

Foraminifères planctoniques: clé de la nouvelle datation du membre "Guerran" de la formation Samlat d'Ad-Dakhla (Domaine saharien, Maroc)

Planktonic Foraminifera: key to the new dating of the "Guerran" member, Samlat formation of Ad-Dakhla (Saharian domain, Morocco)

Najia ELBOUDALI^{1*}, Samir ZOUHRI¹, Philip D. GINGERICH², Abdelhamid STAMBOULI³, Abdelouahed DAHROUCH³, Samira SEBTI¹ & Bouziane KHALLOUFI⁴.

1. Département de Géologie, Faculté des Sciences Ain Chock, Université Hassan II Casablanca, Maroc. *(n.elboudali@yahoo.fr).

2. Museum of Paleontology and Department of Geology, University of Michigan, Ann Arbor, USA.

3. Institut de Criminalistique de la Gendarmerie Royale - Rabat, Maroc.

4. Laboratoire Informatique et Systématique UMR 7205, Pierre et Marie Curie University (UMPC), Bâtiment de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, France.

Résumé. Le membre "Guerran" de la formation Samlat d'Ad-Dakhla (Périphérie sud du Bassin Tarfaya, Laâyoune et Ad-Dakhla, TLDB) est composé essentiellement d'un complexe d'alternance rythmique de chert gris et de silt marneux où s'intercalent d'importants niveaux fossilifères. Ce membre a fait objet de considérables découvertes paléontologiques et par conséquent de diverses propositions de datations: (1) Eocène-Oligocène, (2) Priabonien moyen et Priabonien supérieur; (3) base et milieu du Priabonien supérieur et (4) début Oligocène pour sa partie sommitale. Les niveaux à tendance marneuse et marno-sableuse de ce membre ont été la cible de la quête des microfossiles Datum qui peuvent enrichir et clarifier les datations préalablement proposées pour ce membre. Deux sites sur le littoral au sud d'Elargoub (Sud-Est Ad-Dakhla), ont été sélectionnés pour un échantillonnage serré: la Falaise Alaouate et le site Dafia. En dépit de l'état critique de conservation des microfossiles, une vingtaine d'espèces de Foraminifères Planctoniques ont été identifiées. Leurs répartitions s'organisent verticalement en trois assemblages. Les Datum parmi ces derniers : *Acarinina topilensis* s'étend de E10 à mi-E12 (Zone à Foraminifères planctoniques), entre le Lutétien supérieur et le Bartonien inférieur; *Globigerinatheka semiinvoluta* et *Turborotalia cocoaensis* dans la zone de chevauchement de E13–E14 d'âge Bartonien supérieur-Priabonien inférieur. *Turborotalia cambayensi* E16 (P17) et *Praetenuitella insolita* révèlent un âge Priabonien supérieur. Finalement, *Pseudohastigerina naguwichiensis*, *Cassigerinella chipolensis* et *Tenuitella gemma* s'inscrivent dans la zone O1 qui correspond au Rupélien inférieur. Deux zones équivalentes à des zones de transition sont proposées: la zone Eocène moyen-Eocène supérieur & la zone Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

Mots-clés: Foraminifère planctonique, Lutétien, Bartonien, Priabonien, Rupélien, Ad-Dakhla, Maroc.

Abstract. The "Guerran" Member of the Samlat Formation near Ad-Dakhla, on the southern periphery of the Tarfaya, Laâyoune and Ad-Dakhla Basin (TLDB), is essentially a rhythmic complex of alternating gray cherts and marly silts. Important fossiliferous intervals intercalated within this have given rise to important paleontological discoveries, and consequently to various dating proposals: (1) Eocene-Oligocene; (2) middle and upper Priabonian, upper Eocene; (3) base and middle of the upper Priabonian, late Eocene and (4) lowermost Oligocene. The more marly intervals of the Guerran member were chosen for investigation of microfossils to clarify the suggested dating. Two sites on the coast south of Elargoub (Southeast of Ad-Dakhla) were selected for detailed sampling: Alaouate cliff and Dafia area. Some twenty species of planktonic Foraminifera were identified, in spite poor preservation of microfossils. Their distributions are organized into three time-successive assemblages. *Acarinina topilensis* is distributed from E10 to mid-E12 (Planktonic Foraminiferal Zone), upper Lutetian to early Bartonian in age. *Globigerinatheka semiinvoluta* and *Turborotalia cocoaensis* overlap in zones E13–E14, which is late Bartonian to early Priabonian in age. *Turborotalia cambayensi* P17 (E16) and *Praetenuitella insolita* reveal Upper Priabonian in age. Finally, *Pseudohastigerina naguwichiensis*, *Cassigerinella chipolensis* and *Tenuitella gemma* overlap in O1, which is early Rupelian in age. Two zones equivalent to transition zones are proposed: Middle Eocene-Upper Eocene transition zone and Upper Eocene-Lower Oligocene transition zone.

Keywords: Planktonic Foraminifera, Lutetian, Bartonian, Priabonian, Rupelian, Ad-Dakhla, Morocco.

Abridged English version

Geological studies carried out in the Moroccan Sahara revealed the stratigraphical and paleontological interest of the surficial deposits considered Paleogene (Ratschiller 1967, Rad *et al.* 1979); Eocene and Miocene (Swezey 2009); Paleocene-Eocene (Hafid *et al.* 2008) and Mio-Pliocene (Saadi 1988, Rjimati *et al.* 2008). Surficial deposits in the Tarfaya, Laâyoune, and Ad-Dakhla basin (TLDB) belong to the Samlat Formation, which includes three members: Morcha (Oligocene), Guerran (Eocene), Itgu (Paleocene). Investigation of the "Guerran" Member near Ad-Dakhla allowed:

- Recognition of a deeper-water complex of rhythmically alternating grey chert and marly silt containing two intercalations of shallower sands rich in vertebrate fossils (Adnet *et al.* 2010, Zouhri *et al.* 2014).
- Important discoveries reflecting the paleontological heritage of the Moroccan Sahara, which is rich in Fishes and Marine Mammals (Adnet *et al.* 2010), Marine Mammals; Cetacea and Sirenia (Zouhri *et al.* 2014) and Anomalurid rodents (Marivaux *et al.* 2017).
 - Ambiguity in dating of the "Guerran" Member as: (1) Eocene–Oligocene following Davidson (2005); (2) late middle Eocene and late Eocene (Adnet *et al.* 2010); (3) early and middle Priabonian, late Eocene (Zouhri *et al.*

2014) and (4) early Oligocene in its upper part (Marivaux *et al.* 2017, Benammi *et al.* 2017). The proposed ages for the "Guerran" Member are mainly based on paleontological studies, which would be more dependable if micropaleontological information were available as well. Adnet *et al.* (2010) reported that they found no Foraminifera or Nannoplankton assemblages in the clastic sediments they sampled near Ad-Dakhla. The alternating gray cherts and marly silts of the Guerran Member near Ad-Dakhla appeared to us more promising, and we initiated a micropaleontological investigation of these strata in 2014. Many tests were conducted on the sediment samples taken, which revealed the sporadic presence of planktonic Foraminifera. With this encouragement we went farther and invested more to document the diversity of species represented.

The studied area is located near the southeastern margin of the TLDB (Figures 1 and 2). This basin was created during central Atlantic Ocean rifting during lower and middle Jurassic time (Labails *et al.* 2010). The TLDB is considered a lithospheric syncline (Frizon de Lamotte *et al.* 2009, Fig. 3). The passive Atlantic margin forms the western border. The Zemmour fold belt and the Reguibat shield of the northwestern African craton underlie its eastern border. The northern border of the TLDB is lies between the southern tip of the Anti-Atlas area and the Tindouf Basin, while its southern border extends from the Mauritanian nappes in the east to the Atlantic margin in the west. Deposits in the TLDB are principally Mesozoic and Cenozoic. Ranke *et al.* (1982) proposed that sedimentary rocks accumulated in six phases (Fig. 4). Hydraulic and hydrocarbon exploration cores (Davidson 2005) and seismic profiles (Klingelhoefer *et al.* 2009, Labails *et al.* 2010, Benabdellouahed *et al.* 2016) constrain stratigraphic reconstruction of the basin (Fig. 5). Two sites on the Atlantic coast south of Elargoub (southeast of Ad-Dakhla) were chosen for detailed sampling, based on their outcrop quality. The sites are: (1) the cliff at Alaouate; and (2) the locality of Dafia (Figures 6 and 8). Sampling was carried out through intervals that are marl-rich or sandy marl. Despite the strong silt component of the treated samples and the sometimes compromised state of preservation of the microfossils, 23 of

the 80 samples produced identifiable specimens of planktonic foraminifera. The samples that yielded planktonic Foraminifera form three distinct assemblages, among which there are diagnostic forms that support a chronological revision of the "Guerran" Member of the Samlat Formation in the vicinity of Ad-Dakhla. The most representative species in the three planktonic foraminiferal assemblages are organized stratigraphically, from top to bottom (Fig. 10) as follows:

- *Pseudohastigerina micra*, *P. naguewichiensis*, *Tenuitella gemma*, *Cassigerinella chipolensis*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officinalis* and *G. praebulloides leroyi*.
- *Turborotalia cambayensis*; *T. cerroazulensis*; *T. cocoaensis*; *T. kotarduensis*; *T. pomeroli*, *Globigerinita martini scandretti*, *Globoturborotalita barbula*, *Globorotaloides quadrocameratus*, *Planorotalites australiformis*, *Praetenuitella insolita* and *Globigerinatheka semiinvoluta*.
- *Acarinina topilensis*.

Plotting these on the range chart of Pearson *et al.* (2006, Figures 1 and 3), shows that *Acarinina topilensis* extends from E10 to mid-E12; (Upper Lutetian-Lower Bartonian) is our best estimate for the age of the lower stratigraphic level. *Globigerinatheka semiinvoluta* and *Turborotalia cocoaensis* overlap in E13–E14, so this overlap in E13–E14 (P15; late Bartonian to early Priabonian) is our best estimate for the age of the middle assemblage. *Turborotalia cambayensi* E16 (P17) and *Praetenuitella insolita* reveal Upper Priabonian in age. *Pseudohastigerina naguewichiensis*, *Cassigerinella chipolensis* and *Tenuitella gemma* overlap in O1, so O1 (P18; early Rupelian) is our best estimate for the age of the upper assemblage. The distribution of these assemblages is organized between the Upper Lutetian-Lower Bartonian and the lower Oligocene. The cosmopolitan archaeocete whale *Basilosaurus* is found in the Gehannam and Birket Qarun Formations of early Priabonian age in Egypt (Planktonic Foraminiferal zone P15; Strougo *et al.* 2013) as it is in the "Guerran" Member of the Samlat Formation in Moroccan Sahara (Zouhri *et al.* 2014). Two zones equivalent to transition zones are proposed: Middle Eocene-Upper Eocene zone and Upper Eocene-Lower Oligocene zone.

INTRODUCTION

Les études géologiques menées au Sahara Marocain ont mis en relief l'intérêt stratigraphique et paléontologique de la couverture considérée Paléogène (Ratschiller 1967, Rad *et al.* 1979), Eocène & Miocène (Swezey 2009), Paléocène & Eocène (Hafid *et al.* 2008) et Mio-Pliocène (Saadi 1988, Rjmati *et al.* 2008). Au niveau du bassin "Tarfaya, Laâyoune et Ad-Dakhla" cette couverture Paléogène est nommée Formation "Samlat", elle est composée de trois membres : Morcha, Guerran et Itgu. Les travaux ayant porté sur le membre "Guerran" d'Ad-Dakhla ont permis :

- la mise en exergue d'un complexe à alternance rythmique de chert gris et de silt marneux où s'intercalent deux importants niveaux fossilifères (Adnet *et al.* 2010, Zouhri *et al.* 2014), de considérables découvertes relevant d'un patrimoine paléontologique, particulièrement riche,

en poissons marins et mammifères (Adnet *et al.* 2010), des mammifères marins, Cetacea et Sirenia, (Zouhri *et al.* 2014) et Anomaluridés (Marivaux *et al.* 2017),

- divers datations : Eocène-Oligocène selon Davidson (2005), fin Eocène moyen et Eocène supérieur (Adnet *et al.* 2010), base et milieu du Priabonien supérieur (Zouhri *et al.* 2014) et début Oligocène pour sa partie sommitale (Marivaux *et al.* 2017, Benammi *et al.* 2017).

Les datations proposées sont essentiellement basées sur des études paléontologiques. Les données micropaléontologiques concernant le membre "Guerran" s'avèrent quasi absentes ; Adnet *et al.* (2010) avaient d'ailleurs, mentionné n'avoir détecté aucun assemblage de foraminifères ou de nannoplanctons dans les sédiments clastiques échantillonnés le long de la série observée aux alentours d'Ad-Dakhla. Hormis son aspect lithologique de chert gris et silt, les fins niveaux à tendance marneuse

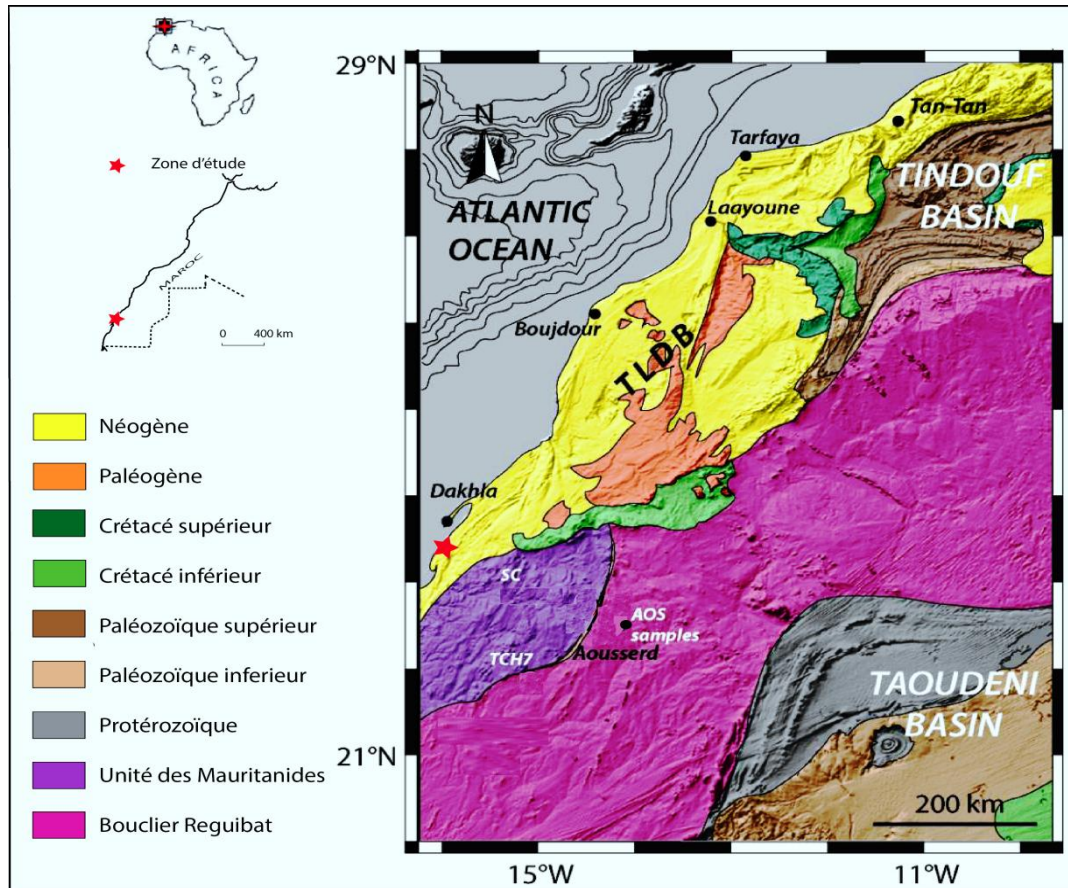


Figure 1. Carte géologique du domaine occidental du Bouclier Reguibat (Leprêtre 2015).

Figure 1. Geological map of the Western domain of the Reguibat Shield (Leprêtre 2015).

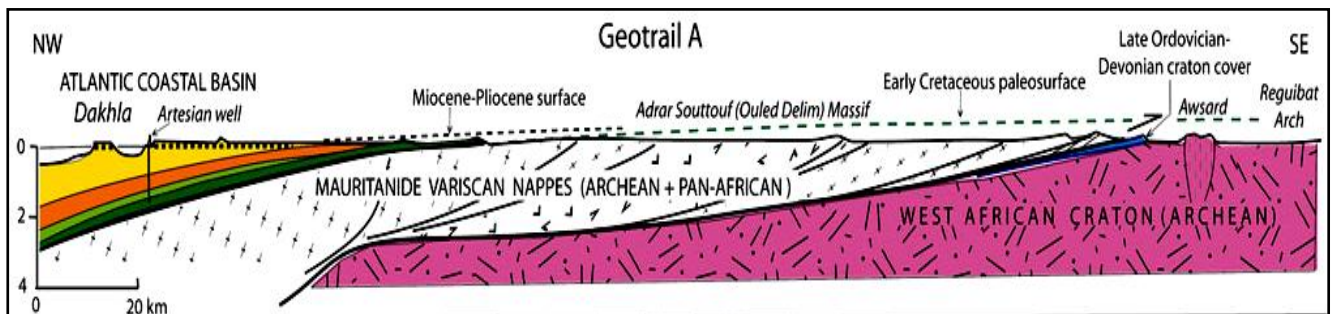


Figure 2. Profil schématique de la section A du Géohéritage Sud du Maroc (Saddiqi *et al.* 2016).

Figure 2. Schematic cross-sections along the Southern Morocco geoheritage trail "A" (Saddiqi *et al.* 2016).

intercalés au sein de ce complexe d'alternance rythmique laissent supposer la présence d'une microfaune qui pourrait enrichir les données chronostratigraphiques de ce membre "Guerran". Pour asseoir les données émanant de l'étude paléontologique menée à Ad-Dakhla en 2013 une étude micropaléontologique s'est avérée nécessaire. Les nombreuses observations menées sur les échantillons de la mission de 2013 ont montré la présence sporadique de quelques Foraminifères. C'est ce qui a permis d'élargir la quête au profit d'une éventuelle diversité d'espèces. Ainsi, lors de la mission 2014, un échantillonnage serré a été effectué sur deux localités riveraines au sud d'Elargoub (Sud-Est d'Ad-Dakhla). Les 80 échantillons traités ont mis en évidence trois assemblages de Foraminifères

planctoniques dont particulièrement des Datum permettant la nouvelle proposition de datation du membre "Guerran".

ZONE D'ETUDE

La présente étude a été menée sur la côte atlantique au sud d'Elargoub (Fig. 1), une localité du Sud-Est d'Ad-Dakhla (périphérie sud du bassin nommé Aaiun-Tarfaya par Ranke *et al.* (1982) et Tarfaya-Lâayoune-Ad-Dakhla, (TLDB) par Davidson & Dailly (2010)). Orienté Nord Est-Sud Ouest, le TLDB s'étire sur plus de 1000 Km. La marge atlantique, la plus ancienne marge passive (Sahabi *et al.* 2004), submerge sa bordure occidentale, les chainons plissés de Zemmour et le bouclier Reguibat du Craton Nord Ouest Africain s'enlisent sous sa bordure orientale. Sa partie

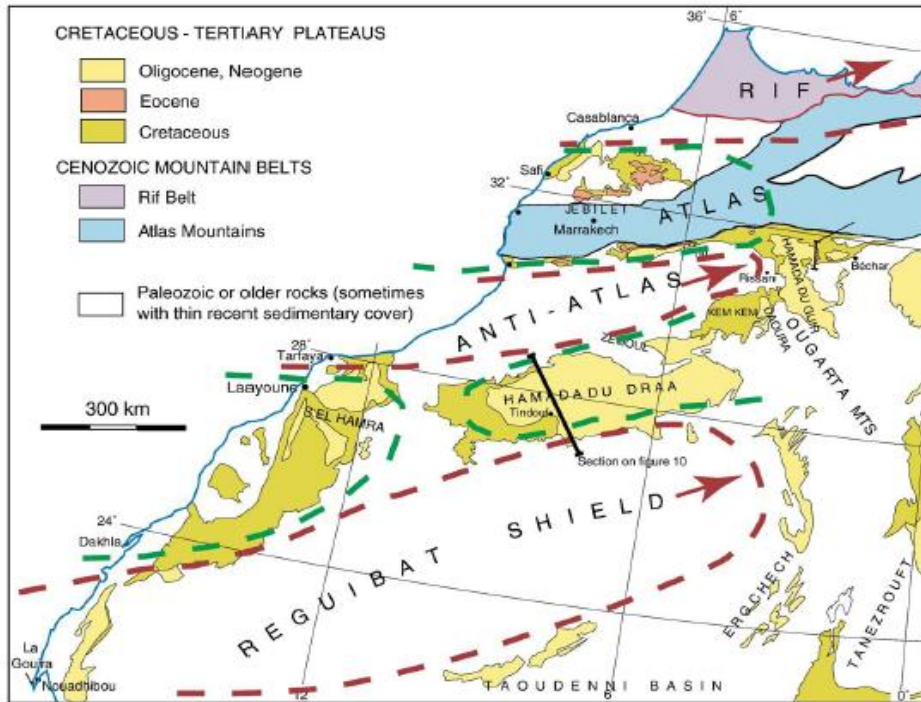


Figure 3. Carte Géologique Nord-Ouest Afrique (Frizon de la Motte *et al.* 2009).
 --- Limites des anticlinaux lithosphériques.
 --- Limites des synclinaux lithosphériques, (★ Ad-Dakhla).
 Figure 3. Geological map of the North-West of Africa (Frizon de la Motte *et al.* 2009).
 --- Limits of lithospheric anticlines.
 --- Limits of lithospheric synclines, (★ Ad-Dakhla).

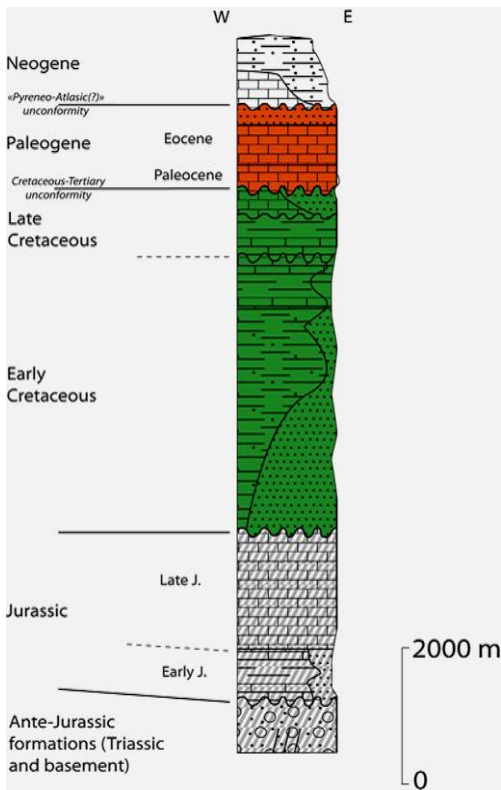


Figure 4. Log stratigraphique simplifié du TLDB d'après Ranke *et al.* (1982) modifié d'après Leprêtre (2015).
 Figure 4. Simplified Stratigraphical log of TLDB Ranke *et al.* (1982) modified in Leprêtre (2015).

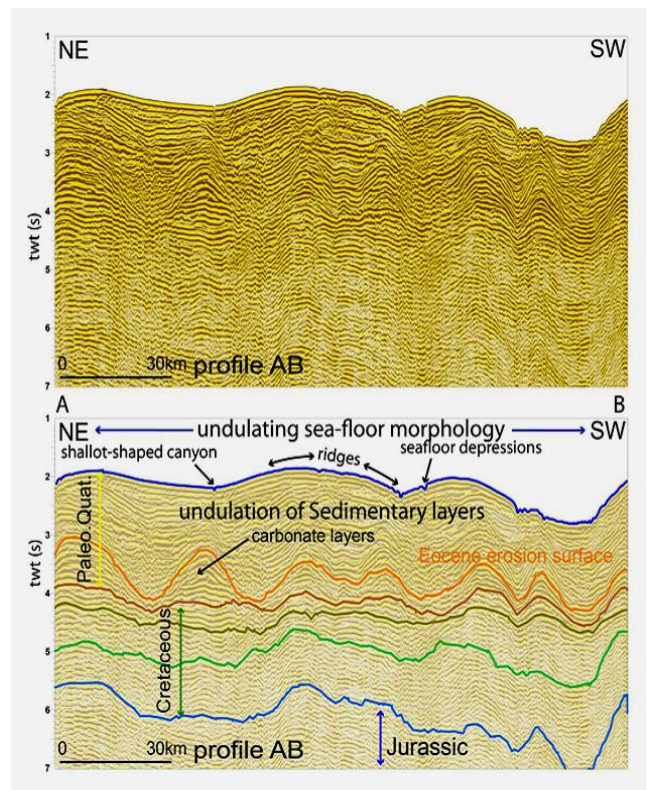


Figure 5. Profil sismique montrant les différentes discontinuités du bassin d'Ad-Dakhla (Labails 2007) modifié par Benabdelouahed *et al.* (2016).
 Figure 5. Sismique profil allowed discontinuities of Dakhla Basin (Labails 2007) modified in Benabdelouahed *et al.* (2016).



Figure 6. Vue panoramique des sites d'étude: Site de Dafia (A) et Falaise Alaouate (B) avec le log stratigraphique synthétique du membre "Guerran".
 Figure 6. Panoramic view of the study area: Dafia (A), Alaouate Cliff (B) and stratigraphical log of the "Guerran" member.

septentrionale est serrée entre la pointe sud de l'Anti Atlas et le Bassin de Tindouf tandis que sa partie méridionale s'étire entre les Mauritanides à l'Est et la marge atlantique à l'ouest (Fig. 2). Considéré comme un synclinal lithosphérique (Frizon de la Motte *et al.* 2009, Fig. 3), ce bassin a pris naissance pendant le rifting de l'océan Atlantique central au cours du Jurassique inférieur et moyen (Labails *et al.* 2010). A la latitude d'Ad-Dakhla, le domaine continental a subi une extension limitée pendant ce rifting laissant un domaine de croûte étroitement amincie (Labails 2007, Labails *et al.* 2009). Les variantes sédimentaires Nord-Sud et Ouest-Est confèrent un aspect asymétrique à ce bassin. L'essentiel du remplissage sédimentaire est Méso-Cénozoïque (Fig. 4). L'épaisseur du remplissage atteint 14 km au niveau de la marge Atlantique (Ranke *et al.* 1982). Le Crétacé inférieur enregistre d'importants dépôts détritiques qui peuvent atteindre par endroit des épaisseurs kilométriques (Leprêtre 2015) sur lesquels reposent en discordance des carbonates et des marnes du Crétacé supérieur (Ranke *et al.* 1982). Dans la région d'Ad-Dakhla, les séries mésozoïques ont été mises en évidence suite aux forages hydrauliques et d'exploration d'hydrocarbures (Davidson 2005), et aux études sismiques (Labails 2007, Klingelhofer *et al.* 2009, Davidson & Daily 2010, Labails *et al.* 2010, Benabdellouahed *et al.* 2016; Fig. 5). Le Paléogène du TLDB est considéré comme essentiellement terrigène. Les dépôts atteignent par endroit 1km d'épaisseur (Ranke *et al.* 1982) avec une vitesse de sédimentation totale de 42,103 Km³/Ma dont 24,103 Km³/Ma pour la sédimentation terrigène (Helm 2009). Connue sous l'appellation : Formation Samlat, ce Paléogène est organisé en trois membres : Morcaba (Oligocène), Guerran (Eocène) et

Itgu (Paléocène). L'analyse stratigraphique du membre "Guerran" d'Ad-Dakhla met en exergue un complexe d'alternance rythmique de chert gris et de silt marneux organisé en trois unités stratigraphiques (Adnet *et al.* 2010) montrant des intercalations de niveaux fossilifères ayant livré de nouvelles données chronostratigraphiques: (1) Fin Eocène moyen et (2) Eocène Supérieur (Adnet *et al.* 2010), (3) base et milieu du Priabonien supérieur (Zouhri *et al.* 2014) et (4) début Oligocène pour sa partie sommitale (Marivaux *et al.* 2017).

Ainsi pour enrichir ces considérables données chronostratigraphiques du membre "Guerran", les falaises offrant d'intéressantes coupes stratigraphiques sur la côte d'Elargoub (Sud-Est de Dakhla) ont été choisies pour mener la présente étude (Figures 6 et 7) :

- La falaise nommée Alaouate, N23° 24' 18", W15° 59' 14",
- Le site Dafia, N23° 17' 51", W16° 03' 42".

MATERIEL ET METHODE

Une vingtaine d'échantillons (tests) ont été prélevés à partir des niveaux à tendance marneuse aux alentours des sites de fouilles paléontologiques organisées en 2013 au Sud d'Elargoub. Ces échantillons ont permis de mettre en évidence la présence d'une microfaune sporadique noyée dans un refus à majorité de silt. En dépit de la rareté des microfossiles quelques Foraminifères planctoniques ont été repérés. Les spécimens en meilleur état de conservation proviennent des échantillons prélevés sur les falaises du littoral au Sud-Est d'Ad-Dakhla. Ces dernières offrent des coupes verticales de l'ensemble stratifié des faciès lithologiques du membre "Guerran". Lors de la mission de

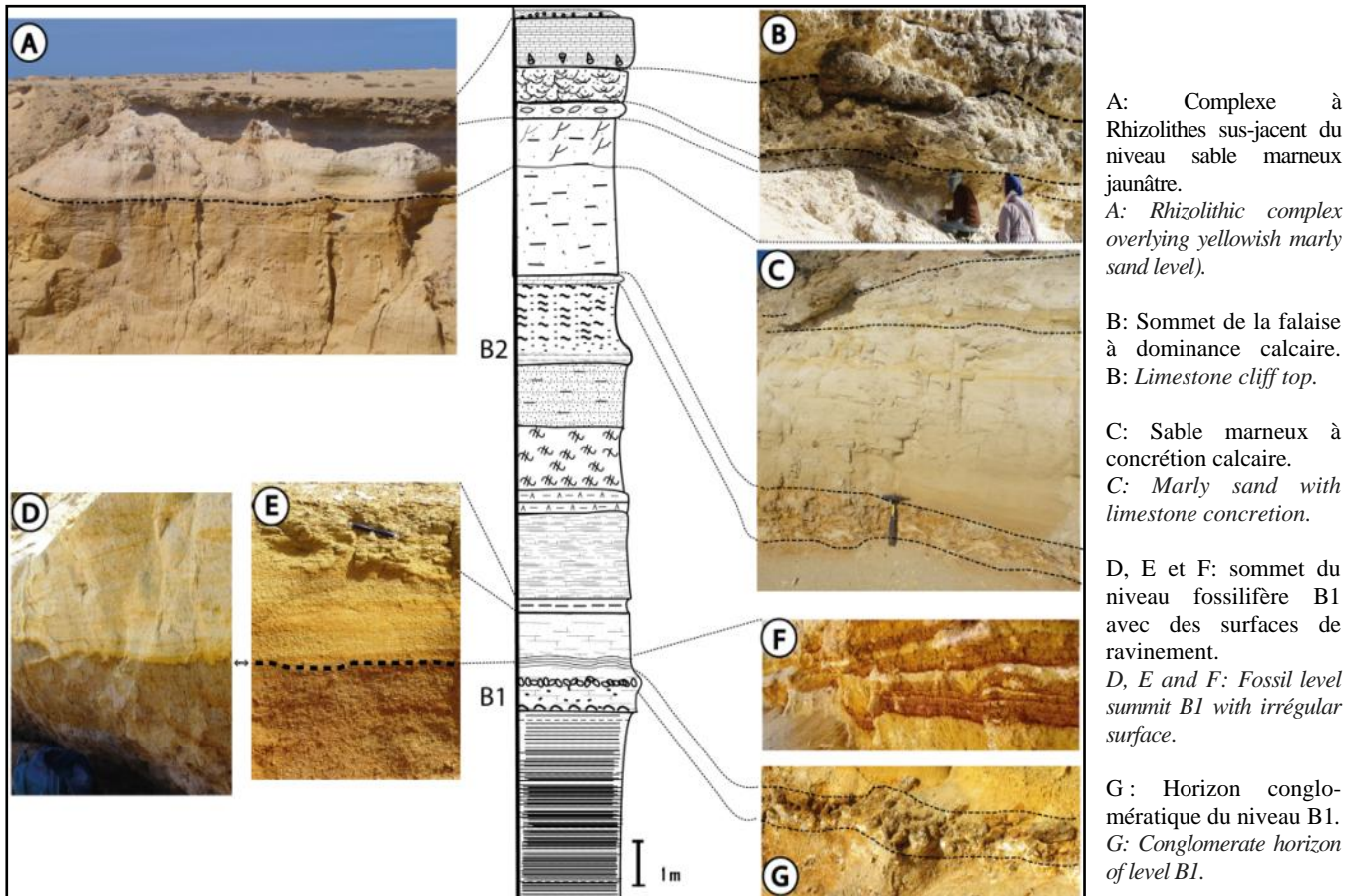


Figure 7. Log stratigraphique synthétique avec photos illustratives des faciès.

Figure 7. Stratigraphical log & illustrative pictures of the facies.

2014, nous avons procédé à l'échantillonnage serré sur la falaise nommée Alaouate et sur le site Dafia exposant le maximum de faciès en roches fraîches.

D'une vingtaine de mètres de hauteur, la falaise Alaouate montre, à partir du bas, la succession lithologique suivante (Figures 7 et 8) :

- Une alternance de fins niveaux marneux, banc de silt et chert. Cet ensemble correspond à l'unité I décrite par Adnet *et al.* (2010).
- Un complexe fossilifère composé à sa base d'une alternance de niveaux sableux à coprolithes, conglomérat et fins niveaux marneux où s'accumulent des restes fossiles de vertébrés (dents, squelettes de poissons et de mammifères marins), il correspond au Niveau B1 (Adnet *et al.* 2010). Ce complexe est surmonté d'une série de bancs sableux de couleur ocre montrant des niveaux d'oxydation et de nettes surfaces de ravinement.
- Un fin niveau de marne argileuse grise-verdâtre riche en glauconite.
- un complexe stratifié à alternance de silt et de marne blanchâtre où s'entreposent quelques bancs gypseux intercalés au sein des marnes sableuses. L'ensemble est suivi d'une série de marne à concrétion gypsifère.
- Sable marneux jaunâtre suivi d'un niveau sableux fossilifère à dominance ocre riche en dents de requins et vestiges de Cetacea et Sirenia (Niveau fossilifère B2), (Adnet 2010, Zouhri *et al.* 2014). Ce niveau passe à des

sables marneux jaunâtres à tendance ocre avec une intercalation de banc à calcaire noduleux.

- Un complexe stratifié de sable marneux (alternant parfois avec des bancs de gypse évoluant latéralement en sable ocre à fins niveaux laminaires montrant latéralement une oxydation prononcée).
- Ensemble sableux à Rhizolites blanchâtres latéralement ocres près du Tropic du Cancer.
- Le sommet de la série étudiée se compose de marne jaunâtre à *Rotuloidea fimbriata* (Fig. 9) surmonté d'un calcaire Lumachellic (à *Pecten* & *Ostrea*) suivi d'un calcaire fossilifère à Gastéropodes et lamellibranches (*Pecten*, *Cardium* et autres) sur lequel repose un calcaire massif à tendance dolomitique.
- La série se termine par un microconglomérat hétérogène et hétérométrique.

Procéder à un échantillonnage serré sur une falaise abrupte a été subtilement possible sauf pour certains passages à risque élevé. De ce fait, les niveaux qui sont restés inaccessibles sur la Falaise Alaouate sont représentés par leurs équivalents prélevés sur le site Dafia. Quarante vingt (80) échantillons (d'environ un peu plus d'un kilogramme chacun) ont été prélevés à partir des faciès marneux, marne-sableuse ou sable marneux. La moitié de l'échantillon a été trempée dans de l'eau oxygénée pour une durée de 48 heures, et ce, jusqu'à obtention d'une boue. Le tamisage des boues a été fait sous un filet d'eau sur deux tamis à mailles

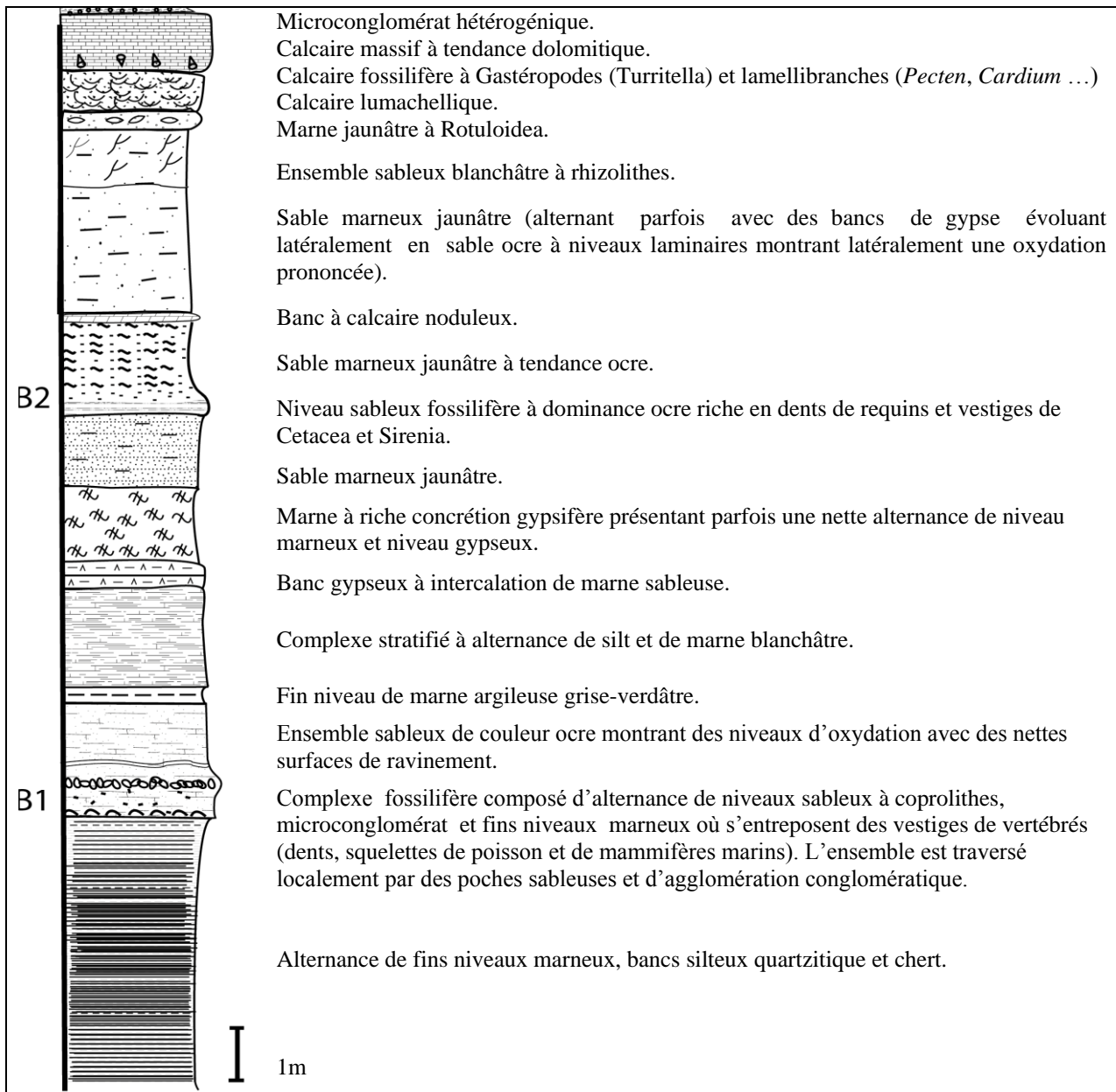


Figure 8. Log stratigraphique synthétique du membre "Guerran".

Figure 8. Synthetic stratigraphical log of the "Guerran" member.



Figure 9. Quelques spécimens de *Rotuloidea fimbriata* du niveau marneux du sommet de la falaise Alaouate.

Figure 9. Some specimens of *Rotuloidea fimbriata* from the marly level at the top of the Alaouate cliff.

160µm et 63µm (micromètres). Les refus des tamis essentiellement silt ont été séchés à 25°C. Les premières observations sous loupe binoculaire ont porté sur le refus de la fraction supérieure à 160µm. L'état critique des tests a orienté l'investigation sur la fraction comprise entre moins 160µm et plus 63µm. En dépit de l'abondance de silt et de la rareté des microfossiles, une vingtaine d'espèces de Foraminifères planctoniques, dont des formes Datum ont pu être discernées, triées et répertoriées. C'est ainsi que la première liste des Foraminifères planctoniques attribués au membre "Guerran" a été mise en évidence.

Observations au Microscope Electronique à Balayage

L'examen microscopique des Foraminifères planctoniques a été réalisé à l'Institut de Criminalistique de la Gendarmerie Royale (Rabat) à l'aide d'un microscope électronique à balayage environnementale FEI- Quanta 650. Les spécimens sélectionnés ont été fixés sur un support à double face adhésif au carbone et pour éviter toute accumulation des charges parasites qui diminuent la qualité de l'image, ils sont métallisés en carbone avant d'être introduits dans la chambre du microscope. Les observations sont réalisées sous vide ($7.4 \cdot 10^{-4}$ Pascal) à une tension de 1 à 2 KV (Kilovolts).

RESULTATS

Sur le plan lithologique

A l'exception de rares niveaux marneux et niveaux fossilifères, les faciès dominants sont essentiellement de chert, silt, sable grossier marneux, bancs gypsifères, rhizolithes et complexe de sable ocre avec des joints oxydés montrant des surfaces de ravinement à caractère érosif. Vers le sommet, ces faciès détritiques cèdent la place à un faciès carbonaté sus-jacent à un niveau marneux à *Rotuloidea fimbriata* puis à un microconglomérat.

Sur le plan micropaléontologique

L'abondance de silt au sein des refus des quatre vingt (80) échantillons traités a rendu la quête relative aux Foraminifères planctoniques particulièrement longue et laborieuse. Néanmoins, cette quête a permis le constat suivant :

- Absence des Foraminifères planctoniques dans 42 échantillons,
- en rares fragments dans 15 échantillons,
- présents mais dans un état de conservation critique dans 23 échantillons.

Les observations poussées de quelques spécimens ont permis l'identification des espèces de Foraminifères planctoniques citées, ci-dessous, par ordre alphabétique :

- *Acarinina topilensis* (*Globigerina topilensis*, Cushman 1925); Pearson *et al.* (2006); Pl.III, 6.
- *Cassigerinella chipolensis* (Cushman & Ponton 1932); Pl. II, 1a & 1b.
- *Catapsydrax unicavus* (Bolli 1957); Pl. II, 8a & 8b.
- *Globigerina officinalis* (Subbotina 1953); d'après Pearson & Wade (2015); Pl. II, 5.

- *Globigerina praebulloides leroyi* (Blow & Banner 1962); Pl. III, 5.
- *Globigerinatheka semiinvoluta* (Keijzer 1945); (Stainforth & Lamb 1981); Pl. II, 2.
- *Globigerinita martini scandretti* (Blow & Banner 1962); Pl. III, 1a & 1b.
- *Globorotaloides quadrocameratus* (Pearson & Huber 2006); Pl. III, 2.
- *Globoturborotalita barbula* (Pearson & Wade 2015); Pl. I, 5.
- *Pseudohastigerina micra* (Cole 1927); Pl. II, 4.
- *Pseudohastigerina naguewichiensis* (Myatliuk 1950); Pl. II, 6.
- *Planorotalites australiformis* (Jenkins 1965 et 1971); Pl. III, 3.
- *Praetenuitella insolita* (Li 1987), d'après Li (1995); Pl. III, 4.
- *Tenuitella gemma* (Jenkins 1965); Pl. II, 7.
- *Turborotalia cambayensis* (Mukhopadhyay 2003, 2005)
- *Turborotalia cerroazulensis* (Cole 1928); Pl. I, 4a, 4b & 4c.
- *Turborotalia cocoaensis* (Cushman 1928) d'après Cushman (1950); Pearson & Ezar (2014); Pl. I, 3.
- *Turborotalia kotarduensis* (Mukhopadhyay 2003 & 2005); Pl. I, 1.
- *Turborotalia pomeroli* (Toumarkine & Bolli 1970); Pl. I, 6a & 6b.

Réparties de façon sporadique le long de la série étudiée (Fig. 10), ces espèces s'organisent en trois assemblages, du haut vers le bas :

- *Pseudohastigerina micra*; *P. naguewichiensis*, *Tenuitella gemma*, *Cassigerinella chipolensis*, *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina officinalis* & *G. praebulloides*
- *Turborotalia cambayensis*; *T. cerroazulensis*; *T. cocoaensis*; *T. kotarduensis*; *T. pomeroli*, *Globigerinita martini scandretti*, *Globoturborotalita barbula*, *Globorotaloides quadrocameratus*, *Planorotalites australiformis*, *Praetenuitella insolita* & *Globigerinatheka semiinvoluta*.
- *Acarinina topilensis*.

DISCUSSION

Sur le plan dynamique sédimentaire

Les faciès observés : alternance de banc de chert et de fins niveaux marneux, marnes sableuses, niveaux fossilifères sableux, bancs gypsifères, complexe rhizolithique, microconglomérat et conglomérat montrent d'importantes variations d'énergie de mise en place et une prédominance des faciès silico-clastiques. A l'exception du complexe rythmique (à alternance silt, fin niveau marneux et chert) qui dévoile un niveau marin de grande profondeur (Zouhri *et al.* 2014), les faciès observés expriment des milieux de faibles profondeurs. Auxini (1969) in Ranke *et al.* (1982), attribuent cette dynamique à l'installation d'un vaste système deltaïque probablement lié à la dénudation majeur (début Crétacé), sous la contrainte probable d'un soulèvement du sous-sol du bouclier de "Reguibat". Ce soulèvement attribué à la convergence Afrique/Europe a permis le transport de la couverture érodée de ce sous-sol vers l'Atlantique central et vers les bassins adjacents du nord du Craton Ouest Africain. (Leprêtre 2015, Leprêtre *et al.* 2015). Sajid *et al.* (2014) démontrent que les apports sédimentaires du bassin

proviennent du bouclier de Reguibat, des Mauritanides et de l'ouest de l'Anti Atlas et ce depuis le Crétacé supérieur. Helm (2009) arbore qu'à l'Eocène, les dépôts principalement terrigènes (membre de "Guerran") se déposent dans une large partie on shore du TLDB et que l'augmentation des apports terrigènes semble résulter d'une surrection du continent Africain, en deux étapes majeures : Crétacé Supérieur et Oligo-Miocène et que le climat apparaît comme un amplificateur de la surrection. En effet, le changement brutal des faciès du membre "Guerran", notamment les composantes : gypsifère de certains niveaux, la tendance oxydée des surfaces de ravinement qui marquent le sommet des niveaux fossilifères et l'aspect ferrugineux des rhizolithes observés particulièrement sur le littoral au point du tropique du Cancer peuvent être liés à un réchauffement climatique. D'après Swezey (2009), au Sahara nord africain, l'Eocène supérieur consiste principalement en mudstone et évaporite, il rappelle que les silicoclastes sont témoins de la transition Cénozoïque inférieur-Cénozoïque supérieur. De nombreux travaux, notamment ceux de Brinkhuis (1994), Hannah & Raine (1997), Miller *et al.* (1998), Crouch *et al.* (2001), Zachos *et al.* (2001), Bohaty & Zachos (2003), Ivany *et al.* (2003), Wing *et al.* (2003), Kohn *et al.* (2004), Coccioni *et al.* (2009), Francis *et al.* (2009), Frontalini *et al.* (2016) évoquent un changement climatique estimé à l'échelle du globe il y a moins de 34 millions d'années qui marque la transition climatique "Warm mode" & "Cool mode". Selon ces auteurs, cette transition semble influencer les grandes circulations de la masse d'eau océanique, l'état des calottes glaciaires et par conséquent des variations eustatiques. Selon Swezey (2009), le passage Cénozoïque inférieur et Cénozoïque supérieur du Sahara nord africain coïncide avec les événements suivants:

- le mouvement de la plaque africaine,
- les variations eustatiques du niveau marin
- la transition climatique global du "Warm mode" Crétacé inférieur-Eocène Inférieur au "Cool mode" Eocène supérieur-Quaternaire.

L'évolution sédimentaire relative au membre "Guerran" paraît être liée à une dynamique à forts apports terrigènes alimentant un bassin à phase de subsidences saccadées qui ont façonné l'histoire géologique de ce membre. Ceci offre un scénario d'alternance rythmée de milieu profond et de milieu peu profond.

Sur le plan micropaléontologique

L'absence apparente de microfossiles dans plus des deux tiers des échantillons peut être liée à la quantité et à la vitesse des apports détritiques, notamment l'évidente fraction silteuse qui alimentait le bassin et qui a engendré les nombreux hiatus qui caractérisent la distribution verticale des Foraminifères planctoniques du membre "Guerran" (Fig. 10).

Ces apports semblent affecter de nombreux genres, notamment *Subbotina* et *Hantkenina* marqués absents dans les échantillons observés. En dépit des conditions critiques de conservation des microfossiles, l'exceptionnelle

découverte de la vingtaine d'espèces de Foraminifères planctoniques a offert la possibilité d'approfondir la datation du membre "Guerran" par le biais des trois assemblages clés de l'argumentaire utilisé pour la détermination des niveaux chronologiques, et ce, à l'aide de l'outil de biozonation: Zones à Foraminifères planctoniques.

Les découpages biozonaux les plus utilisés sont ceux adoptés par Berggren *et al.* (1995), Berggren & Pearson (2005) et Pearson *et al.* (2006). Ils seront pris en considération pour l'analyse verticale des trois assemblages identifiés. Il est important de rappeler que les imposants hiatus et le caractère sporadique des Foraminifères planctoniques Datum du membre "Guerran" ne permettent de s'aventurer dans l'utilisation de la nomenclature "Apparition" ou "Disparition" Datum. Les discussions portent sur les formes Datum les plus représentatives parmi les trois assemblages de Foraminifères planctoniques découverts au niveau de ce membre et qui s'organisent comme suit :

Assemblage 1 : Acarinina topilensis

Selon Pearson *et al.* (2006) et Berggren *et al.* (2006) *Acarinina topilensis* prend place entre la zone E10 et la mi-zone E12 du Lutétien supérieur au Bartonien inférieur (Eocène moyen). Ceci correspond à l'estimation d'âge que nous proposons pour cette assemblage. Ce qui confère à la partie inférieure du membre "Guerran" un âge entre Lutétien supérieur à Bartonien inférieur.

Assemblage 2 :

Turborotalia cambayensis ; T. cerroazulensis ; T. cocoaensis ; T. kotarduensis ; T. pomeroli, Globigerinita martini scandretti, Globoturborotalita barbula, Globorotaloides quadrocameratus, Planorotalites australiformis, Praetenuitella insolita et Globigerinatheka semiinvoluta.

Selon Berggren & Pearson (2005), *Globigerinatheka semiinvoluta*, est référencée à la zone de haute occurrence qui porte son nom. Elle correspond à la zone E14, Zone d'intervalle équivalent à P15 (Berggren 1995). Wade (2004) ramène son apparition à la limite entre P14 et P15 et montre que sa présence est au-delà du Priabonien. De nombreux travaux ont signalé *Turborotalia cerroazulensis* & *T. cocoaensis* présentes à partir de la zone E14. Berggren & Pearson (2005) ont daté sa dernière apparition à (moins) 33,8 Ma, ils font correspondre leur disparition à la fin de la zone E16 (confère la zone P17 de Berggren *et al.* 1995). *Turborotalia pomeroli* a été évoquée dans de nombreux travaux: Gradstein *et al.* (1994), Haggag & Luterbacher (1995), Mukhopadhyay (2005). Son apparition a été conférée à la base de la zone P13. Elle s'étend selon Mukhopadhyay (2005) à la limite P15/P16. *Praetenuitella insolita* est décrite comme témoin de la fin de l'Eocène supérieur (Li 1995). *Turborotalia cambayensis* est décrite dans la séquence Paléogène de Cambay (Inde), par Mukhopadhyay (2005) avec une apparition au P17 (Eocène supérieur) et une extension jusqu'au P19 (Oligocène inférieur). *Turborotalia kotarduensis* a été identifiée comme *Turborotalia* sp. par Mukhopadhyay (2003). En 2005, l'auteur attribua à cette espèce la zone qui porte son nom, elle s'étend du P18 Zone au P19 (Oligocène Inférieur).

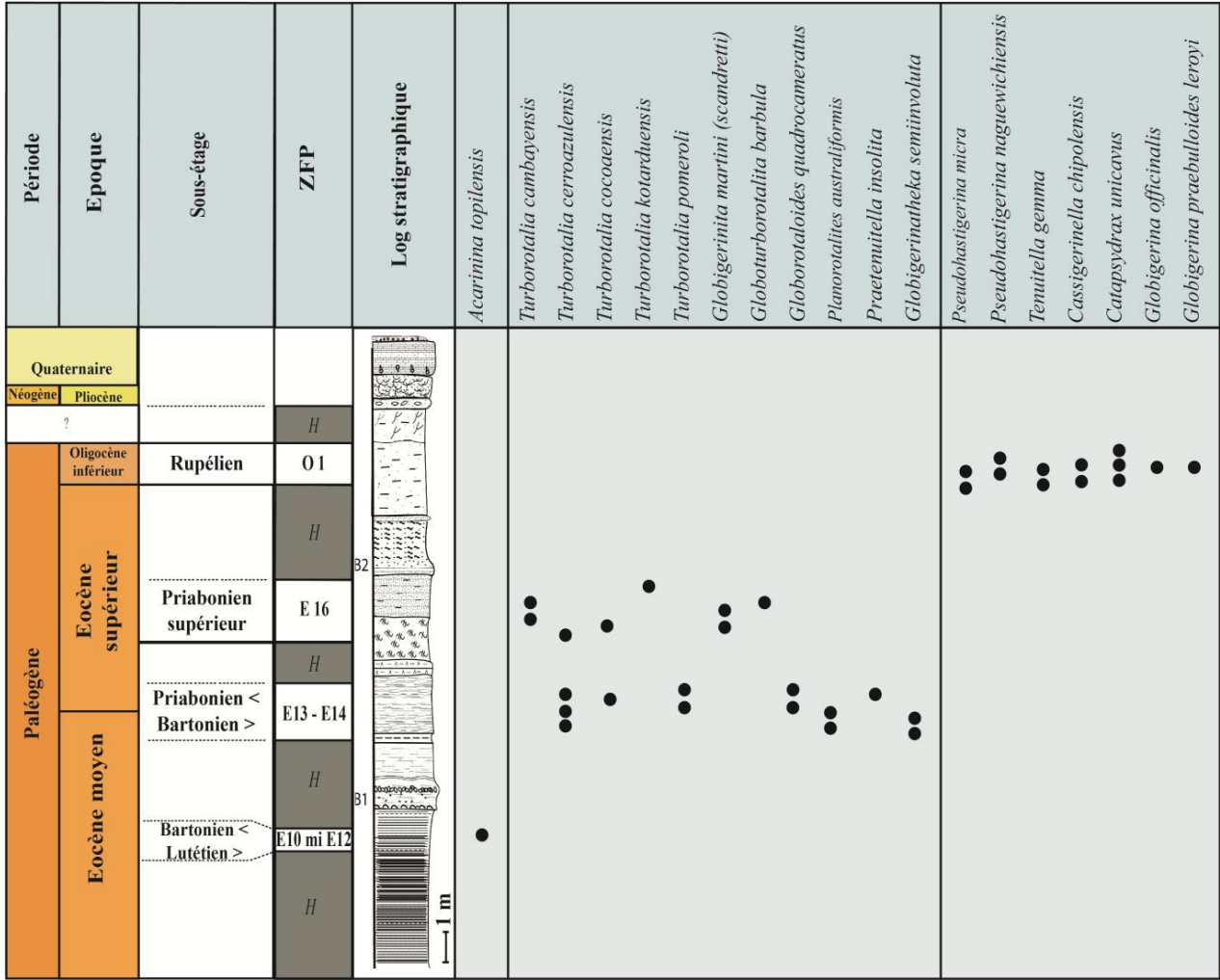


Figure 10. Répartition verticale des Foraminifères planctoniques, du membre "Guerran". ZFP: Zone à Foraminifères planctoniques ; H : Hiatus ; (Symboles: < inférieur, > supérieur ; ● présence des espèces).

Figure 10. Distribution of planktonic Foraminifera along the stratigraphical log of the "Guerran" member . ZFP: planktonic Foraminiferal zone; H: Hiatus; (Symbol: < Lower, > Upper , ● presence of species).

Globigerinita martini scandretti (*Globoturborotalita martini* (Blow & Banner 1962), d'après Olsson *et al.* (2006a) est décrite dans la zone Oligocène inférieur du site Lindi (Tanzanie) par Pearson & Wade (2015). Dans la même étude, Pearson & Wade (2015) signalent que *Globoturborotalita barbula* est référée dans l'Atlas des Foraminifères planctoniques de l'Oligocène.

L'analyse des données citées ci-dessus met en évidence deux sous-assemblages suivants (2a et 2b):

✓ 2a : *Turborotalia cerroazulensis*, *T. pomeroli*, *T. cocoaensis* & *Globigerinatheka semiinvoluta*. Selon la charte de Pearson *et al.* (2006), les deux datum *Globigerinatheka semiinvoluta* et *Turborotalia cocoaensis*, confèrent à l'assemblage (2a) une zone de transition entre E13-E14 (P15; du Bartonien supérieur au Priabonien inférieur). Ceci implique que le niveau des marnes argileuses grises verdâtre est un niveau qui semble correspondre à la zone de transition Fin Eocène moyen-début Eocène supérieur.

✓ 2b : *Praetenuitella insolita*, *Turborotalia cambayensis*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia kotarduensis*, *Globigerinita martini scandretti* & *Globoturborotalita*

barbula, s'étendent entre P17 et P19. Le sous-assemblage 2b indique deux groupes de datums: *Praetenuitella insolita*, *Globigerinita martini scandretti* et *Turborotalia cambayensis* (P17), confère E16. *Globoturborotalita barbula*, *Turborotalia cambayensis* et *Turborotalia kotarduensis*, semblent être un précurseur du début de l'Oligocène. Toutefois, ces derniers propos doivent être pris avec précaution du fait de la rareté des données relatives aux espèces qui forment ce dernier sous-assemblage.

Assemblage 3

Pseudohastigerina micra; *P. naguewichiensis*, *Tenuitella gemma*, *Cassigerinella chipolensis*, *Catapsydrax unicus*, *Globigerina officinalis* et *G. praebulloides leroyi*. Berggren (2005) attribue la zone O1 à la zone de haute occurrence *Pseudohastigerina naguewichiensis* qu'il estime approximativement équivalente à la zone nommée *Turborotalia cerroazulensis* - *Pseudohastigerina* sp, Intervalle P18 (Berggren *et al.* 1995). Selon Pearson *et al.* (2006), Molina *et al.* (1988), Molina (2015) et Molina *et al.* (2016), les *Pseudohastigerina micra* à petit test subsistent

Log stratigraphique	Autres Travaux	Davidson 2005	Adnet <i>et al.</i> 2010	Zouhri <i>et al.</i> 2014	Marivaux <i>et al.</i> 2017	Présente étude	
						Zones à Foraminifères Planctoniques	Etages
			Eocène Supérieur Priabonien	Priabonien Sup: Pr3 Fin Priabonien Moyen: Pr.2	Début Oligocène	H	Pliocène (niveau à <i>Rotuloidea fimbriata</i>)
						O1	Rupélien précoce
						H	
						E 16	Priabonien Supérieur
						H	
						E 13-E14	Priabonien inférieur Bartonien supérieur
						H	
						E10- mi E12	Bartonien Inférieur Lutétien supérieur

Figure 11. Comparaison des datations préalablement proposées pour le membre "Guerran" avec celle de la présente étude.

Figure 11. Comparison of the datings previously proposed for the "Guerran" member with that of the present study.

jusqu'à l'Oligocène inférieur, ils sont inclus dans la Zone O1 à *Pseudohastigerina nagewichiensis*. L'apparition de *Cassigerinella chipolensis* est considérée au début de la zone P18 (en Australie-Sud, Li *et al.* 2003). *Tenuitella gemma* est référée à la fin de E16 qui correspond au P17 (Pearson *et al.* 2006). Pearson & Wade (2015) ont cité *Globigerina praebulloides leroyi* dans l'Oligocène inférieur de la section Lindi area (Tanzanie). L'assemblage 3 du membre "Guerran" présente des similitudes avec les assemblages Oligocène inférieur de Norona (Cuba) pour lequel Molina *et al.* (2016) évoquent que les formes à petit test notamment

Pseudohastigerina nagewichiensis, *Tenuitella gemma*, *Turborotalia ampliapertura*, *Catapsydrax dissimilis*, et *Cassigerinella chipolensis* portent le caractère cosmopolite. Les formes qui représentent l'assemblage 3 témoignent de la Zone O1: Rupélien (Oligocène inférieur). Malgré la rareté des spécimens, leur caractère sporadique et les nombreux Hiatus, il a été possible d'arborer ce qui suit (Fig. 10) :

- L'assemblage (1) est référée à la limite des zones E10-E12 (Lutétien supérieur-Bartonien inférieur).
- L'assemblage (2) implique deux composantes chrono-stratigraphiques. La partie inférieure (2a) implique la zone

de transition E13-E14 (Bartonien supérieur-Priabonien inférieur). La partie supérieure (2b) est référée au Priabonien supérieur, zone P17 (E16). Certaines rares formes laissent supposer un Rupélien précoce pour la partie terminale de ce sous ensemble (2b), (sous réserve de la rareté des données relatives à ces rares espèces).

- L'assemblage 3 atteste la zone O1 (Rupélien, Oligocène inférieur marin).

Selon Berggren (2005), en Méditerranée, certains taxons semblent avoir des plages stratigraphiques différentes dans différentes provinces; ce qui semble être liée en partie à un contrôle à double facette : l'ouverture océanique et la latitude.

CONCLUSIONS

Les données tirées à partir de l'analyse des assemblages de Foraminifères planctoniques du membre "Guerran" de la formation Samlat d'Ad-Dakhla (Sahara Marocain) sont en faveur d'une histoire géologique organisée en quatre phases:

1. Lutétien supérieur-Bartonien inférieur,
2. Bartonien supérieur-Priabonien inférieur (zone de transition entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur),
3. Priabonien supérieur (Eocène supérieur),
4. Rupélien inférieur (début Oligocène).

La compilation des données tirées du présent travail, avec celles des auteurs concernés par l'étude du membre "Guerran" (Fig. 11), illustre ce qui suit :

L'histoire géologique du membre "Guerran" semble débiter dans un bassin profond, réceptacle à une sédimentation détritique à composante fine, et ce, avant le Lutétien supérieur-Bartonien inférieur (Eocène moyen). Au Bartonien supérieur le bassin évolue en milieu peu profond avec de forts remaniements comme en témoigne le niveau fossilifère B1. A la transition Bartonien supérieur-Priabonien inférieur (Eocène moyen-Eocène supérieur), le bassin s'ouvre à un dépôt de marne argileuse grise-verdâtre riche en glauconite indicateur de milieu confiné. Ce niveau présente des similitudes avec le niveau WHGL (Wadi Hitan gauconite Layer : niveau à Glauconite) de la formation Gehannam et Birket Qarun de Wadi Hitan (Egypte) d'âge Priabonien inférieur (Zone P15 des Foraminifères planctoniques; Strougo *et al.* 2013). Ces similitudes sont appuyées par la présence de *Basilosaurus* (Archéocète cosmopolite) aussi bien dans la formation Gehannam et Birket Qarun de Wadi Hitan (Strougo *et al.* 2013) que dans le membre "Guerran" de la Formation Samlat au Sahara marocain (Zouhri *et al.* 2014). Au Priabonien supérieur, les indices d'oxydation observés sur le niveau fossilifère B2 et les témoins d'évaporites alternant avec les niveaux à composante fine présument des variations rythmiques de niveaux marins qui semblent liés aux phénomènes des changements climatiques planétaires ayant marqué l'époque. L'abondance du faciès sableux et marne sableuse attestent un milieu très peu profond à caractère régressif annonçant le Rupélien inférieur. Le Pliocène du fin niveau marneux à *Rotuloidea fimbriata* laisse la place à une sédimentation carbonatée. L'histoire géologique du membre "Guerran" est mouvementée par les forts apports terrigènes obstacles à l'épanouissement des Foraminifères planctoniques.

REMERCIEMENTS

Les remerciements vont à l'équipe de l'Institut de Criminalistique de la Gendarmerie Royale (Rabat) qui a déployé tous ses efforts pour les prises de vues des Foraminifères Planctoniques à partir du MEB et à l'équipe sur le terrain qui n'a ménagé aucun effort pour un échantillonnage sur des zones à haut risque. La présente étude a eu le soutien du National Geographic (projet 9202-12). Les auteurs remercient les évaluateurs anonymes pour leurs remarques et suggestions.

REFERENCES

- Adnet S., Cappetta H. & Tabuce R. 2010. A Middle-Late Eocene vertebrate fauna (marine fish and mammals) from southwestern Morocco; preliminary report: age and palaeobiogeographical implications. *Geological Magazine*, 147, 6, 860-70.
- Benabdellouahed M., Baltzer A., Rabineau M. *et al.* 2016. Slope morphologies offshore Dakhla (SW-Moroccan margin). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 187, 1, 27-39.
- Benammi M., Adnet S., Marivaux M. *et al.* 2017. Geology, biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy of the Palaeogene fossil bearing Dakhla sections, southwestern Moroccan Sahara. *Geological Magazine*, Cambridge University Press, 1-16. doi:10.1017/S0016756817000851.
- Berggren W.A.; Pearson P.N., Huber B.T. *et al.* 2006. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene Acarinina. In: Pearson, P.N. *et al.* (Editors), *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera*, Cushman Foundation Special Publication 41 Allen Press, Lawrence, Kansas, 257-326.
- Berggren W.A. & Pearson A.P. 2005. A Revised Tropical to Subtropical Paleogene Planktonic Foraminiferal zonation, *Journal of Foraminiferal Research*, v. 35, 4, 279-298.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C.III *et al.* 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in Berggren, W.A. *et al.* (eds.), *Geochronology, time-scales, and global stratigraphic correlation. Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 54, 129-212.
- Bohaty S.M. & Zachos J.C. 2003. Significant Southern Ocean warming event in the Late Middle Eocene. *Geology*, 31, 1017-1020.
- Blow W.H. & Banner F.T. 1962. The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinacea, in Eames F. T. *et al.* (eds.), *Fundamentals of Mid-Tertiary Stratigraphical Correlation*: Cambridge University Press, 61-151.
- Bolli H.M. 1957. Planktonic foraminifera from the Eocene (Navet and San Fernando formations) of Trinidad, B.W.I., in Loeblich, A.R.J. and collaborators, *Studies in Foraminifera, United States National Museum Bulletin*, 215, 155-172.
- Brinkhuis, H. 1994. Late Eocene to Early Oligocene, dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy); biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107, 121-163.
- Coccioni R., Frontalini F. & Spezzaferri S. 2009. Late Eocene impact-induced climate and hydrological changes: Evidence from the Massignano global stratotype section and point (central Italy). In Koeberl & Montanari (eds), *the Geological Society of America. Special paper* 452, 37-70.
- Cole W.S. 1927. A Foraminiferal fauna from the Guayabal Formation in Mexico: *Bulletin of American Paleontology*, v.14, 1-46.
- Cole W.S. 1928. A Foraminiferal fauna from the Chapapote Formation in Mexico. *Bulletin of American Paleontology*, 14, 1-32.
- Crouch E.M., Heilmann C.C., Brinkhuis H. *et al.* 2001. Global dinoflagellate event associated with the Late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 29, 315-318.

- Cushman J. A. 1928. Additional Foraminifera from the Upper Eocene of Alabama. *Contribution from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, v.4, 73-79.
- Cushman J.A. & Ponton G.M. 1932. The Foraminifera of the Upper, Middle and part of the Lower Miocene of Florida: *Bulletin of the Florida State Geological Survey*, 9, 1-147.
- Cushman J.A. 1950. Laboratory For Foraminiferal Research. *Memorial Volume*, Sharon, Massachusetts, U.S.A. (eds), 1-68.
- Davidson I. 2005. Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 43, 254-274.
- Davison I. & Dailly P. 2010. Salt tectonics in the Cap Boujdour Area, Aaiun Basin, NW Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 435-441.
- Djeya K.L., Toufiq A., Yao N.J.P. *et al.* 2016. Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du passage Bartonien-Priabonien de la coupe Ben Attya dans le Rif externe oriental (Maroc). *International Journal of Innovation and Scientific Research*, Vol. 21, 1, 92-102.
- Francis J.E., Marensi S., Levy R. *et al.* 2009. Chapter 8: From Greenhouse to Icehouse – The Eocene/Oligocene in Antarctica in *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 8 F. Florindo and M. Siegert (Editors), Elsevier.
- Frontalini F., Coccioni R., Catanzariti R. *et al.* 2016. The Eocene Thermal Maximum3: Reading the environmental perturbations at Gubbio (Italy). *Geological Society of America*, Special Papers, 524, 161-175.
- Frizon De Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y. *et al.* 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview. *Tectonophysics* 475, 9-28.
- Gradstein F.M., Kaminski M.A., Berggren W.A. *et al.* 1994. Cenozoic biostratigraphy of the North Sea and Labrador shelf. *Micropaleontology*, 40, 1-152.
- Hafid M., Tari G., Bouhadioui D. *et al.* 2008. Atlantic Basins, In: Michard, Saddiqi & Chalouan (eds). Chapter 6 of the Continental Evolution: *The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, 303-329.
- Haggag M.A. & Luterbacher H. 1995. The *Turborotalia pseudoampliapertura* lineage in the Eocene of the Wadi Nukhul Section, Sinai, Egypt. *Revue de Micropaleontologie*, 38, 37-47.
- Hannah M.J. & Raine J.I. 1997. *Southern Ocean Late Cretaceous /Early Cenozoic Biostratigraphic Datums*. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Scientific Report 97/4, 33.
- Helm C. 2009. *Quantification des flux anciens à l'échelle d'un continent: le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque*. Thèse, PhD de l'Université de Rennes-I, Rennes, France, 364p.
- Ivany L.C., Nesbitt E.A. & Prothero D.R. 2003. The marine Eocene-Oligocene Transition From Greenhouse to Icehouse: in Part IV: *Causes and Consequences of Marine Eocene-Oligocene Transition*, Prothero, Ivany, & Nesbitt (eds), Columbia University Press, 522p.
- Jenkins D.G. 1965. Planktonic foraminiferal zones and new taxa from the Danian to lower Miocene of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 8, 1088-1126.
- Jenkins D.G. 1971. The reliability of some Cenozoic Planktonic Foraminiferal datum-planes used in biostratigraphic correlation. *Journal of Foraminiferal Research*, 1, 82-86.
- Keijzer F.G. 1945. Outline of the geology of the eastern part of the Province of Oriente, Cuba (E. of 76° 0' W.L.), with notes on the geology of other parts of the island. Univ. Geogr. Geol. Meded. Physiogr. Geol. Reeks Utrecht, ser. 2, 6, 238p.
- Klingelhoefer F., Labails C. & Cosquer E. 2009. Deep crustal structure of the SW-Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). *Tectonophysics*, 468, 63-82.
- Kohn M.J., Josef J.A., Madden R. *et al.* 2004. Climate stability across the Eocene–Oligocene transition, Southern Argentina. *Geology*, 32, 621-624.
- Labails C. 2007. *La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central*. Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale. Brest, 135p.
- Labails C., Olivet J.L. *et al.* 2009. Crustal structure of the SW Moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the Dakhla experiment). Part B- The tectonic heritage, *Tectonophysics*, 468, 83-97.
- Labails C., Olivet J.L. & Aslanian D. 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet Science Letters*, 297, 355-368.
- Leprêtre R., Barbarand J., Missenard Y. *et al.* 2013. Vertical movements along the northern border of the West African Craton: the Reguibat Shield and adjacent basins. *Geological Magazine*, Cambridge University Press, 151, 885-898.
- Leprêtre R. 2015. *Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest*. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud, Paris, 408 p.
- Leprêtre R., Missenard Y., Barbarand J. *et al.* 2015. Post-rift history of the eastern central Atlantic passive margin: Insights from the Saharan region of South Morocco. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120, 1-22.
- Li Q. 1995. Early Palaeocene *Parvularugoglobigerina* and late Eocene *Praetenuitella*: Does evolutionary convergence imply similar habitat. *Journal of Micropaleontology*, 14, 2, 119-134.
- LI Q. 1987. Origin, phylogenetic development and systematic taxonomy of the *Tenuitella* plexus (*Globigerinitidae*, *Globigerinina*). *Journal of Foraminiferal Research*, 17, 298-320.
- Li Q., McGowran B. & James N.P. 2003. Eocene–Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy of Sites 1126, 1130, 1132, and 1134, ODP Leg 182, Great Australian Bight. In Hine, A.C., Feary, D.A., and Malone, M.J. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 182, 1-28.
- Marivaux L., Adnet S., Benammi M. *et al.* 2017. Anomaluroid rodents from the earliest Oligocene of Dakhla, Morocco, reveal the long-lived and morphologically conservative pattern of the Anomaluridae and Nonanomaluridae during the Tertiary in Africa. *Journal of Systematic Palaeontology*, 15, 539-569.
- Miller K.G., Mountain G.S., Browning J.V. *et al.* 1998. Cenozoic global sea level, sequences, and the New Jersey Transect: Results from coastal plain and continental slope drilling. *Reviews of Geophysics*, 36, 569-601.
- Molina E., Keller G. & Madile M. 1988. Late Eocene to Oligocene events: Molino de Cobo, Betic Cordillera, Spain. *Revista Española de Micropaleontología*, 3, 491-514.
- Molina E. 2015. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Reviews*, 140, 166-181.
- Molina E., Torres-Silva A.I., Ćorić S. *et al.* 2016. Integrated biostratigraphy across the Eocene/Oligocene boundary at Norona, Cuba, and the question of the extinction of orthophragminids. *Newsletters on Stratigraphy*, 49, 1, 1-14.
- Mukhopadhyay S.K. 2003. Earliest *Pellatispira Boussac* from the middle Eocene of India: Morphological speciality of the ancestral stock. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 209-225.
- Mukhopadhyay S.K. 2003a. A rare foraminiferal assemblage with new species of *Nummulites* and *Globigerina* from the Eocene-Oligocene transition strata of Cambay basin, India. *Micropaleontology*, 49, 65-93.
- Mukhopadhyay S.K. 2005. *Turborotalia cerroazulensis* group in the Paleogene sequence of Cambay Basin, India with a note on the evolution of *Turborotalia*. *Revue de Paleobiologie*, Genève, 24, 1, 29-50.
- Myatliuk E.V. 1950. Stratigraphy of the flysch sediments of the North Carpathian Mountains in the light of the foraminiferal faunas: Trudy Vsesoyuznego Nauchno Issledovatel'skogo

- Geologo-razvedochnogo Instituta (VNIGRI), *Mikrofauna SSSR*, sbornik, 4, 225-288.
- Olsson R.K., Pearson P.N. & Huber B.T. 2006a. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Catapsydrax*, *Globorotaloides*, *Guembelirioides*, *Paragloborotalia*, *Parasubbotina*, and *Pseudoglobigerinella*. In Pearson, P.N. Olsson, R.K. Huber, B.T. *et al.* (eds.) Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera: *Cushman Foundation Special Publication*, 41, 69-110.
- Pearson P.N., Olsson R.K., Huber B.T. *et al.* 2006. Overview of Eocene Planktonic foraminiferal taxonomy, paleoecology, phylogeny and biostratigraphy. In Pearson, P.N. Olsson, R.K. Huber, B.T. *et al.* (eds.), Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera, Fredericksburg, Virginia. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, Special Publication, 41, 11-28.
- Pearson P.N. & Ezar T.H. 2014. Evolution and speciation in the Eocene planktonic foraminifer *Turborotalia*. *Paleobiology*, 40, 1, 130-143.
- Pearson P.N. & Wade B.S. 2015. Systematic taxonomy of exceptionally well-preserved planktonic foraminifera from the Eocene/Oligocene boundary of Tanzania. *Cushman Foundation Special Publication*, 45, 1-85.
- Rad U., Ryan W.B.F., Arthur M.A. *et al.* 1979. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 47, US Government Printing Office, Washington, D.C.
- Ranke U., Rad U.V. & Wissmann G. 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the on- and offshore Aaiun-Tarfaya Basin a review. In: Rad, U.V., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E. (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, Berlin, 86-105.
- Ratschiller L.K. 1967. Sahara, Correlazioni geologico-lithostratigrafiche fra Sahara Centrale e Occidentale (Con note geologiche generali e brevi cenni sulle possibilita dell' Africa Nord-Occidentale). *Memoria Museotrentino di Scienze naturali*, Trento, Italy, 16, 55-190.
- Rjimati E., Zemmouri A., Benlakhdim A. *et al.* 2008. Carte Géologique du Maroc: Ad-Dakhla, 1/100000, *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, n° 487.
- Saadi, M. 1988. Schéma structural du Maroc au 1/4000000. Rabat, *Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc*, 278B.
- Saddiqi O., Rjimati E., Michard A. *et al.* 2016. Recommended Geoheritage Trails in Southern Morocco: A 3 Ga Record Between the Sahara Desert and the Atlantic Ocean. Springer International Publishing Switzerland 2016. Errami *et al.* (eds.), From *Geoheritage to Geoparks*, *Geoheritage, Geoparks and Geotourism*, 91-108.
- Sahabi M., Aslanian D. & Olivet J.L. 2004. Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1041-52.
- Sajid A., Stattegger K., Garbe-Schönberg D. *et al.* 2014. The provenance of Cretaceous to Quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: Evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd-Sr isotopes. *Journal of African Earth Sciences*, 90, 64-76.
- Saito T. 1962. Eocene Planktonic Foraminifera from Hahajimo (Hillsborough Island). *Transitions and proceedings of the Paleontological Society of Japan*, New series 45, 209-225.
- Stainforth R.M. & Lamb L.J. 1981. An evaluation of Planktonic foraminiferal zonation of the Oligocene. *The University of Kansas Paleontological contributions*, 104, 34p.
- Strougo A., Faris M., Haggag M.A.Y. *et al.* 2013. Planktonic foraminifera and calcareous nannofossil biostratigraphy through the middle-to-late Eocene transition at Wadi Hitan, Fayum Province, Egypt. *Contributions from the Museum of Paleontology, University of Michigan*, 32, 111-138.
- Swezey C.S. 2009. Cenozoic stratigraphy of the Sahara, Northern Africa. *Journal of African Earth Science*, 53, 89-121.
- Toumarkine M. & Bolli H.M. 1970. Evolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'Eocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). *Revue de Micropaléontologie*, 13, 131-145.
- Wade B.S. 2004. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanisms in the extinction of *Morozovella* in the late middle Eocene. *Marine Micropaleontology*, 51, 23-38.
- Wing S.L., Gingerich P. D., Schmitz B. & Thomas E. 2003. Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. *Geological Society of America*, Boulder, CO, 369, 395-412.
- Zachos J., Pagani H., Sloan L. *et al.* 2001. "Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present". *Science*, vol. 292, 5517, 686-693.
- Zouhri S., Gingerich P.D., Elboudali N. *et al.* 2014. New marine mammal faunas (Cetacea and Sirenia) and sea level change in the Samlat Formation, Upper Eocene, near Ad-Dakhla in southwestern Morocco. *Comptes rendus Palevol*, 13, 599-610.

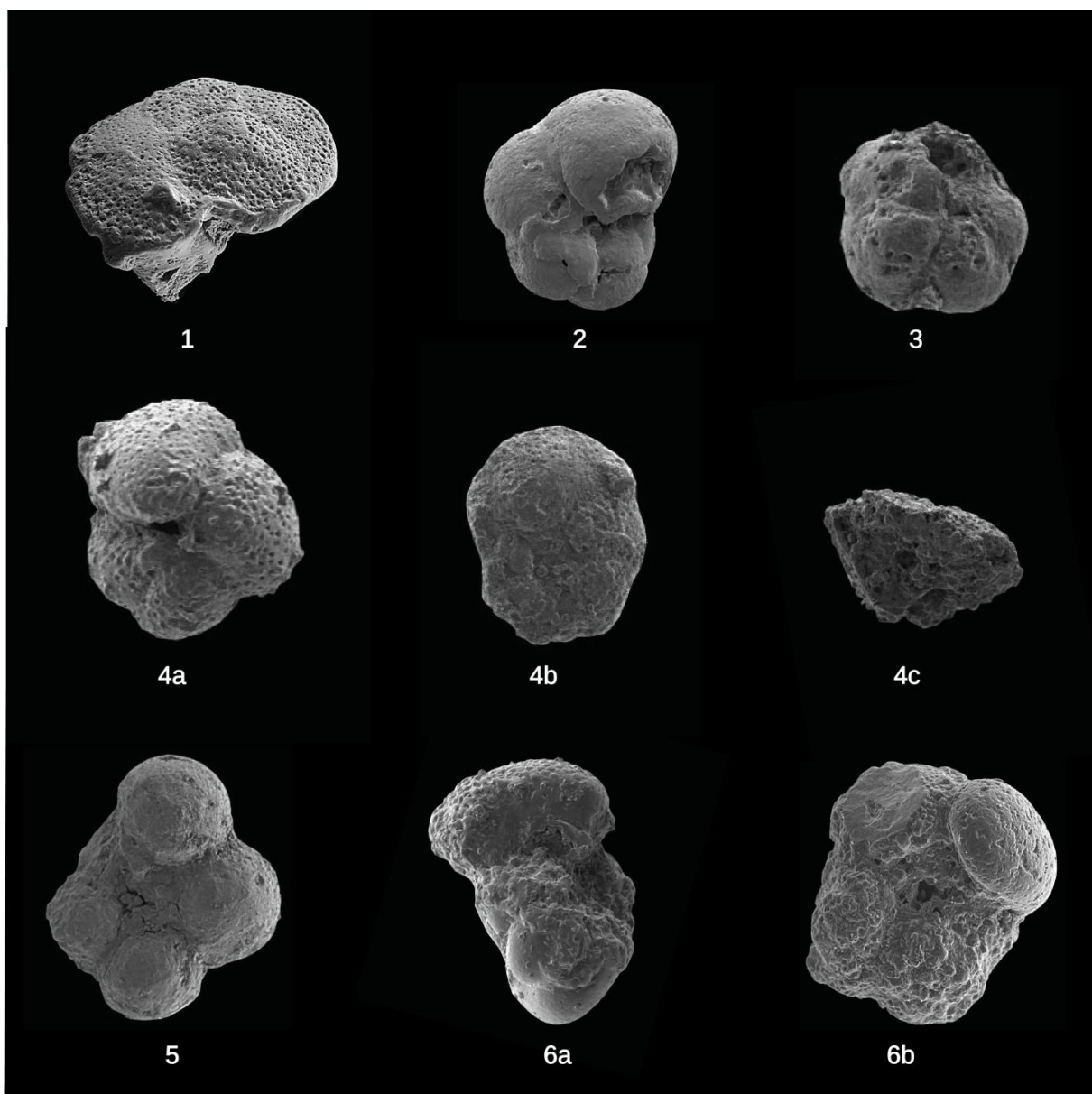
Manuscrit reçu le 29/06/2017

Version révisée acceptée le 14/05/2018

Version finale reçue le 22/05/2018

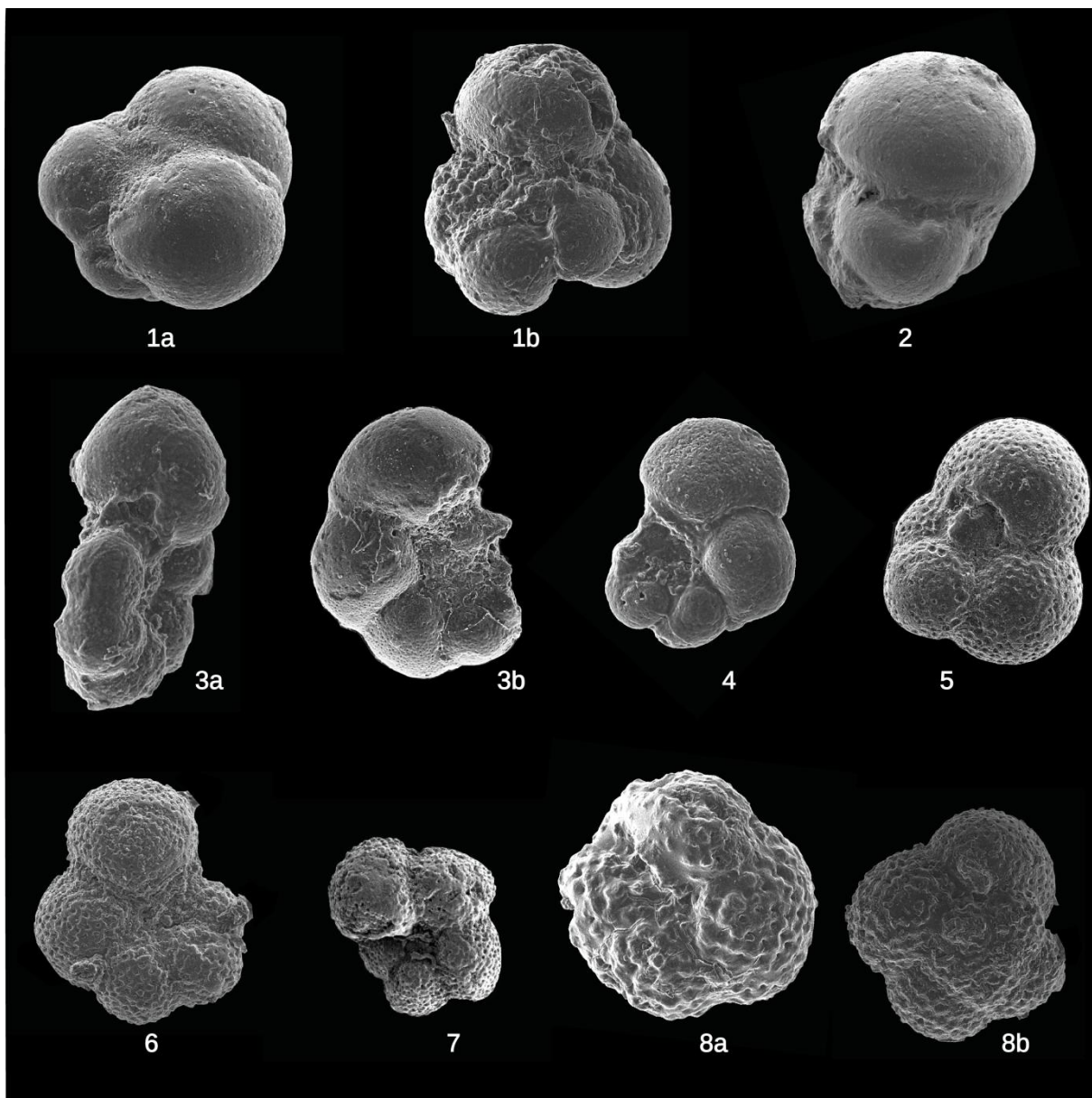
Mise en ligne le 05/06/2018

Planche I



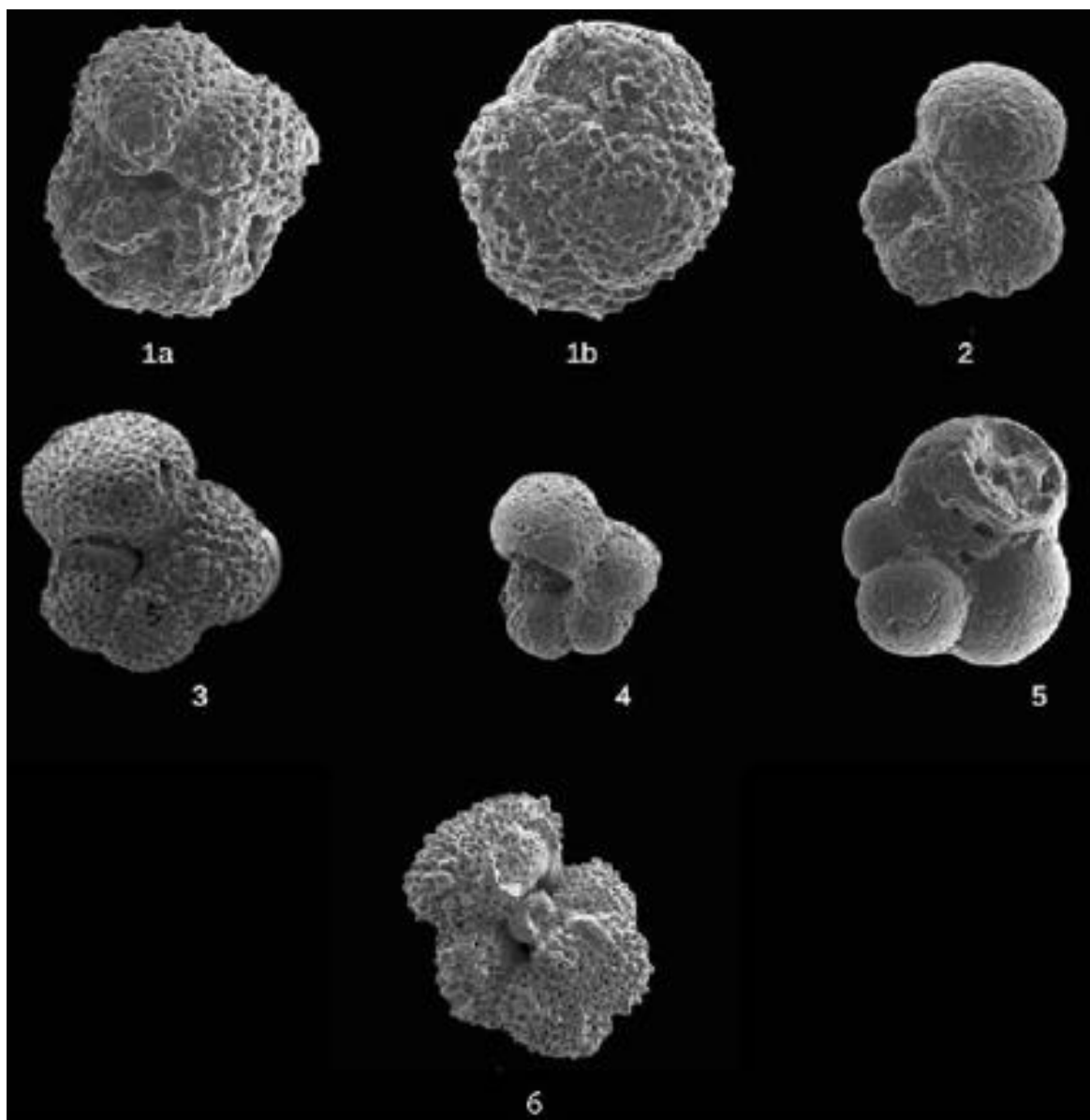
- 1 *Turborotalia kotarduensis*, vue dorsale-latérale (x300).
- 2 *Turborotalia sp.*, vue ventrale (x300).
- 3 *Turborotalia cocoaensis*, vue ventrale (x200).
- 4 *Turborotalia cerroazulensis*, a : vue ventrale, b : vue ventrale, c : vue latérale (x200).
- 5 *Globoturborotalita barbula*, vue ventrale (x200).
- 6 *Turborotalia pomeroli*, a : vue latérale, b : vue ventrale (x200).

Planche II



- 1 *Cassigerinella chipolensis*, a : vue latérale (x300), b : vue ventrale (x300).
- 2 *Globigerinatheka semiinvoluta*, vue latérale (x200).
- 3 *Pseudohastigerina naguewichiensis*, a : vue frontale, b : vue ventrale (x300).
- 4 *Pseudohastigerina micra*, vue ventrale (x300).
- 5 *Globigerina officinalis*, vue ventrale (x200).
- 6 *Pseudohastigerina naguewichiensis*, vue ventrale (x300).
- 7 *Tenuitella gemma*, vue ventrale (x300).
- 8 *Catapsydrax unicavus*, a : vue ventrale, b : vue dorsale (x200).

Planche III



- 1 *Globigerinita martini scandretti*, a : vue ventrale, b : vue dorsale (x300).
- 2 *Globorotaloides quadrocameratus*, vue ventrale (x200).
- 3 *Planorotalites australiformis*, vue ventrale (x200).
- 4 *Praetenuitella insolita*, vue ventrale (x250).
- 5 *Globigerina prebulloides*, vue ventrale (x200).
- 6 *Acarinina topilensis*, vue ventrale (x100).