

L'intervalle Paléocène supérieur – Eocène inférieur sur un profil de la Tunisie centro-septentrionale : approches sédimentologique et chimostratigraphique

Bouthaina LAJNEF¹, Laurence LE CALLONNEC², Chokri YAICH¹,
Maurice RENARD² & Rakia BENZARTI³

1. Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Laboratoire de dynamique sédimentaire & environnement, B.P. W3038 Sfax, Tunisie. e-mail : lbouthaina@yahoo.fr

2. Université Pierre & Marie Curie, Département de géologie sédimentaire, J.E. "Biominéralisation et Paléoenvironnements", FR32 CNRS "CEPAGE", Case 116 ; 4, pl. Jussieu, 75252 Paris cedex 05.

3. SEREPT, 8, Av. Slimene Ben Slimene, B.P. 46, C.P. 2092 El Manar II, 1002 Tunis.

Résumé. Une approche multidisciplinaire basée sur la biostratigraphie, la sédimentologie de faciès et la géochimie des éléments traces, a été appliquée à l'étude du Paléocène supérieur – Eocène inférieur de la coupe de Toujjine en Tunisie centro-septentrionale. La détermination des biozones de foraminifères planctoniques permet d'attribuer la série étudiée au Paléocène supérieur (Biozones P4 et P5) à Eocène inférieur (Biozone P9). L'étude sédimentologique au sens de la sédimentologie de faciès, a permis de mettre en évidence neuf faciès sédimentaires dont l'association sur un profil de dépôt définit : un domaine de *outer-ramp* ou plate-forme externe distale, et un domaine de bassin. La confrontation de l'évolution des teneurs en manganèse, et de l'agencement vertical des faciès le long de la coupe étudiée montre de grandes similitudes séquentielles et permet un découpage séquentiel de la série. Une phase de rétrogradation générale (*landward stepping*) couvre la base du Paléocène supérieur (Biozone P4) et est suivie d'une progradation générale (*seaward stepping*) dans la partie terminale du Paléocène supérieur et à l'Eocène inférieur. Le début d'un cycle transgressif s'installe au sommet de l'Eocène inférieur.

Mots clés : Tunisie, coupe de Toujjine, Paléocène supérieur, Eocène inférieur, biostratigraphie, sédimentologie, chimostratigraphie, manganèse, stratigraphie séquentielle.

The Late Paleocene – Early Eocene interval along a section in central-northern Tunisia: sedimentological and chemostratigraphic approach.

Abstract. A multidisciplinary approach based on biostratigraphy, facies sedimentology and geochemistry of trace elements was applied to study the Late Paleocene – Early Eocene of the Toujjine section, in central-northern Tunisia. Biostratigraphy of planktic foraminifera allowed us to assign the studied section to the Late Paleocene (Biozones P4 and P5) through Early Eocene (Biozone P9). Nine facies were defined through sedimentological analyses, whose associations allowed us to recognize two main depositional environments: an outer ramp and a basin. The stacking pattern of sedimentary units, associated to the sequential subdivision of the manganese signal, reveals a general tendency to retrogradation (*landward stepping*) in the lower part of upper Paleocene formations (P4 Biozone), followed by a progradation phase (*seaward stepping*) in uppermost Paleocene and lower Eocene formations. The uppermost Ypresian formations are marked by the beginning of a transgressive phase.

Key words: Tunisia, Toujjine section, Late Paleocene, Early Eocene, biostratigraphy, sedimentology, Manganese, chemostratigraphy, sequential stratigraphy.

INTRODUCTION

Le Paléocène constitue une période clé dans l'histoire géologique de la planète. Il se place en effet entre deux crises importantes du monde biologique : l'extinction des foraminifères planctoniques à la limite Crétacé-Tertiaire (K/T) et une extinction des foraminifères benthiques à la limite Paléocène – Eocène. Sur le plan paléo-océanographique, cette transition est marquée, par un réchauffement de l'ordre de 5°C des eaux profondes océaniques (Late Paleocene Thermal Maximum : LPTM, Kennett & Stott 1991 ; Zachos *et al.* 1993), et un changement global du mode de circulation océanique. Une excursion négative importante (2,5 à 3‰) de $\delta^{13}\text{C}$ en domaine océanique et continental marque également cette limite (Kennett & Stott 1991, Pak & Miller 1992, Stott 1992, Lu & Keller 1993, Bralower *et al.* 1995, Canudo *et al.* 1995, Lu *et al.* 1995, Thomas & Shackleton 1996).

Jusqu'à l'Eocène inférieur, la Téthys joue encore un rôle prépondérant dans les circulations océaniques globales. Elle pourrait avoir constitué une source potentielle de masses

d'eau profonde, chaude et salée, lors du bref épisode de renversement de la circulation océanique à la limite P/E. De plus, la marge sud téthysienne était située dans la zone nord tropicale et était soumise à des épisodes intermittents d'upwelling (Bolle *et al.* 1999).

Cet article a pour objectif un découpage séquentiel d'une série marine sous contrôle atlantique et téthysien localisée en Tunisie centro-septentrionale. Au cours de cette période, la Tunisie se situait dans une zone de passage entre ces deux domaines. Un cadre stratigraphique précis est établi à partir d'une étude sédimentologique et séquentielle. Un calage biostratigraphique des foraminifères planctoniques permet de dater la série étudiée. Le manganèse présent dans la fraction carbonatée est un excellent marqueur des variations eustatiques et sera aussi utilisé dans le cadre de cette étude. Il s'agit alors d'établir une coupe de référence pour l'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur pour ce secteur de la Téthys.

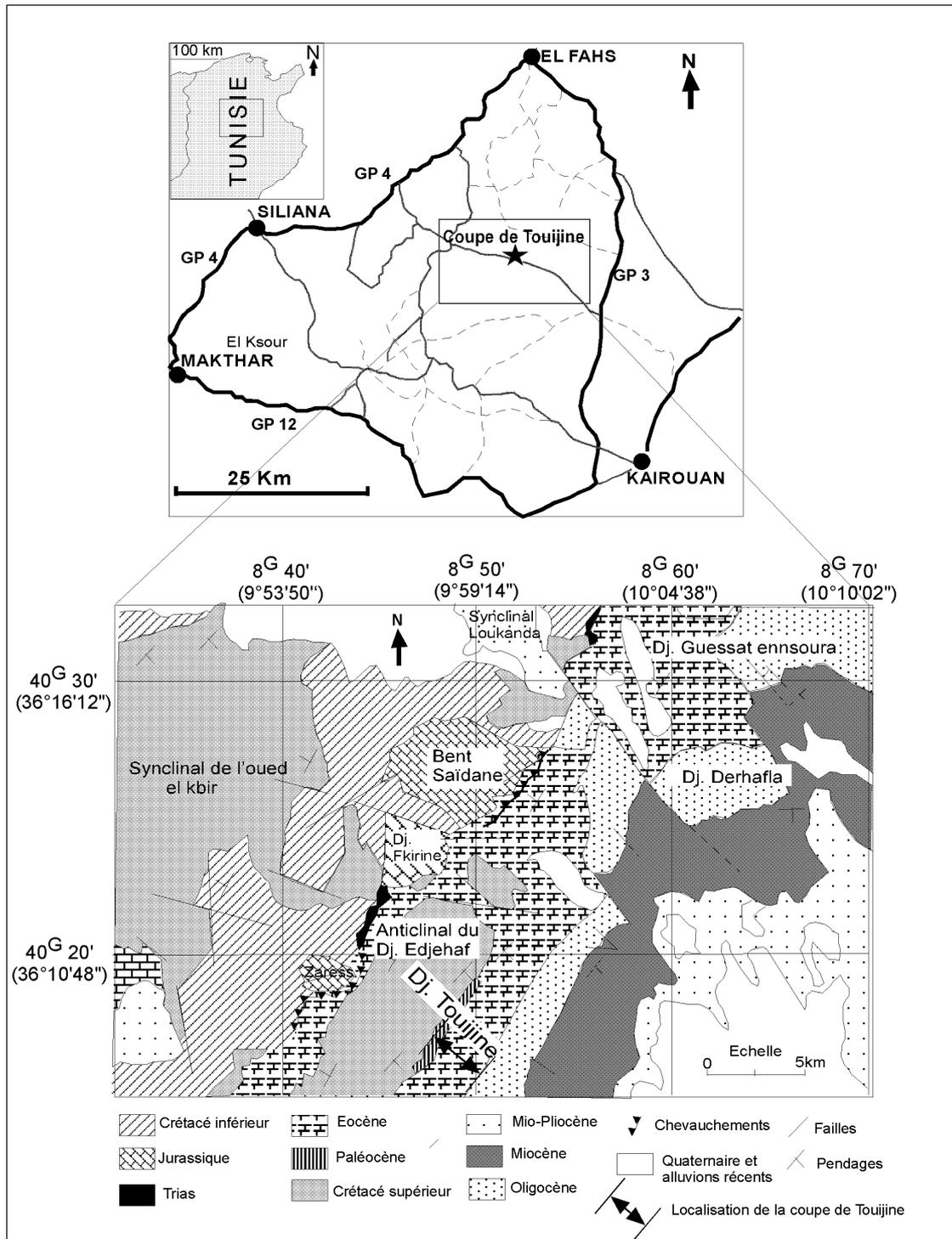


Figure 1. Localisation de la coupe de Touijine sur la feuille au 1/50 000ème de Fkirine.

CADRE GEOLOGIQUE

La coupe levée et échantillonnée : coupe de Touijine (N 36° 9' 28''; E 9° 58' 18'') appartient au secteur de Fkirine, situé 70 km au nord de la ville de Kairouan, en Tunisie centro-septentrionale (Fig. 1). Durant le Tertiaire inférieur, les mouvements tectoniques de convergence entre l'Europe et l'Afrique ainsi que l'halocinèse du Trias à l'Eocène, ont contrôlé la répartition spatio-temporelle des dépôts (El Ghali *et al.* 2003).

Durant le Maastrichtien terminal – Paléocène, la partie nord-occidentale de la Tunisie correspondait à un domaine de bassin très profond caractérisé par une microfaune pélagique très abondante (zone tellienne et sillon tunisien). La partie nord-orientale du pays formait au Maastrichtien terminal des petits bassins néritiques à littoraux (Fig. 2A ; Bensalem 2002). Le Danien est généralement absent. Le Paléocène transgressif couvre tout le Maastrichtien, et localement, les argiles paléocènes de la Formation El Haria (Maastrichtien supérieur – Paléocène ; Burollet 1956 ; Fig. 3) viennent

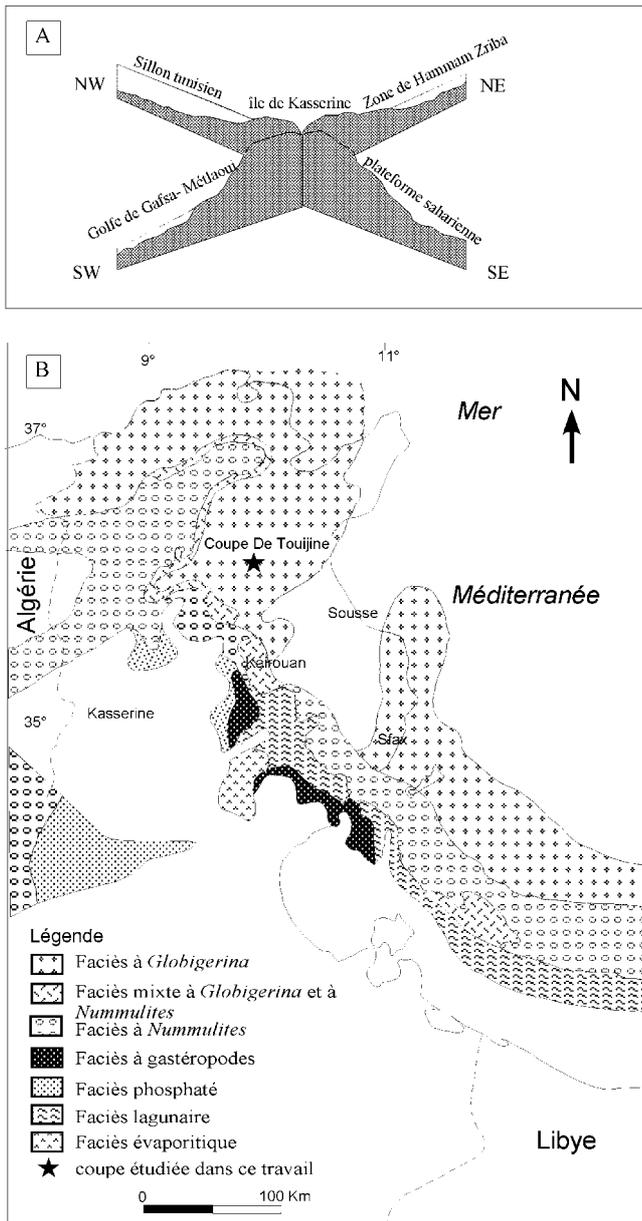


Figure 2. A, Croquis simplifié montrant l'extension des bassins tunisiens durant le Maastrichtien – Paléocène d'après Bensalem (2002) ; B, carte de lithofaciès de la Formation Mélaoui (Bishop 1988) modifiée d'après Ben Ismail & Bobier (1996).

parfois reposer directement sur la barre supérieure de l'Abiod (Campanien supérieur – Maastrichtien basal). Au sud-ouest, la Formation El Haria se dépose dans des bassins euxiniques et lagunaires (Fig. 2A), sous forme d'argiles sombres et d'épais niveaux de gypse (Bensalem 2002).

Durant l'Eocène inférieur, la Tunisie centrale était occupée par une plate-forme marine bordant le nord-est de l'île de Kasserine (Burollet 1956). Cette plate-forme était subdivisée en une plate-forme interne et externe (Ben Ismail & Bobier 1996, Fig. 2B). Dans le domaine proximal, se développaient des calcaires à Nummulites de la Formation El Garia, et plus localement des systèmes progradants qui comblaient les aires de sédimentation favorisant la mise en place de faciès évaporitiques et lagunaires de la Formation Faïd (Fig. 3). Dans le domaine de plate-forme externe, les

calcaires à Globigérines témoignent d'une sédimentation profonde et correspondent de point de vue lithostratigraphique à la Formation Bou Dabbous (Fig. 3). Ce domaine couvre le nord-est et l'extrémité septentrionale de la Tunisie (Fig. 2B). La coupe levée dans le cadre de ce travail se situe au niveau des faciès à Globigérines (Fig. 2B). La ceinture de phosphate qui caractérise la sédimentation sur la marge téthysienne sud à la transition P/E est également présente dans la série sédimentaire étudiée. Les dépôts de phosphate se développent essentiellement autour de l'archipel émergé de Kasserine et correspondent à la Formation Chouabine (Fig. 3) datée de l'Yprésien inférieur (Maillard & Tixier 1975).

BIO- ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Le cadre biostratigraphique de la coupe de Toujine a été précisé grâce à la reconnaissance des événements qui définissent les biozones à foraminifères planctoniques de l'échelle de Berggren *et al.* (1995).

La partie basale de la coupe (25 m, Fig. 4) a fourni d'abondants foraminifères pélagiques correspondant aux espèces : *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli), *Planorotalites chapmani* (Barr), *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Morozovella acuta* (Toulmin), *Morozovella conicotruncata* (Subbotina), *Morozovella oclusa* (Loeblich & Tappan), *Morozovella marginodentata* (Subbotina), *Morozovella quetra* (Bolli), *Acarinina mckannai* (White), *Subbotina triloculinoides* Plummer, *Subbotina velascoensis* (Cushman). Une faune diversifiée en Foraminifères benthiques y est également associée : *Gaudryina pyramidata* (Cushman), *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Dorothia bulleta* (Carsey), *Quadriformina allomorphinoides* (Reuss), *Gavelinella danica* (Brotzen), *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Lenticulina degolyeri* (Plummer), *Lenticulina cf. alabamensis* (Cushman), *Lenticulina klagshamnensis* (Brotzen), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Coleites reticulosus* (Plummer), *Guttulina problema* d'Orbigny, *Nodosaria macneili* Cushman, *Cibicides excavatus* Brotzen, *Tritaxia midwayensis* (Cushman), *Ramulina globulifera*. et quelques Ostracodes : *Acanthocythereis? meslei* Donze & Oertli, *Bairdia* sp., *Trachyleberis tunesiensis* Colin & Said, *Haughtonileberis acies* (Esker), *Actinocythereis? coronata* (Esker), *Reticulina aff. sangalkamensis* (Apostolescu), *Pontocyprilla recurva* (Esker). Cette association planctonique et benthique est corrélable avec la biozone P4 à *Planorotalites pseudomenardii* et date cet intervalle de la base du Paléocène supérieur (Fig. 4).

L'intervalle sus-jacent (25 à 32 m, Fig. 4) a montré des remaniements d'âge crétacé (*Globostrucanidae* du Maastrichtien), mais aussi une faune pélagique abondante : *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Morozovella acuta* (Toulmin), *Morozovella marginodentata* (Subbotina), *Morozovella oclusa* (Loeblich & Tappan), *Acarinina primitiva* (Finley), *Acarinina mckannai* (White), *Planorotalites chapmani* (Barr), *Subbotina velascoensis* Cushman, *Subbotina yeguaensis* Weinzer & Applin, de fréquents Foraminifères benthiques (*Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus siliceus* (Terquem), *Dorothia bulleta* (Carsey),

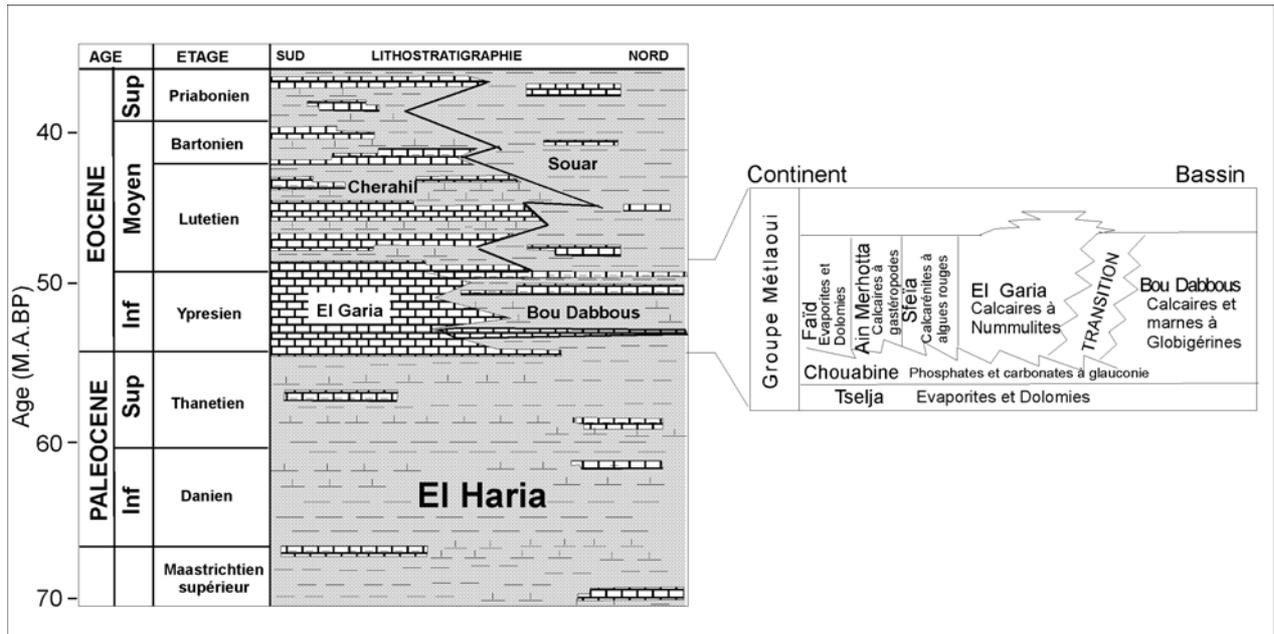


Figure 3. Nomenclature lithostratigraphique des formations du Danien au Lutétien, inspirée des nomenclatures de Burrollet (1956), Fournié (1978), Bishop (1988), Ben Jemiaa Fakhfakh (1991) et de Rigane (1991).

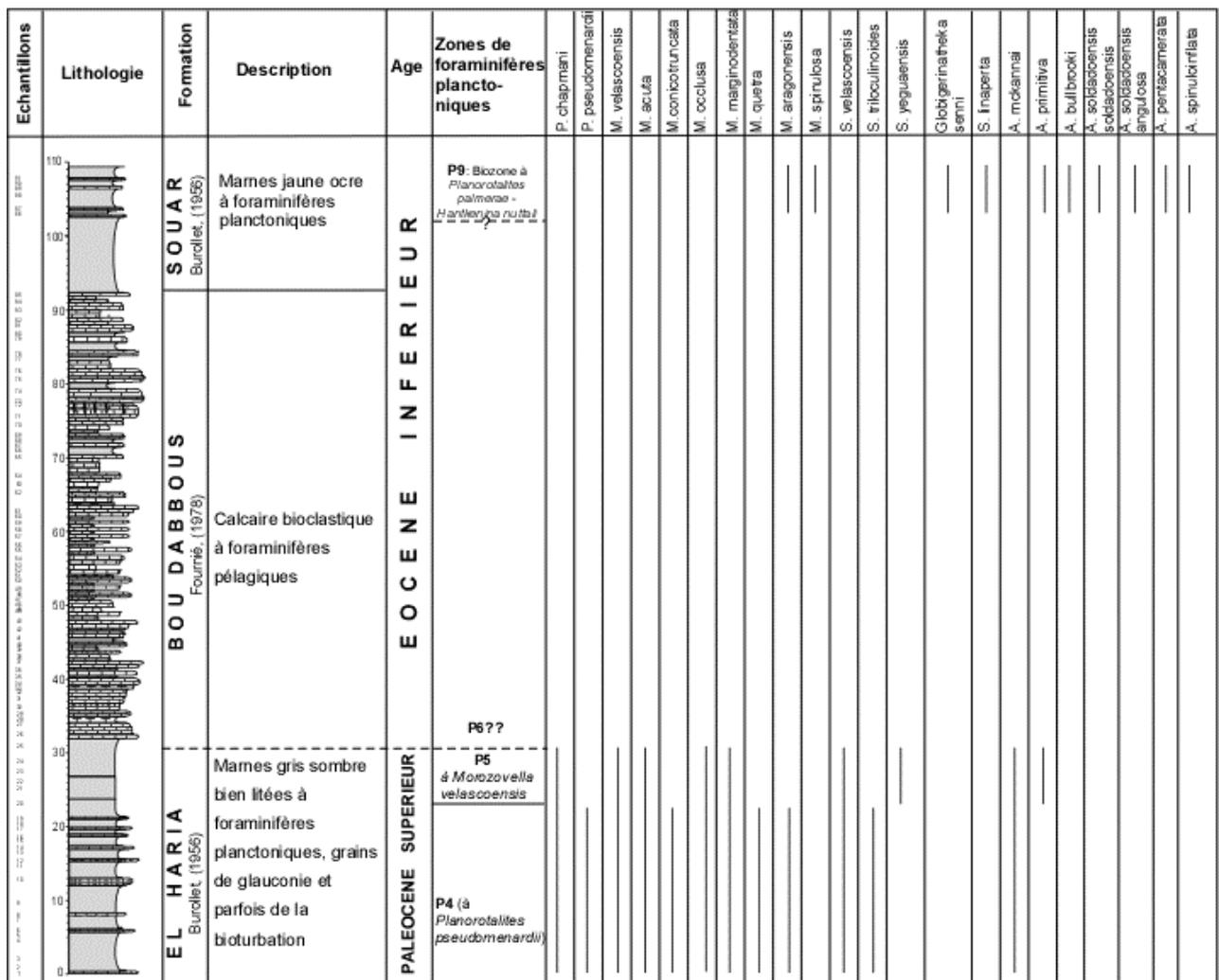


Figure 4. Cadre litho- et biostratigraphique de la coupe de Toujine.

Spiroplectammina dentata (Alth), *Spiroplectammina Knebeli* Leroy, *Tritaxia midwayensis* (Cushman), *Lenticulina* spp., *Neoflabellina delicatissima* (Plummer), *Bulimina quadrata* Plummer, *Quadriformina allomorphinoides* (Reuss), *Gavelinella danica* (Brotzen), *Cibicidoides allenii* (Plummer), *Gyroidinoides globosus* (Hagenow), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Coleites reticulosus* (Plummer), *Guttulina problema* d'Orbigny, *Dentalina colei* Cushman & Dusenbury... et rares Ostracodes : *Martinicythere* cf. *vesiculosa* (Apostolescu), *Actinocythereis ? coronata* (Esker), *Cytherella* sp., *Bairdia* sp... Cette association permet de faire coïncider ces dépôts avec la biozone P5 à *Morozovella velascoensis* du Paléocène supérieur (Fig. 4).

L'intervalle très carbonaté (32 m à 95 m) n'a pas fourni d'espèce index de biohorizon. Il n'est donc pas possible d'établir un cadre chronostratigraphique précis de cet ensemble. Par simple encadrement, ce niveau est attribué à l'Yprésien.

La partie sommitale de la coupe (103 à 110 m de cote) a fourni une association riche en foraminifères planctoniques *Morozovella aragonensis* (Nuttal), *Morozovella spinulosa* (Cushman), *Acarinina bullbrookii* (Bolli), *Acarinina soldadoensis soldadoensis* (Brönnimann), *Acarinina soldadoensis angulosa* (Bolli), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *Acarinina primitiva* (Finlay), *Acarinina spinuloinflata* (Bandy), *Globigerinatheka senni*, *Subbotina linaperta* (Finlay), de fréquents Foraminifères benthiques (*Uvigerina fadeli* Bou Dagher, *Baggina bismuthi* Bou Dagher, *Cibicidina tendami* (Kaasschieter), *Nodosaria macneili* Cushman, *Nodosaria affinis* Reuss, *Gaudryina subserrata* Vassilenco, *Spiroplectammina dentata* (Alth), Cyclamminidae, *Lenticulina rosetta* (Gümbel), *Tritaxia midwayensis* (Cushman), *Guttulina problema* d'Orbigny, *Dentalina colei* Cushman & Dusenbury...) et quelques ostracodes : *Reticulina proteros* (Bassiouni), *Reticulina* aff. *sangalkamensis* (Apostolescu), *Cytherella* sp., *Bairdia* sp.. Cette association se corréle avec la biozone P9 à *Planorotalites palmerae* – *Hantkenina nuttalli*, ce qui donne un âge yprésien à cet intervalle (Fig. 4).

Les trois grandes formations lithostratigraphiques du Tertiaire inférieur en Tunisie ont pu être reconnues (Fig. 3). La série étudiée débute en effet, par les argiles, marnes et alternances marno-calcaires de la Formation El Haria qui est datée en Tunisie du Maastrichtien supérieur au Paléocène (Burolet 1956). Ces niveaux sont surmontés par les calcaires yprésiens de la Formation Bou Dabbous (Fournié 1978). Au sommet, s'observent les alternances d'argiles et de calcaires de la Formation Souar (Burolet 1956) attribuée généralement au Lutétien inférieur (Fig. 3). Cependant, la mise en évidence d'espèces de foraminifères planctoniques caractéristiques de la zone P9 à *Planorotalites palmerae* – *Hantkenina nuttalli* s'accorde avec l'idée développée par Ben Ismail-Latrache (1994), et Ben Ismail & Bobier (1996), sur le fait que les argiles et les marnes de la Formation Souar normalement datées de l'Eocène moyen à supérieur, peuvent débiter déjà à l'Yprésien supérieur, et que le passage de l'Yprésien au Lutétien ne se traduit pas par une limite lithologiquement nette et semblable dans les différents secteurs de la Tunisie.

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

Méthodologie

Cette étude permet de définir de manière détaillée les mécanismes de dépôt ainsi que leur organisation grâce à la sédimentologie de faciès. Il s'agit de déterminer la lithologie en lame mince et macroscopie, le contenu faunistique et de caractériser les structures hydrodynamiques et biologiques. Une répartition virtuelle de la succession des différents milieux de sédimentation du domaine distal au proximal permet de tracer une courbe d'aggradation côtière qui fluctue en fonction de la variation du niveau marin relatif ou de l'accommodation.

Résultats

Neuf faciès sédimentaires ont été définis, basés principalement sur la texture et l'abondance relative planctoniques / benthiques (Fig. 5).

Faciès F1 : Ce faciès est constitué exclusivement de marnes gris sombre finement litées (*mudstone*) avec parfois des intercalations de bancs calcaireo-marneux. Il renferme des foraminifères planctoniques, des grains de glauconie et parfois de la bioturbation.

Interprétation : la texture fine et le litage des argiles dû au processus de décantation, témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible (Allen 1985, Blatt *et al.* 1980) voire nul. La présence de bioturbation, évoque une certaine activité biologique. La présence de foraminifères planctoniques indique que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin profond, voire même en dessous de la limite d'action des vagues de tempête, en domaine de bassin (Fig. 5).

Faciès F2 : biomicrite de texture *mudstone*, contenant des foraminifères planctoniques et benthiques. Elle contient également des grains de glauconie.

Interprétation : la matrice de texture très fine et la présence de glauconie témoignent d'un écoulement faible en milieu de dépôt assez profond. La présence de foraminifères benthiques associés à des formes planctoniques permet de situer le faciès F2 légèrement en amont par rapport au faciès précédent.

Faciès F3 : biomicrite de texture *mudstone* à *wackestone* contenant des foraminifères planctoniques plus abondants que les foraminifères benthiques représentés principalement par des lenticulines. Ce faciès contient également quelques bryozoaires et quelques débris d'ostracodes et d'échinodermes.

Interprétation : la texture *mudstone* à *wackestone* témoigne d'un milieu relativement peu agité. La mise en place s'est effectuée en dessous de la limite d'action des vagues de tempête mais vraisemblablement plus à l'amont que le faciès F2.

Faciès F4 : biomicrite de texture *wackestone*, renfermant des foraminifères planctoniques abondants et quelques foraminifères benthiques (lenticulines, *Nodosaria*, bisériés). Elle contient également des grains de glauconie, des traces

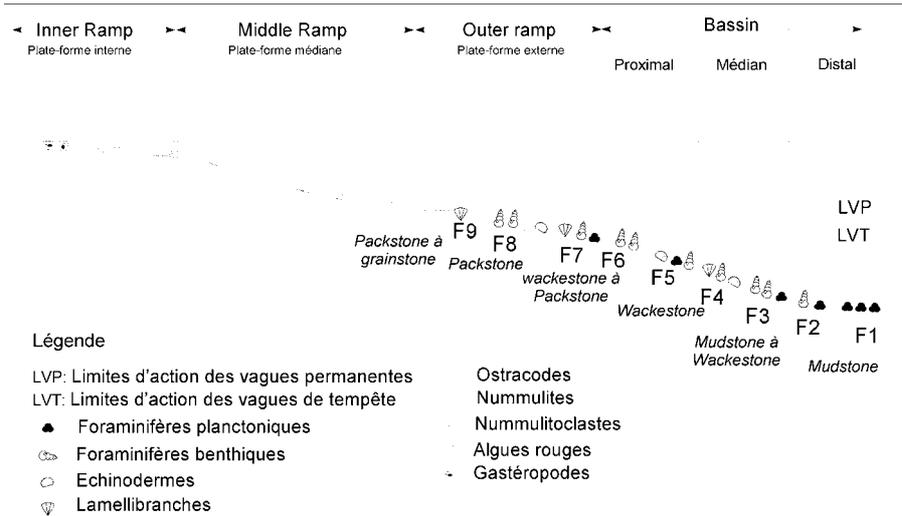


Figure 5. Profil paléophysigraphique simplifié montrant la distribution des différents faciès du Paléocène supérieur et de l'Yprésien reconnus sur la coupe de Touijine.

de phosphatation, quelques bryozoaires et quelques débris bioclastiques notamment des fragments d'ostracodes et d'échinodermes.

Interprétation : ce faciès correspond à un régime hydrodynamique faible, la sédimentation s'est effectuée au-dessous de la limite d'action des vagues de tempête. La texture légèrement plus grenue que le faciès précédent confère au faciès F4 une position légèrement plus proximale que le faciès F3.

Faciès F5 : biomicrite de texture *wackestone* contenant des foraminifères planctoniques et benthiques. Ces derniers sont moins abondants que les planctoniques mais plus diversifiés que le faciès précédent. Ce faciès contient également des bryozoaires, des débris d'échinodermes, de lamellibranches et des valves désarticulées d'ostracodes.

Interprétation : l'absence de glauconie et la présence de foraminifères benthiques plus diversifiés par rapport au faciès précédent, permet de situer le faciès F5 un peu à l'amont par rapport au faciès F4.

Faciès F6 : biomicrite de texture *wackestone* à *packstone*, riche en foraminifères planctoniques, avec quelques foraminifères benthiques. Elle renferme des grains de glauconie, des bryozoaires, des traces de phosphatation et quelques débris d'échinodermes, d'ostracodes et de lamellibranches.

Interprétation : la texture *wackestone* à *packstone*, légèrement plus grossière que celle du le faciès F5, témoigne d'une énergie de dépôt plus importante que les faciès précédents mais ne dépassant toujours pas la limite d'action des vagues de tempête (Fig. 5).

Faciès F7 : biomicrite de texture *wackestone* à *packstone*, renfermant des foraminifères benthiques diversifiés et plus abondants que les foraminifères planctoniques. Elle contient également quelques bryozoaires, des débris d'ostracodes, et des sections d'annélides.

Interprétation : l'abondance des benthiques par rapport aux planctoniques permet de situer ce faciès légèrement à proximité du faciès F6.

Faciès F8 : biomicrite de texture *packstone* riche en bioclastes (fragments de lamellibranches, valves désarticulées d'ostracodes), en foraminifères benthiques avec quelques foraminifères planctoniques.

Interprétation : la texture *packstone*, riche en débris bioclastiques, témoigne d'un milieu de dépôt relativement agité situé vraisemblablement au-dessus de la limite d'action des tempêtes et en dessous de la limite d'action des vagues permanentes.

Faciès F9 : biomicrite de texture *packstone* à *grainstone*, très riche en foraminifères benthiques et planctoniques. Elle renferme de nombreux bryozoaires et fragments bioclastiques.

Interprétation : la texture plus grossière que le faciès précédent permet de situer ce faciès légèrement en amont par rapport au faciès F8.

L'association de ces faciès a permis de distinguer deux principaux environnements de dépôt (Fig. 5). Le premier correspond à la plate-forme externe distale (*outer ramp*) regroupant les faciès les plus proximaux de texture *packstone* à *grainstone* et riches en bioclastes et foraminifères benthiques (F8 et F9). Le second est le bassin plus profond où s'individualisent trois sous-environnements :

- le domaine plus proximal, à faciès F6 et F7, de texture *wackestone* à *packstone* et renfermant de nombreux foraminifères benthiques ;
- le bassin « médian », correspondant aux faciès F4 et F5 de texture *wackestone* et au faciès F3 qui est un *mudstone* à *wackestone* ;
- le bassin distal, à faciès F2 et F1, de texture *mudstone* et riche en foraminifères planctoniques et glauconie.

L'agencement vertical des environnements de dépôt de la série étudiée a permis de proposer, à plusieurs échelles, le

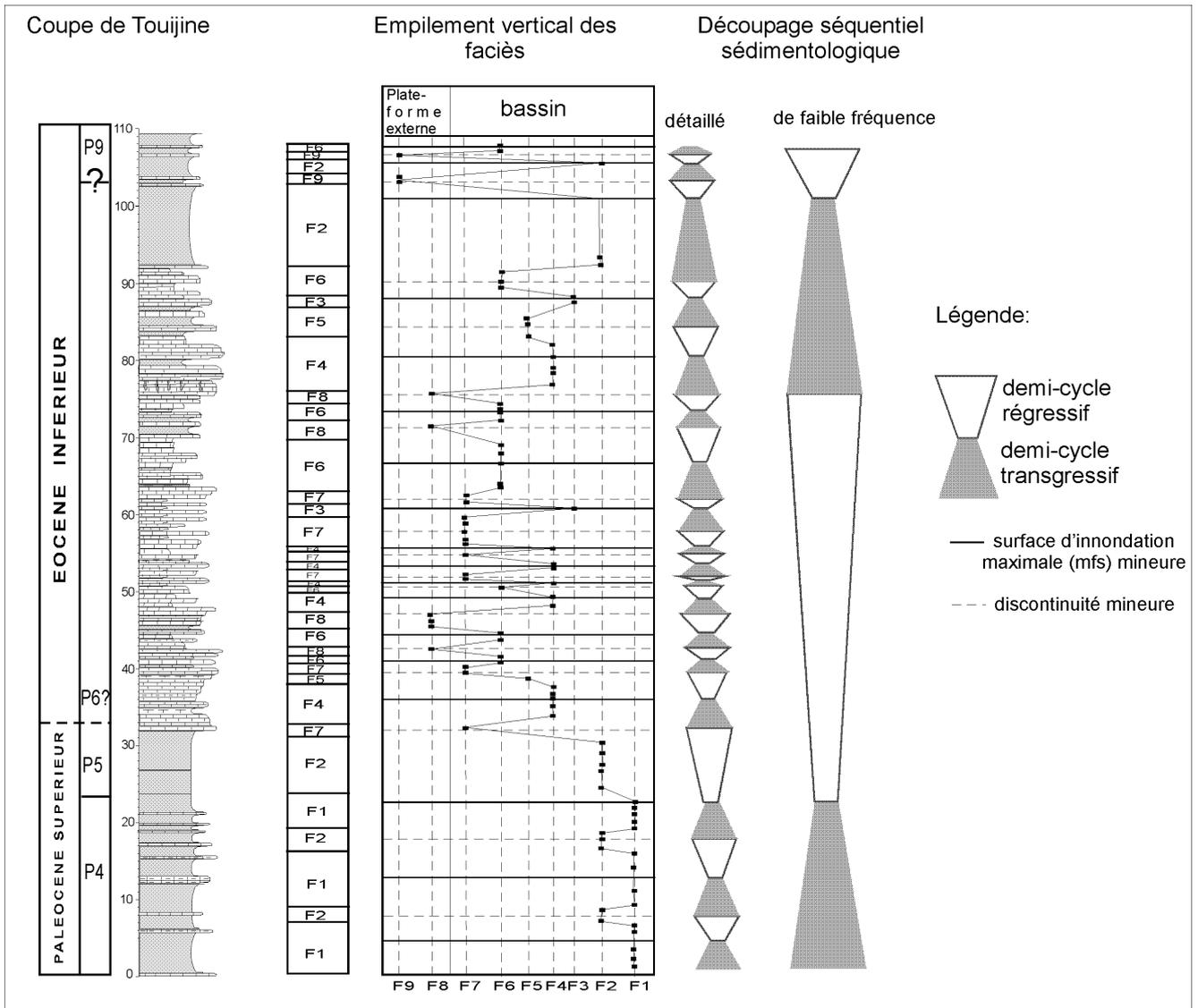


Figure 6. Empilement des faciès sédimentaires et découpage séquentiel sédimentologique de la coupe de Touijine.

découpage séquentiel de la série, en fonction de la double tendance « progradation – rétrogradation ». La figure 6 montre ainsi des cycles de haute fréquence au nombre de 17 (d'épaisseur métrique à décamétrique) et des cycles d'ordre inférieur (de plusieurs mètres d'épaisseur).

La base de la coupe (jusqu'à la cote 32 m) montre des faciès F1 à F2 indiquant un environnement relativement profond, le maximum d'inondation étant observé autour de la cote 23 m. Si les mudstones sont prépondérants dans les niveaux sous-jacents, ils alternent ensuite avec des horizons définis par les faciès F3. Ce changement progressif et l'arrivée dès l'Eocène inférieur de la série carbonatée homogène (faciès F4 à F8) montrent qu'après un épisode transgressif maximal, le milieu de dépôt est en phase de comblement. Un cycle transgressif (incomplet) et régressif d'ordre inférieur peuvent ainsi être mis en évidence pour l'intervalle compris entre les cotes 0 m et 75 m. Dans le détail, des petites séquences sont individualisées. La partie sommitale de la série montre une nouvelle rétrogradation jusqu'à un maximum de transgression, localisé dans les marnes, au niveau des cotes 95-100 m. Par contre, un changement brutal d'environnement est observé et indique des conditions de plate-forme

distale (Fig. 5) dans la partie sommitale de l'Yprésien. Ce cycle transgressif est suivi d'un cycle incomplet de régression.

ETUDE GEOCHIMIQUE

La détermination des teneurs en manganèse et de la phase carbonatée ont été réalisées sur roche totale, à l'aide d'un spectromètre d'absorption atomique (Hitachi Z-8100), après attaque à l'acide acétique à température ambiante pendant une heure. Après filtration de la fraction insoluble et évaporation, les solutions sont reprises en milieu chlorhydrique. Le dosage du manganèse se fait sur des solutions planifiées à 2500 ppm de calcium.

Le carbonate de calcium

La phase solubilisée par l'acide acétique peut être assimilée en totalité au carbonate de calcium compte tenu de l'étude sédimentologique réalisée au préalable et de la composition minéralogique des échantillons étudiés. Les sédiments du Paléocène supérieur montrent des fluctuations importantes du pourcentage de CaCO₃ de 30 à 90% dans les alternances

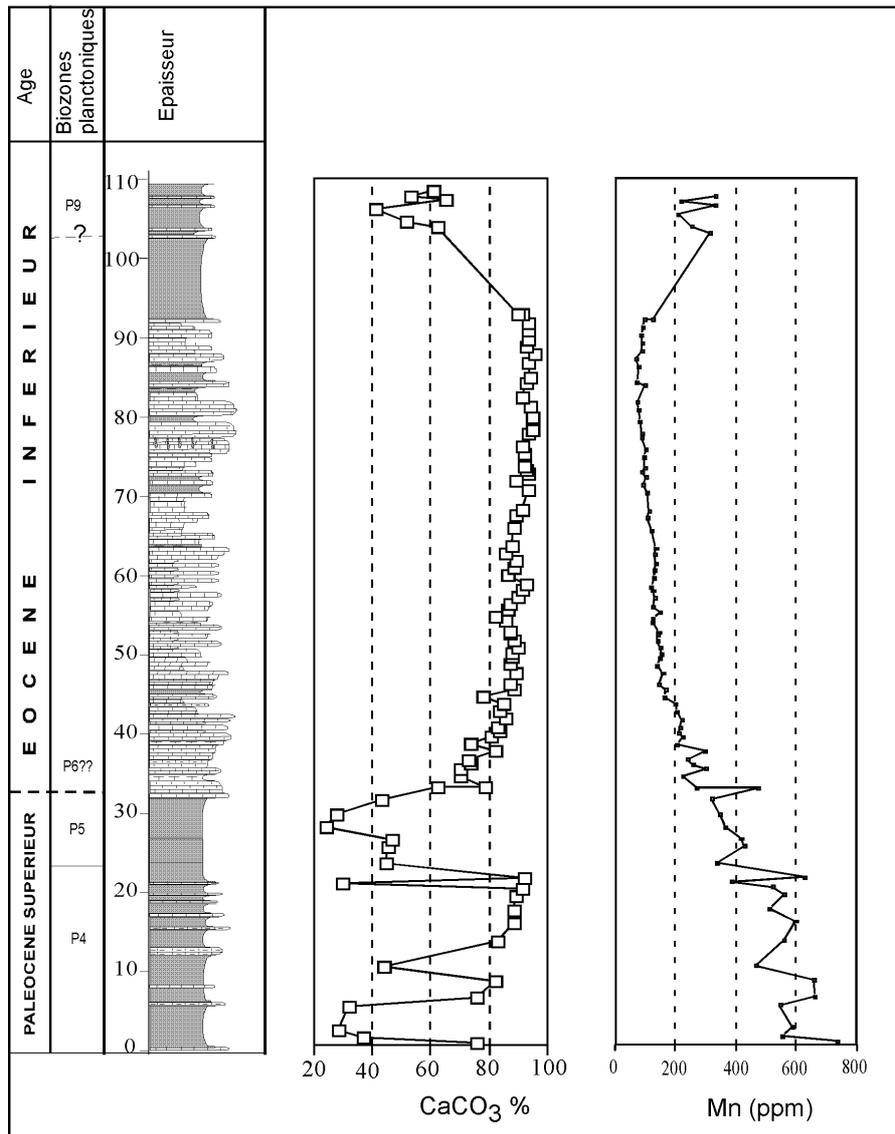


Figure 7. Evolution des teneurs en éléments majeurs (CaCO_3) et traces (manganèse) sur le profil de Touijine.

de marnes et de calcaires de la Formation « El Haria » (Fig. 7, Tab. I). Les valeurs se stabilisent autour de 90% dans l'intervalle compris entre 30 et 90 m correspondant à la Formation Bou Dabbous, avant de chuter à 40% dans l'Yprésien sommital (marnes de la Formation « Souar »).

Le manganèse

Les teneurs en manganèse sont relativement fortes (environ 600 ppm) dans la partie inférieure de la série étudiée et montrent une décroissance dans le Paléocène supérieur et l'Eocène basal jusqu'à une valeur minimale de 100 ppm vers la cote 85 m. Une augmentation des teneurs, de 200 ppm d'amplitude, est ensuite observée dans l'Yprésien (Fig. 7, Tab. I).

La concentration en manganèse de l'eau de mer est généralement assez basse (de l'ordre de 0,1 ppm) tandis qu'elle est de quelques ppm dans une calcite précipitant à l'équilibre (Tucker & Wright 1994). Le comportement du manganèse dans l'eau de mer est relativement complexe. Il existe en effet sous trois formes : deux formes plus

abondantes Mn^{2+} (le plus soluble) et Mn^{4+} , et une forme plus rare Mn^{3+} . Suivant les conditions d'oxydo-réduction du milieu, le manganèse peut donc précipiter directement sous forme de bioxydes (MnO_2), ou être incorporé dans les carbonates (Mn^{2+}). De plus, de nombreux auteurs ont insisté sur la relation des variations des teneurs en Mn avec celles du niveau marin et de l'hydrothermalisme sous-marin (Accarie *et al.* 1993) et sur leurs potentialités d'utilisation en stratigraphie séquentielle. Emmanuel (1993), et Emmanuel & Renard (1993) ont montré que pour les séquences de 3^{ème} ordre (*sensu* Vail/ Exxon) :

- les cortèges de bas niveau sont caractérisés par des teneurs en Mn relativement constantes et faibles dans les carbonates pélagiques ;
- les intervalles transgressifs (cortège rétrogradant de haut niveau) présentent une augmentation des teneurs jusqu'à une valeur maximale qui coïncide avec la surface d'inondation maximale ;
- les cortèges progradants de haut niveau montrent une diminution des concentrations ;

Tableau I. Analyses chimostratigraphiques (CaCO₃ et manganèse) des formations du profil de Touijine.

N° Ech.	Position (m)	%CaCO ₃	Mn (ppm)	N° Ech.	Position (m)	%CaCO ₃	Mn (ppm)
B1	0,25	76,25	740	B49	52,2	87,16	148
B2	1	37,56	556	B50	53,5	86,21	128
B3	2	28,73	589	B51	54	82,58	129
B4	4,8	32,43	548	B52	54,8	86,89	150
B6	6	76,03	665	B53	55,5	87,52	128
B8	8	82,48	659	B54	58	89,94	135
B9	9,8	44,26	468	B55	57,5	91,35	129
B10	13	83,16	562	B56	58	93,31	123
B12	15,5	88,88	596	B57	59,2	86,96	131
B14	17,1	88,61	512	B58	60,2	88,61	133
B16	18,9	89,37	559	B59	61	89,70	139
B17	19,8	91,65	522	B60	62	85,86	131
B18	20,5	29,88	388	B61	62,8	88,00	137
B19	21,1	92,32	630	B62	65,1	88,85	122
B20	23	44,72	340	B63	66,7	89,19	109
B21	25	45,47	430	B64	67,5	91,31	112
B22	26	47,11	419	B65	70	93,94	108
B23	27,5	24,60	370	B66	71	89,77	96
B24	29	27,87	349	B67	72	93,43	103
B25	31	43,29	323	B68	72,5	92,98	92
B26	32,5	62,30	477	B69	73	92,38	98
B26'	32,5	78,90	272	B70	74,5	92,52	100
B27	33,9	70,40	229	B71	75,5	91,32	106
B28	34,9	70,64	303	B72	77	93,95	90
B29	35,4	73,72	262	B73	77,5	95,00	92
B30	36	73,00	242	B74	79	95,26	86
B31	37,1	82,21	302	B75	80,5	94,37	82
B32	38	74,21	210	B76	81,5	91,40	78
B33	39	80,69	228	B77	83,5	93,07	100
B34	39,5	83,64	213	B78	84	94,41	77
B35	40,1	83,28	217	B79	86	93,59	81
B36	41,1	85,98	221	B80	87	95,48	73
B37	42,2	83,88	208	B81	88	93,18	88
B38	43,1	85,45	204	B82	88,9	93,70	92
B39	44	78,41	167	B83	90	93,87	91
B40	44,9	88,86	168	B84	91	93,41	94
B41	45,6	87,10	145	B85	92	91,24	98
B42	47	89,63	163	B85bis	92	90,47	130
B43	48	87,35	142	B86	103	62,62	318
B44	49	88,08	152	B87	103,7	51,97	257
B45	49,5	87,95	154	B88	105,4	41,30	213
B46	50,2	90,20	151	B89	106,5	65,51	337
B47	51	88,69	144	B90	107	53,79	220
B48	51,8	87,57	143	B91	107,7	61,23	333

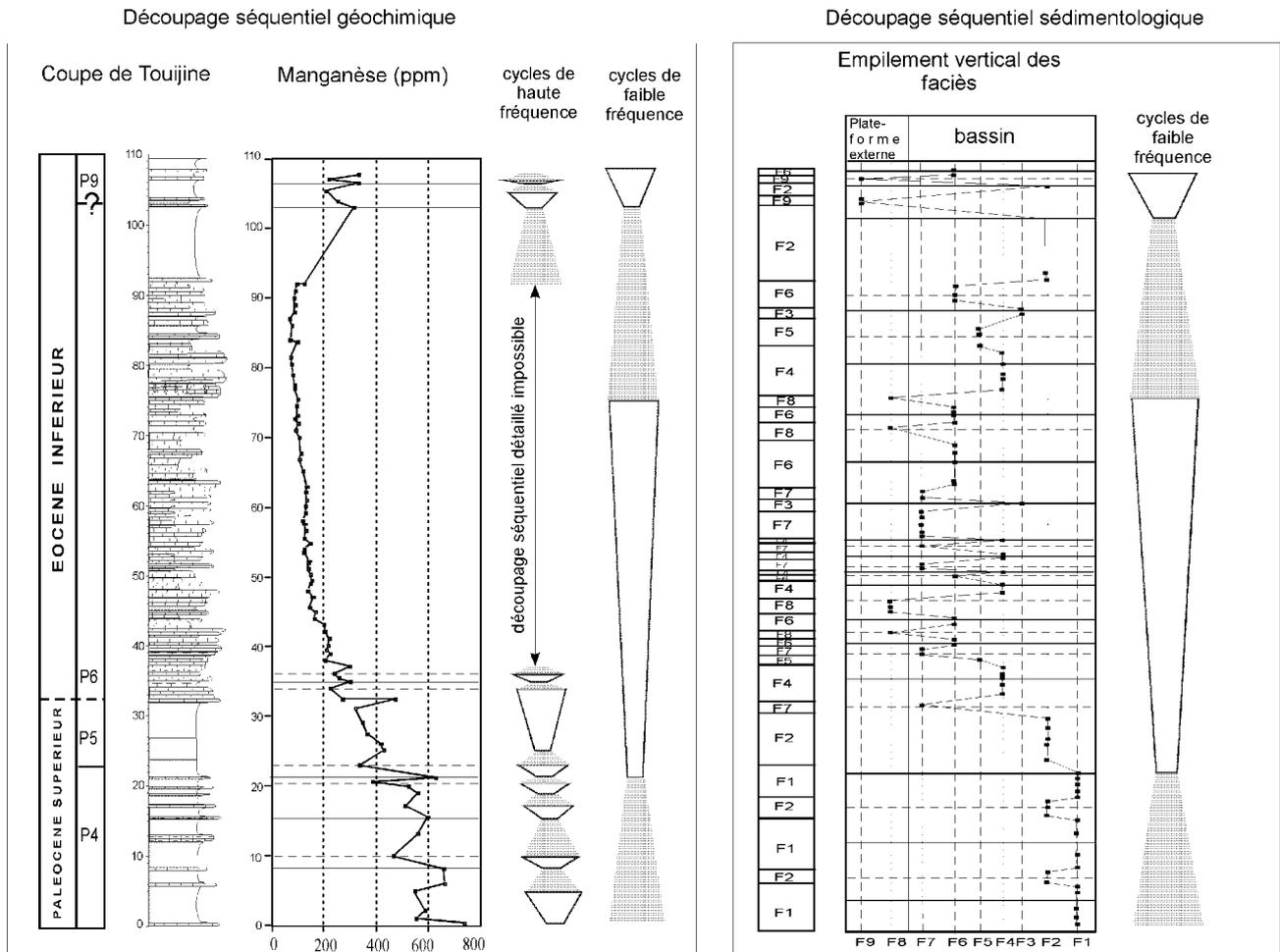


Figure 8. Empilement des séquences génétiques sur la coupe de Touijine et découpage séquentiel du signal du manganèse: essai de reconstitution des variations eustatiques.

– les limites de séquences correspondent aux teneurs minimales et à l’inflexion des tendances.

Bien que le pas d’échantillonnage soit assez faible pour permettre un découpage séquentiel précis, il est possible de proposer de grandes tendances transgressives et régressives et de les confronter avec le découpage séquentiel déjà proposé par l’analyse sédimentologique (Fig. 8). A la base de la coupe (22 m), les teneurs élevées en manganèse reflètent une phase de transgression marine. Les teneurs décroissantes observées dans l’intervalle Paléocène – Eocène inférieur correspondraient alors à un intervalle régressif probablement de second ordre. Dans le détail, des fluctuations de plus de 200 ppm pourraient traduire des fluctuations eustatiques de troisième ordre, voire des paraséquences (Fig. 8). Une limite de séquence de second ordre pourrait être identifiée dans la partie sommitale de la Formation Bou Dabbous autour de la cote 75 m. Enfin, le sommet de la série étudiée reflèterait un intervalle transgressif. Dans les dépôts éocènes, il est impossible d’identifier à partir des fluctuations en manganèse des séquences d’ordre supérieur.

La proposition faite à partir de la géochimie est assez cohérente avec les données sédimentologiques (Fig. 8). A la base de la coupe (21 à 22 m), la sédimentation carbonatée de type mudstone riche en foraminifères planctoniques témoigne d’un environnement profond à faible

hydrodynamisme (Fig. 5). Au-delà de la limite P/E (entre 30 et 75 m), les données sédimentologiques (wackestone-packstone) montrent une croissance de l’énergie du milieu de dépôt. Ces aspects s’inscrivent dans une phase de régression marine.

Au sommet de la coupe (75 à 110 m), l’augmentation des teneurs en manganèse au niveau des alternances de marnes et de calcaires permet de confirmer le cycle transgressif avec un maximum d’inondation aux alentours de 95-100 m.

CONCLUSION

Dans le bassin de Kairouan, en Tunisie centro-septentrionale, les analyses biostratigraphiques (foraminifères planctoniques) permettent d’attribuer la série sédimentaire de Touijine au Paléocène supérieur – Eocène inférieur et confirment le diachronisme de la limite entre les deux formations Bou Dabbous et Souar. En effet, les marnes et argiles de la Formation Souar, classiquement attribuées à l’Eocène moyen à supérieur (Lutétien), ont été datées dans le secteur de Touijine de l’Eocène inférieur (biozone P9).

L’étude sédimentologique de faciès a permis de définir deux environnements de sédimentation : un environnement de bassin qui regroupe les faciès les plus distaux, et un environnement de rampe carbonatée distale avec des faciès beaucoup plus proximaux.

La confrontation des analyses sédimentologiques et géochimiques pour la série étudiée montre des similitudes séquentielles apportées par les deux outils et permet de préciser les fluctuations paléoenvironnementales. En effet, le lissage de la courbe retraçant l'évolution des milieux de dépôt le long de la série étudiée a permis de définir :

– un demi-cycle inférieur incomplet de rétrogradation générale (*landward stepping*), couvrant une grande partie du Paléocène supérieur ; il se traduit par des valeurs maximales de manganèse, et est représenté du point de vue sédimentologique par les faciès les plus distaux ;

– un demi-cycle supérieur de progradation générale (*seaward stepping*) couvrant la partie sommitale du Paléocène supérieur et la presque totalité de l'Eocène inférieur ; il correspond à des teneurs faibles et stables de manganèse, et est représenté par des faciès plus proximaux ; ce cycle régressif correspondrait à l'abaissement eustatique qui affecte l'océan mondial entre –53,5 et –49 Ma (Haq *et al.* 1987).

– le sommet de l'Eocène inférieur, s'inscrit dans une phase de transgression générale.

Remerciements

Les auteurs tiennent à exprimer leur gratitude aux rapporteurs, MM. Ignacio Arenillas Sierra (Universidad de Zaragoza, Espagne) et Christian Dupuis (Faculté polytechnique de Mons, Belgique) dont les suggestions et les remarques nous ont permis d'améliorer la présentation et la rédaction de cette note. Ces recherches ont pu être menées grâce aux financements de l'Institut Français de Coopération (IFC), et au projet CMCU (01F/1008).

Références

Accarie H., Renard M. & Jorgensen N. 1993. Le manganèse dans les carbonates pélagiques : un outil d'intérêt stratigraphique et paléogéographique (le Sénonien d'Italie, de Tunisie et du Danemark). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1-8.

Allen J.R.L. 1985. *Principles of physical sedimentology*. Allen & Unwin Ltd, London, 272 p.

Ben Ismail-Latrache K. 1994. Mise au point sur l'âge des formations Métraoui et Souar en Tunisie. *Notes Serv. géol. Tun.*, 60, 59-87.

Ben Ismail-Latrache K. & Bobier C. 1996. Etude biostratigraphique, paléocéologique et paléobiogéographique des séries éocènes (Yprésien-Lutétien basal) de Tunisie centrale. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud: Actes Colloques Angers*, 1994, pp. 563-583.

Ben Jemia Fakhfakh H. 1991. *Les calcaires de l'Eocène inférieur en Tunisie centro-septentrionale : sédimentologie - paléogéographie*. Thèse, Univ. de Franche-Comté, Besançon.

Bensalem H. 2002. The Cretaceous-Paleogene transition in Tunisia: general overview. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 178, 139-143.

Berggren W., Kent D., Swisher C. & Aubry M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: "Geochronology time scales and global stratigraphic correlation". *SEPM Spec. Publ.*, 54, 129-212.

Bishop W.F. 1988. Petroleum geology of east central Tunisia. *A.A.P.G. Bull.*, 72, 9, 1033-1058.

Blatt H., Middleton G. & Murray R. 1980. *Origin of sedimentary rocks*. 2d edition. Prentice. Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 782 p.

Bolle M.P., Adatte T., Keller G., Von Salis K. & Burns S. 1999. The Paleocene-Eocene transition in the southern Tethys (Tunisia): climatic and environmental fluctuations. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 661-680.

Bralower T.J., Zachos J.C., Thomas E., Parrow M., Paul C.K., Kelly D.C., Premoli Silva I., Sliter W.V. & Lohmann K.C. 1995. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: Stable isotopes recorded at Ocean drilling Program Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography*, 10, 841-865.

Burrollet P.F. 1956. *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale*. Thèse Sci., *Ann. Mines géol. Tunis*, 18, 350 p.

Canudo, J., Keller, G., Molina, E. & Ortiz N. 1995. Planktic foraminiferal turnover and $\delta^{13}\text{C}$ across the Paleocene-Eocene transition at Caravaca and Zumaya, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 114, 75-100.

El Ghali A., Ben Ayed N., Bobier C., Zargouni F. & Krifa A. 2003. Les manifestations tectoniques synsédimentaires associées à la compression éocène en Tunisie : implications paléogéographiques et structurales sur la marge nord-africaine. *C.R. Geosciences*, 335, 763-771.

Emmanuel L. 1993. *Apport de la géochimie des carbonates à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur du domaine vocontien*. Thèse Doct. Univ. Pierre & Marie Curie, Paris 191 p.

Emmanuel L. & Renard M. 1993. Carbonate geochemistry (Mn, ^{18}O , ^{13}C) of the late Tithonian – Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bull. Centres Rech. Explor. – Prod. Elf Aquitaine*, Pau, 17, 1, 205-221.

Fournié D. 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire en Tunisie. *Bull. Centres Rech. Pau – SNPA*, 97-148.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987. Chronology of fluctuation sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.

Kadri A., Ben Haj Ali M., Braham A., Chihi L. & Ben Ayed N. 2001. la compression pyrénéenne (Paléocène *p.p.*- Yprésien) au jebel Lessouda at aux abords de « l'île de Kasserine » (Tunisie centrale). *Notes Serv. géol. Tun.*, 68, 33-53.

Kennett J.P. & Stott L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Paleocene. *Nature*, 353, 225-229.

Lu G. & Keller G. 1993. The Paleocene-Eocene transition in the Antarctic Indian Ocean: inference from planktic foraminifera. *Mar. Micropal.*, 21, 101-142.

Lu G., Keller G., Adatte T. & Benjamini C. 1995. Abrupt change in the upwelling system along the southern margin of the Tethys during the Paleocene-Eocene transition event. *Isr. J. Earth Sci.*, 44, 185-195.

Maillard J. & Tixier M. 1975. Eocène, région de Gafsa. Rapport interne, SNPA, Pau.

Pak D.K. & Miller K.G. 1992. Paleocene to Eocene benthic foraminiferal isotopes and assemblages: implications for deepwater circulation. *Paleoceanography*, 7, 405-422.

Rigane. A. 1991. *Les calcaires de l'Yprésien en Tunisie centro-septentrionale : cartographie, cinématique et dynamique des structures*. Thèse de Doctorat, 214 p.

Stott L.D. 1992. Higher temperature and lower oceanic $p\text{CO}_2$: a climate enigma at the end of the Paleocene epoch. *Paleoceanography*, 7, 395-404.

Tucker M. & Wright V.P. 1994. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Pub., Oxford, 482 p.

Zachos J., Lohmann K., Walker, J.C.G. & Wise S. 1993. Abrupt climate change and transient climatic changes during the Paleogene: A marine perspective. *J. Geol.*, 101, 191-123.

*Manuscrit déposé auprès du Comité BSM-17 le 31 mars 2004
Transmis au Comité éditorial le 9 décembre 2004
Version modifiée acceptée le 31 octobre 2005*