, même sans aucune trace (présence). Cette spécificité caractérise les niveaux supérieurs, plus précisément dans l'unité supérieure de la formation des marnes diatomitiques.

Cette coupe n'enregistre aucun bioévénement, mais elle présente la même tendance évolutive des nombres de ce taxon si on le compare avec la même tranche lithologique de la coupe précédente.

On note que le changement d'enroulement Sn/Dx qui marque le Messinien supérieur n'a pas été enregistré dans les deux coupes (Fig. 46).

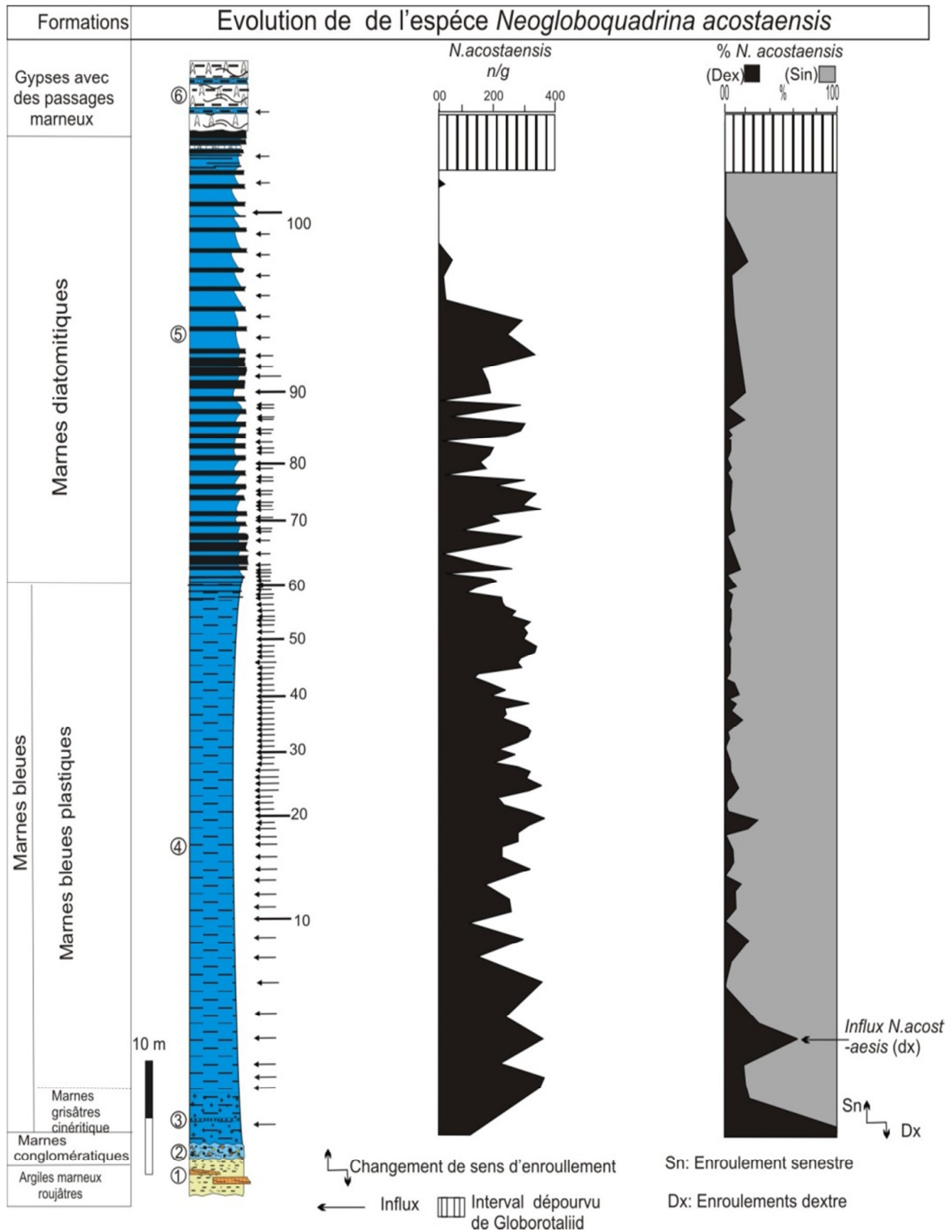


Fig. 45. Evolution de Nombre de *N. acostaensis* à Oued Derdoussa

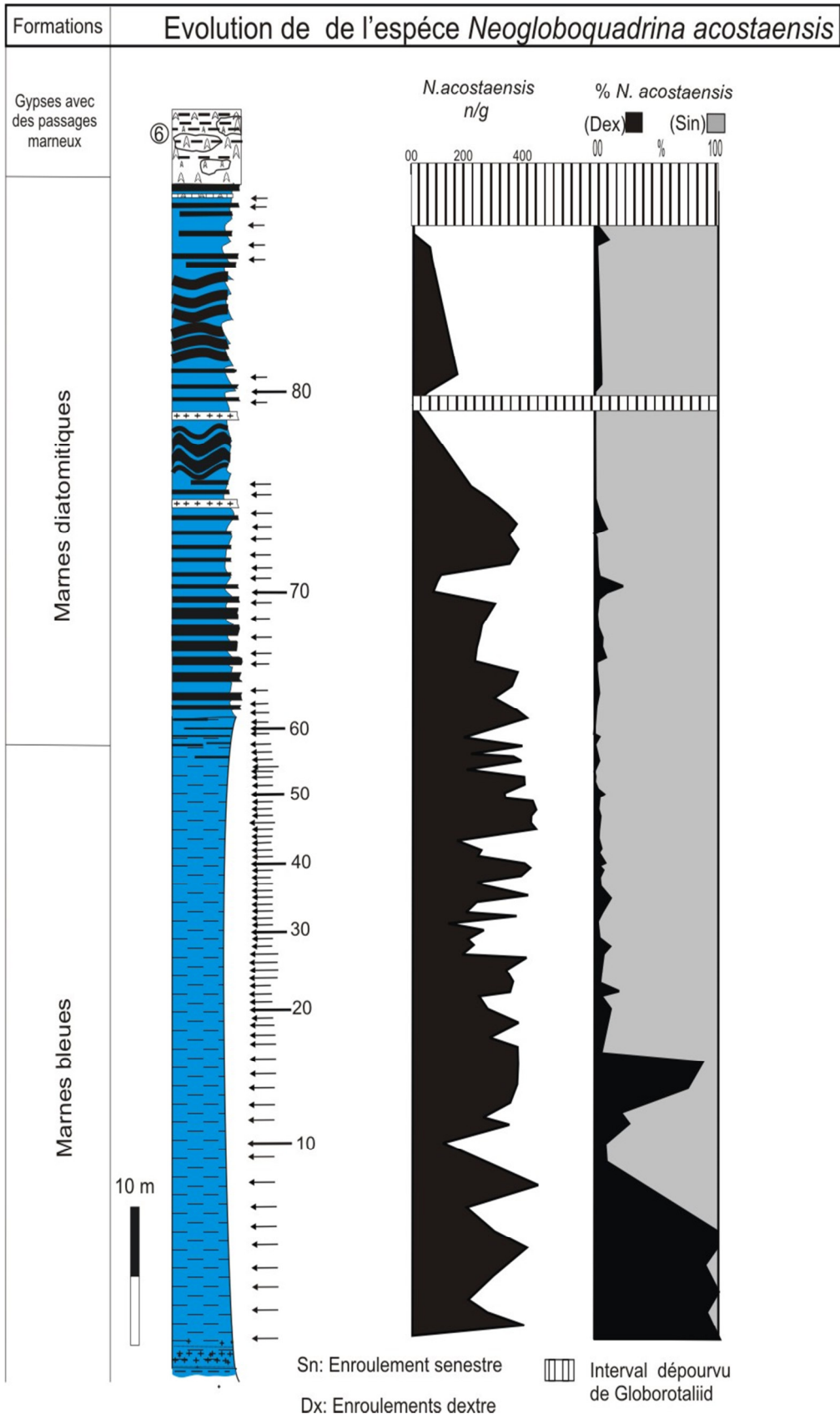


Fig. 46. Evolution de *N. acostaensis* à Djebel Meni

V- Les Bioévénements déterminés (signalés)

A travers d'une étude synthétique de l'évolution des fréquences des taxons ciblés, notre recherche nous a permis de distinguer 17 bioévénements (Fig. 47 & 48).

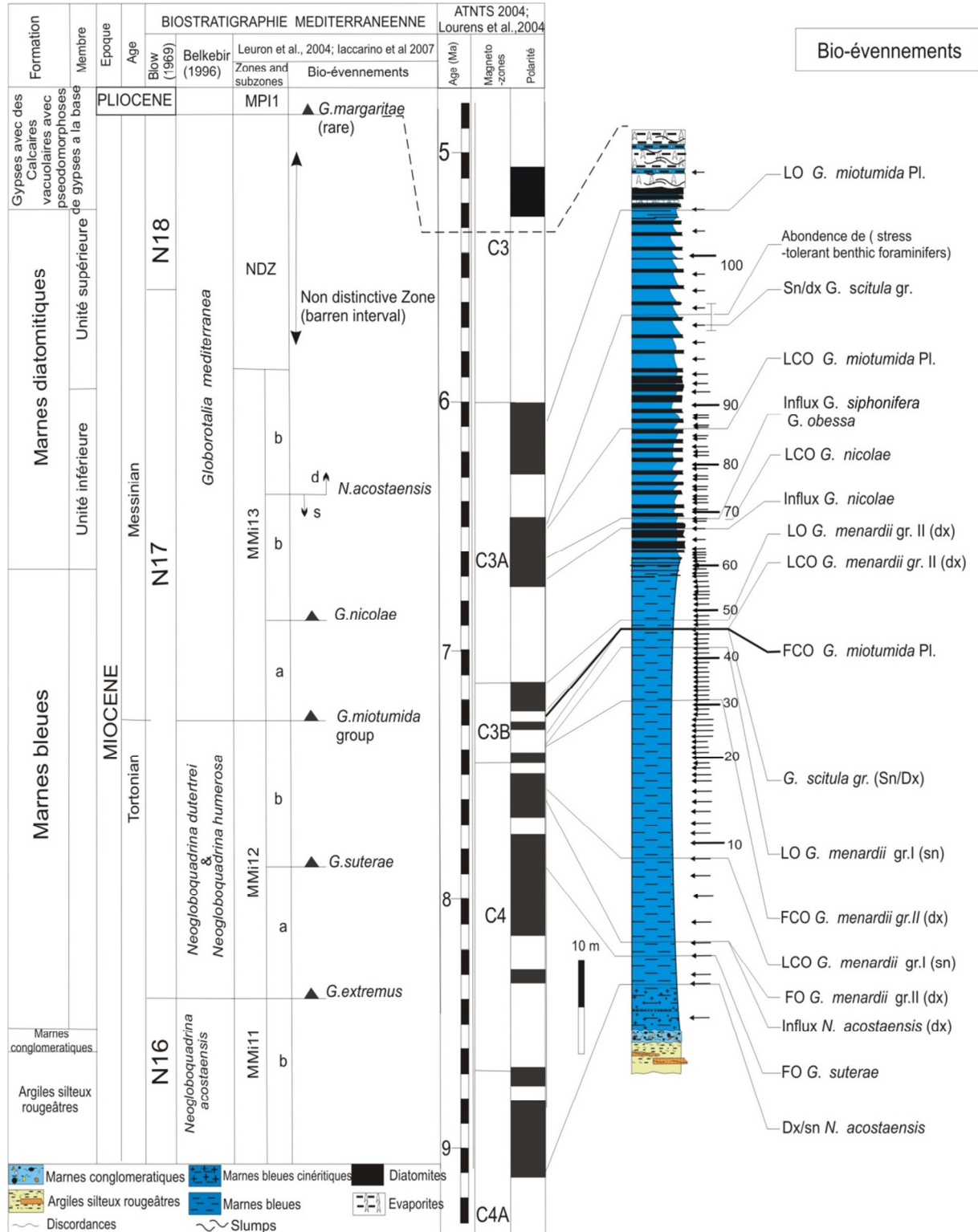


Fig. 47. Les bioévénements enregistrés dans Oued Derdoussa

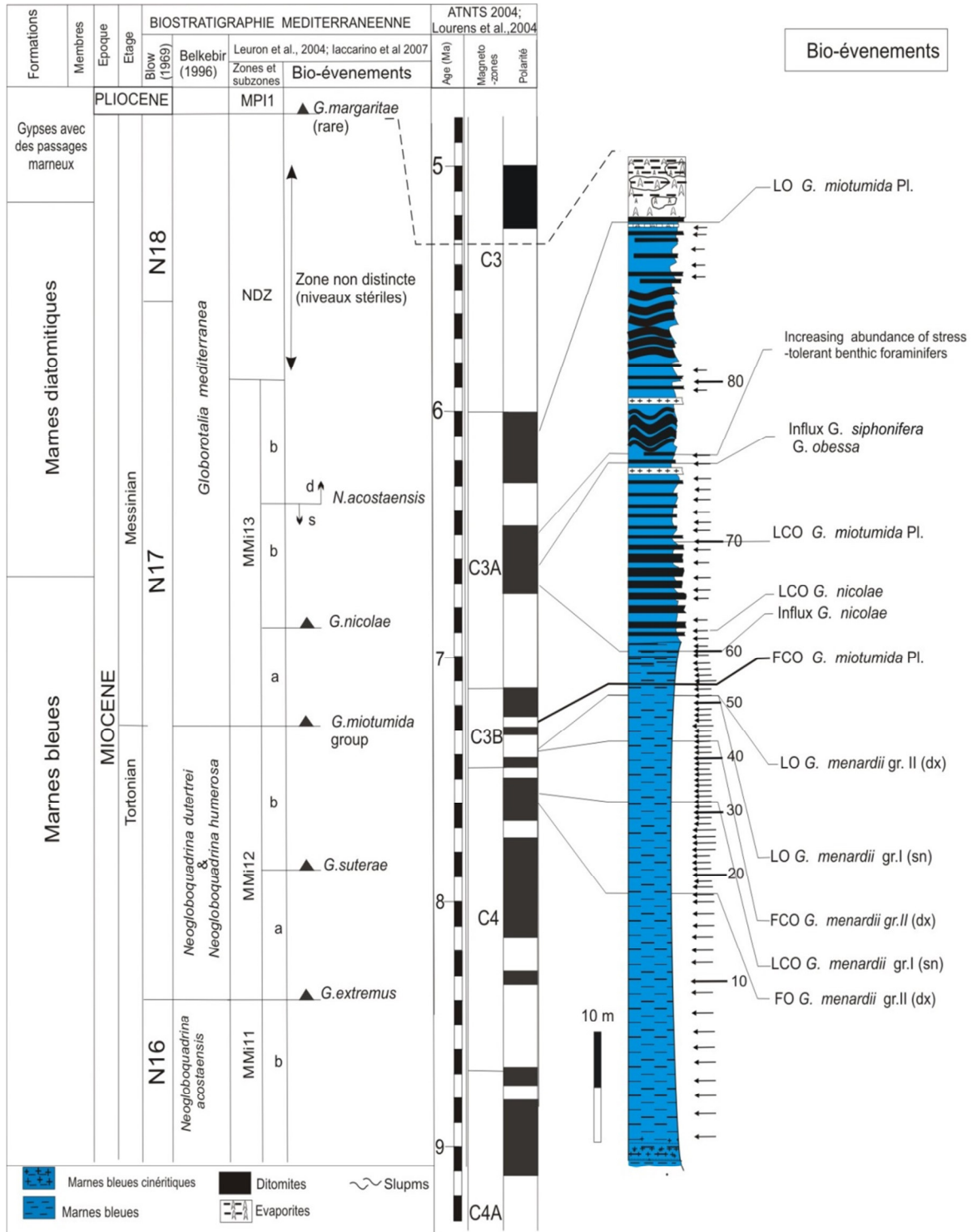


Fig. 48. Les bioévénements enregistrés dans Djebel Meni

---

**V.1. PF-bioévénement 1 : le changement du sens d'enroulement de *N. acostaensis* dextre au senestre (Dx/Sn).**

Cet événement est considéré comme le premier bioévénement où il est enregistré uniquement dans la coupe d'Oued Derdoussa (O. Der 2) au niveau du deuxième échantillon de sa partie basale. Il est juste de quelques mètres de la base la formation de marnes bleues avec la limite des marnes cinéritiques.

Le taux des espèces dextre s'est réduit rapidement en l'espace de quelques mètres d'épaisseur en faveur des espèces en enroulement senestres, qui rend l'observation de ce changement assez évident.

L'existence de l'espèce dans cet interval désigne en premier lieu le biozone *N. acostaensis*, selon la biozotation adoptée dans les bassins Néogènes de l'Algérie Nord occidentale (Belkber. 1996). Il correspond aussi à l'intervall N16 de Blow (1969), comme il trace la limite entre les deux sous biozones MMi 11a et MMi 11b selon la biozotation de Lourens *et al.* (2004) et Iaccarino *et al.* (2007).

Husing *et al.* (2009) ont enregistré l'événement au Tortonien supérieur à 9.91Ma avec un âge astronomique de  $9.917 \pm 0.011$  Ma dans la coupe de Monte dei Corvi au Nord d'Apennine (Italie). Mais à l'échelle de Méditerranée il a été calibré 10.05-9.90 Ma (Hilgen *et al.*, 2000). L'événement a été aussi défini dans quelques coupes du bassin de Bajo Segura, plus précisément dans les coupes composées d'Albatera/Les Moreres, dans la coupe de Los Garres/Garruchal et dans la coupe de Pujalvarez (Corbi et Soria 2016), où il a été placé à la base du biozone MMi 11 b. En outre, (Hilgen *et al.*, 2000c) a détecté l'événement à 9.54 dans la coupe de Mont Gibliscemi (Sicile). L'enregistrement de son existence a été fait aussi par Serrano *et al.* (1995) au niveau de la coupe Atalaya et aussi à la base de la coupe Los Garres/Garruchal (Corbi et Soria., 2016).

Krijgsman *et al.* (1995) ont défini l'enregistrement du grand pourcentage de l'espèce dans la coupe de Metochia (Ile de Gavdos) Grèce. La même observation a été enregistrée dans la partie basale de la coupe de Gibliscemi (Sicile).

Sur l'échelle magnétostratigraphique L'événement correspond au chrono C4A (Leurons *et al.*, 2004).

---

**V. 2. PF-Evénement 2 : FO l'apparition d'une façon régulière de *Globorotalia suterae*.**

L'apparition de cette espèce d'une façon régulière est déterminée à partir de l'échantillon (O. Der 4). Alors, elle est déjà présente à partir de premier échantillon de la partie basal de la coupe de Djebel Meni.

Le taux de présence cette espèce montre une tendance évolutive presque semblable dans les deux coupes. Elle est très abondante dans leurs parties basales. Mais elle connaît un fléchissement des leur partie médiane en faveur de *G. sutila*.

L'espèce est considérée comme une espèce marqueur du biozone dans le bassin Méditerrané (Iaccarino *et al.*, 2007).

Astronomiquement, le bioévénement est daté en 7.84 Ma dans les coupe Gibliscemi et Falconara par Sprovieri *et al.* (1999). Ces auteurs en 1996 ont lui attribué l'âge de 7.61 dans la coupe de Falconara . Ainsi, d'une part, le bioévennement marque la limite entre les deux biozones MMi 12a et MMi 12b. et d'une autre part sa détermination indique la partie supérieur du Tortonien, qui s'étende le long du MMi12b jusqu'au 7.24 Ma (Iaccarino *et al.*, 2007). Selon la biozonation de Belkebir et al. (1996) on le place dans le biozone de *N. acostaensis* et *N. humerosa*.

l'enregistrement chronologique du bioévénement dans le bassin de Granada est important, car il est suggéré que le début de la sédimentation des évaporites, qui sont plus ancienne que dans les autre bassins Méditerranéennes (Corbi *et al.*, 2012).

La tendance de présence de *G. suterae* dans le Tortonien supérieure au niveaux des bassins bétique le rend très utile dans la corrélation stratigraphique régionale (Corbi *et al.*, 2012).

La présence de *G. suterae* jusqu'à la FCO de *G. miotumida* peut être un signe sur la stabilité des conditions marin au cour de cet l'interval.

On note aussi que *G. suterae* correspond à l'interval de dominance des espèces carénées de *G. menardii* avec ses deux groupes. En outre, l'interval est marqué par le début du flux de *G. miotumida* même si ce flux n'est pas d'une façon contenue. Il correspond a la partie supérieur de C4 de l'échelle magnétostratigraphique Leurons *et al.*, (2004).

A coté de la présence d'une façon régulière de *G. miotumida* (FCO), la première apparition (FO) *G. suterae* sont considérés comme étant des bioévénements fiables pour une corrélation à l'échelle régionale.

### **V. 3. PF-bioévénement 3: le flux des formes en enroulement dextre de *N. acostaensis*.**

Il est enregistré dans un court interval à la base d'Oued Derdoussa, qui inclue l'échantillon (O. Der5), où le taux montre la dominance de la forme dextre au détriment des forme senestre. On note, que jusqu'à ce niveau le bioévénement n'a pas été encore enregistré dans la coupe de Djebel Meni. Il est daté a 7.69 Ma (Krijgsman *et al.*, 2000), et il correspond au bioévénement PF-3 dans le bassin de Granada selon Corbi *et al.* (2012).

Ce bioévénement a été enregistré en premier lieu dans le bassin de Lorca (Espagne), plus précisément dans la coupe de Serrata (Krijgsman *et al.*, 2000). Les auteurs ont évoqué le problème du faible enregistrement de ce bioévénement. Où ils ont marqué l'ambiguïté avec ce qui a été enregistré en Crête et en Sicile même au Maroc, car aucune dominance de forme dextral a été signalé dans les sédiments durant la même période (Krijgsman *et al.*, 1995 ; Krijgsman *et al.*, 1999).

Les espèces en enroulement dextre ont été remaniées suite a une érosion de la partie basale des sédiments du Tortonien inferieur au centre et a l'Est du Méditerrané (Krijgsman *et al.*, 1995 ; Hilgen *et al.*, 2000). Une autre explication ; s'agit que cette population reflète un spécial (locale) conditions des eaux de surface (Krijgsman *et al.*, 2000).

Krijgsman *et al.*, (2000) ont signalé la possibilité que les espèces de foraminifères planctoniques de Crétacé ainsi de l'Eocène ont été trouvés dans quelque échantillons associées avec *N. acostaensis* dextre. Alors que dans les autres échantillons il n'y a pas des traces de remaniement. Ils ont conclue que l'absence de microfaunes completes (in situ) suggère des conditions environnementales défavorables et parfois un remaniement massif lors du dépôt de ces marnes. Les données des foraminifères planctoniques laissent le doute, par le fait que le remaniement est un problème sérieux dans les bassins de Lorca et de Fortuna, qui empêche une interprétation biostratigraphique fiable.



#### V.4. PF-bioévénement 4: La première apparition de *G. menardii* groupe II (Dextre).

Il est déterminé par la première apparition du groupe II (dextre) de *G. menardii* et consiste à identifier toutes les espèces des différents groupes de *Globorotalia* carénées. Les espèces de ce groupe (*G. menardii*) sont bien illustrées et bien décrits dans les travaux antérieurs de Bizon et Bizon, (1972); Bolli et Saunders, (1985); Iaccarino, (1985); Wernli, 1988 et Sierro et al., (1993). Ce groupe consiste des espèces suivantes *G. menardii*, *G. plesiotumida*, and *G. merotumida*. L'âge attribué a cet événement est estimé a 7.52 Ma selon Dayja *et al.*, (2005) a l'aide d'une extrapolation obtenue de résultats par Hilgen et al. (2000) sur la coupe de l'oued Akrech.

L'apparition du *G. menardii* groupe I (dextre) est enregistrée dans la coupe d'Oued Derdoussa au niveau de l'échantillon (O. Der 4) et comme le premier bioévénement enregistré à la base de la coupe de Djebel Meni a l'échantillon (Dj Mn 17). Il faut noter qu'au niveau de Djebel Meni le bioévénement coïncide presque en même période de la fin de l'apparition régulière de *G. menardii* groupe I (senestre). Encore, Le bioevenement correspond aux biozones de *N. humerosa* & *N. dutertrei* selon la biozonation de Belkebir (1996) et au biozone MMi 12b selon la biozones adopté par Leurons et al. (2004), Iaccarino et al. (2007) du Tortonien supérieure. Ainsi, il correspond à l'enroulement senestre de *N. acostaensis* du même étage.

A l'Est du bassin méditerrané et au contraire de notre résultat, on note que dans la coupe de Pissouri (Chypre) et dans la coupe de Metochia à l'île de Gavdos la (FO) de *G. menardii* est enregistré après la FCO l'apparition régulière de *G. menardii* groupe II (Krijgsman et al., 1995; Morigi et al., 2007). Au niveau de ces deux dernières coupes, les auteurs désignent ces bioévénement par *G. menardii* 4 et *G. menardii* 5 aux lieux de *G. menardii* groupe I et *G. menardii* groupe II. On remarque que le résultat est la même au Nord de l'Italie dans la coupe de Mont dei Corvie par Hilgen et al. (2003), Husing et al. (2007). Selon les travaux antérieures Hilgen et Krijgsman. (1999), Krijgsman et al. (1999), Sprovieri et al. (1999), que dans l'Île de Sicile, notamment dans les coupes Capodarso, Gibliscemi, Falconara et la coupe synthétique (composée) de Rossello n'ont pas enregistré la présence de ce groupe d'espèces.

Dans la Cordière Bétique, on note aussi l'absence de ce bioévénement a l'aide des travaux qui ont été fait dans le bassin de Sorbas et de Nijar par Sierro *et al.* (2001), ainsi les

travaux réalisés dans bassin de Lorca par Krijgsman *et al.*, (2000) et Corbi *et al.* (2010 , 2012) dans le bassin de Granada a côté des données fournis de bassin de Bajo Segura par Corbi et al., (2016).

#### **V. 5. PF-bioévénement 5 : LCO la dernière présence commune de *G. menardii* gr. I (senestre).**

*G. menardii* group I se réfère a *G. menardii* 4 de Tjalsma (1971) et Zachariasse (1975). Ce groupe renferme les espèces qui sont citées dans le bioévénement précédent, mais avec un enroulement senestre. Dans la coupe d'Oued Derdoussa il y'a 43 échantillons où les formes senestres coïncident avec les formes dextres et en 34 échantillons dans la coupe de djebel Meni, dans la formation marneuse jusqu'au quelques mètres de la base de formation des marnes diatomitiques.

On note que, le bioévennement est définis au niveau de (O. Der 9) a 20 mètres environ de la base de formation marneux et à (Dj. Mn 3), 30 mètres de la base de la coupe (niveau ceneritique). Son âge est estimé à 7.51 Ma (Hilgen *et al.*, 1995, 2000; Krijgsman *et al.*, 1997, 2002; Hodell *et al.*, 2001 and Hüsing *et al.*, 2009). Le bioévénement est appartient aux biozones que cell de bioévénement cité précédemment et il est corrélé au Chron C4.

La distribution stratigraphique de ce bioévénement dans la partie Est de la Méditerranéen est comme suite : Il est calibre astronomiquement à 7.511–7.519 Ma dans la coupe de Faneromeni, à 7.507–7.512 Ma dans la coupe de Métochia (Hilgen et al., 1997). Ainsi, à 7.504–7.509 Ma Krijgsman *et al.* (1997) a Monte Del Casino. Comme il n'a pas été enregistré dans la coupe de Falconara selon les travaux de Krijgsman et Hilgen (1999) et Blanc-Valleron *et al.* (2002).

Au centre du bassin Méditerranéen, il est bien enregistré dans la coupe de Monte Dei Corvi (Hilgen *et al.*, 2003 ; Hüsing *et al.*, 2007) et absent dans les coupes de l'île de Sicile selon les travaux de Krijgsman *et al.* (1999), Sprovieri *et al.* (1999 ).

Corbi *et al.* (2016), dans le bassin de Bajo Segura ont contenté de mentionner la fin de la présence commune de l'ensemble de groupes *menardii* I et II avec la limite Tortono-Messénienne.

## V. 6. PF- bioévénement 6 : Première présence commune (FCO) de *G. menardii* group II (dextre).

La présence commune de ce groupe est marquée dans les deux coupes. Il débute a partir de (O. Der 31) jusqu'au (O. Der 46) sur dix mètres et de (Dj. Mn 43) jusqu'au (Dj. Mn 51) et qui s'étende sur six a sept mètre environ. Les deux intervals correspondent a la partie supérieur de la formation des marnes bleues. Ils sont de quelques mètres de la formation de marnes diatomitiques.

A l'aide de la calibration sur l'échelle de polarité géomagnétique, l'âge de ce bioévénement est estimé à 7.35 Ma, il est astronomiquement à 7.363-7.366 Ma à Oued Akrich (Hilgen *et al.*, 1995, 2000).

La présence commune de ce groupe correspond au Tortonian supérieure. Il est dans la biozone *N. acostaensis* & *N. humerosa* selon la biozonation de Belkeber *et al.* (1996) et au MMi13b par rapport a celle de Leurons *et al.* (2004) Iaccarino *et al.* (2007).

Ce bioévénement précède la limite Tortono Messénienne, il a été identifié dans la coupe Venta la Virgen au niveau de la marge Sud du bassin de Bajo Segura (Krijgsman *et al.*, 2006). L'absence de cette espèce marqueur dans la coupe de Los Garres Garruchal est peut être interprétée par la possibilité d'existence d'un hiatus due de l'emplacement des turbidites, et qui peuvent causer aussi une distorsion taphonomique (Corbi *et al.*, 2016).

Il parait, qu'au niveau de tous les bassins Néogènes de bassin Méditerranéen, ce bioévénement est enregistré que dans le Sud-Ouest des bassins Sud Rifian, plus précisément a Oued Akrich (Hilgen *et al.*, 2000 ; Dayja *et al.*, 2005). Comme il est signalé aussi dans nos échantillons (bassin du Bas Chelif).

## V. 7. PF-bioévénement 7 : la dernière présence de (LO) *G. menardii* groupe I

Il est marqué à (O. Der 42), dans la coupe d'Oued Derdoussa et à (Dj. Mn 51) dans la coupe de Djebel Meni. La disparition complète de ce groupe indique le Tortonien supérieur.

L'âge de bioévénement est estime a 7.33 Ma a l'aide extrapolation des résultats de Hilgen *et al.* (2000) à Oued Akrech selon Dayja *et al.* (2005). Ainsi, a 7.26 Ma dans la coupe composée (synthétique) qui été signalée dans plusieurs bassins.

A l'Est du bassin méditerranéen, la dernière présence de *G. menardii* est enregistrée dans la coupe Faneromeni à 7.343 Ma est calibrée sur l'échelle de polarité magnétique à C3Br.2r. Il est aussi à 7.343 Ma dans la coupe de Pissouri et calibrée sur le même Chron (Morigi *et al.*, 2007). Dans la coupe de Monte dei Casino il est à 7.289 Ma (Krijgsman *et al.*, 1997).

On note que, vu le faible pourcentage de *G. menardii* gr. I (senestre) il était un peu difficile de repérer le changement de ses fréquences. Dans ce sens, Krijgsman *et al.* (2002) ont affirmé que la différence des fréquences est peut-être due à la méthode adoptée dans l'analyse des foraminifères planctoniques et au faible pourcentage des foraminifères Globorotaliides carénées dans l'assemblage. En effet, l'analyse d'un seul échantillon malgré qu'il contienne 200 spécimens au moins est peut-être insuffisante pour détecter la présence des espèces rares. Comme c'était le cas dans la coupe de Pissouri.

#### **V. 8. F-bioévénement 8 : le changement du sens d'enroulement *G. scitula* de senestre à dextre (Sn/Dx).**

L'étude quantitative qui a été menée afin de trouver l'abondance relative de différentes espèces du genre *Globorotalia* dans le Miocène supérieur a pris en compte aussi le changement d'enroulement dextre et senestre de groupe *G. scitula*.

Le groupe *scitula* contient *G. scitula*, *G. ventriosa* et *G. suterae*, qui montrent des variations morphologiques et un changement dans le sens d'enroulement qui peuvent être utilisés pour une corrélation régionale (Sierro *et al.*, 1993).

Ce bioévénement est signalé uniquement dans la partie sommitale des marnes bleues de la coupe d'Oued Derdoussa (O. Der 46). Au niveau de la coupe de Djebel Meni, malgré que la partie inférieure de la coupe témoigne une dominance plus ou moins marquée par les formes senestres. Cependant, un changement net qui envisage l'événement reste difficile à distinguer, car il y a plusieurs incursions de ce genre qui ne durent pas le long de la période considérée.

Le changement est en grand pourcentage (> 90%), particulièrement, dans la partie inférieure et supérieure des coupes. Le bioévénement est daté à 7,28 Ma à Oued Akrech, et qui est en quelque sorte en synchronicité avec le résultat de la coupe de Metochia 7,283-7,29 Ma (Hilgen *et al.*, 2000). L'événement est enregistré un peu plus tôt dans la coupe de Pissouri à 7,343 Ma conformément au réajustement astrochronologique Morigi *et al.*, (2007) et à Monte Del Casino (7,305-7,311 Ma) selon Krijgsman *et al.* (1997). Le groupe coïncide

approximativement avec la FCO de *G. miotumida* dans les études menées dans les corridors Nord-Atlantique de Betique et de Rifian d'après Sierro *et al.* (1993).

Dans nos échantillons, il faut qu'on réfère que dans la coupe d'Oued Derdoussa l'événement coïncide avec la présence d'une façon régulière du groupe FCO *G. miotumida*.

### **V. 9. PF bioévénement 9 - La première apparition régulière de *G. miotumida* Groupe (FCO).**

L'apparition d'une façon régulière de ce groupe est signalée dans les deux coupes. Ce résultat permet de distinguer la limite entre les deux étages.

Ce groupe inclue *G. miotumida*, *G. mediterranea*, *G. conomiozea* et *G. Conoidea*. Le plexus indique la limite Tortono-Messénienne où l'ensemble des auteurs ont se mis d'accord sur l'âge de 7.24 Ma dans l'Est et l'Ouest de bassin Méditerranéens (Sierro *et al.*, 1985, 1993, 2001; Hilgen *et al.*, 1995, 2000; Krijgsman *et al.*, 1999; Dayja *et al.*, 2005; Iaccarino *et al.*, 2008; Hüsing *et al.*, 2009; Corbí et Soria, 2016). Ces espèces connaissent une distribution dispersée le long de la partie inférieure de deux coupes (e.g: de la base de deux coupe jusqu'au O. Der 46 et jusqu'au Dj Mn 53). Cette section est en parallèle avec la présence de groupe *G. menardii* dans ces deux groupes dextre et senestre.

La tendance d'enroulement pour ce groupe ne se tient pas en compte par rapport aux espèces des autres groupes (*G. menardii* ; *G. scitula* et *N. acostaensis*) contrairement qu'avec sa présence d'une façon régulière. La présence de ce groupe est marquée beaucoup plus par l'espèce de *G. miotumida*. De ce stade, le pourcentage des deux espèces *G. miotumida* et *G. mediterranea* semblent plus ou moins équitable. Ainsi, le groupe *G. miotumida* coïncide en court interval avec le groupe dextre de *G. menardii* c'est juste en quelques échantillons surtout dans la coupe d'Oued Derdoussa.

Sierro *et al.* (1985) et (1993) ont mentionné que la limite Tortono-Messénienne est marquée par un changement dans la population de Globorotaliids et a référé au remplacement de groupe *G. menardii* par un autre groupe de *G. miotumida*.

### **V. 10. PF- bioévénement 10 : La dernière apparition commune (LCO) de *G. menardii* gr. II**

Ce bioévénement est observé uniquement dans la coupe d'Oued Derdoussa au niveau de l'échantillon (O. Der 46). Alors que la tendance de son pourcentage dans la coupe de

Djebel Meni nous a pas permit de le bien distinguer. En plus, il y a que peu de chercheurs qui l'ont signalé dans les autre bassins Méditerranéennes a titre d'exemple on peut citer Hilgen *et al.* (2000) a Oued Akrich. Ils lui a attribué à l'étage Messinien à 7.22 Ma. Dans le bassin de Bajo Segara, Corbi *et al.*, (2016) ont noté aussi l'existence ce bioévénement malgré qu'il ont groupé les deux sous groupes en qu'un seul groupe dit *G. menardii* gr.

la dernière présence commune de *G. menardii* dans nos échantillons coïncide avec d'autres bioévénements tel que le changement d'enroulement dextre de *N. acostaensis* et la première apparition d'une manière régulière de plexus *G. miotumida*.

On note ici, qu'au niveau de l'Est et au centre des bassins Méditerranéennes, l'événement n'a pas été signalé malgré le taux important des travaux dans ce domaine. Les chercheurs se contenté de réfèrent uniquement a l'événement qui le succède c'est-à-dire la LO la dernière présence de ce groupe.

De tout cela, on conclut que l'enregistrement de ce bioévénement en quelque sorte est reste comme une spécificité pour les bassins d'Ouest Méditerranéen, dans la coupe d'Oued Akrich (Maroc), le bassin de Bajo Segara (Espagne) et le présent travail (bassin du bas Chélif).

De nos observations, on peut explique que ça est peut d'être due à la courte durée d'occurrence de ce sous group, qui apport une délicatesse concernant la distinction de tout les bioévénements on comparaison avec les autres taxons (groupes) qui permettre ce genre d'opérations.

#### **V. 11. PF-bioévénement 11 : LO la dernière présence de *G. menardii* gr. II (senestre).**

Ce bioévénement réfère non seulement à la dernière apparition de ce groupe, mais il présente la dernière présence de l'ensemble de groupe *G. menardii* après un court interval de la FCO l'apparition d'une façon régulière de *G. miotumida* groupe. Au contraire de la première coupe, au deuxième il se trouve avant le bioévénement qui marque la limite T/M à (Dj. Mn 51) et avant la partie inférieure de formation diatomitique.

A l'Est Méditerranéenne l'événement prene l'âge 7.016 Ma dans la coupe de Pissouri (Morigi *et al.*, 2007). Malgré la première presence de ce groupe a été signalée à Nord d'Italie au niveau de la coupe de Monte Die Corvi, sa dernière présence n'a pas été mentionné selon les travaux de Hilgen *et al.* (2003), Husing *et al.* (2007).

Dans les coupes d'île de Sicile, l'évènement n'a pas été enregistré, plus particulièrement au niveau des coupes de Gibliscemi Krijgsman *et al.* (1995), Sprovieri *et al.* (1999), Hilgen *et al.* (2000) et aussi dans une dans les coupes de Gibliscemi et Falconara Hilgen et Krijgsman (1999).

Hilgen *et al.* (1999) ont mentionné que la dernière présence d'une façon régulière de ce groupe était dans la coupe Oued Akrech (Maroc), Dans cette partie du côté d'Atlantique l'évènement coïncides presque avec la FCO l'apparition d'une façon régulière de *G. miotumida*. Comme c'était le cas du bassin de Bajo Segura Corbi *et al.* (2016).

Quelque année plus tard Dayja *et al.* (2005) ont lui attribué l'âge de 7.15 Ma au niveau de la même coupe d'Oued Akrech.

Sierro *et al.* (2001) ont signalé l'évènement dans les bassins Sorbas et Nijar au Sud de l'Espagne.

## V. 12. PF-bioévènement 12 : le flux de *G. nicolae*.

L'espèce appartient à *G. scitula* groupe, sa distribution est présence presque le long de la partie supérieure de la coupe, mais d'une façon dispersée. L'important flux de l'espèce est marqué a (O. Dr 67) et (Dj. Mn 60). L'évènement est enregistré dans la coupe d'Abad (Hilgen et Krijgsman 1999 ; Sierro *et al.*, 2001). Comme il correspond a l'âge de 6.713 Ma et 6.73 Ma respectivement dans la coupe de Trave (Di Stefano *et al.*, 2010) et la coupe de Pissouri (Morigi *et al.*, 2007).

Cette espèce domine le groupe *scitula* dans un court interval d'une manière assez évidante où elle atteindrent plus de 80 %. On note que ce pourcentage a été marqué dans les deux coupes.

Vue que la présence de l'espèce se fait d'une façon assez breve avec une abondance assez remarquable plus de 50 %, il est un peu délicate de distinguer la FO la première présence et la LO la dernière présence de l'espèce. De cet effet, on a adopté le flux de l'espèce.

Le bioévènement a été enregistré dans plusieurs bassins Méditerranéennes. Dans l'île de Chypre dans la coupe de Pissouri avec FO et LO la première et la dernière présence de l'espèce (Morigi *et al.*, 2007). Ainsi, dans la coupe de Monte Dei Corvi au Nord de l'Italie

(Hilgen *et al.*, 2003 ; Hüsing *et al.*, 2007). C'est le même cas, où il a été enregistré dans les coupes de Gibilscemi et Falconara dans l'île de Sicile (Hilgen et Krijgsman., 1999).

Il faut noter que l'existence de l'enregistrement de ce bioévénement dans l'ensemble des bassins Méditerranéens. Ainsi sur le côté Atlantique, même sous forme d'une autre appellation à titre exemple zone d'acmé comme celle de Sierro *et al.*, (2001) dans le bassin de Bajo Segura.

#### **V. 12. PF- event 13 : la dernière apparition commune (LCO) de *G. nicolae***

Le bioévénement est observé dans l'échantillon (O. Dr 69) et (Dj. Mn 63). L'espèce, en quelque sorte, montre un abaissement rapide après qu'elle a connu son paroxysme maximal, ce fort fléchissement peut être interprété par la courte période de son apparition et sa disparition dans une brève période. Le bioévénement a été enregistré dans le bassin de Melilla à 6.712 Ma (Van Assen *et al.*, 2006) de la partie Sud du Méditerrané.

Selon les travaux de Leurons *et al.*, (2004), le bioévénement est entre (7.83 Ma) qui marque la FO de l'espèce et (6.72 Ma) qui marque la LO de la même espèce. Ce interval est calé astronomiquement entre 6.84 Ma et 6.88 Ma.

Il faut noter qu'il n'y a pas beaucoup des travaux qui ont signalé l'existence de cet bioévénement, mis appart quelques uns. Et ça peut être due à une anomalie aux niveaux de ses répartitions. Soit ; la répartition vertical qui s'implique la synchronie et diachronie de son occurrence, ou bien à la répartition horizontal qui entraîne les conditions privilégiées par cette espèce et rend la possibilité de l'observer dans cet endroit et de le loupé dans les autres.

#### **V. 14. PF- Evenet 14 : le flux de *Globigerinella siphonifera*.**

L'espèce présente une forte abondance dans les niveaux (O. Dr 69) et (Dj. Mn 77). Elle est marquée dans la partie supérieure de deux coupes de formation de marnes diatomiques (Tripoli section). Sierro *et al.*, (2001, 2003) ont lui attribué l'âge de 6.613 Ma.

L'espèce *Globigerinella obesa* est présente dans les deux coupes, mais sa présence reste moins remarquable par rapport à celle de *G. siphonifera*.

On note que, le flux l'espèce *G siphonifera* dans la coupe d'Oued Derdoussa apparaît en deux reprises mais avec un taux moins importantes que la dernière apparition qui coïncide avec celle de *G obesa*.



De l'observation susmentionnée, on peut la considéré comme étant un bioévénement local ou plus précisément sectoriel. Les spécimens *Globigerinella siphonifera* et *Globigerinella obesa* sont relativement rares dans la partie basse de la coupe de Messaâdit, mais une incursion évidente de ces formes a été identifié au niveau des marnes rougeâtres au-dessus des bancs indure Mec11. La premières presence régulières (FCO) de *G. obesa* prene l'âge 6.611 Ma van Assen *et al.* (2006).

Il faut signaler aussi que, l'apparition des deux espèces est enregistrée dans les deux coupes le long des deux formations, Leur restriction a commencé avec la disparition de l'ensemble des espèces planctoniques même benthiques dans la partie supérieure de formation de marnes diatomiques. On note aussi que ce bioévénement est signalé beaucoup plus dans les bassins de la partie occidentale (Maroc et l'Espagne) que dans ceux de sa partie central est orientale tel que les bassins de Chypres, Sicile and Grèce.

#### **V. 15. PF-Event 15 : la dernière apparence régulière (LCO) de *G. miotumida***

Cet évènement réfère a la fin de la présence régulière de ce groupe, qui distingue l'étage Messinien. On note que le bioévénement est signalé dans plusieurs bassins.

Dans la partie occidental du bassin Méditerranéen, notamment dans la cordillère bétique, Sierro *et al.* (2001) ont mentionné sa présence dans le bassin de Sorbas et de Nijar juste après le bioévénement du dernier flux de ce groupe. L'enregistrement de l'évènement dans la coupe synthétique (composite section) d'Abab a été fait dans plusieurs coupes telles que Pearls C, Milinos A, Milinos B, Gafares et la carrière du Gypse.

Dans la partie méridionale Krijgsman *et al.* (2004) ont signalé son l'existence dans le bassin de Ain El Beida.

Dayja *et al.* (2005) ont constaté que l'évènement du plexus de *G. miotumida* peut être util, mais seulement pour les corrélations entre les bassins, soit intraméditerranéennes soit atlantiques. L'évènement est (< 20 %). Son âge est estimé à 6,15 Ma dans les bassins du côté Atlantique (Hodell *et al.*, 1994 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996), mais il paraît plus ancien (6,50 Ma) du côté méditerranéen (Krijgsman *et al.*, 1997, 2002 ; Sierro *et al.*, 2001).

Durant le Messinien supérieur, la disparition précoce des espèces du plexus de *G. miotumida* en Méditerranée est probablement due de la restriction progressive des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée (Sierro *et al.*, 2001).

On note que, dans les travaux antérieurs, ce bioévénement n'a pas été défini dans la partie centrale et orientale du Méditerranée, les auteurs ont contenté de signaler que la dernière présence de ce groupe (Hilgen et Krijgman. 2007, Hilgen *et al.*, 2003 ; 2005 ; Morigi *et al.*, 2007 ; Hüsing *et al.*, 2007).

#### V. 16. PF-Event 16 : l'abondance des espèces liées au stress (Stress Tolerant Taxa)

Le bioévénement est signalé dans la partie supérieure des deux coupes (O. Dr 96) et (Dj. Mn 78), juste en quelques mètres avant la formation évaporitique. Ce dernier événement précède le dépôt du gypse. Il paraît qu'il a affecté l'ensemble des bassins périméditerranéens. Il comprend essentiellement les genres *Bolivina*, *Bulimina* et *Uvigerina*. Il s'opère alors une sélection naturelle éliminant la plupart des espèces pour permettre à celles les plus opportunistes de proliférer sans concurrence dans un environnement réducteur. Ces espèces supportent les conditions écologiques stressantes (manque d'oxygène, apport important en carbone organique) (Hebib. 2015).

Ce groupe taxonomique est désigné par Kouwenhoven *et al.* (2006) sous l'expression 'les espèces liées au stress' (commun stress taxa). Ces espèces résistantes au stress sont pratiquement rare dans la base des deux coupes et qui 'explorent' en allant vers le sommet. C'est-à-dire, quand l'équilibre dans les assemblages est rompu, quelques taxons deviennent dominants. Ces espèces sont liées au stress où l'indice de diversité chute en dessous de 2 (Hebib., 2015, Benzina., 2008). Ces taxons sont les genres *Bulimina*, *Bolivina*, *Globobulimina*, *Uvigerina* et *Fursenkoina*. En effet, plusieurs d'entre eux sont connus pour dominer les assemblages benthiques dans des circonstances défavorables. Elles sont généralement considérées comme marqueurs de stress écologique (Hebib., 2015).

Kouwenhoven *et al.* (2006) ont mentionné que ces espèces diminuent à partir de 6.4 Ma et leur disparition coïncide avec le début de crise de salinité vers 5.9 Ma. l'abondance de cet événement est daté dans la coupe de Trave section (Italie) à 6.552Ma (Iaccarina *et al.*, 2008 ; Di Stefano *et al.*, 2010).

Il faut signaler que cet événement correspond aux niveaux stériles, ces derniers sont enregistrés dans les deux coupes et occupent un interval plus ou moins considérable dans la

partie supérieure. Ces niveaux stériles ont été enregistrés au Messinien dans les coupes de Monte Gibliscemi et Falconara où les sédiments caractérisent les haut profond dans l'île de la Sicile (Van der Zwaan, 1982 ; Kouwenoven, 2000).

Les formes opportunistes supportant les conditions écologiques stressantes (manque d'oxygène, apport important en carbone organique). Ça peut être due à un rôle plus important des variations climatiques et leur implication dans la survenue des conditions de stress environnementales ( Drinia *et al.*, 2007). Elles témoignent aussi le grand changement des conditions paléoenvironnementales (appauvrissement en oxygène dû à la stagnation et l'hypersalinité). Il est expliqué par les changements hydrologiques du bassin méditerranéen, qui sont probablement provoqués par les mouvements tectoniques dans le couloir Sud-rifain. L'impact climatique et l'effet de la tectonique locale paraissent cependant beaucoup plus importants (Hebib, 2015).

Kouwenhoven *et al.* (2003) ont argué que l'apparition de groupe s'est passée d'une façon graduelle, par le remplacement des espèces qui vivent dans milieux équilibré (equilibrium species) qui laissent leur place aux d'autre espèce liées au stress (stress tolérante taxa). Alors que, les espèces oxypiliques *Cibicides wuellerstorfi*, *Cibicidoides italicus* et *Siphonina reticulata* ont ont été pas enregistrés dans les sédiments Méditerranés jusqu'à le Pliocène (Hasegawa. *et al.*, 1990 ; Iaccarino *et al.*, 1999).

Quelques auteurs ont essayé de ressortir les espèces qui caractérisent cet interval tel que *Bolivina dilatata*, *Bolivina plicatella*, *Bulimina aculeata*, *Bulimina elongata*, *Uvigerina cylindrica cylindrica*, *Uvigerina cylindrica gaudryinoides* (Kouwenhoven *et al.*, 2003).

#### **V. 17. PF-Event 17: La dernière apparition (LO) de *G. miotumida*.**

Ce bioévénement correspond à la dernière présence de ce groupe dès les niveaux sérielles (O. Dr 84) et (Dj. Mn) jusqu'à le sommet des deux coupes. Dans ce passage la présence des espèces de ce groupe est très rare et leur distribution est irrégulière.

Dans le côté de l'atlantique Dayja *et al.* (2005) ont attribué a cet évènement l'âge de 6.1 Ma, mais dans le bassin Méditerranéen il prenne 6.506 Ma. Il est daté aussi a 6.504 Ma selon Hilgen and Krijgsman (1999), et 6.51 Ma d'après Sierro *et al.* (2001) et Blanc-Valleron *et al.* (2002), comme il est un peu plus tôt dans la partie Est du méditerrané, plus précisément

dans le coupe de Pissouri a 6.713 Ma (Morigi *et al.* 2007). Ce diachronie est peut-être due au restriction progressive de l'échange entre le Méditerrané et l'Atlantique. Lourens *et al.* (2004) in Iaccarino *et al.* (2008) ont mentionné la présence de cet événement dans les monts d'Apennine (Italie) au niveau de la coupe de Trave a 6.52 Ma.

Dans les bassins du Nord Betique (Bajo Segura, Sorbas et Nijar, Lorca et Granada) la LO du groupe *G. miotumida* n'a pas été signalé.

La rareté de ce groupe correspond a l'abondance des petites formes (Dwarf fauna) qui témoignent le changement graduelle dans l'ensemble de taxa.

## VI – Analyses des résultats

### VI. 1. Cadre biostratigraphiques des coupes étudiées a la base des bioévénements définis (signalées)

Dans notre étude, les deux coupes étudiées font partie du Néogène supérieur. Les données biostratigraphiques nous ont permis de distinguer relativement l'intervalle d'extension de ces coupes. Cette distinction a été faite à l'aide des études réalisées auparavant, concernant le calage des bioévénements déterminés sur d'autres échelles adoptées dans ce type de recherches à titre d'exemples l'échelle magnétométrique et la cyclostratigraphie (Fig. 47, 48 & 49).

Les bioévénements recensés dans la coupe d'Oued Derdoussa débutent par le premier bioévénement qui est celui du changement du sens d'enroulement (Dx/Sn) chez *N. acostaensis*. Ce dernier indique l'âge de 9.91 Ma (Hüsing *et al.*, 2009) quelque mètre juste après la formation des marnes cinéritiques de la base. Il se succède jusqu'au sommet de la coupe où se termine par la (LO) *G. miotumida* qui est enregistré à 6.1 Ma (Dayja *et al.*, 2005) dans la côte de l'atlantique, et 6.51 Ma, dans le bassin Méditerranéen (Sierro *et al.*, 2001) et (Blanc-Valleron *et al.*, 2002). Cette âge est un peu plus ancienne dans la partie Est de la méditerranée au niveau de la coupe de Pissouri à 6.713 Ma (Morigi *et al.*, 2007). L'attribution d'une datation aux bioévénements nous aide d'estimer l'intervalle de sédimentation de nos formations qui s'étendent relativement jusqu'aux derniers bioévénements.

Dans la coupe de Djebel Meni les bioévénements enregistrés débutent par la FO *G. menardii* gr.II (dx) qui prend l'âge de 7.52 Ma. (Dayja *et al.*, 2005), à l'aide de l'extrapolation sur les résultats obtenus de Hilgen *et al.* (2001) et se termine par la LO *G. miotumida*. Les enregistrements concernant cette partie indiquent une extension de temps d'environ 2 à 2.5 Ma.

Le résultat obtenu indique que les deux premiers bioévénements à la base d'Oued Derdoussa ne sont pas enregistrés dans la coupe de Djebel Meni. La même chose pour la LCO *G. menardii* gr.II (Dx) et la LO *G. menardii* gr.II qui prennent successivement la datation 7.22 Ma (Hilgen *et al.*, 2000) et 7.016 Ma (Morigi *et al.*, 2007).

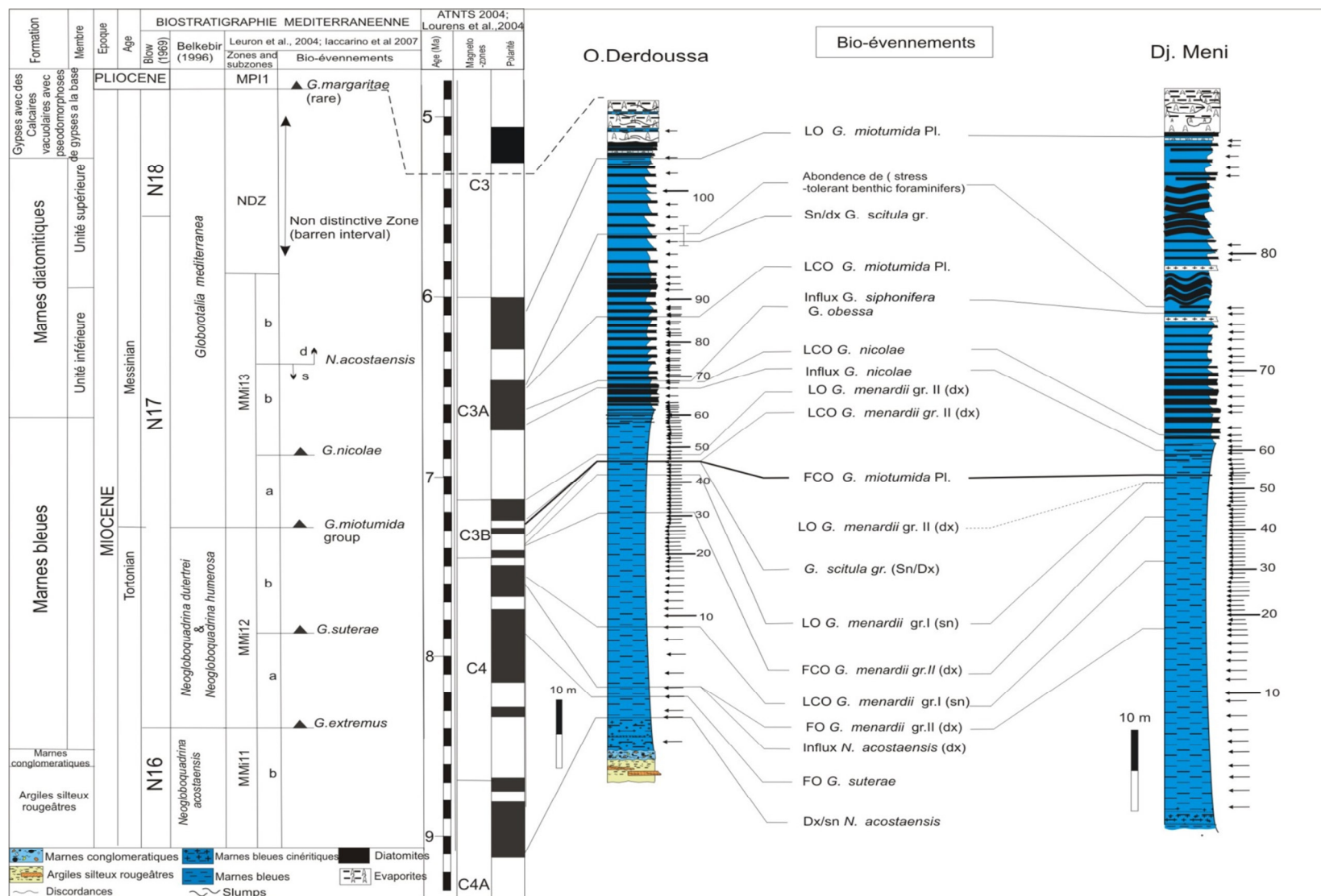


Fig. 49. Corrélation bio-événementielle entre les deux coupes étudiées

## VI. 2. Les Bioévénements observés (spécifiques) à l'échelle (locale) du bassin

Dans notre étude, on a constaté qu'il y a d'autres bioévénements qui apparaissent dans ce bassin, qu'on peut les qualifier, d'une part, d'être auxiliaires et qui demeurent caractéristiques. D'une autre part, il y a d'autres bioévénements très connues qui ont été signalées dans les autres bassins méditerranéens et qui restent absents dans notre bassin (Fig. 50).

Au cours de l'enregistrement de l'évolution de la fréquence des taxons ciblés, d'autres bioévénements apparaissent. Ces derniers ont été observés dans les deux coupes.

**L'apparition de *G. saheliana***, cette espèce apparaît d'une façon assez remarquable sous forme d'un flux qui, plus ou moins, est synchrone dans les deux coupes. Elle est observée vers la fin de la formation des marnes bleues.

De groupe *G. scitula* trois bioévénements ont été observés concernant ses espèces.

**LCO de *G. suterae***, ce bioévénement est observé au sommet de de la formation des marnes bleues des deux coupes.

**LO de *G. ventriosa***, on a mentionné la dernière apparition de cette espèce a la fin de formation des marnes bleues des deux coupes. Elle est absente le long de la formation des marnes diatomitiques au sommet.

**Changement d'enroulement Sn/Dx *G. scitula***, ce bioévénement, on peut le caler entre deux bioévénements au sommet de la coupe d'Oued Derdoussa. Il est après la LCO de *G. miotumida* est avant l'abondance des espèces liées au milieu reducteur ( Stress- tolerant Taxa).

**Les niveaux stériles**, ils se multiplient dans l'unité supérieure de la formation des marnes diatomitiques des deux coupes et se terminent par un interval assez épais au sommet.

**Les niveaux cinéritiques**, Ils se multiplient considérablement le long de deux coupes surtout dans la partie inférieure de marnes bleues et l'unité supérieure de la formation des marnes diatomitiques. Ils influent sur le nombre des individus de foraminifères.

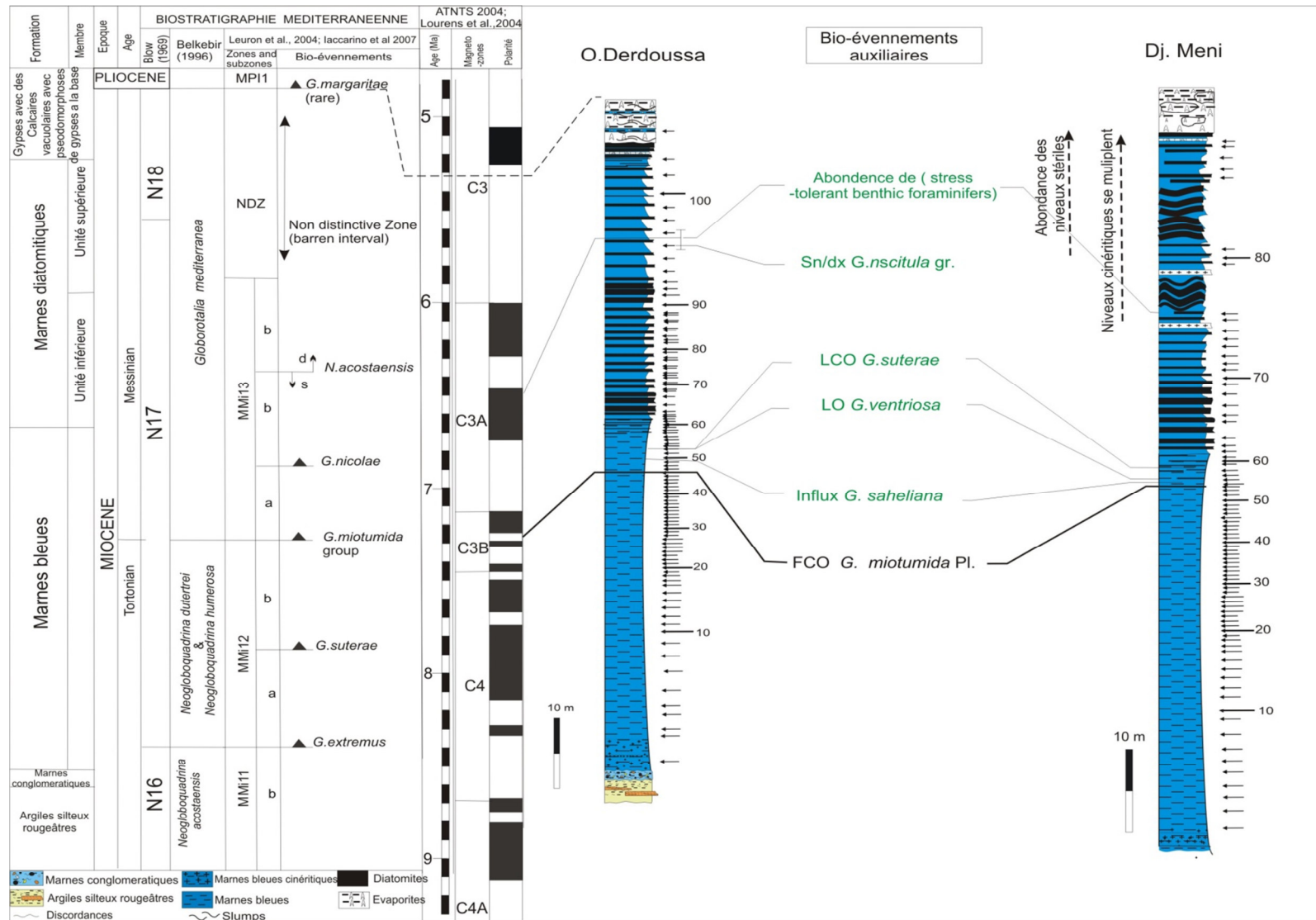


Fig. 50. Bioévénements auxiliaires observés dans le bassin du bas Chélif.



### VI. 3. Autres bioévénements associés au Néogènes supérieur

La série composée de bioévénements du bassin du Bas Chélif reste incomplètes comme toutes les autres séries de différents bassins méditerranéennes. Plusieurs bioévénements on n'a pas pu les enregistrer, et qui sont comme suite de plus ancien au moins récent.

**FRO *Sphaeroidinellopsis seminulina***, il est marqué dans la région de Mont Dei Corvi au Nord d'Italie, plus précisément dans les deux coupes de Corvi Beach et la coupe composée de Corvi Serdalla. il se trouve dans les marnes marrons de la partie inférieure de deux coupes est daté d'environ 9.91 Ma (Hüsing *et al.*, 2009).

**Le flux *Globorotalia conomiozea***, il est aussi définis dans les marnes marrons de la région de Mont Dei Corvi au le Nord d'Italie, notamment dans les deux coupes de Corvi Beach et la coupe composée de Corvi Serdalla. (Hüsing *et al.*, 2009) ont lui a attribué l'âge de 9.89 Ma. Ce bioévénement est incluse dans le sous biozones MM1 11b selon la biozonation de Iaccarino *et al.* (2007).

**Le flux de *Globoquadrina dehiscens***, La FO de cette espèce est datée dans l'Aquitaniens mais son grand flux est définis dans le Tortonien moyen, dans le sous biozone MMi 11b selon la biozonation de Iaccarino *et al.* (2007). Il est enregistré aussi par Krijgsman *et al.* (1995) dans la coupe de Gibliscemi.

**LCO *Catapsydrax parvulus***, Cette espèce est présente dans nos échantillons mais sa présence est très rare. Le bioévénement est marqué dans plusieurs bassins Méditerranéennes a titre exemple dans le coupe de Gibliscemi Sicily (Krijgsman *et al.*, 1995). Ainsi dans la coupe Metochia dans l'île de Gavdos en Grèce (krijgsman *et al.*, 1995). Il se trouve dans le sous biozone de MMi 11b.

**FO *Globigerinoïdes extremus***, Il est signalé dans la coupe de Gibliscemi par sprovieri *et al.*, (1999) et le bassin de Bajo Seguera (Corbi *et al.*, 2016). Le bioévénement marque le début de MMi 12.

**FCO *Globigerinoïdes extremus***, il est signalé dans la coupe de Gibliscemi dans l'île de Sicile (Italie) daté a 8.37Ma (Hilgen *et al.*, 1995) et qui correspond au sous biozone de MMi12 selon biozonation de Iaccarino *et al.* (2007).

**LO *Catapsydrax parvulus***, ce bioévénement a côté de FO de *Neogloboquadrina humerosa* et la LO de *N. atlantica praeatlantica* selon Foresi *et al.* (2002a), Sprovieri *et al.*, (2002b) se trouvent dans la partie inférieure de la sous-zone MMi 12. Il est aussi déterminé dans l'île de Gavdos dans la coupe de Métochia et dans l'île de Sicily dans la coupe de Giblescemi (krijgsman *et al.* ; 1955).

**Le grand flux *Globoquadrina altispira***, le bioévennement est calibré astronomiquement a 7.815 Ma au Mont Dei Corvi (Hilgen *et al.*, 2003; Hüsing *et al.*, 2007).

**FO *G. plesiotumida***, la première apparition de *G. plesiotumida*, il est non seulement diachronique entre basse et moyen latitudes (Keller, 1980a, 1981 dans Kennet 1985), mais il aussi avec l'équateur du pacifique. Dans la partie Est de l'Equateur du Pacifique, le datum de *G. plesiotumida* est en corrélation avec le paléomanitique chron 7 (7-8) (Srinivasan *et Kennett*, 1981a, b). Le bioévennement correspond à la zone de N17 selon la biozonation de blow (1969).

**FCO *Turbolotalia multiloba***, Il est indiqué comme un flux de ce taxon dans le bassin de Bajo segura ( Corbi *et al.*, 2016) et aussi dans les oupes Gibliscemi et Falconara en Sicilie (Hilgen *et krijgsman.*, 1999) et Sorbas bassinen Espagne (Sierro *et al.*, 2001). L'âge de cette bioevennement est estimé de 6.2 Ma

**Changement d'enroulement Sn/Dx *N. acostaensis***: il est daté a 6.3 Ma, comme il est définis dans la plus parte des bassins méditerranéennes ; Bajo segura (Corbi *et al.* ; 2016), Sorbas *et Nejar* (Sierro *et al.*, 2001) au Millila (Van Assen *et al.*, 2006), en île de Sicilie dans les coupe de Capodarso, Gibliscemi *et Falconara* (Hilgen *et Krijgsman*, 1999), dans le Nord de l'Italie dans la coupe de Mont Dei Corvi *et dans la coupe Pissouri* (Chypre).

**Le flux de *G. scitula***. Le bioevennement correspond au sous biozone de MMi 13c selon la biozonation de Iaccarino *et al.* (2007), il est signalé dans la coupe composée de l'île de Sicile (Hilgen *et Krijgsman.*, 1999) *et dans le bassin de Bajo Segura* (Sierro *et al.*, 2001).

**FO *Bolivina echinata*** : c'un événement biologique déterminé par la première donnée d'apparition de *Bulimina echinata* dans la coupe composée de San Miguel de Salinas datée de 6,29 Ma en Méditerranée (Kouwenhoven *et al.*, 2006). Il aussi signalé dans le bassin de Bajo Segura (Corbi *et al.*, 2016). L'apparition de cette espèce correspond au MMi 13c selon la biozonation de Iaccarino *et al.* (2007).

## VII. Cadre Biostratigraphiques des coupes étudiés a l'échelle Globale.

Dans cette étude, la succession des bioévénements de foraminifères planctoniques est intégrée dans le cadre des biozonation de Belkebir *et al.* (1996) et de Iaccarino *et al.* (2007). La recherche révèle que les bioévénements s'étendent du Tortonien supérieur à la période pré-évaporitique de l'étage Messinien. La corrélation de ces bioévénements dans les coupes étudiées avec ceux des régions proximales nous a permis de déterminer l'intervalle biochronostratigraphique qu'ils couvrent ; Selon la biozonation de Belkebir (1996) la section d'Oued Derdoussa inclue trois biozones, allant de *N. acostaensis*, jusqu'à la biozone de *G. mediterranea*. Alors que, deux biozones seulement sont définis à Djebel Meni, à partir de *N. humerosa*- *N. dutertrei* jusqu'à la biozone de *G. mediterranea*. Ainsi, les bioévénements s'étendent de MMi11 à MMi13, biozone de *G. nicolae* selon la biozonation de Iaccarino *et al.* (2007) pour la première coupe (Oued Derdoussa), et de MMi12 à MMi13 biozone de *G. nicolae* pour la deuxième coupe (Djebel Meni). Les résultats obtenus dans les deux coupes correspondent respectivement aux N16, N17 et N18 de Blow (1969).

Les événements biologiques définis peuvent être utiles à l'échelle régionale pour la corrélation avec d'autres bassins néogènes, principalement dans les bassins de la Méditerranée occidentale (Fig. 51). De plus, ils fournissent une approche biostratigraphique détaillée basée sur les bioévénements stratigraphiques des foraminifères planctoniques. Ces derniers sont calibrés sur une échelle du temps astronomique qui permet de reconstruire les enregistrements d'évolution chronostratigraphique. Les tendances d'évolution observées dans les assemblages des espèces planctoniques étudiées sont en effet en bonne concordance avec les enregistrements des bioévénements définis dans les bassins méditerranéens.

A Oued Derdoussa, la partie inférieure de cette coupe (à partir de la formation conglomératique jusqu'à l'échantillon O. Dr 04) est marquée par la présence de *N. acostaensis*; cet interval indique le biozone *N. acostaensis*, selon la biozonation de Belkebir *et al.* (1996) et à MMi11b selon Iaccarino *et al.* (2007). Cette partie ne contient qu'un seul bioévénement représenté par *N. acostaensis*, avec l'enroulement senestre. L'intervalle n'apparaît pas dans la coupe de Djebel Meni.

Dans le même contexte, l'unité du conglomérat correspond à un événement paléoenvironnemental significatif, contrôlé soit par la tectonique, soit par un changement eustatique du niveau de la mer survenu dans la partie centrale du Tortonien. Cet événement

pourrait être corrélé à l'échelle régionale avec l'important événement tectonique reconnu en Sicile par les conglomérats intercalés dans la partie inférieure de la coupe de Cozzo Terravecchia Fm, ainsi que dans le Sud de l'Espagne où il a provoqué la réorganisation majeure des bassins bétiques (Rouchy et al., 2007). De l'échantillon (O. Dr 04) à (O. Dr 46) à Oued Derdoussa, et (Dj. Mn 1) à (Dj. Mn 53) à Djebel Meni, on enregistre les zones *N. humerosa* et *N. dutertrei* selon la biozonation de Belkebir et al. (1996). Ils correspondent aussi au MMi12b et MMi 12 de Iaccarino *et al.*, (2007), qui sont limités par le FCO *G. Miotumida* plexus. Cet interval englobe huit événements biologiques dans la première coupe (Oued Derdoussa) et cinq dans la deuxième coupe (Djebel Meni). Les espèces du genre *Neogloboquadrina* sont présentées avec les deux groupes de Globorotaliidés carénées. *G. menardii* gr I (enroulement senestre) est présente continue à côté d'une présence dispersée du groupe *G. miotumida* dans cette partie. Le plexus de *G. miotumida* est représenté principalement par l'espèce *G. miotumida*. Cette observation correspond bien à ce que l'on a trouvé dans de nombreuses autres régions de la Méditerranée (Sierro *et al.*, 2001; Hilgen *et al.*, 2003; Dayja *et al.*, 2005; Hüsing *et al.*, 2007; Corbí et Soria, 2016). Par contre, lorsqu'on monte dans le temps, le groupe *G. menardii* gr I est progressivement remplacé par *G. menardii* gr II (enroulement dextral). Ce bioévénement coïncide avec la FCO du plexus de *G. miotumida* en quelques mètres (Sierro *et al.*, 1993). La population du groupe *G. menardii* a été limitée pendant le Messinien aux zones tropicales et subtropicales. Les espèces de ce groupe préfèrent vivre dans les eaux de surface à moins de 50 mètres et constituent un bon indicateur de l'eau chaude (Drinia *et al.*, 2004). Le FO du *G. menardii* gr. II équivalent à la forme 5 de *G. menardii* selon Sierro *et al.*, (1993) indiquent une augmentation de la température (Krijgsman et al., 1997). La limite T / M a enregistré des conditions plus ou moins stables avant les changements majeurs. Ces changements peuvent avoir une influence sur le coefficient de refroidissement, sur les habitats et donc sur la biogéographie (Zachariasse, 1979; Chamley *et al.*, 1986).

D'après Sierro *et al.* (1993), la population de *G. miotumida* au Messinien était marquée par l'abondance des spécimens des formes peu convexes de *G. miotumida*. Celles-ci cependant ont été partiellement remplacées par des espèces de formes coniques *G. mediterranea*, *G. conoidea* et *G. conomiozea*, une fois arrivées à l'entrée des corridors bétique et rifain. Benson *et al.* (1991) a mentionné l'importance du rôle joué par l'intensité du courant dans la circulation sub-tropicale au Nord de l'Atlantique pendant la limite T / M. De plus, il a découvert l'existence d'un renversement de courant dans la passerelle appelée

Événement de Siphon (traduit de siphon event) T / M. La FCO de *G. miotumida* a été enregistrée du côté de l'océan Atlantique et a été proposée pour marquer la limite T / M (Sierro, 1985; Sierro *et al.*, 1993). La limite entre les deux étages correspond à l'intervalle de la polarité magnétique inverse C3Br.1r. (Hilgen *et al.*, 2000). Cela indique la base de la biozone de *G. mediterranea* (Belkebir *et al.*, 1996) et à MMi12a (Iaccarino *et al.*, 2007). Parfois, la limite entre les deux étapes sus-mentionnées peut être définie par le FRO de *G. conomiozea* au lieu de *G. miotumida* (Hilgen *et al.*, 1995). Ces espèces vivent dans les eaux chaudes subtropicales mais aussi dans les zones fraîches subtropicales (Kennett *et al.*, 1985). Nous notons également que dans le secteur d'Oued Derdoussa, le plexus de *G. miotumida* est accompagné de la présence de *G. scitula* enroulée dextre dans la partie moyenne de la coupe, en particulier dans la partie inférieure de la formation de Tripoli. Dans le Nord-Est de l'Atlantique, sa présence est contemporaine de celle de *G. miotumida* et le groupe garde préférentiellement son enroulement dextre pendant l'intervalle de l'abondance de *G. miotumida* (Sierro *et al.*, 1993).

On remarque que le pourcentage de *G. scitula* diminue dans cette partie. L'espèce n'a pas enregistré une présence importante, pas plus que la partie basale de la coupe. Ce résultat confirme celle annoncée par Hüsing *et al.* (2009) en tant que un événement biologique du «paracme» basal du groupe de *G. scitula* à Monte dei Corvi (Apennin du Nord, Italie). Dans la coupe Djebel Meni, le sens d'enroulement des deux genres de *Globorotalia* et de *Neogloboquadrina* n'enregistre aucuns changements importants.

La partie supérieure des coupes est marquée par une faible présence du plexus de *G. miotumida*, elle est seulement avec quelques incursions de *G. miotumida*. Cet intervalle montre une forte présence du groupe *G. scitula*, qui est dominé principalement par l'espèce *G. nicolae* enroulement senestre et avec des incursions de *G. scitula* enroulé dextre. La présence commune de cette espèce a connu une nette diminution dans un court intervalle juste après l'élévation de son flux. Cette partie présente la biozone de *G. nicolae* selon la biozonation de Iaccarino *et al.*, 2007, alors qu'elle reste la même biozone de *G. mediterranea* selon Belkebir *et al.* (1996) pendant toute la phase Messinienne.

La coupe d'Oued Derdoussa, contrairement à Djebel Meni, enregistre l'enroulement dextre de *G. scitula* dans l'unité supérieure de la formation de marnes diatomitiques. Ce bioévénement, même s'il n'a pas été signalé ailleurs, il est enregistré ici mais dans un court

interval. Il a précédé le LO de *G. miotumida*. Cela peut être considéré comme une réponse de ce groupe aux conditions paléoenvironnementals locale

L'absence d'une discordance évidente dans la partie inférieure de la tranche pré-évaporites, comme le montrent les Fig. 20 (A, B, C et D) peut être considérée comme une interruption de sédimentation (paraconformité) pendant cette période.

Ainsi, l'absence de changement d'enroulement senestral à dextre sur *N. acostaensis* marquant le changement entre MMi 13b et MMi 13c et a été définis dans les deux coupes (Fig. 47 & 48). Cela peut être due à la possibilité que ce bioévénement dans le bassin du bas Chélif peut correspondre aux niveaux stériles de la partie supérieure des coupes ( Fig. 11).

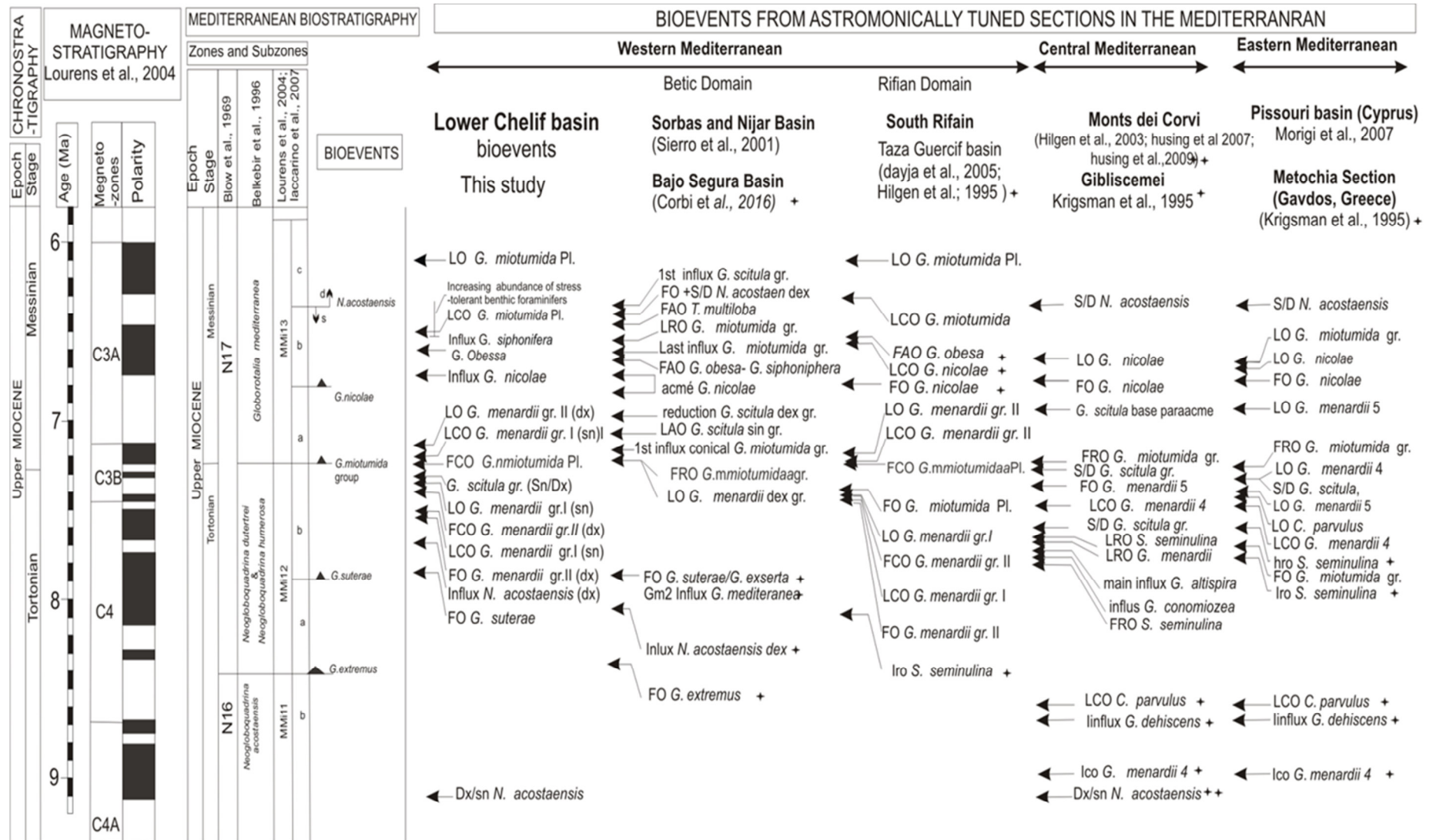


Fig. 51: Corrélation biostratigraphique entre les bioévénements du bassin du Bas Chélif et les autres bassins Néogènes du Méditerrané (Benzina et al, 2019).

### VIII. Conclusion générale

L'analyse des enregistrements bioévènementielle des foraminifères planctoniques de deux coupes marines du bassin du bas Chélif celles d'Oued Derdoussa et de Djebel Meni en Algérie, (bassin méditerranéen occidental) a fourni un résultat biostratigraphique détaillé.

En effet, les corrélations avec l'échelle des temps géologiques, calibrées astronomiquement, révèlent que les deux coupes couvrent une période qui s'étend de la partie supérieure du Tortonien jusqu'à la période messinienne pré-évaporitique.

Ces nouvelles découvertes nous ont donc permis de construire un cadre d'évolution chronostratigraphique plus ou moins détaillée et d'avoir la possibilité de faire des corrélations biostratigraphique à l'échelle régionale. D'une part, cela est une réalité à l'échelle locale avec les autres coupes proximales qui se situent dans les bassins Néogènes du Nord algérien à l'aide de la biozonation de Belkebir *et al.* (1996). D'autre part, la biozonation de Blow, (1969) ; Lourens *et al.*, (2004); Iaccarino *et al.* (2007), permet aussi d'établir une corrélation à une échelle plus grande avec les autres bassins néogènes de l'Ouest et de l'Est de la Méditerranée.

Les événements biologiques des foraminifères planctoniques identifiés dans les deux coupes sont déjà connus ailleurs en Méditerranée. Ils couvrent un interval de temps durant le Miocène supérieur. Le Tortonien commence, d'une part, par le changement d'enroulement Dx / Sn de *N. acostaensis*, puis, d'autre part, par la première présence (FO) de *G. suterae* qui constituent des bioévénements propres au Tortonien supérieur. Cette partie de la coupe d'Oued Derdoussa, montre la présence de *G. menardii* gr. II (enroulement senestre), qui est au fur et à mesure remplacé par *G. menardii* gr. II (enroulement dextre). Les deux groupes de *G. menardii* coexistent avec le groupe *G. scitula* en enroulement senestre. Ce dernier évolue et devient enroulé dextre avant la (FCO) du plexus de *G. miotumida*, quelques mètres sous la formation des marnes diatomitiques.

La limite T / M, coïncide avec le remplacement du groupe *G. menardii* (I et II) par le groupe *G. miotumida* Plexus (Sierro, 1985; Sierro *et al.*, 1993; Drinia *et al.*, 2004), malgré la coexistence de *G. miotumida* et de *G. menardii* dans un interval situé légèrement sous la formation de Tripoli. Cela peut être interprété comme une période de stabilité de



l'environnement avant qu'il reconnaisse de profonds changements qui affectent la biogéographie (Zachariasse, 1979; Chamley *et al.*, 1986).

La partie inférieure de la formation de Tripoli est dominée par le plexus *G. miotumida*, principalement des espèces de grande convexité, marquées par la présence de l'espèce *G. mediterranea*, contrairement à la formation des marnes bleues à la base des coupes. De plus, la présence de *G. scitula* est enroulé dextralement, en particulier dans la section d'Oued Derdoussa. L'influx de *G. nicolae* et la forte diminution de son occurrence régulière sont observés dans la partie moyenne de la formation de Tripoli. Cette partie montre également l'existence de *G. scitula* en enroulement senestre. La partie supérieure de la formation de Tripoli et la partie inférieure des évaporites n'ont pas enregistré la présence de spécimens, ce qui plaide en faveur de la restriction de l'environnement durant cette période.

Le nombre important des bioévénements, issus de l'étude des foraminifères planctoniques, nous a permis de réactualiser le cadre biostratigraphique dans le bassin du bas Chelif. De ce fait, les résultats ont montré une succession bioévènementielle allant du Tortonien supérieur au Messinien pré-évaporitique. A cet effet, il est impératif d'adopter la coupe composée (composite section) du Bassin comme étant une section biostratigraphique référence pour les bassins néogènes de l'Algérie nord-occidentale.

## Références

- Achalhi, M. 2016 .Chronostratigraphie et sédimentologie des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc) . Géologie appliquée. Université Mohammed Premier, Faculté des sciences Oujda (Maroc). *Thèse doc.* 288 ps.
- Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I.M., 2004. The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almería-Níjar basin, SE Spain). A new view of the “Lago-Mare” facies. *Sediment Geol, Elsevier, Amsterdam.* 168 (1), 71–95.
- Aïfa, T., Feinber, H., Derder, M. E-H., Merabet, N. E., 2003. Contraintes magnétostratigraphique concernant la durée de l'interruption de la communication en Méditerranéen occidental pendant le Messinien supérieur. *Geodiversitas, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.* 25 (4).
- Anderson, R.V., 1936. Geology in the coastal Atlas of the Western Algeria. *Journ Geol*, 41, 7, pp.673-693.
- Antonarakou. A, Drinia. H., et Zachariasse. J.W., 2004. Cyclostratigraphic determination of the replacement of *Globorotalia menardii* group by *globorotalia miotumida* group - a significant climatic change signal. *The third International Congress "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology*, Vienna Austria. Vol.1, pp. 155-175.
- Atif, K.F.T., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansour, B., Saint Martin, J.P., 2008. Le passage Mio-Pliocène dans le bassin du bas Chelif (Algérie)- Biostratigraphie et Paleoenvironnements. *Geodiversitas, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.* (30).1.
- Banner,F.T. et Blow,W.H. (1965): Two new taxa of the *Globorotaliinae* (*Globigerinacea, Foraminifera*) assisting determination of the late Miocene/middle Miocene boundary . *Nature, United Kingdom.* Vol. 207.
- Banner,F.T. et Blow,W.H. (1965): Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene . *Nature. Springer Nature, United Kingdom.* Vol. 208 p. 1164-66.
- Barhoun N. & Bachiri Taoufiq N., 2008. Événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le corridor sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité messinienne. *Geodiversitas. Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.* 30 (1).21- 40.

- Bassetti, M.A., Miculan, P., Sierro, F.J., 2006. Evolution of depositional environments after the end of Messinian salinity crisis in Nijar basin (SE Betic Cordillera). *Sediment Geol, Elsevier*, Amsterdam. 188, 279–295.
- 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 (basin du Chéelif, Algérie). *Geodiversitas. Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris. 30 (1) : 79-96.
- Belkebir, L., 1986. Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif du Dahra (Algérie) : biostratigraphie, paléocologie et paléogéographie. *Thèse de Doctorat, université de provence, Marseille*, France, 289 p., XIX pl., 64 Fig.
- Belkebir, L., Bessedik, M., Ameer-Chehbeur, A., Anglada, R., 1996. Le miocène des bassins nord occidentaux d'Algerie : biostratigraphie et eustatisme. *Elf Aquitaine éditions*, Pau, 16 :553-561.
- Belkebir, L., Bessedik, M., Mansour B., 2002. Le miocène supérieur du bassin du Chelif : Attribution biostratigraphie à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires des Services géologique d'Algérie*, 11 : 187-194.
- Belkebir, L., Labdi, A., Mansour B., Bessedik, M., Saint Martin, J.p., 2008. Biostratigraphie et lithostratigraphie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chéelif (Algérie). Implication sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas, Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris.30 (1) : 9-19.
- Bellas S.t, Frydas n.t, et Keupp H., 2007. Late Miocene calcareous nannofossil stratigraphy and bioevents correlation: kalidonia case section (NW crete, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. 2007. *Proceedings of the 11<sup>th</sup> International Congress*, Athens, May, 2007.
- Benson, R.H., Rakic-El- Beid, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifan Corridor (Morocco) at the Tortonian/Messinian boundary: The end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography, Wiley Blackwell*, New Jersey. 6 (1): 165-192.
- Benson, R.H., Rakic-El- Beid, K., 1996. The Bou Regreg Section, Morocco: proposed Global Boundary stratotype section and of the point of the Pliocene. *Notes et Mémoires du Services géologique du Maroc*, 383 ; 51-150.

- Benzina, M. 2008. Etude des assemblages des foraminifères benthiques du Miocene supérieur dans le bassin du bas Chélif (Algérie Nord occidental) : cas d'étude Djebel Meni. *Mémoire d'ingeniorat*, Univ Tlemcen . Algerie. 60p. Inédit.
- Benzina, M, Hebib, H. Bensalah, M. 2019. New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Revue de micropaléontologie, Elsevier*. Amsterdam. 62 (2019) 9–24.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C. et Aubry, M.-P. 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology Time scale*. (editor), *SEPM. Tulsa*. Oklahoma, 129-212.
- Berggren, W. A. (1977b). Late Neogene foraminiferal biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic). *Marine Micropaleontology, Elsevier* , Amsterdam. 2 (3): 265-313.
- Berggren, W.A., D.V. Kent & J.A. van Couvering, 1985. The Neogene, Geochronology and chronostratigraphy. In: *N.J. Snelling (ed.). The chronology of the stratigraphic record. Geol. Soc. London Mem*, London 10: 211-250.
- Bertini. A., Menichetti. E., 2015., Palaeoclimate and palaeoenvironments in central Mediterranean during the last 1.6 Ma before the onset of the Messinian Salinity Crisis: A case study from the Northern Apennine foredeep basin. *Review of Palaeobotany and Palynology, Elsevier* , Amsterdam . 218 (2015) 106–116.
- Bizon, G., Bizon J. J. 1972. Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen : *Oligocène à Quaternaire. Techniq. (Edit.)*, Paris, 316p.
- Bizon, Bizon & Montenat, 1975. Definition biostratigraphique du Messinien. *CR. Acad, Sci*. Paris. 281 D 359-362.
- Blanc-Valleron, M.M., Pierre, C., Caulet, J.P., Caruso, A., Rouchy, J.M., Cespuglio, G., Sprovieri, R., Pestrea, S., Di Stefano, E., 2002. Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. Elsevier* , Amsterdam. 185, 255–286.

- Bolli, H. M. & Saunders, J. B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In*, Bolli, H. M. , Saunders, J. B. & Perch-Neilsen, K. (eds) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 155-262
- Bonaduce, G., Sgarrella, F., 1999. Paleocological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 83 – 92.
- Blow, W. H., 1969. Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *The Cenozoic Globogerinida*, pt. II, sect. 2. Pp. 753- 1413.
- Braga, J.C., Martín,J.M., Riding,R., Aguirre,J., Sánchez-Almazo,I.M., Dinarès-Turell,J., 2006. Testing models for the Messinian salinity crisis: the Messinian record in Almería, SE Spain. *Sediment Geol, Elsevier* , Amsterdam. 188, 131–154.
- Caruso, A., Sprovieri, M., Bonanno, A., Sprovieri, R., 2002. Astronomical calibration of the Serravallian-Tortonian Case Pelacani section (Sicily, Italy). *Riv. It Paleont. Strat.* Milano. 108 (2), 297–306.
- Caracuel, J.E., Corbi, H., Gianetti, A., Monaco, P., Soria, J.M., Tent-Manclus, J.E. et Yébenes, A., 2011. Paleoenvironmental changes during the late Miocene (Messinian)–Pliocene transition (Bajo Segura Basin, southeastern Spain): Sedimentological and ichnological evidence. *Palaios*, Talsa (Oklahom). 26, 754–766.
- Catalano, R. et Sprovieri, R., 1969. Stratigrafia e micropaleontologia dell'intervallo tripolaceo di torrente Rossi (Enna). *Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, Atti Ser. VII, Suppl. Sci. Geol.* 1: 513--527.
- Catalano, R. & Sprovieri, R., 1971. Biostratigrafia di alcune serie Saheliane (Messiniano inferiore) in Sicilia. *In*: Farinacci, A. et Matteucci, R. (Editors), Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, 1970. *Edizioni Tecno-Scienza*, Rome, pp. 211-249.
- Cati, F., Colalongo,M.L., Crescenti,U., D’Onofrio, S., Follador, U., Pirini Raddrizzani, C., Pomesano Cherchi, A., Salvatorini, G., Sartoni, S., Premoli Silva, I., Wezel, F., Bertolino, V., Bizon, G., Bolli, H.M., Borsetti, A.M., Dondi, L., Feinberg, H., Jenkins, D.G., Perconig, E., Sampò, M., Sprovieri, R., 1968. Biostratigrafia a del Neogen e del Mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici. *Bollettino Società Geologica Italiana*. Italia, 87, 491–503.

Chaisson, W.P. & Leckie, R.M. 1993. High-Resolution Planktonic Foraminifer Biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (Western Equatorial Pacific). *In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Vol. 130 Eds: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A., et al. p. 137-178.

Chaisson, W. P. & Pearson, P. 1997. Late Paleocene to middle Miocene planktonic foraminifer biostratigraphy of the Ceara rise. *Proceeding of the Ocean Programme Drilling Scientific Result*. Vol 154.

Chaisson, William P; d'Hondt, Steven L (2000): Planktonic foraminifer datums, ages and ranges of ODP Hole 165-999A. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.803142>.

Chamley, M., Meulenkamp, J.E., Zachariasse, W.J., Van Der Zwaan, G.J., 1986. Middle to late Miocene marine ecostratigraphy: clay mineral planktonic foraminifera and stable isotopes from Sicily. *Oceanologica Acta, Elsevier*, Amsterdam. 9:277-238.

Cifelli, R., 1976. Evolution of the ocean climate and the record of planktonic foraminifera. *Nature, Springer*, United Kingdom. 264 (5585): 431-432.

Colalongo, M.L., di Grande, A., d'Onofrio, S., Gianelli, L., Iaccarino, S., Mazzei, R., Poppi Brigatti, M.F., Romeo, M., Rossi, A., Salvatorini, G., 1979. A proposal for the Tortonian Messinian boundary. *Ann. Geol. Pays Hellen., Tome hors Stir.* 1979, Fasc. I, pp. 285-294.

Corbi, H., 2010. Los foraminíferos de la cuenca neogena del Bajo Segura (sureste de España): bioestratigrafía y cambios paleoambientales en relación con la Crisis de salinidad del Mediterráneo. *Doc Thesis, Universidad de Alicante*. Alicante, 289 p.

Corbi, H., Lancis, C., Garcia Garcia, F.A., Soria, J.M., Tent-Manclus, J.E., Viseras, C., 2012. Updating the marine biostratigraphy of the Granada Basin (central Betic Cordillera). Insights for the Late Miocene palaeogeographic evolution of the Atlantic-Mediterranean seaway. *Geobios, Elsevier*, Amsterdam. 45, 249-263.

Corbi, H., Soria, J. M. 2016. Late Miocene early Pliocene planktonic foraminifer events stratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology, Elsevier*, Amsterdam. 77, 1010-1027.

Cornée, J.J., Munch, P., Melinte-Drobinescu, M.C., Ben Moussa, A., Quillévéré, F., Drinia, H., Azdimousa, A., Ouazani-Touhami, A., Merzeraud, G., Fauquette, S., Corsini, M., Moissette, P., Feddi, N., 2014. The Early Pliocene reflooding in the Western Mediterranean: New insights from the Rias of the Internal Rif, Morocco. *Comptes Rendus Geosci.* 1–9.

Cornée, J.J., Münch, P., Achalhi, M., Merzeraud, G., Azdimousa, A., Quillévéré, F., Melinte-Drobinescu, M., Chaix, C., Ben Moussa, A., Lofi, J., Séranne, M., Moissette, P., 2016. The Messinian erosional surface and the early Pliocene reflooding in the Alboran Sea: new insights from the Boudinar basin, Morocco. *Sedimentary Geology, Elsevier*, Amsterdam. 333, 115-129.

Dayja, D., Bignot, G. 2003. L'évolution paléoenvironnemental du bassin de Guercif (Corridor sud-Rifain, Maroc septentrional) et son implication dans la crise de salinité messinienne. *Bull. de la Soc Géol De France.* Paris, 174 (2), 177-185.

Dayja, D. Janin M-Ch, Boutakiout M. 2005. Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du couloire sud Rifain (Maroc) fondées sur les événements de foraminifères planctoniques et de nanofossiles calcaires. *Rev de Micropaléontologie, Elsevier*, Amsterdam. 48, 141-157.

Delfaud, J., Michaux, J., Neurdin, J., Revert, J., 1973. Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne. Evolution de région oranaise (Algérie) au miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr du Nord.* 64, 219-241.

Di Stefano A., Verducci, M., Lirer, F., Ferrari, L., Iaccarino, S., Husing, S., Hilgen, F.J., 2010. Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the central Mediterranean: integrated data from upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier*, Amsterdam. 297, 37–53.

D'onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Morlitti, E., Romeo, M., Salvatorini, G., Sampo, M., Sprovieri, R., 1975. Planktonic foraminifera of the upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian. *Boll. Soc. Paleont. Ital., v. 14, 177-196.*

Drinia. H., Antonarakou. A, Tsapara S. H & M. D. Dermitzakis., 2000. Foraminiferal stratigraphy and palaeoecological implications in turbidite-like deposits from the Early

Tortonian (Late Miocene) of Greece. *Journal of Micropalaeontology, Elsevier*, Amsterdam. 26: 145–158.

Drinia, H., Antonarakou, A., Dermitzakis, M., 2003. Planktonic foraminiferal ecozones: response of the pelagic environment to the palaeoclimatic changes in the eastern Mediterranean Sea. *Mediterranean Marine science. National Documentation Center. Greece*. Vol. 4/2, 21-38.

Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Dermitzakis, M.D. Kontakiotis, G. 2004. Foraminiferal record of environmental changes: Pre-evaporitic diatomaceous sediments from Gavdos Island, Southern Greece. *Proceeding of the 10<sup>th</sup> International Congress, Thessaloniki, Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXVI.

Drinia, H., Antonarakou, A., Tsapras, N., Kontakiotis, G., 2007. Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis: A case study from Gavdos Island (conditions palaeoenvironnementales precedent la crise de salinité messinienne: le cas de l'île Gavdos). *Geobios, Elsevier*, Amsterdam (40), 251-265.

Fauquette. S., Suc. J.P., Bertini. A., Popescu. S.M., Warny. S., Taoufiq. N.B., Villa. M. J. P., Chikhi. H., Feddi. N., Subally.S., Clauzon. G., Ferrier. J. 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier*, Amsterdam. v. 238, p. 281–301.

Fenet, B., 1975. Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain. *Thèse Doct. Etat, Univ. Nice*. 310 p., 101 Fig., 4 pl.

Gentil, 1903. Etude géologique du bassin de la Tafna. 428 p., 88 fig., 4 pl. Inédit.

Foresi, L.M., Iaccarino, S., Mazzei, R., Salvatorini, G., 1998. New data on calcareous plankton biostratigraphy of the Middle-Upper Miocene of the Mediterranean area. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano. 104. 95–114.

Foresi, L.M., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2001b. Appendice Bio-Cronostratigrafica .In Bossio,A.,Mazzei,R., Monte forti, B, Salvatorini,G.,Note Illustrative Carta Geologica di S.Mariadi Leuca. Atti Societ à Toscana Scienze Naturali. Memorie, serie B: *Zoologia, Botanica*, Museo friulano di storia naturale. Udine. 107, 97–163.



- Foresi, L.M., Bonomo, S., Caruso, A., di Stefano, A., di Stefano, E., Iaccarino, S.M., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., Sprovieri, R., 2002a. High resolution calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian succession of the Tremiti Islands (Adriatic Sea, Italy). In: Iaccarino, S.M. (Ed.), *Integrated Stratigraphy and Paleooceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. 108. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano. 257–273.
- Foresi, L.M., Bonomo, S., Caruso, A., di Stefano, E., Salvatorini, G., Sprovieri, R., 2002b. Calcareous plankton high resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian lower Serravallian Ras il-Pellegrin section (Malta). In: Iaccarino, S.M. (Ed.), *Integrated Stratigraphy and Paleooceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. 108. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano. 195–210.
- Fortuin, A.R., Krijgsman, W., 2003. The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. *Sediment Geol, Elsevier*, Amsterdam. 160 (1), 213–242.
- Govers, R., 2009. Choking the Mediterranean to dehydration: The Messinian salinity crisis. *Geology. Geological Society of America. Colorado*. 37 (2), 167–170.
- Haq. B.U., Hardenbol. J et Vail. P. R., 1987: Chronology of fluctuation Sea Level since Treasic- *Science*, 235: 1156-1166.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., et al. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. - In: de Graciansky, P.-C. et al. (eds): *Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, Oklahoma 60: 3-13.
- Hasegawa S., Sprovieri R. and Poluzzi A. 1990. Quantitative analysis of benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107: 461-478.
- Hebib H. 1995. Reconstitution paléoenvironnementale de la formation diatomitique messinienne de Chaâba El Beidha (Dahra Sud Ouest). *Mém. Ing. Univ. Oran*: 89 p., inédit.
- Hebib, H., Belkebir., L., 2006. Evolution des assemblages des foraminifères benthiques du miocène supérieur (exemples de la marge sud du bas Chelif). *Mém. Ser. Géol. Nation*, Alger. N° 13, pp. 263-273.

Hebib, H., 2015. La limite Tortono-Messinienne dans la marge nord du bassin du Bas Chelif. précisions biostratigraphiques et evolution des assemblages de foraminifères benthiques. *Thèse Doct.* Univ d'Oran. 270 P.

Hedberg, H.D. 1976. International Stratigraphic Guide. A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure. 200 pp., New York (Wiley & Sons).

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A., Zachariasse, W.I., 1995. Extending the astronomical polarity time scale into the Miocene. *Earth Planetary Science Letters, Elsevier*, Amsterdam 136, 495-510.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy), *Terra Nova, Wiley Blackwell*, New Jersey 11, 16-22.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2000a. Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Mar. Micropaleontology, Elsevier*, Amsterdam. 38, 181–211.

Hilgen, F.J., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Villa, G., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., 2000b. *The Global boundary Stratotype and Point (GSSP) of the Messinian Stage (Uppermost Miocene)*. *Episodes*, 23, 1–6.

Hilgen, F.J., Bissoli, L., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Meijer, R., Negri, A., Villa, G., 2000. Integrated stratigraphy and astrochronology of the Messinian at Oued Akrech (Atlantic Morocco). *Earth Planet Science Letters. Elsevier*, Amsterdam. 182, 237-251.

Hilgen, F.J., Aziz, H.A., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., 2003., Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle-Upper Miocene, northern Italy), *Paleogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology, Elsevier*, Amsterdam. 199, 229-264.

Hilgen, F., Aziz, H.A., Bice, D., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Kuiper, K., Montanari, A., Raffi, I., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2005. *The global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Tortonian stage (Upper Miocene) at the Monte Dei Corvi*. *Episodes*, vol.28, n°1.

- Hilgen, F.J., Kuiper, K., Krijgsman, W., Snelli, E., Van Der Laan, E., 2007. Astronomical tuning as the basis for the high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy, Micropaleontology Press*. vol. 4, nos. 2/3, 2007.
- Hilgen, F.J., Abels, H.A., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Raffi, S., Sprovieri, R., Turco, E., Zachariasse, W.J., 2009. *The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Serravallian Stage (Middle Miocene)*. *Episodes* 32, 152–166.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kenet, D.V., Boersma, A., Rakic El Beid, K., 1994. Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwest Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography, Wiley Blackwell*, New Jersey . 9, 835-855.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., Raymo, M.E., 2001. Correlation of the late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and the North Atlantic. *Paleoceanography, Wiley Blackwell*, New Jersey .16, 164-178.
- Hsü K.J., Ryan W.B.F., Cita M.B. (1973) - Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature, Springer*, United Kingdom. 242, 240–244.
- Hüsing, S.K., Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., 2007. Completing the Neogene geological time scale between 8.5 Ma and 12.5 Ma. *Earth Planet science letter, Elsevier* , Amsterdam. 253, 340-358.
- Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Link, W., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 2009. The upper Tortonian lower Messinian at Mont Dei Corvi (Northern Apennines, Italy), completing a Mediterranean reference section for the Tortonian stage. *Earth planet science letter, Elsevier* , Amsterdam. 282 (1), 140-157.
- Hüsing, S.K., Oms, O., Agustí, J., Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W., Zachariasse, W.J., 2010. On the late Miocene closure of the Mediterranean–Atlantic gateway through the Guadix basin (southern Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol, Elsevier* , Amsterdam. 291 (3–4), 167–179.
- Iaccarino, S., E. Morlotti, G. Papani, G. Pelosio & S. Raffi, 1975. Litostratigrafia e biostratigrafia di alcune serie neogeniche della provincia di Almeria (Andalusia orientale-Spagna). *Ateneo Parmense-Acta Naturalia*, 11: 237-253.

- Iaccarino, S., Salvatorini, G., 1982. A framework of planktonic foraminifera biostratigraphy for early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleontologia Stratigrafica ad Evoluzione*, 2 , 115–125
- Iaccarino, S., 1985. Mediterranean Miocene and Pliocene planktonic foraminifera. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds), *Plankton stratigraphy. Cambridge university press*, Cambridge: 283-314.
- Iaccarino, S., Bossio, A., 1999. Paleoenvironment of uppermost Messinian sequences in the Western Mediterranean (sites 974, 975, and 978). *Proceedings ODP, Sci. Results* 161, 529–541.
- Iaccarino, S., Premoli-Silve, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F., Turco, E., Petrizzo, M.R. 2007. Practical manual of Neogene Planktonic Foraminifera International school on planktonic foraminifera 6<sup>th</sup> Course, *Universit a degli Studi di Perugia*, Perugia.
- Iaccarino, S., Bertini, A., Di Stefano, A., Ferraro, L., Gennari, R., Grossi, F., Lirer, F., Manzi, V., Menichetti, E., Ricci Lucchi, M., Taviani, M., Sturial, G., Angeletti, L., 2008. The Trave section (Monte dei Corvi, Ancona, central Italy) : an integrated paleontological study of the Messinian deposits. *Stratigraphy, Micropaleontology Press*. 5 (3-4), 283-308.
- Iaccarino, S.M., Di Stefano, A., Foresi, L.M., Turco, E., Baldassini, N., Cascella, A., Da Prato, S., Ferraro, L., Gennari, R., Hilgen, F.J., Lirer, F., Maniscalco, R., Mazzei, R., Riforgiato, F., Russo, B., Sagnotti, L., Salvatorini, G., Speranza, F., Verducci, M., 2011. High-resolution integrated stratigraphy of the upper Burdigalian-lower Langhian in the Mediterranean the historical stratotype of the Langhian and new candidate sections for definition its GSSP. *Stratigraphy, Micropaleontology Press*. 8 ,199–215.
- Jenkins, D. G. (1960). Planktonic foraminifera from the Lakes Entrance oil shaft, Victoria, Australia. *Micropaleontology*. 6: 345-371.
- Jenkins, D. G. 1971. New Zealand Cenozoic Planktonic Foraminifera: *New Zealand Geol. Surv. Paleont. Bull.*, v. 42, 278 p.
- John A. Van Couvering, Davide Castradori, Maria Bianca Cita, Frederik J. Hilgen, and Domenico Rio. 2000. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series, *International Union of Geological Sciences*. Rio De Janeiro. Episodes 2000; 23(3): 179-187.

Kastens, K.A., Mascle, J., et al., 1990. *Proc. ODP, Sci. Results*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Kennett, P.J., Srinivasan, M.S., 1983. Neogene Planktonic foraminifera: A Phylogenetic Atlas, *Hutchinson Ross Publishing Co., Stroudsburg, PA*, 265p.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1994. The age of the Tortonian/Messinian boundary. *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier*, Amsterdam. 121 (1994) 533-547.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A., Zachariasse, W.J., 1995. Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett. Elsevier*, Amsterdam. 136, 475-494.

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. Elsevier*, Amsterdam. 133, 27-48.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes, progression of the Messinian salinity crisis. *Nature, Springer*, United Kingdom. 400, 652–655.

Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G., Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Mar. Geol. Elsevier*, Amsterdam. 153, 147–160.

Krijgsman, W., Garces, M., Agustí, J., Raffi, I., Taberner, C., Zachariasse, W.J., 2000. The ‘Tortonian salinity crisis’ of the eastern Betics (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett, Elsevier*, Amsterdam. 181 (4), 497 -511.

Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J., Sierro, F.J., 2001. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and the orbital (precessional) forcing evaporite cyclicity. *Sediment. Geol., Elsevier*, Amsterdam .140, 43-60.

Krijgsman, W., Blanc-Valleron, M.M., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Merle, D., et al . 2002. The onset of the Messinian salinity crisis in the eastern Mediterranean

(Pissouri Basin, Cyprus). *Earth and Planetary Science letters, Elsevier*, Amsterdam. 194, 299-310.

Krijgsman, W., Gaboardi, S., Hilgen, F.J., Iaccarino, S., de Kaenel, E., van der Laan, E., 2004. Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): no glacio-eustatic control for the onset of the Messinian salinity crisis. *Stratigraphy, Micropaleontology Press*. 1, 87 – 101.

Kouwenhoven T. J. (2000). Survival under stress: benthic foraminiferal patterns and cenozoic biotic crisis. *Geol. Ultraiectina*, n° 186, 206 p.

Kouwenhoven T. J., Hilgen F. J. and Wan Der Zwaan G. J. (2003). Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec. Elsevier*, Amsterdam. 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 Micropaleotology. Elsevier*, Amsterdam. 60, 17-44.

Lirer, F., Foresi, L.M., Iaccarino, S.M., Salvatorini, Turco. E., Cosentino. C, Sierro. F. J, Caruso. 2019. A. Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth-Science Reviews, Elsevier*, Amsterdam. 196. 102869.

Lirer. F., et Iaccarino. S. 2011. Mediterranean Neogene historical stratotype sections and Global Stratotype Section and Points (GSSP): state of the art. *rischen Museums in Wien, Serie A 113*.

Loeblich A. R. Jr. et Tappan H. 1964. Treatise on invertebrati paleontology and foraminiferida chiefly. *Geol. Soc. of America*. Raeymond C. Moore (edit.), Protista 2, Vol I-1, 2.

Loeblich A. R. Jr. et Tappan H. 1988. Foraminiferal genera and their classification, *Van Nostrand Reinhold company*, Washington. v 1, 970 p.; 2, 847 pl.

Loget. N., Van Den Driessche. J. 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology, Elsevier*, Amsterdam. 188 – 189 (2006) 341 – 356.

- Lofi, J., 2002. La Crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. *PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques de Lille*, Lille, 285 pp.
- Lourens, L.J., Hilgen., F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. The Neogene period In: Smith, A.G. (Ed), A Geological time scale 2004, *Cambridge university press*, p 409-440.
- Mackenzie, A.S., Patience, R.L., Maxwell, J.R., Vandenbroucke, M. et Durand, B., 1980. Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France, Changes in the configurations of acyclic isoprenoids, steranes and triterpanes. *Geochim. Cosmochim. Acta, Elsevier* , Amsterdam. 44: 1709--1721.
- Mansour, B. 2004. Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie Nord occidentale). *Thèse de doctorat d'état*, Univ. Oran, 285p.
- Mazzola C. 1971. Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proc. II int. Conf. Plankt.*, Roma, 2, p. 787-818.
- Meijer, P.Th., Krijgsman, W.A., 2005. Quantitative analysis of the desiccation and refilling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier* , Amsterdam. 240, 510–520.
- Moissette P. 1988. Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 102 : 351 p., 31 pl.
- 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, Elsevier* , Amsterdam. 40, 267-279.
- Nesteroff, W.D., 1973a. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K. et al. (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 13, 673-694.
- Nesteroff, W.D., 1973b. Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée, bassins peu profonds avec dépôt d'évaporites lagunaires. *Messinian Events in the Mediterranean* (Ed C.W. Drooger). *North-Holland*, Amsterdam, pp. 68–81.

Neurdin-Trescarte, J., 1992., Le remplissage du bassin néogène du Chelif. Modèle de références de bassin intra-montagneux. *Thèse Doct. Etat, Es-Sci.*, université de Pau et Pays de L'Adour, France, 605p.

Orszag-Sperber, F., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.-M., Merle, D., Rouchy, J.M., 2009. The onset of the Messinian salinity crisis: insights from Cyprus sections. *Sediment. Geol.* , Elsevier , Amsterdam. 217 (1–4), 52–64.

Perrodon, A., 1957. Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Alger, Bull. n° 12*, 382p.

Pomel, A., 1982. La classification des terrains néogènes de l'Algérie et réponses aux critiques de M. Peron. *bulletin de la société géologique de France* , série 3 , 20 : 166-174.

Poor, R.Z., 1981. Late Miocene biogeography and paleoclimatology of the central north Atlantic. *Mar. Micropaleontol.*, Elsevier , Amsterdam. 6(5/6): 599-616.

Reiss, Z., Merling-Reiss, P. et Moshkovitz, S., 1971. Quaternary planktonic foraminifera and nannoplankton from the Mediterranean continental shelf and slope of Israel. *Isr. J. Earth Sci.*, Elsevier , Amsterdam. 20: 141-177.

Rögl, F. & Bolli, H. M. (1973). Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of LEG 15, site 147 (Cariaco Basin (Trench), Caribbean Sea) and their climatic interpretation. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. **15**: 553-579

Rouchy, J.-M., Orszag-Sperber, F., Bizon, G., Bizon, J.-J., 1980. Mise en évidence d'une phase d'émersion fini-messinienne dans le bassin de Pissouri, Chypre: une modalité de passage Miocène – Pliocène en Méditerranée orientale. *C.-R. Acad. Sci. Paris* 291, 729 – 732.

Rouchy, Jean Marie., 1982. La genèse des évaporites Messiniennes de Méditerranée. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. (Paris), Série C, Sciences de la Terre (L, 280 pp.)*.

Rouchy, J.M., Orszag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M.-M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N., Panayides, I., 2001a. Paleoenvironmental changes at the Messinian – Pliocene boundary in the eastern Mediterranean: southern Cyprus basins. *Sediment. Geol.* , Elsevier , Amsterdam. 145, 93 – 117.



- Rouchy, J.M., Taberner, C., Peryt, T.M., 2001b. Editorial: sedimentary and diagenetic transitions between carbonates and evaporites. *Sediment. Geol.*, Elsevier, Amsterdam. 139, 1 – 8.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sediment. Geol.*, Elsevier, Amsterdam. 188, 35–67.
- Rouchy, J. M., Caruso, A., Pierre, C., Blan-Valleron, M.M., Bassetti, M. A., 2007. The end of the messinian salinity crisis : evidence from The Chelif Basin (Algeria), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Elsevier, Amsterdam. 254, 386–417.
- Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Manzi, V., Taviani, M., 2008a. A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area. *Stratigraphy.*, Elsevier, Amsterdam. 5, 323–342.
- Saint Martin J.-P., Cornée 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 Bas-Chélif, Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences II*, 315: 1365-1372.
- Salvador, A. (1994) International Stratigraphie Guide. A Guide to Stratigraphie Classification, Terminology, and Procedure. *Geological Society of America*, Boulder, 214 pp.
- Satur, L., 2004. les bivalves Tortonian de Douar Bettahar et l'anticlinal d'Abreuvoire (Dahra occidental) : Etude systématique et Paléocologique. *Mémoire de Magistère*. Université D'Oran, 70p. (Inédit).
- Satur, L., Laurit-Rage, A., Belkbir, L., Mansour, B., Saint Martin, J.P., Bessedik, M. 2011. Les bivalves ptériomorphes du Tortonien du versant sud-ouest du massif du Dahra (Bassin du bas Chelif, Algérie) : Systématique et paléo-biologie. *Bull du service géologique national-Algrie*. Vol 22. 119-139.
- Satur, L., 2012. Les bivalves du Néogène de l'Algérie Nord-occidentale : Systématique et Paléontologie. *Thèse Doct.* Université d'Oran. 343 P.

Serrano, F., Palmqvist, P., Guerra Merchan, A., Romero, A., 1995. Analisis multivariante de las asociaciones de foraminíferos planctónicos de los sedimentos tortonienses de la Cuenca de La Atalaya (Cordillera Bética, España). *Revista Espanola de Paleontología*, 7 extra, Homenaje al Dr. Guillermo Colom 119- 128.

Sierro, F.J., 1985. The replacement of the “*Globorotalia menardii*” Group by the *Globorotalia miotumida* Group: An aid to recognizing the Tortonian-Messinian Boundary in the Mediterranean and adjacent Atlantic. *Marine Micropaleontology. Elsevier* , Amsterdam. 9, 525–535.

Sierro, F.J., Flores, J.A., Civis, J., Gonzales Delgado, J.A., Francis, G., 1993. Late Miocene *globorotaliid* event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology. Elsevier* , Amsterdam. v 21, 143– 168.

Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Flores, J.A., 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. Elsevier* , Amsterdam. v 168, 141–169.

S. N. Repal (1952)- le Bassin néogène du Chelif. *Publ. XIXe Congr. Intern. Géol. ; Alger*, Monographies régionales ser. 1 n° 16, 56p.

Sprovieri, M., Bellanca, A., Neri, R., Mazzola, S., Bonanno, A., Patti, B., Sorgente, R., 1999. Astronomical calibration of the late Miocene stratigraphic events and analysis of precessionally driven paleoceanographic changes in the Mediterranean basin. *Memorie della societa Geologica Italiana* 54, 7-24.

Sprovieri, R., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Foresi, L.M., Iaccarino, S.M., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2002b. An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, Milano. 108 ,337–353.

Srinivasan M.S. et Srivastava S.S. 1975. - Late Neogene bio stratigraphy and planktonic foraminifera of Andaman-Nicobar Islands, Bay of Bengal. *Micropaleontol. Spec. Publ.*, n1 , pp. 124-161 .

Thomas H. 1985. Géodynamique d’un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chélif occidental durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Pau et Pays de l’Adour, 594., 161 Fig., 32 tabl., 10 pl. (inédit).

- Thunell, R.C., 1978. Distribution of Recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean sea. *Mar. Micropaleontol., Elsevier*, Amsterdam. 3: 147-173.
- Tjalsma, R.C., 1971. Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (southern Spain). *Utrecht Micropal. Bull.* 4, 1–161.
- Van Assen, E., Kuiper, K.F., Barhoun, N., Krijgsman, W., Sierro, F.J., 2006. Messinian astrochronology of the Mellila basin: stepwise restriction of the Mediterranean-Atlantic connection through Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier*, Amsterdam. v 238, 15–31.
- Van Der Zwaan G. J. 1982 - paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht, Micropal. Bull.*, V. 25, pp. 172-201, 15 pl.
- Van Eijden, A. J. M. et Smit, J. 1991: Eastern Indian Ocean. Cretaceous and Paleogene quantitative biostratigraphy. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Vol. 121 Eds: Weissel, J. Peirce, J. Taylor, E. Alt, J. p. 77-123
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Röhl, U., 2001. Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: relation to Messinian events. *Mar. Geol. Elsevier*, Amsterdam. 180, 71 – 85.
- Wernli, R., 1977. Les foraminifères planctoniques de la limite Mio-Pliocène dans les environs de Rabat (Maroc). *Eclogae geologicae Helvetiae* 70, 143–191.
- Wernli, R., 1979. Le Pliocène de la Mamora (Maroc) : Stratigraphie et foraminifères planctoniques. *Eclogae geologicae Helvetiae* 72, 119– 143.
- Wernli. R., 1980. Le Messinien à *Globorotalia conomiozea* (Maroc) *Eclogae geologicae Helvetiae*. Vol. 73/1.
- Wernli, R., 1988. Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques du Maroc 331, 1-266.
- Ynze a. Baumfalk, Simon R. Troelstra, Gerald Ganssen and Maarten J.I. Van Zanen. Phenotypic variation of *globorotalia scitula* (foraminiferida) as a response to Pleistocene climatic fluctuations. *Marine Geology*, 75 (1987) 231-240.

Zachariasse, W.J., 1975. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene of (Greece). *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 11, 1-171.

Zachariasse, W.J., 1979. Planktonic foraminifera from section Potmida I: Taxonomic and phyletic aspect of keeled globorotaliids and some Paleoenvironmental estimates. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, 21: 129-166.

Zhang, J., Scott D.B., 1996. Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Messinian (latest Miocene) across the North Atlantic Ocean. *Mar. Micropaleontol. Elsevier*, Amsterdam. 29, 1-36.

**Sites électroniques consultés :**

[https://satellites.pro/Algeria\\_map#36.026473,0.364265,13](https://satellites.pro/Algeria_map#36.026473,0.364265,13)

-[www.marinespecies.org](http://www.marinespecies.org) (WoRMS).

<http://www.mikrotax.org/pforams/index.php?taxon>.

## Liste des figures

Fig. 01 :	Résumé des caractères principales de l'histoire des échanges Méditerranéens à la fin du Miocène et au début du Pliocène R. Flecker. Etal. (2015).....	05
Fig.02 :	Chronostratigraphie du Miocène supérieur-Pliocène inférieur et événements messiniens en Méditerranée.....	05
Fig. 03 :	Les grands traits structuraux du bassin de Bas Chelif.....	13
Fig. 04 :	Localisation des principaux bassins néogènes dans la partie Méridionale du méditerrané occidental.....	14
Fig. 05 :	Localisation des principaux bassins néogènes dans la partie Méridionale du méditerrané occidental.....	17
Fig. 06 :	L'aspect paléogéographique de passages marin Méditerranée-Atlantic au niveaux des cordillères Betique et Rifain. (Benson <i>et al</i> ,1991).....	19
Fig. 07 :	Position des bassins néogènes et quaternaires du domaine Rifain, d'après (Barhoun N. & Bachiri Taoufiq N. 2008) légèrement modifiée.....	19
Fig. 08 :	Localisation des bassins Néogène du domaine Bétique.(Corbi <i>et l.</i> , 2012)	21
Fig. 09 :	Les bassins Néogènes du Nord Algérienne.....	29
Fig. 10 :	Cadre géographique général : (A) les bassins Néogènes d'Algérie au sein du bassin Méditerranée, (B) situation géographique de la zone d'étude, (C) localisation de coupe d'Oued derdoussa.....	30
Fig. 11 :	Succession Lithostratigraphique de la partie basale de la coupe d'Oued Derdoussa (Satour, 2012).....	31
Fig. 12 :	La coupe lithologique d'Oued Derdoussa.....	32
Fig. 13 :	Localisation de la coupe de Dj Meni (AB).....	35
Fig. 14 :	La coupe lithologique de Djebel Meni.....	36
Fig. 15 :	Coupe de Djebel Meni, bassin du Chélif (Algérie), Correlation avec les travaux antérieurs (Belkebir et al., 2008).....	37
Fig. 16 :	Coupe de la clause de Chélif (Djebel Meni) in Pérodon1975 simplifié in Hebib 2015.....	38
Fig. 17 :	Lles principales unités lithologiques de deux coupes.....	39
Fig. 18 :	panoramas présente les principales unités lithologiques dans le secteur d'Oued Derdoussa.....	40
Fig. 19 :	Panorama présente les principales unités lithologiques dans le secteur de Djebel Meni.....	41
Fig. 20 :	Panorama présente la limite entre la formation de marnes diatomitiques et la formation gypseuse (A et B) la limite dans la coupe de Djebel Meni, (C et D) la limites dans coupe de Oued Derdoussa.....	42
Fig. 21 :	L'espèce de <i>G. menardii</i> de bassin du Bas Chélif.....	47

Fig. 22 :	L'espèce <i>G. plesiotumida</i> de bassin du Bas Chéelif.....	49
Fig. 23 :	L'espèce <i>G. merotumida</i> de bassin du Bas Chéli.....	51
Fig. 24 :	L'espèce <i>G. mediterranea</i> de bassin du Bas Chéelif.....	54
Fig. 25 :	L'espèce <i>G. miotumida conomiozea</i> de bassin du Bas Chéelif.....	56
Fig. 26 :	L'espèce <i>G. conoidea</i> de bassin du Bas Chéelif.....	58
Fig. 27 :	L'espèce <i>G. miotumida</i> de bassin du Bas Chéelif.....	60
Fig. 28 :	L'espèce <i>G. saheliana</i> de bassin du Bas Chéelif.....	61
Fig. 29 :	L'espèce <i>G. scitula</i> de bassin du Bas Chéelif.....	64
Fig. 30 :	L'espèce <i>G. suterae</i> de bassin du bas Chéelif.....	65
Fig. 31 :	L'espèce de <i>G. ventriosa</i> de bassin du Bas Chéelif.....	68
Fig. 32 :	L'espèce <i>N. acostaensis</i> de bassin du Bas Chéelif.....	71
Fig. 33 :	L'espèce <i>N. humerosa</i> de bassin du Bas.....	73
Fig. 34 :	L'espèce de <i>N. dutertrei</i> de bassin du Bas Chéelif.....	75
Fig. 35 :	L'espèce <i>Globigerinella obesa</i> de bassis du Bas Chéelif.....	77
Fig. 36 :	L'espèce <i>Globigerinella siphonifera</i> de bassin du Bas Chéelif.....	79
Fig. 37 :	localisation des sites des coupe types du Néogène supérieur (Fabrizio, 2011).	96
Fig. 38 :	Tableau de corrélation biostratigraphique de la période de basé sur les foraminifères planctoniques dans le bassin de Méditerranée (Lirer et al., 2019).....	105
Fig. 39 :	Evolution de groupe de <i>Globorotalia</i> carénées ( <i>G. menardii</i> gr) au Oued Derdoussa.....	107
Fig. 40 :	Evolution de groupe de <i>Globorotalia</i> carénées ( <i>G. menardii</i> gr) au Djebel Meni.....	108
Fig. 41 :	Evolution de groupe <i>Globorotalia</i> carénées ( <i>G. miotumida</i> ) .....	110
Fig. 42 :	Evolution de groupe caréné de <i>Globorotalia</i> ( <i>G. miotumida</i> ).....	111
Fig. 43 :	Evolution de groupe caréné de <i>Globorotalia</i> ( <i>G. scitula</i> ) d'Oued Derdoussa	113
Fig. 44 :	Evolution de groupe caréné de <i>Globorotalia</i> ( <i>G. scitula</i> ) de Djebel Meni	114
Fig. 45 :	Evolution de Nombre de <i>N. acostaensis</i> d'Oued Derdoussa.....	116
Fig. 46 :	Evolution de <i>N. acostaensis</i> de Djebel Meni.....	117
Fig. 47 :	Les bioévénements enregistrés dans Oued Derdoussa.....	118
Fig. 48 :	Les bioévénements enregistrés dans Djebel Meni.....	119
Fig. 49 :	Corrélation bio-évènementiel entre les deux coupes étudiées.....	136
Fig. 50 :	Bioévénements auxiliaires observés dans le bassin du bas Chelif. <i>G. saheliana</i> to checked.....	138
Fig. 51 :	Corrélation biostratigraphique entre les bioévénements du bassin du Bas Chéelif et les autres bassins Néogènes du Méditerrané.....	145

Planches photos

## PLANCHE I

### **Groupe I: *Globorotalia menardii* (Enroulement senestre):**

1, 2, 3, 4- *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865);

1–2 de (O. Dr 5), (1) vue spirale, (2) vue ombilicale.

3–4 de (Dj. Mn22); (3) vue ombilicale, (4) vue en profil.

5, 6 de (O. Dr 8) *Globorotalia plesiotumida* (Banner & Blow, 1965);

(5) vue ombilicale, (6) vue spirale.

11, 12. *Globorotalia merotumida* (Senestre)

(11) de (O. Dr 09) vue spirale.

(12) de (O. Dr 09) vue en profil.

### **Groupe II *Globorotalia menardii* (Enroulement dextre):**

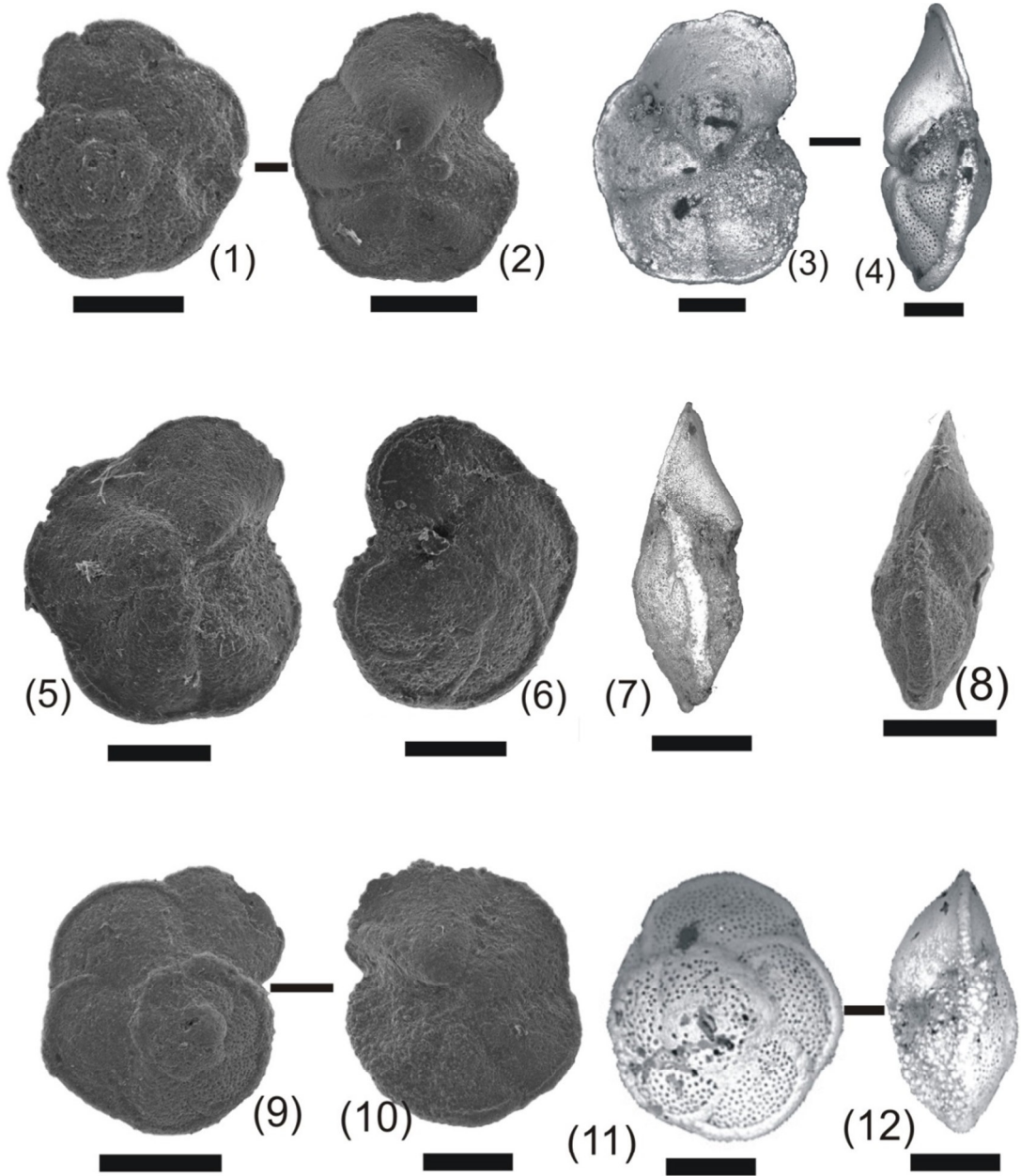
7, 8, 9, 10. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865).

(7) de (Dj. Mn 41) Vue en profil.

(8) de (O. Dr 39) vue en profil.

(9,10) de (O. Dr 41), (9) vue spirale, (10) vue ombilicale.





Scale bar = 100µm

## PLANCHE II

### ***Globorotalia miotumida* plexus:**

1. 2. 3. *Globorotalia mediterranea* Catalano & Sprovieri, 1969:

(1) de (O. Dr 11) vue en profil, 2. 3. de (Dj. Mn 54). (2) vue en profil, (3) vue ombilicale.

4. 5. 6. de (O. Dr 41) *Globorotalia miotumida conomiozea* Kenett, 1966:

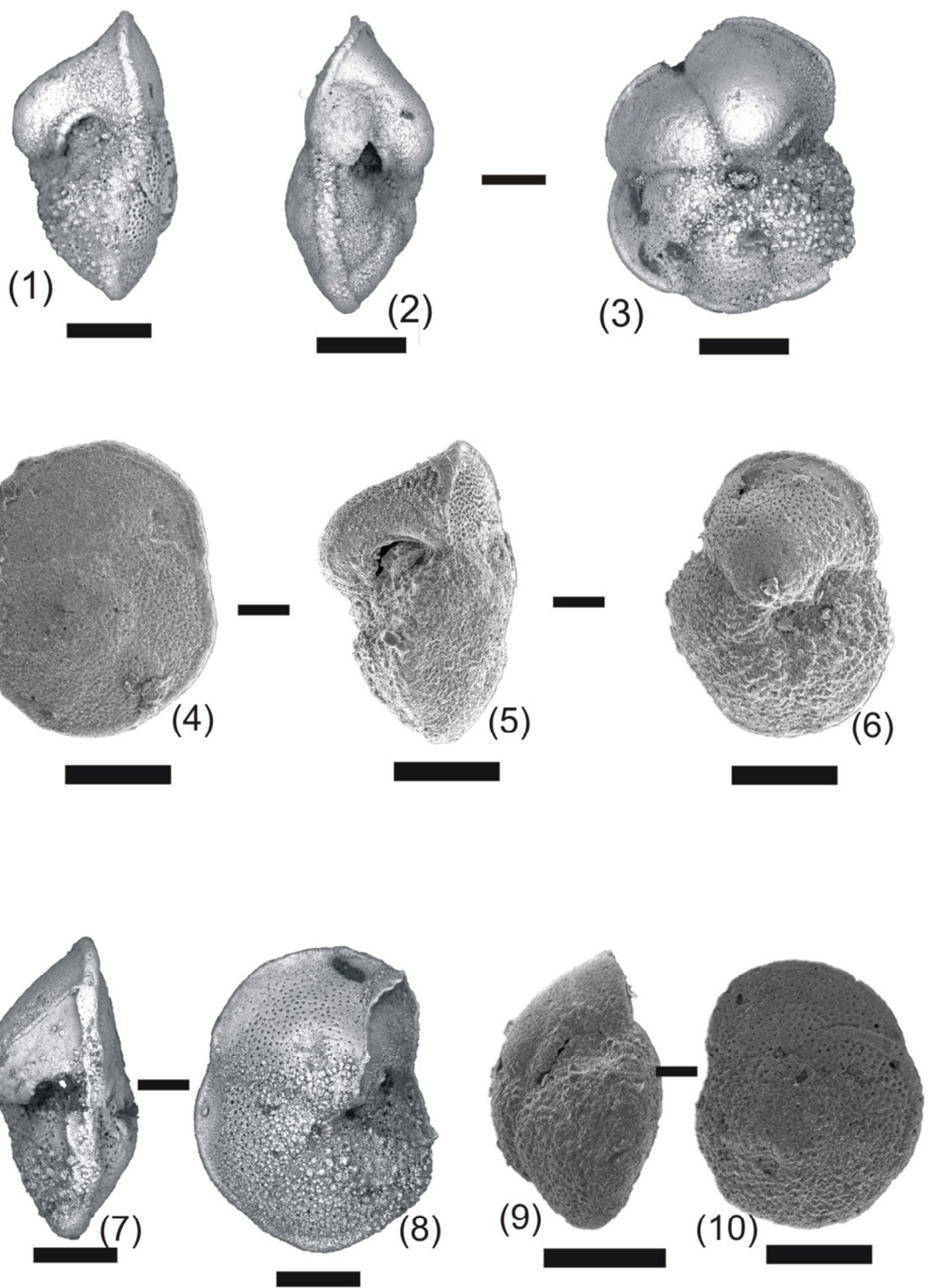
( 4) vue spirale, (5) vue en profil, (6) vue ombilicale.

7.8. de (Dj. Mn 64) *Globorotalia miotumida* Jenkis, 1960:

(7) vue en profil, (8) vue ombilicale

(9, 10) de (O. Dr 50) *Globorotalia conoidea* Walters 1965 :

(9) vue en profil, (10) vue spirale.



Scale bar = 100µm

### PLANCHE III

***Globorotalia scitula* (Enroulement dextre):**

1. 2. 3. 4. *Globorotalia scitula* (Brady, 1882):

(1–2) de (O. Dr 29), (1) vue en profil, (2) vue ombilicale,

(3–4) de (Dj. Mn 6), (3) vue en profil, (4) vue ombilicale.

***Globorotalia scitula* (Enroulement senestre):**

5. 6. de (O. Dr 34) *Globorotalia scitula* (Brady, 1882) :

(5) vue ombilicale, (6) vue en profil.

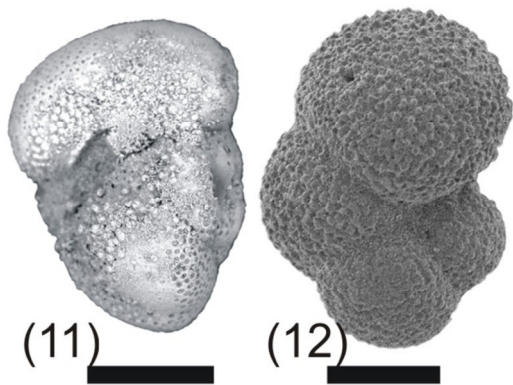
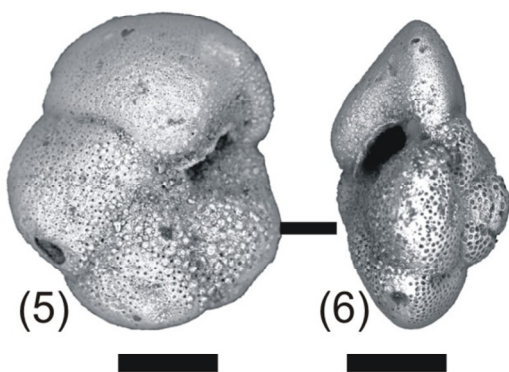
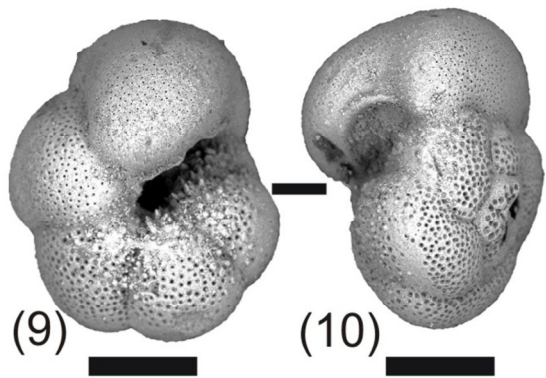
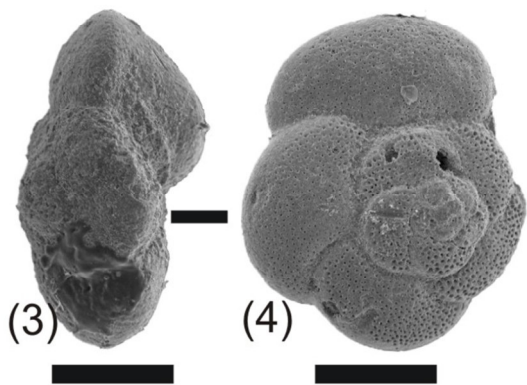
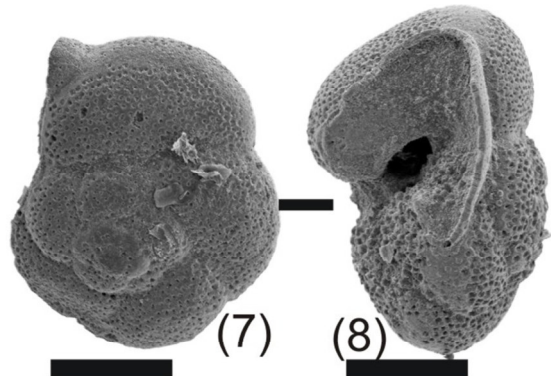
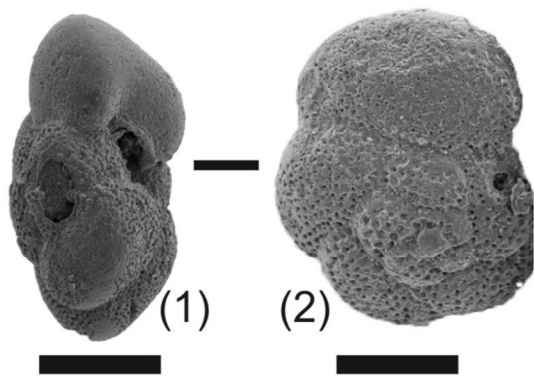
7. 8. de (O. Dr 37) *Globorotalia scitula ventriosa* Ogniben, 1958:

(7) vue spirale, (8) vue en profil.

9. 10. 11. de (O. Dr 26) *Globorotalia suterae* Catalano and Sprovieri, 1971:

(9) vue ombilicale, (10) vue en profil. (11) de (Dj. Mn 8) vue en profil.

12. de (O. Dr 68) *Globorotalia nicolae* Catalano & Spovieri, 1971.



Scale bar = 100µm

PLANCHE IV :

1 2. 3. de (O. Dr 69) *Globigerinella siphonifera* (D'orbigny, 1839):

(1) vue ombilicale, (2. 3) vue en profil.

(4. 5) de (O. Dr 69) *Globigerinella obesa* (Bolli, 1957):

(4) vue en profil, (5) vue spirale,

6. 7. 8. 9. 10. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959):

(6. 7) de (O. Dr 18) sinistrally coiled, (7) vue ombilicale, (8) vue en profil.

(8. 9) de (O. Dr 01) dextrally coiled, (20) vue spirale, (21) vue ombilicale. (11) de (Dj. Mn 03)

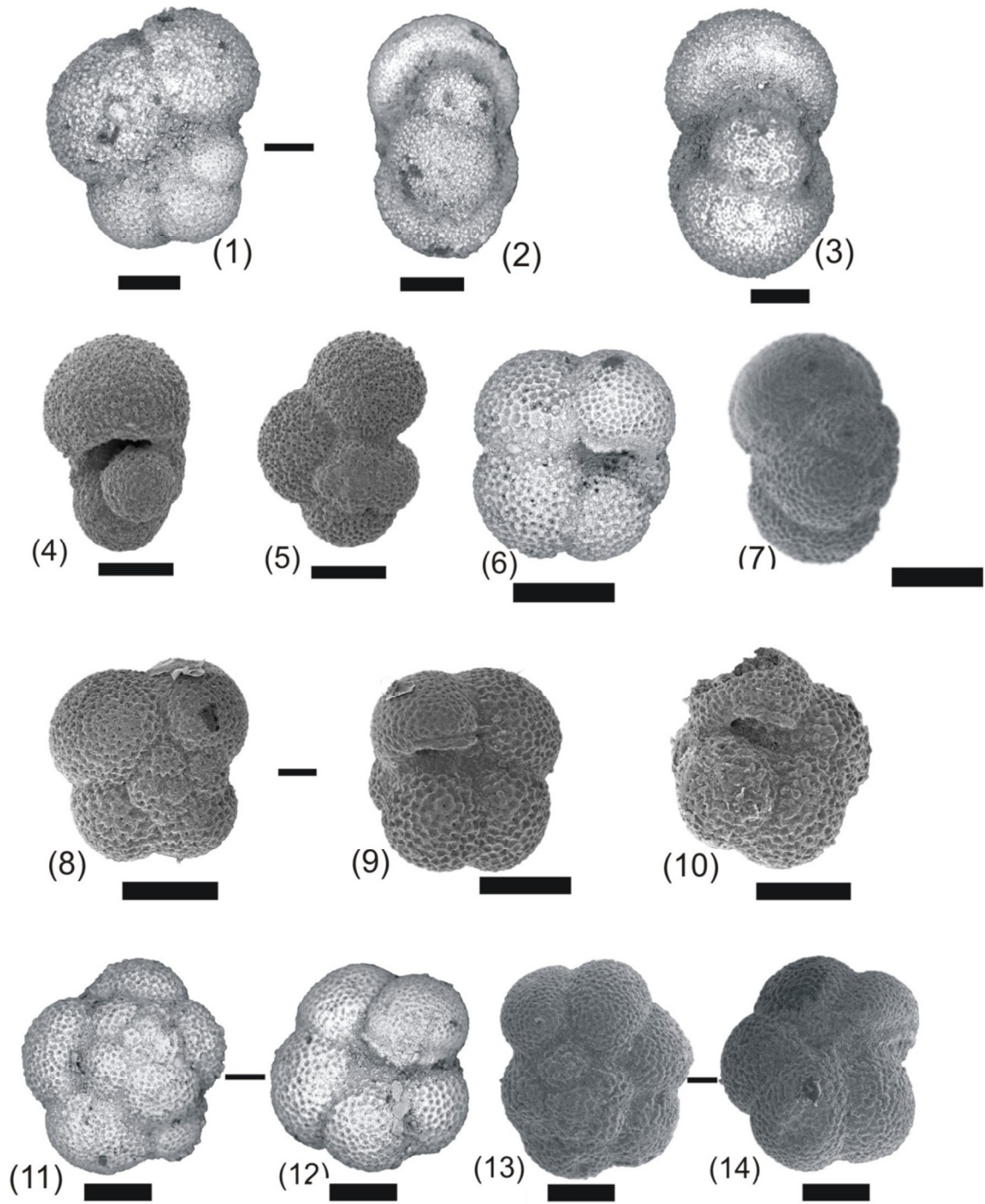
(11. 12) de (Dj. Mn 32) *Neogloboquadrina dutertrei* (D'orbigny, 1839);

(11) vue spirale, (12) vue ombilicale.

(13. 14) de (O. Dr 26) *Neogloboquadrina humerosa* Takayanagi & Saito, 1962;

(13) vue spirale, (14) vue ombilicale.





Scale bar = 100µm

# Annexes



: Annexe 1

Tableau.1 : les données numériques de fréquences d'abondance des espèces dans la coupe d'Oued Derdoussa

	Globorotalia Non carénées								Globorotalia carénées								N. acostaensis				
	Groupe G. scitula				Groupe G. menardii				Groupe G. miotumida												
	scitula		Suter		ventr		Autre		menard		merot		Plesio		miotu	medit	conom	conoid	Dx	Sn	
Ech01	7	87																		88	13
Ech02	17	70													12	1				56	279
Ech03		44													50	6				47	312
Ech04	4	43		20		10	1	20	1				1							25	174
Ech05		45		4		1		5	1	33		5	1	5						192	157
Ech06	1	24	1	12		4		3	2	30				5	15		2			75	134
Ech07		6		3			3		1	42		3		29	12	2	3			2	325
Ech08	4	2		1		4	3		1	46	1	9		15	7	4	1	2		7	119
Ech09		8	1		2	2	1	2	4	47		2	1	13	9	8		1		74	203
Ech10	31	38	6	6	1	11	5	1						1						2	96
Ech11	5	62	1	9	1	11		9												21	208
Ech12	41	8	5	12	16	10	3	1				1		1	1					19	204
Ech13	4	20	7	39	1	26	1													18	126
Ech14	1	11	1	38		33				4	2			6		2	1	1		4	288
Ech15		55	4	18		18		5												14	188
Ech16	2	48	2	19		22		5		1	1									16	182
Ech17	5	47		22		24	1	1												13	236
Ech18		43	1	29		27														3	246
Ech19	1	50		18	1	28		2												46	240
Ech20	1	70		12		16		1												100	260
Ech21	5	46	2	18	1	21		6												5	292
Ech22		39	2	29	2	28														0	210
Ech23		30	2	50	2	16														0	190
Ech24	3	31	3	40	1	22														3	290
Ech25	1	28	1	42		16		3		6				2						36	308
Ech26		24	3	50		18		5												9	273
Ech27	3	62		9		22			2		1			1	1					6	289
Ech28	8	41	2	14		26	1	5					1			2	1			5	248
Ech29	3	62		8		16		11										1		0	174
Ech30	6	60		8		22		4												0	256
Ech31	5	50	1	10	1	14	1	1	4	5			4	1	2					0	197
Ech32	5	54		22		8		2	7	1				1						6	249
Ech33	3	65		12		10		1	7				2							7	288
Ech34	3	58		14		10		1	10	1			1		2					9	293
Ech35	10	42		7		7		2	18		1		8	5						4	283
Ech36	4	77		10	2	7														4	208
Ech37		38		31		14		1	9		3		2							28	196
Ech38	1	22		15		8		3	26	1	3		16							6	210
Ech39		38		30		14		1	9		3		2	1						17	281
Ech40	1	46	1	33		13		1	3				1			1				5	170
Ech41		2												1	7	88	2			21	203
Ech42	23	1		1					17		5		3	9	41					3	164
Ech43	64	8		2	1	1	2		11	2			6	1	2					0	122
Ech44	16	55		3		10			5		1		6	4						2	132
Ech45	57	23	2	2	6	4			5					1						8	270
Ech46	27	61		3					3				1		2	2				7	253
Ech47	6	10	5	34		14								26	5					8	262
Ech48	3	50	3	31		9			2							2				9	312
Ech49		26		34		14								17	9	1				5	321
Ech50	40	15				1								22	19	3				6	273
Ech51	3	12		9		3								46	19	2	4			11	282
Ech52	30	15	3	6	1	4	1	1						17	15	4	2			5	274
Ech53	72	12		3										8	3	1				12	290
Ech54	4	26	2	24	1	24		2						14		3				4	236



Annex 2

Tableau.2 : les données numériques de fréquences d'abondance des espèces dans la coupe Djebel Meni.

	<i>Globorotalia</i> Non carénées								<i>Globorotalia</i> carénées						<i>N. acostaensis</i>					
	Groupe <i>G. scitula</i>								Groupe <i>G. menardii</i>				<i>G. miotumida</i>							
	scitu		Suter		ventr		autres		menard		merot		plesio		miot	medit	con	Dx	Sn	
	Dx	Sn	Dx	Sn	Dx	Sn	Dx	Sn	Dx	Sn	Dx	Sn	Dx	Sn			con	Dx	Sn	
Ech01	9	20	31	19	8	12				1					1	0	0	342	12	
Ech02		36	44	10	3					4		1			4	1	0	154	34	
Ech03	5	48	35	6	5					1					1	0	0	120	8	
Ech04		41	29	6	3	2				14				6	14	0	6	171	21	
Ech05	5	63	13	5	3	7				3					3	0	0	273	48	
Ech06	5	62	2	11	5	6				4				5	4	0	5	198	22	
Ech07		71	8	7	4	11				5		1		2	5	1	2	146	18	
Ech08	15	32	8	23	4	9				9					9	0	0	204	185	
Ech09		72		18										3	0	0	3	22	232	
Ech10	14	19	16	17	4	4									0	0	0	6	92	
Ech11	8	70	9	5	2	3				3					3	0	0	34	236	
Ech12	7	71	5	10											0	0	0	48	144	
Ech13	44	9	8	21						3		1			3	1	0	72	269	
Ech14		12	33	43	5	7									0	0	0	230	68	
Ech15	10	51	16	15	5	4									0	0	0	220	48	
Ech16	45	13	4	15	2	4				3		4			3	4	0	78	274	
Ech17	2	5	2	7					2	54	8	3			56	11	0	18	324	
Ech18	8	63	3	10	1	5				10					10	0	0	14	192	
Ech19	3	23	2	7		2				27		2		3	27	2	3	29	312	
Ech20	3	39	2	7						22		2		3	22	2	3	24	198	
Ech21	6	41	3	12	4	4				11				1	11	0	1	6	186	
Ech22	4	29	1	5						34		4		7	34	4	7	73	260	
Ech23	7	27	5	5	2	3				28		4		14	28	4	14	9	308	
Ech24	2	24	2	5		2				44		3		10	44	3	10	7	272	
Ech25	5	38	1	5			1			38		8		6	38	8	6	10	266	
Ech26		27		7		4				27		15		5	27	15	5	22	324	
Ech27	4	67		6				6		7		4		4	7	4	4	16	116	
Ech28	15	45		19		9		8		6		7		2	6	7	2	8	160	
Ech29	51	9		3			2	1		17		2		3	17	2	3	6	148	
Ech30	8	72	2	6		2				2		8			2	8	0	7	181	
Ech31	27	46	2	7	2	3				7		3		3	7	3	3	3	94	
Ech32	8	66	2	4		3		5		3		2			3	2	0	18	302	
Ech33	58	41				1									0	0	0	9	126	
Ech34	4	72	2	12	2	10									0	0	0	22	161	
Ech35	2	21		52		13				7		2		3	7	2	3	20	314	
Ech36		35	5	44		10				5		1			5	1	0	12	224	
Ech37	2	59	1	33		5									0	0	0	9	163	
Ech38	6	43	3	26	2	20									0	0	0	15	226	
Ech39	18	53	4	16		9									0	0	0	11	331	
Ech40	17	56	2	15	2	7									0	0	0	22	292	
Ech41		61	4	19		15				1					1	0	0	6	174	
Ech42	5	85		6		4									0	0	0	10	186	
Ech43	7	34		15	1	5				15		14		8	15	14	8	4	110	
Ech44	2			8		2				46	2	20	6	10	48	26	10	3	103	
Ech45	75	30		2	1	1				1					1	0	0	10	336	
Ech46	3	70	2	12	3	9					1				1	0	0	9	324	
Ech47		59		19		6				7		6			7	6	0	9	348	
Ech48	3	45	1	26	3	16				2		2			2	2	0	13	328	
Ech49	6	22		18		8				25	2	14			27	14	0	6	250	
Ech50	7	72		3	1	8				5	1	2		1	6	2	1	22	235	
Ech51	22	48		2	2	4				2	4	8		4	2	6	8	6	10	316
Ech52	3	85		3		8									0	0	0	4	330	
Ech53	28	29		3	1													6	298	
Ech54	1																	3	146	

Ech55	38	6	3	4														5	302
Ech56																		8	258
Ech57		1																0	90
Ech58																		9	310
Ech59																		0	82
Ech60							2	24										2	242
Ech61		11						26										6	330
Ech62		11						82										8	283
Ech63		8						32										7	205
Ech64		54		4			1	41										6	248
Ech65		5						20										5	163
Ech66	3	6						33										14	168
Ech67		3						15										11	173
Ech68								8										10	181
Ech69	19	2						8										9	220
Ech70								13										6	48
Ech71								94										18	62
Ech72	57	16					6	21										14	324
Ech73							8	72										11	338
Ech74	20							12										5	278
Ech75	20	3						13										26	269
Ech76	6	8						67										12	234
Ech77								96										3	198
Ech78								94										0	62
Ech79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ech80	4							96										0	48
Ech81	4							89										4	129
Ech82		12						88										3	96
Ech83							2	97										12	74
Ech84	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ech85	0	0	0															0	0
Ech86	0																	0	0

NB: (Autre) inclue tout les autres especes qui appartiennent au Groupe de *Gloporotalia scitula*