

Biostratigraphie de la bordure septentrionale du bassin côtier togolais. Apport des données palynologiques et structurales.

Pauline Y. D. Da Costa^{*1}, Jacques Medus², René Flicoteaux³, Jacques Salaj⁴, Bohumil Harmsmid⁴, Pascal Affaton³, Komlavi Seddoh¹

RÉSUMÉ

Quatre forages (F40, SE, M187 et F48) de la partie togolaise du grand bassin côtier du Golfe du Bénin ont fait l'objet d'une étude lithologique et faunistique. Ces forages sont situés dans la partie nord du bassin sur les plateaux bordiers du substratum panafricain au Nord de la zone d'affleurements du complexe phosphaté éocène. Sept échantillons ont été analysés pour leur contenu pollinique. Les résultats de l'étude lithologique et faunistique montrent à l'Ouest (F40) et au centre (SE et M187), sous le Continental terminal des plateaux bordiers, une série marine, d'âge Crétacé supérieur à Tertiaire inférieur. Le Continental terminal repose en discordance sur le Paléocène moyen à supérieur ou sur l'Eocène inférieur. Plus à l'Est (forage F48), la série est différente sous le Continental terminal où elle est constituée d'un seul ensemble comprenant à la base des terrains marins campaniens à maastrichtiens et au sommet des terrains parfois pyriteux, riches en matière organique mais dépourvus de faune identifiable. Les résultats de l'analyse palynologique révèlent une association pollinique caractéristique du Maastrichtien et permettent d'attribuer un âge Paléocène inférieur aux terrains traversés par le forage F48 compris entre le Sénonien marin et le Continental terminal. L'analyse de l'ensemble des données lithologiques, faunistiques et polliniques permet de préciser d'une part, les changements paléoenvironnementaux survenus entre le Maastrichtien et le Paléocène inférieur, et d'autre part l'évolution structurale de la marge du bassin dans la région des plateaux bordiers lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique au Crétacé inférieur.

Mots clés : Bassin côtier, Togo, Biostratigraphie, Analyse pollinique, Crétacé supérieur, Paléocène, Continental terminal, Tectonique.

Biostratigraphy of the northern edge of the Togo coastal basin: contribution of palynological and structural datas

ABSTRACT

Lithological and faunal studies of four boreholes (F40, SE, M187 and F48) were carried out by Da Costa (2005) in the context of her doctoral research on the Togolese side coastal basin of the Gulf of Benin. These boreholes are located on the plateaus bordering the Panafrican substratum, to the north of the outcrops of the eocene phosphatic complex. Seven of the borehole samples were analysed for their pollinic content. The results of lithological and faunal studies show in the West (F40) and center (SE and M4187), under the Continental terminal of the bordering plateaus, a marine series of upper cretaceous to lower tertiary age. This series is made of three units and constitute a probable equivalent of the Tabligbo Group defined by Johnson et al. (2000). The Continental terminal lies in discordance on the middle to upper paleocene or lower eocene rocks. Further east part (F48), the series is different under the Continental terminal, where it consists of only one unit comprising at the base Campanian to Maastrichtian marine rocks and at the upper part, pyritic rocks rich in organic matter but devoided identifiable fauna. The result of the palynological study reveals a pollinic association characteristic of Maastrichtian and allow to attribute a lower even basal Paleocene age, to the rocks extending from the Senonian to the Continental terminal of borehole F48. Moreover, the lithologic, faunistic and pollinic data allows to discuss paleoenvironment changes occurred during the Maastrichtian and lower Paleocene time, and the structural evolution of the margin of the basin in the area of the bordering plateaus during the opening of Atlantic ocean during the lower Cretaceous.

Key words: Coastal basin, Togo, Biostratigraphy, Pollinic analyse, upper Cretaceous, Paleocene, Continental terminal, Tectonic.

(1) Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Lomé, B.P.1515 Lomé, Togo.

(2) Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, France

(3) CEREGE, Aix-Marseille Université, CNRS, B.P.80, Europôle

Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence Cedex 04, France.

(4) Université de la République Tchèque.

*Co-auteur correspondant : Pauline Y. D. Da Costa

1. INTRODUCTION

Le grand bassin côtier du Golfe du Bénin s'étend depuis le Sud-Est du Ghana jusqu'au Cameroun

Cameroun (fig. 1a). Sa pile sédimentaire crétacée et tertiaire repose en discordance fondamentale sur le socle panafricain des Danho-

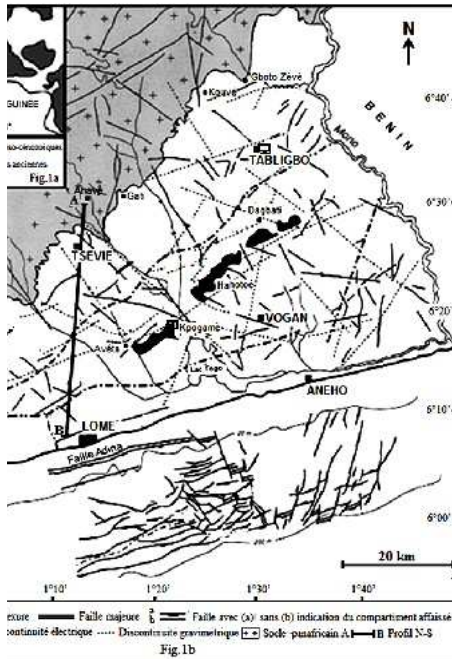


Fig.1a : Localisation du bassin côtier togolais dans les grands ensembles géologiques de l'Afrique occidentale s. l.

Fig. 1a: Localization of the Togolese coastal basin in the great geological sets of Western Africa s. l.

Fig. 1b. Carte structurale du bassin côtier du Togo (d'après Motorola). Carrière.

Fig. 1b. Structural map of the Togolese coastal basin (after Motorola). Quarry.

mevides et des Oubanguides (Affaton et al., 1991), et se prolonge vers le Sud en offshore. La partie émergée du bassin comprise entre Tsévié et Lomé (fig.1b et fig. 2) est compartimentée en blocs délimités par des failles normales, conséquence d'une activité tectonique intense favorisant un mouvement d'approfondissement croissant du substratum panafricain du nord vers le sud (fig. 2). Les failles mises en évidence se répartissent suivant trois directions principales (Motorolla, 1977) : NNE-SSW, NNW-SSE et N-S. Les directions NNW-SSE et N-S également identifiées dans le bassin béninois (faille de Séhoué et celle de Lokossa; Slansky, 1962; fig. 1c) correspondent à une famille d'accidents majeurs qui serait en liaison avec la formation du rift paléoolantique. Les formations du bassin présentent une structure faiblement inclinée marquée par un léger pendage de 1 à 2° vers le Sud-Est (fig. 2). Cette

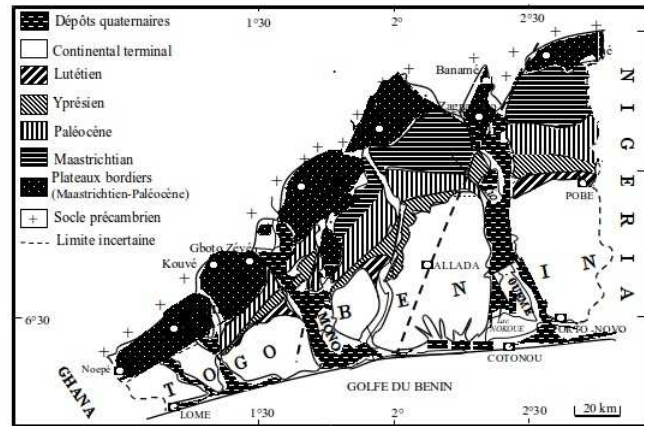


Fig. 1c : Carte géologique du Golfe du Bénin montrant des failles communes au Bénin et au Togo (d'après Affaton et al., 1985, modifiée) avec la localisation des forages étudiés.

Fig. 1c : Geological map of Benin gulf showing common faults for Togo and Benin basins (from Affaton et al., 1985, modified) with the locations of the investigated boreholes.

tectonique a eu des répercussions sur les conditions de dépôt et la répartition de la microfauve dans le bassin. Elle a également influencé le réseau hydrographique et donné naissance à des

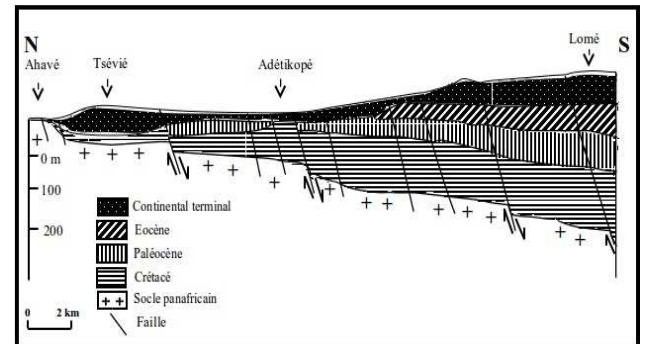


Fig. 2 : Coupe géologique N-S du bassin côtier du Togo (Motorolla, 1977).

Fig. 2 : Geological North-South cross section in the coastal basin of Togo (Motorolla, 1977).

plateaux de faible altitude (20-150 m). L'étude biostratigraphique du bassin (Slansky, 1963; Monciardini et al., 1986; Johnson, 1987; Johnson et al., 2002; Da Costa, 1992; Da Costa et al., 1996, 2009; Da Costa, 2005) a été facilitée par de nombreux forages de recherche d'eau et de phosphates et des carrières ouvertes pour l'exploitation des calcaires à Tabligbo et des phosphates à Hahotoé et Kpogamè (fig. 1b). Deux mégaséquences ont été mis en évidence (fig. 3) :

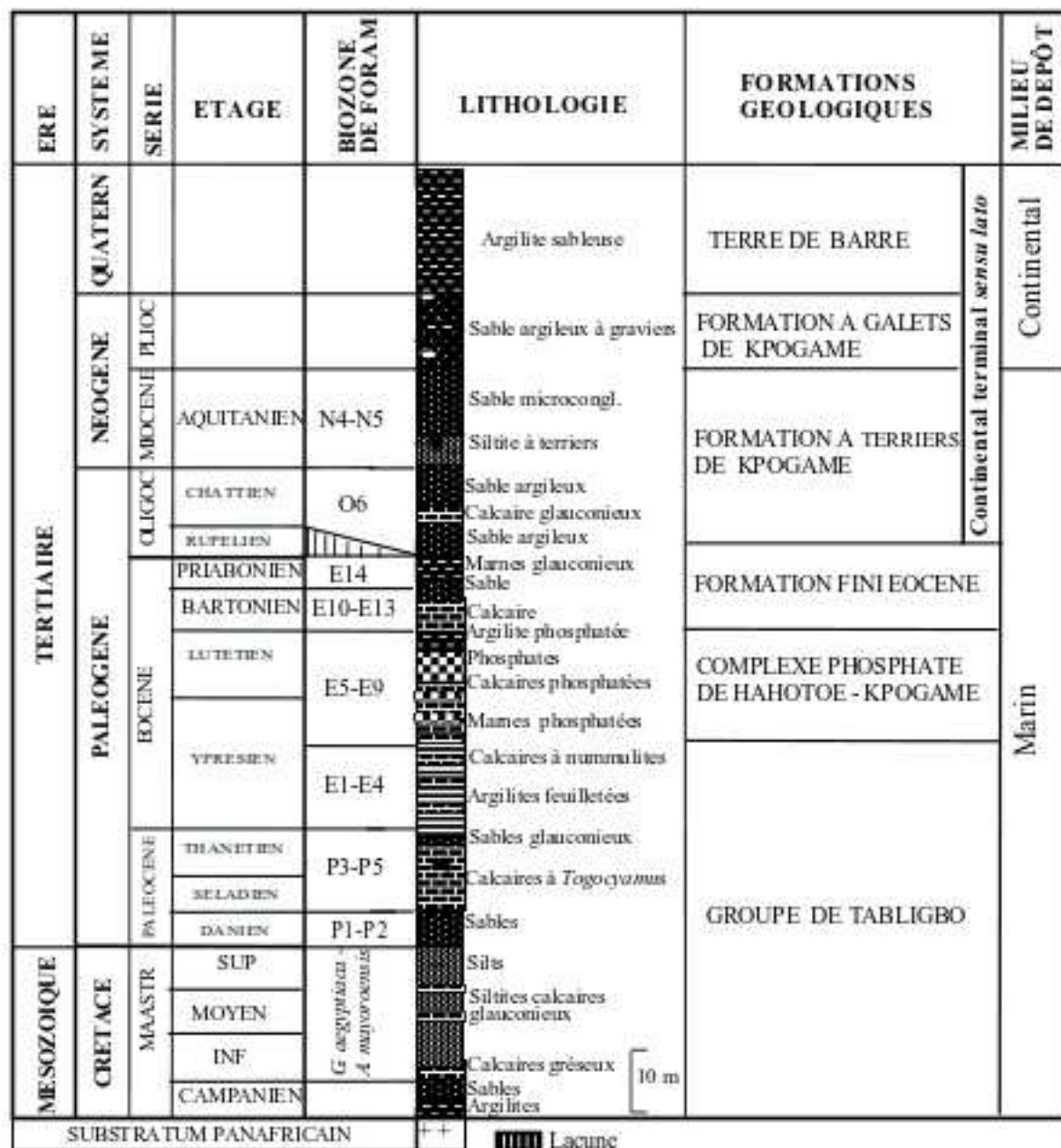


Fig. 3 : Synthèse stratigraphique de la partie émergée du bassin côtier du Togo.

Fig. 3 : Stratigraphical synthesis of the emerged part of the coastal basin of Togo.

(1) une mégaséquence inférieure marine, datée du Maastrichtien à Eocène moyen, voire Eocène supérieur; supportant des niveaux marins, d'âge oligocène à miocène, et affleurant ponctuellement dans le Sud et (2) une mégaséquence détritico-azoïque, correspondant au Continental terminal (Yotouroufey, 1990). Cette étude a permis de déterminer des biozones au sein de la série marine: les biozones à *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, *Gansserina gansseri* Bolli et *Abathomphalus mayaroensis* (Caron in Bolli et al., 1985) du Maastrichtien moyen-supérieur (sensu Caron, 1985); les biozones P3-P4 à P14 (fig. 3), voire P15 (fig. 3), du Paléocène moyen à supérieur et de

l'Eocène inférieur à moyen, voire Eocène supérieur (sensu Toumarkine et Luterbacher, 1985).

Les données biostratigraphiques ont permis de subdiviser la mégaséquence marine en quatre ensembles [Slansky, 1962; Johnson et al., 2000; Da Costa, 2005] (fig. 3) : le Groupe de Tabligbo (Campanien-Eocène inférieur), le complexe phosphaté ou Groupe de Hahotoé-Kpogamé (Eocène inférieur-moyen), la Formation fini-éocène (Bartoniens-Briabonien et la Formation à terriers de Kpogamé (Oligocène supérieur-Miocène inférieur).. La mégaséquence sus-jacente, généralement azoïque, d'origine continentale,



Photo 1: Coupe du Groupe de Tabligbo (Carrière de Tabligbo).

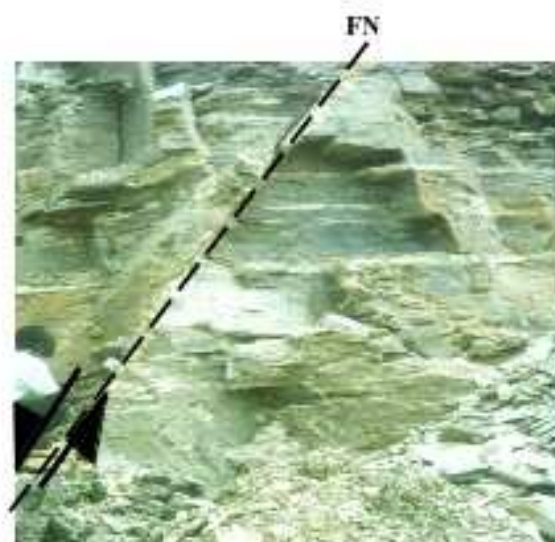


Photo 2: Déformations dans les argillites feuilletées (Carrière de Tabligbo). FN: Faille normale



Photo 3: Déformations dans les calcaires (Carrière de Tabligbo). FN: Faille normale



Photo 4 : Déformations dans le complexe phosphaté de Hahotoé-Kpogamé (NO de la Carrière de Kpogamé). NP : Niveau phosphaté ; AF: Argillites feuilletées; FN: Faille normale

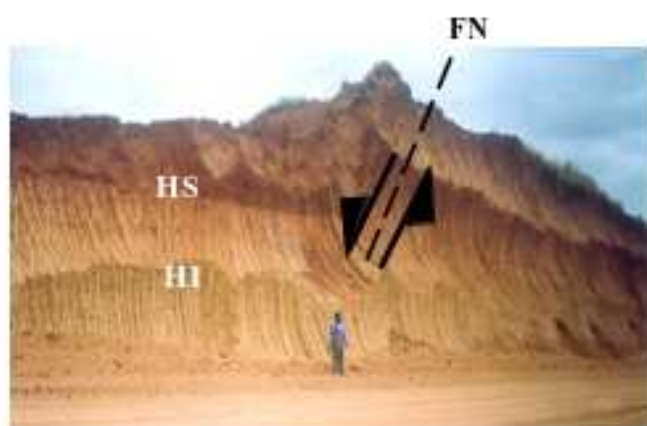


Photo 5: Continental terminal : déformations dans la formation de la Terre de barre (SE de la Carrière de Kpogamé; Da Costa, 2012). HS Horizon supérieur; HI Horizon inférieur.

Planche 2: Données structurales de terrain

Plate 2 : Field structural datas.

correspond au Continental terminal sensu lato d'âge oligo-miocène à quaternaire (Da Costa et al., 2006).

Le Groupe de Tabligbo comprend trois formations (fig. 3; planche 2) : 1) les sables de Tabligbo regroupant un ensemble de sables, de calcaires gréseux et d'argilites à Hétérohélécidés et Rugoglobigérinidés du Maastrichtien; 2) le calcaire de Tabligbo à *Togocyamus seefriedi* Oppenheim, petit oursin caractéristique du Paléocène de l'Afrique de l'Ouest et du Nigeria (Slansky, 1963; Spengler et al., 1966; Adegoke, 1977), avec des ostracodes comparables à d'accidents majeurs qui serait en liaison avec ceux du Nigeria et caractérisant la biozone P3 du Paléocène; une biomicrite glauconieuse, située à son sommet, a livré des *Globorotalia* carénés (*Morozovella*) et *Lenticulina midwayensis* de la biozone P4 du Paléocène supérieur; 3) les argilites feuilletées à palygorskite qui ont livré des foraminifères planctoniques permettant d'attribuer le sommet du groupe à la biozone P6 (Yprésien basal).

L'étude de la matière organique réalisée par Châteauneuf (1975) et Monciardini et al. (1986) a conduit à la mise en évidence d'une riche microflore composée de débris de plantes, spores, pollens et microplancton. Les quatre zones identifiées correspondent respectivement au Maastrichtien supérieur (zone 1), Maastrichtien terminal (zone 2), Paléocène (zone 3) et à l'Eocène inférieur (zone 4). Les trois premières zones ont été corrélées aux zones IIa, IIb et I du Sénégal (Jardiné & Magloire, 1965).

L'objectif de cette contribution est de présenter les résultats de l'étude palynologique de quatre forages exécutés dans la partie septentrionale le bassin côtier togolais et ayant recoupé le Continental terminal, l'Eocène inférieur, le Paléocène, le Maastrichtien et le Campanien. Sept échantillons dont la position stratigraphique est déterminée par le contenu micropaléontologique ont permis (1) de préciser les caractéristiques biostratigraphiques et les variations de faciès du Maastrichtien et du Paléocène dans le Nord-Est du bassin et (2) de proposer de nouvelles interprétations paléogéographiques et structurales

pour les terrains situés sous le Continental terminal dans le secteur compris entre Tabligbo et la frontière béninoise.

2. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Les échantillons étudiés dans le cadre de ce travail sont des cuttings provenant de quatre forages (F40, Sédjro (SE), M187 and F48) situés dans la partie septentrionale du bassin côtier togolais, au nord de la zone d'affleurement du gisement des phosphates (fig. 1b).

Une soixantaine d'échantillons ont fait l'objet d'une étude micropaléontologique (foraminifères, nannofossiles et pollens). Les foraminifères ont été extraits selon la méthode habituelle de lavage. Les échantillons (50-200 g) sont trempés dans l'eau pendant 24 à 72 h, puis lavés sous un jet d'eau dans une colonne de 3 tamis (0,500 mm, 0,160 mm et 0,063 mm). Le résidu de lavage de chaque tamis est séché à l'étuve (80 - 100°). Les foraminifères sont extraits des résidus secs et étudiés à l'aide d'une loupe binoculaire (Nachet) avec un grossissement compris entre x1 et x4. Concernant l'étude des nannofossiles, un frottis a été réalisé sur des lames pour chaque échantillon. Les lames sont ensuite recouvertes par des lamelles à l'aide d'une résine (Eukitt), puis observées au microscope optique polarisant à un grossissement de x1000.

L'analyse pollinique a été réalisée essentiellement sur sept échantillons prélevés dans les ensembles inférieurs (I) de ces forages

Planche 1 : Quelques microfossiles d'âge campanien à éocène du bassin côtier togolais.

Plate 1 : Some microfossiles (Campanian-Eocene) the coastal basin of Togo.

Foraminifères planctoniques : **1 - 2** – *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady. 1 : Vue ombilicale. 2 : Vue spirale. F40 (49-52 m) - Maastrichtien moyen. Echelle: 100 μ . **3-4**. – *Globobonusa* cf. *daubjergensis* Brönnimann. 3: Vue ombilicale. 4 : Vue spirale. F40 (49 - 52 m) – Danien. Echelle: 100 μ . **5-6**. – *Planorotalites compressa* (Plummer). 5 : Vue ombilicale. 6 : Vue spirale. F40 (38-43 m). Paléocène inférieur à moyen. Echelle: 100 μ . **7-8**. – *Morozovella uncinata* (Bolli). 7 : Vue

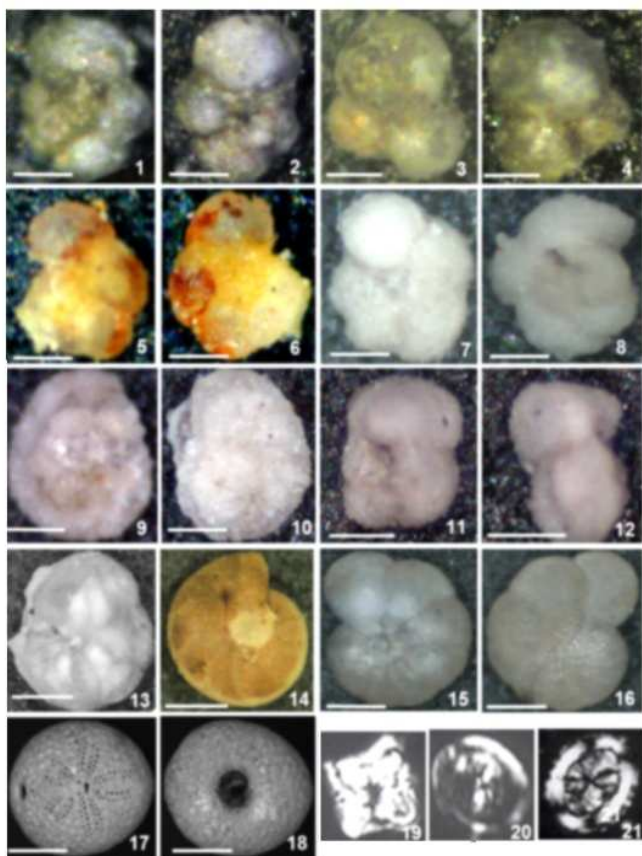


PLANCHE 1

ombilicale. 8 : Vue spirale. C6 (59 m) - Paléocène moyen. Echelle : 100 μ . 9-10. – *Morozovella velascoensis* 9 : Vue ombilicale. 10 : Vue spirale. M187 (50-35 m). Paléocène supérieur. Echelle : 100 μ . 11-12. – *Morozovella aequa* (Cushman et Renz). 11 : Vue ombilicale. 12 : Vue spirale. M187 (50-35 m). Paléocène supérieur-Eocène basal. Echelle : 100 μ .

Foraminifères benthiques : 13 – *Eponides eshira* De Klasz & Rerat. M187 (39,5 - 32,5 m) Paléocène moyen à Oligocène. 300 μ . 14. - *Lenticulina midwayensis* Plummer. C6 (59 m). Paléocène supérieur Echelle: 100 μ . 15-16. - *Gavellinella midwayensis*. 15 : Vue ombilicale. 16 : Vue spirale. M187 (50-35 m). Paléocène sommital-Yprésien basal. Echelle : 500 μ .

Echinodermes : 17. – *Togocyamus seefriedi* Oppenheim. 17 : Vue ombilicale. 18 : Vue dorsale. F40 (38-17 m); M187 (50-35 m). Paléocène moyen à supérieur. Echelle: 25 μ .

Nannofossiles calcaires du Maastrichtien : 18. – *Micula decussata* Vekshina. SE (30 - 47 m); M187 (67-75 m). Coniacien – Maastrichtien. 20. - *Reinhardtites anthophorus* De-flandre. SE (42,50 m). Santonien-Campanien. 21.– *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina. SE (30 - 42,50 m) ; M187 (67-75 m). Campanien – Maastrichtien.

[F40 (50 m et 61 m), SE (32,50 m et 35, 50 m), M187 (70 m) et F48 (63 m et 78 m) (fig. 1c)]. Les échantillons ont subi un traitement chimique qui

consiste en une succession d'attaques acido-basiques destinées à réduire au maximum la gangue minérale et organique non pollinique afin de séparer les spores et les grains de pollen du sédiment. Les préparations sont montées sur lame. Les grains de pollen et spores identifiés sont ensuite comptés au moyen d'un microscope optique et le pourcentage relatif des kystes et éléments remarquables de la palynoflore continentale a été calculé.

L'analyse biostratigraphique a conduit à l'identification de plusieurs associations de microfossiles (foraminifères planctoniques, nannofossiles et palynomorphes) permettant de définir des biozones caractéristiques à valeur internationale. Les biozonations utilisées pour les foraminifères planctoniques sont celles de Caron (in Bolli et al., 1985) pour le Crétacé supérieur et de Blow (1969), de Berggren & Pearson (2005) pour le Paléogène, de Berggren et Van Couvering (1974 in Bolli et al., 1985) pour le Néogène, de Sissing (1977) pour les nannofossiles et de Boltenhagen (1977) pour l'étude des palynomorphes.

Les données stratigraphiques ont été complétées par une étude structurale réalisée dans la carrière d'exploitation des calcaires de Tabligbo et celle d'exploitation des phosphates de Kpogamè (fig. 1b; planche 2).

3. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

3.1. Lithologie et contenu faunistique des forages étudiés

Le forage F40 a atteint le socle à 66 m de profondeur, après avoir recoupé trois principaux ensembles (fig. 4). L'ensemble inférieur (intervalle 66 m - 45 m) se compose d'argilites gréseuses et de siltites calcaires. Ces calcaires renferment, entre 51 m et 49 m, une association composée de *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann, *R. rugosa* (Plummer), *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg) et *Pseudoguembelina costulata* (Cushman) et dont quelques spécimens ont fait l'objet d'une publication (Da Costa, 2009). *Micula decussata* Vekshina (planche 1), un nannofossile calcaire du Maastrichtien a été rencontré à

la côte 50 m.

Les foraminifères planctoniques sont caractéristiques du Maastrichtien moyen-supérieur (biozones *Globotruncana aegyptiaca* à *Abathomphalus mayoroensis* ; Caron, 1985). L'ensemble moyen (45 m à 17 m) est formé de grès calcaires bioclastiques passant à des sables fins ou grossiers et surmontés d'argilites. Ces grès calcaires bioclastiques renferment les espèces suivantes : *Planorotalites compressa* (Plummer), *Morozovella uncinata* (Bolli) et *Globoconusa daubjergensis* Brönnimann (planche 1) caractéristiques des biozones P1-P2 du Paléocène inférieur. Les argilites renferment *Gavelinella midwayensis* (Plummer) du Paléocène supérieur. Les déblais de ces argilites sont mélangés à des débris calcaires à *Togocyamus seefriedi*. L'ensemble supérieur est épais de 17 m et composé de sables azoïques rangés dans le Continental terminal.

Le forage de Sédjro (SE), d'après Da Costa (2005) et Da Costa et al. (1996 ; 2009) a traversé 50 m de sédiments subdivisés en quatre ensembles (fig. 4). Le premier ensemble (intervalle 50 - 27 m) est constitué de 3 m de sables moyens à grossiers et de 20 m de calcaires argileux, siltites calcaires et calcaires silteux. Les niveaux carbonatés ont livré, entre 47 m et 28,6 m, la microfaune ayant permis de caractériser dans F40 et M187 la biozone à *Globotruncana aegyptiaca* à *Abathomphalus mayoroensis* (Caron, 1985). L'association de nanofossiles calcaires identifiée à la base du sondage SE (cote 49,50 m) comprend *Aspidolithus parvus expansus* Wise, *Lihraphidites praequadratus* Roth et *Reinhardtites anthophorus* Deflandre (planche 1), indiquant la présence indiscutable du Campanien (biozones CC18-CC23). Entre 49,50 m et 42,50 m *Archangelskiella cymbiformis* Vekshina est un marqueur du Maastrichtien moyen (biozone CC25) et *Nephrolithus frequens* Gorka un marqueur du Maastrichtien supérieur (biozone CC26). Ces espèces confirment l'âge Maastrichtien moyen à supérieur obtenu à partir des foraminifères (Da Costa, 2005). Le second ensemble de 27 m à 10,50 m est caractérisé par une alternance de sables fins argileux, de sables fins et de sables moyens azoïques. Le troisième ensemble de 10,50

m à 4 m est formé d'un fin niveau de sables glauconieux surmonté d'argilites feuilletées à palygorskite. Ces sables glauconieux et argilites feuilletées sont typiques de la base de l'Eocène inférieur du bassin côtier togolais.

Le forage M187 a traversé 75 m de sédiments subdivisés en quatre ensembles (fig. 3). Le premier ensemble (intervalle 75 - 67 m) est constitué de sables argileux fossilifères à *R. macrocephala* Brönnimann, *R. rugosa* (Plummer), *H. striata* (Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg) et *Pseudoguembelina costulata* (Cushman). Ces microfossiles caractérisent le Maastrichtien moyen à supérieur comme au niveau du forage F40. L'association de nanofossiles calcaires identifiée à la cote 69 m comprend *Archangelskiella cymbiformis* Vekshina (planche 1), caractéristique du Maastrichtien moyen (biozone CC25). Le second ensemble (intervalle 67 m à 35 m) comprend 17 m de marnes gréseuses et 15 m de calcaires coquillers à *Togocyamus seefriedi*. Ces marnes ont livré à la cote 59 m les espèces *Morozovella velascoensis* Cushman, *Morozovella aequa* (Cushman & Renz) (planche 1) et *Acarinina wilcoxensis* (Cushman & Ponton). A 46 m, les calcaires coquillers ont livré les mêmes espèces ainsi que *Morozovella subbotinae* (Morozova). Ces foraminifères planctoniques sont caractéristiques du Paléocène supérieur (biozones P4-P5; fig. 3), voire de la base de l'Eocène inférieur (P6; fig. 3). La présence de *Togocyamus seefriedi* Oppenheim dans ces deux niveaux conduit à attribuer un âge Paléocène supérieur. Le troisième ensemble, de 34 m à 12,50 m, comprend 6 m de sables argileux et 14,50 m d'argilites gréseuses et d'argilites feuilletées qui ressemblent aux faciès à palygorskite de l'Eocène inférieur du forage SE. Ces argilites ont livré les genres *Planorotalites* (Glaessner) et *Turborotalia*, foraminifères planctoniques dont la répartition s'étend de l'Eocène inférieur à la base de l'Eocène moyen. Dans les intervalles 39,5 m - 32,5 m et 32,5 m - 23 m on rencontre respectivement *Eponides eshira* (De Klasz et t Rerat) et *Lenticulina delgoyeri* (Plummer) qui sont des foraminifères benthiques connus du Paléocène à l'Eocène moyen. Le quatrième ensemble est épais de 12,50 m et constitué de sables et d'argilites sableuses rangés dans le Continental

terminal. L'étude paléontologique des forages F40, SE et M187 montre que la série sous-jacente au Continental terminal est globalement marine. Cette série comprend trois ensembles distincts : un ensemble inférieur (I) d'âge maastrichtien moyen à supérieur; un ensemble médian (II) daté du Paléocène inférieur, moyen et supérieur et un ensemble supérieur (III) vraisemblablement d'âge éocène inférieur (fig. 4). Les caractéristiques sédimentologiques de ces trois ensembles [(I), (II) et (III)] suggèrent également que cette série est un équivalent du Groupe de Tabligbo (Johnson et al., 2000). Dans l'ensemble I, les sables argileux sont probablement plus récents (Maastrichtien supérieur?) que les niveaux carbonatés fossilifères de F40 et de SE. Dans l'ensemble II, la rareté de la microfaune dans les sables de SE et dans la partie inférieure des marnes de M187 ne permet pas d'exclure la présence du Paléocène inférieur dans ces forages. Dans l'ensemble III, la succession de faciès glauconieux et d'argiles feuilletées dans SE conduit à proposer un âge Eocène inférieur basal

car la microfaune livrée contenue dans M187 a une très grande extension verticale. L'ensemble III de l'Eocène inférieur est absent dans F40, le Continental terminal reposant directement sur l'ensemble II daté du Paléocène. Enfin le Continental terminal est vraisemblablement absent dans SE.

Le forage F48 a atteint le socle à 105 m et traverse des sédiments divisé en deux ensembles (fig. 4). Le premier ensemble comprend, entre 105 m et 90 m, des argilites gréseuses puis des sables moyens à grossiers gris noir, à concrétions ferrugineuses et nodules de grès ferrugineux, avec des restes de vertébrés, comme dans les sables de base du sondage SE. Ces dépôts renferment des foraminifères et des nannofossiles du Campanien et du Maastrichtien (Da Costa, 2005). Ils sont surmontés, entre 90 m et 32 m, par une alternance de sables grossiers, d'argilites sableuses pyriteuses, de sables argileux et de sables fins. Leur teinte noirâtre témoigne d'une

Genre/espèces	F40 61 m	F40 50m	SE 35.50	SE 32.50	M187 70m	F48 78m	F48 63m
<i>Phycopeltis microthyrioides</i> (in Kieser, 1967)			*	*	*	*	*
<i>Regulatisporites cupenatus</i> VHK, 1964						*	*
<i>Foveotriletes margaritae</i> (van der Hammen) Germeraad et al., 1968						*	*
<i>Longaperites</i> (in Boudouresque, 1980)	*		*	*	*	*	*
<i>Spinizocolpites</i> Muller, 1968			*	*	*	*	*
<i>Restionidites</i> (in Médus, 1982)			*	*		*	*
<i>Echitriporites trianguliformis</i> VHK, 1964	*				*	*	*
Rhizophora					*	*	*
<i>Tetradites</i> Van der Hammen, 1954				*		*	*
<i>Mauritidites crassibaculatus</i> VHK, 1964						*	
<i>Ctenolophon costatus</i> VHK, 1966					*	*	
<i>Grimsdalea magnaclavata</i> Germeraad, Hopping et Muller, 1968			*		*		
<i>Oakopolpollenites</i> (in Médus, 1982)					*		
<i>Cricotriponites operculatus</i> VHK, 1966					*		
<i>Gemmatricolpites scabratus</i> VHK, 1964					*		
<i>Pericopolporopollenites</i> (gen. <i>Polygala</i> typ)			*	*			
<i>Proxapertites operculatus</i> Van der Hammen, 1956			*				
<i>Grimsdalea sp.1</i>			*				
<i>Sci 204</i> (in Jardiné & Magloire, 1965)			*				
<i>Tereissus fongi</i> (in Boudouresque, 1980)			*				
<i>Syncolporites marginatus</i> VHK, 1964			*				
<i>Multiporopollenites</i> (Chonopodiaceae typ)			*				
<i>Stereisporites sp.</i>	*	*					
<i>Casuarina sp.</i>	*	*					
<i>Cenatiopsis striata</i> (Drugg, 1967) Lentin and Williams, 1987					*		
<i>Deflandrea phosphoritica</i> Eisenack, 1938				*			
<i>Deflandrea sp. B</i> (in Boltenhagen, 1977)				*			
<i>Cenatiopsis obliquipes</i> (Defl. et Cook.) Lentin and Williams				*			
<i>Dinogymnium acuminatum</i> Evitt et al., 1967			*				
<i>Dinogymnium cretaceum</i> (Deflandre, 1935) Evitt et al., 1977			*				
<i>Paleocystodinium golzowense</i> Alberti, 1961	*	*					
<i>Paleocystodinium stockmansii</i> Boltenhagen, 1977		*	*				

Tableau 1: Répartition des spores, grains de pollen et kystes de dinoflagellés dans les spectres palynologiques exploitables.

certaine richesse en matière organique. Aucune faune identifiable n'y a été reconnue. Le second ensemble épais de 32 m se compose de sables fins riches en limonite et de sables fins beiges et a été rattaché au Continental terminal. Cette attribution s'appuie sur le fait que les sables à limonite ressemblent aux faciès de base du Continental terminal de F40. Cependant, l'étude lithologique et paléontologique du forage F48 ne permet pas de préciser la nature et l'âge de l'ensemble II qui devrait se rencontrer sous le Continental terminal. Il a donc fallu recourir à l'examen du contenu palynologique des ensembles lithologiques I des quatre forages et de l'ensemble II du dit forage.

3.2. Résultats palynologiques

Les échantillons étudiés ont livré des associations palynologiques exploitables sur le plan palynostratigraphique. Ces associations sont constituées de kystes de dinoflagellés associés à des palynoflores continentales en proportions variables. Des loges internes de foraminifères ont également été observées dans les deux échantillons. La répartition des kystes et des éléments continentaux au sein des associations exploitables en stratigraphie est donnée dans le tableau 1. Le pourcentage de kystes et la localisation des loges de foraminifères et de certains éléments remarquables des palynoflores continentales de l'ensemble des échantillons étudiés (tabl. 2) ont permis de préciser le cadre paléoenvironnemental.

3.2.1. Situation stratigraphique des associations polliniques

Les kystes de dinoflagellés sont en quantité notables dans les ensembles I de SE, F40 et M187 ayant livré des foraminifères planctoniques du Maastrichtien moyen à supérieur. Ils sont particulièrement abondants dans SE et F40. Une comparaison avec les associations de kystes trouvées dans le Crétacé supérieur marin du Gabon (Boltenhagen, 1977) montre que l'échantillon SE-35,5 m est le plus ancien. En effet, il contient une association à *Dinogymnium*, genre apparu avant l'association à *Paleocystodinium stockmansii* Boltenhagen, 1977, *P. golwoenze* et *Ceratiopsis*

obloquipes (Defl. et Cook.), elle-même plus ancienne que l'association à *Deflandrea*. La présence dans cet échantillon de *Proxapertite operculatus* Van der Hammen, 1956, de la forme *Incertae sedis* SCI 204 (*Proxapertites*) et de *Grimsdalea magna-clavata* Germeraad, Hopping et Muller, 1968 permet de le situer dans le Maastrichtien supérieur sensu stricto. Cette comparaison montre aussi que l'échantillon SE-32,5m à *Ceratiopsis obloquipes* (Defl. et Cook.) et les échantillons F40-61 m et F40-50 m à *Paleocystodinium stockmansii* Boltenhagen, 1977 et *P. golwoenze* Alberti, 1961 correspondent à un Maastrichtien plus récent.

L'échantillon M187-70 m contient des kystes de dinoflagellés en proportions moins élevées que celles de SE et de F40. Leur association est dominée par la présence de *Ceratiopsis striata* (Drugg, 1967) Lentin and Williams, 1987 qui correspond à une forme moins caractéristique que les précédentes. La position stratigraphique de la palynoflore continentale est difficile à situer. Cette palynoflore est voisine de celle attribuée au Maastrichtien terminal-Paléocène basal dans la coupe Samo en Côte d'Ivoire (Medus & Paradis, 1988). Elle contient des éléments connus uniquement au Tertiaire, comme par exemple *Cricotripites operculatus* VHK, 1966. Malgré tout, l'échantillon M187-70 m a été rattaché au Maastrichtien supérieur en raison de la présence de foraminifères planctoniques semblables à ceux des échantillons de SE et F40. Nous avons vu que la position de l'échantillon M187-70 m devait être au sommet du Maastrichtien en raison de la présence de *Guembelitra cretacea* Cushman. Cette attribution est en accord avec la présence d'éléments de palynoflore continentale semblables à ceux de la coupe Samo. L'étude palynostratigraphique des associations provenant des ensembles inférieurs I de SE, F40 et M187 confirme donc l'attribution au Crétacé supérieur de ces ensembles. Elle permet en outre de préciser la position relative des échantillons prélevés, le plus ancien étant SE-35,5 m et le plus récent M187-70 m. Ce dernier est vraisemblablement très élevé dans le Maastrichtien comme le suggéraient déjà les microfaunes. Les kystes de dinoflagellés sont par contre peu ou pas représentés dans les échantillons F48-78 m et F48-65 m de l'ensemble

inférieur I du forage F48 et ne sont pas caractéristiques d'un niveau stratigraphique particulier. La présence de *Foveotrilete margaritae* (Van Der Hammen) Germeraad et al., 1968 mais également la composition de la palynoflore continentale de ces deux échantillons permettent de les attribuer sans ambiguïté au Paléocène basal (Germeraad et al., 1968). L'étude palynostratigraphique des échantillons provenant de la partie non-basale (90 m à 32 m) de l'ensemble inférieur I de F48 permet de suppléer le manque de résultats de l'étude paléontologique. En effet elle fait de cette partie un équivalent probable des faciès détritiques à carbonatés situés à la base de l'ensemble II des forages SE, F40 et M187 et qui renferment des foraminifères benthiques différents de ceux du Campanien-Maastrichtien ou sont azoïques.

3.2.2. Situation paléoenvironnementale des associations de pollen

L'évolution verticale et latérale des paléoenvironnements au sein des ensembles inférieurs I d'une part du forage F48 et d'autre part des forages M187, SE et F40 est précisée. Ceci se fonde à la fois sur la fréquence des kystes de dinoflagellés et l'absence ou la présence de loges internes de foraminifères, et sur celles des éléments remarquables de la palynoflore continentale, comme *Rhizophora* et *Spinizonocolpites* (*Nypa*) Muller, 1968, taxa caractéristiques de la mangrove (Sylvain et al., 1986; Tossou et al., 2008) ou *Phycopeltis microthyrioides* (in Kieser, 1967), algue épiphylliphyte des couverts forestiers (tabl. 1).

Les milieux les plus littoraux se rencontrent à la verticale du forage F48, dans l'échantillon F48-78 m dont l'association est seulement continentale (0 % de kystes). De cette association on passe (échantillon F48-63 m) à une palynoflore mixte (7-8 % de kystes) puis (échantillon F48-42 m) à une influence marine marquée uniquement par la présence de loges internes de foraminifères. Il faut noter que les deux premiers échantillons du forage F48 sont caractérisés par la présence des taxa de mangrove. La composition mixte (20 % de kystes) de la palynoflore de l'échantillon M187-70 m (forage M187) indique clairement un milieu marin. Les taxa de mangrove sont omniprésents et précisent

cet environnement comme margino-littoral. A la verticale du forage SE, la composition de la palynoflore des échantillons SE-35,5 m et SE-32 m est encore mixte (71 % de kystes). Toutefois, la disparition des loges de foraminifères et l'augmentation de la fréquence de *Spinizonocolpites* Muller, 1968, ainsi que la présence de *Rhizophora* dans l'échantillon SE-32 m, indiquent un net changement du milieu caractérisé par une diminution de l'influence marine et le passage au domaine margino-littoral.

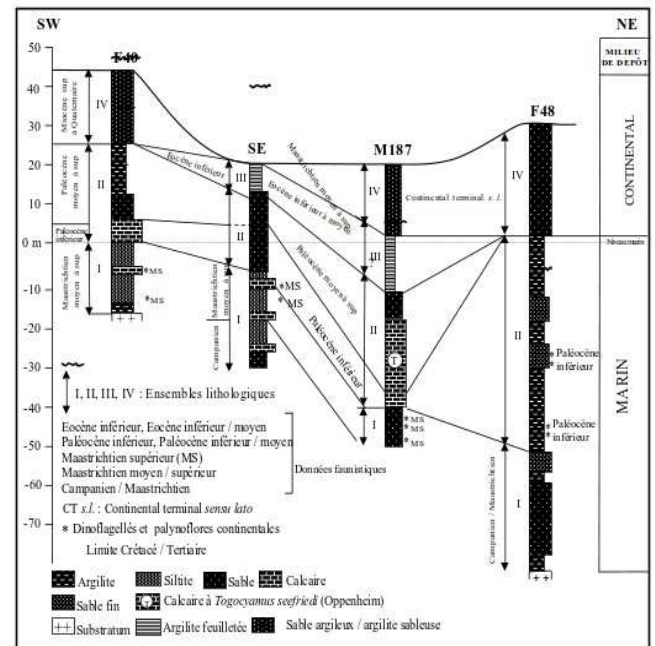


Fig. 4 : Corrélation stratigraphique des forages étudiés (F40, SE, M187 et F48).

Fig. 4 : Stratigraphical correlation of investigated boreholes (F40, SE, M187 and F48).

Dans l'ensemble des palynoflores observées, la présence de l'algue *Phycopeltis microthyrioides* (in Kieser, 1967) suggère a priori un couvert forestier peu éloigné. Ceci implique à la fois la possibilité d'apports continentaux par transport fluvial ou ruissellement et des variations de profondeur.

Enfin, à la verticale du forage F40, les caractéristiques de la palynoflore sont exclusivement marines et confirment l'hypothèse de milieux proches du domaine margino-littoral. Ici encore, la présence de spores trilètes à spore dans l'échantillon F40-50 m peut signaler une modification du milieu entre 61 m et 50 m caractérisée par un moindre éloignement du rivage.

4. DISCUSSION ET CONCLUSION

L'étude palynologique de quatre forages (F40, SE, M187 et F48) situés dans la partie togolaise du bassin côtier du Golfe du Bénin, au Nord de la zone d'affleurements du complexe phosphaté, a permis de mettre en évidence des associations de polliniques caractéristiques du Maastrichtien supérieur et du Paléocène inférieur des bassins côtiers ouest-africains, et de préciser l'évolution des paléoenvironnements des sites considérés au cours de cette période.

Dans les forages F40, SE et M187, les ensembles inférieurs I, définis dans le cadre de l'étude lithologique et faunistique préalable (fig. 4), ont livré des associations constituées de kystes de dinoflagellés et d'éléments de la palynoflore continentale qui confirment l'âge Maastrichtien supérieur obtenu à partir des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires pour leur partie supérieure (Da Costa, 2005).

Dans le forage F48, les données sont différentes, la partie supérieure (90 m à 32 m) de l'ensemble I renferme des associations presque uniquement dominées par la palynoflore continentale et caractéristiques du Paléocène inférieur, voire basal. En effet, leur âge montre que cette partie est très probablement l'équivalent de la base des ensembles II des trois autres forages (fig. 4). La présence de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires dans la partie inférieure (105 m à 90 m) de l'ensemble I du forage F48 corrobore cette interprétation.

La nature des paléoenvironnements des ensembles I des forages F40, SE et M187 et de la partie supérieure (90 m à 32 m) de l'ensemble I du forage F48 est variable selon les sites, comme le montre la différence des pourcentages de kystes de dinoflagellés dans les associations, mais aussi la présence de taxa de mangrove et de couverts forestiers peu éloignés (tabl. 2). A l'Ouest de la partie nord du bassin (forage F40), le milieu est franchement marin au Maastrichtien supérieur (palynoflores exclusivement marines). Au centre du bassin (forages SE et M187), l'environnement de dépôt est margino-littoral pour la même

période considérée (palynoflores mixtes). Dans la partie est du bassin (forage F48), le milieu est continental au Paléocène inférieur, mais évolue vers un milieu plus marin vers le sommet (palynoflore continentale puis mixte ou associée à des loges internes de foraminifères).

Les données lithologiques et faunistiques qui servent de cadre aux analyses palynologiques s'accordent avec cette interprétation. En effet, les niveaux bioclastiques et détritiques, par lesquels débute les ensembles II des forages SE et M187, sont pratiquement dépourvus de microfaunes, notamment planctoniques, ou azoïques. Ils ne montrent donc pas de caractères marins francs. La partie inférieure (105 m à 90 m) de l'ensemble I du forage F48 comporte une microfaune planctonique et des nannofossiles calcaires qui lui confèrent un caractère nettement plus marin que les niveaux qui la surmontent.

Parmi les quatre forages qui ont fait l'objet de l'étude palynologique, les données du forage F48, situé dans l'Est du bassin togolais et au Nord de la carrière de Tabligbo, mettent en évidence la présence entre le Crétacé supérieur marin (ensemble I) et le Continental terminal (ensemble II), de dépôts à caractère continental d'âge Paléocène inférieur. La présence de dépôts à caractère continental dans cette zone a été rattachée à l'existence au niveau du substratum panafricain émergé, d'une zone source de sédiments particulièrement active qui alimenterait le bassin en matériaux détritiques. Le piégeage de ces derniers dans le bassin aurait été favorisé par une importante subsidence. Les épisodes de ralentissement des apports s'y distinguent par l'apparition de faciès mixtes (à kystes et/ou loges de foraminifères). Les dépôts à caractère continental du Paléocène inférieur du forage F48 soulignent la présence, à la base du Continental terminal des plateaux bordiers, non seulement des dépôts marins altérés, ayant pris par convergence de faciès, l'aspect du Continental terminal, mais aussi de dépôts antérieurs ayant eux-mêmes une origine continentale. La mise en évidence de dépôts à caractères continentaux dans le Paléocène inférieur du forage F48 est une nouvelle découverte représentant une importante contribution à la

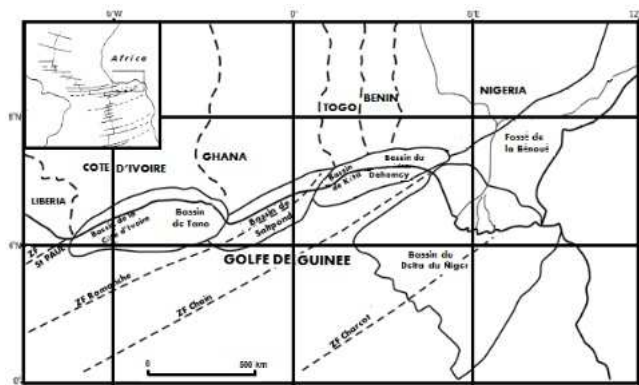


Fig. 5. Les principales fractures de la marge guinéenne (d'après Kjemperud et al. 1992, modifié; Persit et al. 2002).

Fig. 5. Major fractures of the Gulf of Guinea margin (modified from Kjemperud et al. 1992; Persit et al. 2002).

connaissance géologique du bassin côtier togolais.

La limite du domaine oriental subsident avec les domaines central et occidental, plus stables et moins affectés par les apports détritiques, correspond à l'une des failles NE-SW affectant la limite socle-bassin (Affaton et al., 1985). Dans le cas présent, cette faille pourrait passer entre le socle et le Continental terminal du plateau bordier d'Akplahoué (bassin du Bénin; fig. 1b), au niveau de la dépression du Mono, ou plus à l'Ouest dans la région de Gboto Zévé. Elle correspondrait à l'une des principales fractures du fossé de la Bénoué probablement en relation avec la zone transformante de Côte d'Ivoire en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique Sud au cours du Crétacé moyen. Des failles de même direction identifiées dans la plupart des bassins du Golfe de Guinée (Guinée-Bissau, Ghana, Côte-d'Ivoire, Bénin, Nigeria) témoignent de l'ampleur des déformations au cours de cette période (Slansky, 1962; Allix, 1983; Prian, 1983; Ojoh, 1988; Abe, 2005). Dans la partie émergée du bassin togolais, ces failles délimitent des fossés étroits et profonds qui canalisent les vallées des fleuves côtiers tels que Haho, Lili, Zio et Mono.

Ces données structurales permettent de discuter du contexte géodynamique de la formation des bassins côtiers en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud pendant le Crétacé moyen. En effet, l'évolution tectonique du Golfe de Guinée est caractérisée par des phases intracratoniques (pré-rift, synrift ou rift et post-rift ou dérive) résultant

de la structuration est-ouest des bassins côtiers. Les limites latérales entre ces bassins sont définies par un système de failles transformantes E-W dont la plus importante est la fracture de la Romanche (fig. 5). Selon Mascle & Auroux (1989), la fracture Romanche est un héritage direct des mouvements de glissement intracontinentaux qui ont façonné la marge ivoiro-ghanéenne durant le Crétacé inférieur. Elle est considérée comme l'extension structurale de la pente continentale du Ghana (orientée NE-SW) qui représente probablement une cicatrice de faille décrochante initiale ayant conduit à séparer l'Afrique de l'Ouest des cratons brésiliens (Blarez & Mascle 1986; Mascle & Auroux, 1989; Benkhelil et al., 1989; Pletsch et al., 2001). Selon plusieurs auteurs, les failles NE-SW mises en évidence dans les bassins côtiers correspondent à une famille de fractures en relation avec la faille de la Romanche et ses satellites (fractures de Chain et Paul Saint) et dont les rejeux sont enregistrées dans les bassins côtiers. Selon Prian (1983), la direction NE-SW constitue une direction paléogéographique majeure ayant présidé à la création et au remplissage de ces bassins côtiers.

L'analyse des cartes structurales et des données de terrain recueillies dans le bassin togolais (carrières de Tabligbo et de Kpogamé; planche 2) ont permis de préciser le caractère extensif de la structuration du bassin côtier togolais. En effet, une série de failles normales (fig. 2; planche 2) identifiée respectivement dans les formations du Groupe de Tabligbo et le complexe argilo-sableux du Continental terminal s. l. (Da Costa et al., 2012) présente une orientation E-W (voire NE-SW) qui est celle de la faille Adina située au large de Lomé (fig. 1b). Cela suppose que ces failles normales sont en relation avec l'activité de certaines fractures océaniques comme les grandes failles transformantes de la marge atlantique ouest-africaine (la Romanche et ses satellites). Certaines de ces failles, à caractère synsédimentaire, n'ont pu être identifiées qu'à la suite des études géophysiques (Motorolla, 1977).

D'après les travaux de Da Costa (2005), ces directions identifiées dans la couverture sédimentaire sont similaires à celle de son substratum

panafricain. Elles sont comparables à celles mises en évidence dans les chaînes panafricaines de part et d'autre de l'Atlantique, plus précisément dans l'unité structurale de l'Atacora au Nord-Togo (Affaton et al., 1991), dans le substratum des bassins mésozoïques du Nigeria (Allix, 1983 ; Ojoh, 1988), dans les grès de Karey Gorou au Niger (Affaton et al., 2000), dans le socle du Bénin (Konaté, 1996), dans le socle et sa couverture au Cameroun et dans les formations de la chaîne Brasilia au Brésil (Da Rocha Araujo, 1988). D'après Getty Oil International (1983), des failles NE-SW également identifiées dans la partie offshore du bassin togolais (fig. 1a) seraient d'âge Précambrien et rajeunies au cours de la phase de rifting à l'origine de l'ouverture initiale de l'Atlantique central au début du Crétacé.

L'ensemble de ces données structurales montrent que l'évolution géodynamique de la couverture sédimentaire du bassin côtier togolais est étroitement liée aux mouvements tectoniques de son substratum. Les rejeux successifs des fractures panafricaines pendant l'ouverture de l'Atlantique ont contribué à la structuration actuelle du bassin côtier togolais.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abe, J., 2005 - Contribution à la connaissance de la morphologie et de la dynamique sédimentaire du littoral ivoirien (cas du littoral d'Abidjan). Essais de modélisation en vue d'une gestion rationnelle. Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles, Spécialité Océanologie, Université de Cocody-Abidjan, 1-352.
- Adegoke, O. S., 1977 - Stratigraphy and palaeontology of the Ewekoro Formation, Paleocene of southwestern Nigeria. *Bulletin of American Paleontology*, 71 (295), 1-379.
- Affaton, P., Houessou, A., Gomez, G., 1985 - La Formation d'Adakplamé (Bénin, Ouest-Afrique) n'appartient pas au Continental terminal. *Journal of African Earth Sciences* 3 (3), 359-364.
- Affaton, P., Rahaman, M., A., Trompette, R., Sougy, J., 1991 - The Dahomeyide Orogen: Tectono-thermal evolution and relationships with the Volta Basin. In: Dallmeyer, R. D. & Lécorché, J.-P. (Eds.). *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer-Verlag, Berlin, 107-122.
- Allix, P., 1983 - Environnements mésozoïques de la partie nord - orientale du fossé de la Bénoué (Nigeria). *Stratigraphie - Sédimentologie - Evolution géodynamique*. "Etudes géologiques ouest - africaine" série B, n° 21, Saint-Jérôme, 1-200.
- Berggren W. A. and Pearson P. N., 2005 - A revised tropical to subtropical paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 35, n°4, 279-298.
- Blarez, E. & Mascle, J., 1986 - Les marges continentales transformantes ouest - africaines Guinée - Sierra Leone - Côte d'Ivoire - Ghana. *Campagne Equamarge I COF*. n°3, 241 -292.
- Boltenhagen, E., 1977 - Microplancton du Crétacé supérieur du Gabon. *Cahiers de Paléontologie*, Paris, 1-150.
- Caron, M., 1985 - Cretaceous Planktonic Foraminifera. In: Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielson K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*, 1, Cambridge Univ Press, 17-86.
- Châteauneuf, J., J., 1975 - Etude palynologique de 6 sondages hydrauliques du Togo. Etude n° 73/2, rapport BRGM, Orléans, 91 p. (inédit)
- Da Costa Y. D., 1992 - Biostratigraphie de la couverture sédimentaire de la région nord-est du bassin côtier du Togo. Mémoire D.E.A. Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, 54 p. (inédit).
- Da Costa, Y. D., 2005 - Biostratigraphie et paléogéographie du bassin côtier du Togo. Thèse de Doctorat Univ. Lomé, Togo, 1-405 (inédit).
- Da Costa, P. Y. D., Flicoteaux, R., Affaton, P., Seddoh, K., Tairou, M. S., Johnson, A. K. C., 2006. Le Continental terminal du bassin côtier du togolais: un témoin d'altération pédogénétique sous climat tropical depuis l'Oligocène supérieur.

Africa Geoscience Review 13 (3), 267-288.

Da Costa, Y., D., Ly A., Johnson, A., K., C., Affaton P., Seddoh K., F., 1996 - La couverture sédimentaire crétacé - tertiaire de la région nord-est du bassin côtier du Togo. Essai de biozonation et paléogéographie. In: Jardiné S., de Klasz I., Debenay J.-P. (Eds.). Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud. Bulletin des centres de recherches Exploration-production. Pau, France : Elf Aquitaine 16, 275-291.

Germeraad, J., H., Hopping, C., A., Muller, J., 1968 - Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. Revue Palaeobotanique Palynologie 6, 189-348.

Getty Oil International, 1983 - Exploration well prognosis Haho1, offshore Togo. Rapport interne B. N. R. M. Togo (inédit) 75 p.

Jardiné, S., Magloire, L., 1965 - Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de Côte d'Ivoire. Mém. BRGM, 32, 187-245.

Johnson, A., K., 1987 - Le bassin côtier à phosphate du Togo (Maastrichtien-Eocène moyen.) Thèse Doctorat de l'Université de Bourgogne et du Bénin, 1-360 (inédit).

Johnson, A., K., Rat, P., Lang J., 2000 - Le bassin sédimentaire à phosphates du Togo (Maastrichtien-Eocène moyen) : stratigraphie, environnements et évolution. African Earth Sciences, 30 (1), 183-200.

Kjemperud, A., W. Agbesinyade, T. Agdestein, C. Gustafson, and A. Yukler, 1992 - Tectono-stratigraphic history of the Keta Basin Ghana with emphasis on late erosional episodes. In R. Cumelle, (ed.), Géologie Africaine -1er Colloque de stratigraphie et de paléogéographie des bassins sédimentaires ouest-africains et 2ème Colloque Africain de Micropaléontologie, Libreville, Gabon, (Mai 6 -8, 1991). Mémoire 13, 55-69.

Masclé, J. & Auroux, C., 1989 - Les marges continentales transformantes ouest-africaines de Guinée, Côte d'Ivoire, Ghana et la zone de fracture de la Romanche. C.O.F. (Campagne

Océanique Française) n° 8 Campagne Equamarge II, 1-150.

Masclé, J., 1976 - Le Golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. - Mémoire Société Géologique France, 40 (128), 1-102.

Medus, J. & Paradis, G., 1988 - des palynoflores dans le Paléocène inférieur des environs d'Abidjan, Côte d'Ivoire. Géologie Méditerranéenne 14, 73-79.

Monciardini, C., Andreieff P., Blondeau A., Carbonnel C., Castaing C., Châteauneuf J. J., Farjanel G., Lenindre Y., Marteau P., Podevin G., Salin, C., Slansky M., Tchota K. - 1986. Synthèse géologique du bassin côtier Crétacé supérieur-Tertiaire du Togo, recherche de tourbe, lignite, charbon et autres substances industrielles. Rapport 85TGO O56 GEO, BRGM, Orléans (inédit). 111 p.

Motorolla, 1977 - Campagne de couverture radar. Rapport interne, BNRM - Togo. In: Monciardini, C., Andreieff P., Blondeau A., Carbonnel C., Castaing C., Châteauneuf J. J., Farjanel G., Lenindre Y., Marteau P., Podevin G., Salin, C., Slansky M., Tchota K. - 1986. Synthèse géologique du bassin côtier Crétacé supérieur-Tertiaire du Togo, recherche de tourbe, lignite, charbon et autres substances industrielles. Rapport 85TGO O56 GEO, BRGM, Orléans (inédit). 111 p.

Ojoh, K., A., 1988 - Evolution des bassins albosantonien du sud-ouest du fossé de la Bénoué (Nigeria) : apport à la connaissance du domaine équatorial de l'Atlantique Sud. Thèse Doctorat de l'Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix - Marseille III, 1-231.

Persits, F. M., T. S. Ahlbrandt, M. I. Tuttle, R. R. Charpentier, M. E. Brownfield, and K. I. Takahashi, 2002 - Map showing geology, oil and gas fields, and geologic provinces of Africa: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-470A, version 2.0, CD-ROM. In: Brownfield M. E. and Charpentier R. R., 2006 - Geology and Total Petroleum Systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa. U.S. Geological Survey Bulletin 2207-B. 1-

52 p.

Pletsch T., Erbacher J., Holbourn A.E.L., Kuhnt W., Moulade M., Oboh-Ikuenobede F.E., Söding E. & Wagner T., 2001- Cretaceous separation of Africa and South America: the view from the West African margin (ODP Leg 159). *Journal of south American Earth Sciences* 14, 147-174.

Prian, J.-P., 1983 - Contrôle tectonique et morphologique de la sédimentation phosphatée sur la bordure méridionale du bassin sénégal-mauritano-guinéen : exemple du gisement de phosphates de chaux éocène de Farim (Guinée Bissau). In: Bassins sédimentaires en Afrique. Résumé des communications. *Travaux de Laboratoire des Sciences de la Terre, St-Jérôme, Marseille, sér. A, n° 15, p. 61-62*

Slansky, M., 1962 – Contribution à l'étude du bassin sédimentaire du Dahomey et du Togo.

Bureau Recherche Géologie Minière 11, 1-270.

Spengler A., & de Deteil J. R., 1966 – Le bassin secondaire-tertiaire de Côte d'Ivoire (Afrique occidentale). In: Reyre D. (éd): Bassins sédimentaire du littoral africain. 1. Littoral atlantique - Association Service Géologie Africaine, Paris, 99-113.

Sylvain, J.P., Aregba, A., Assih-Edeou, P., Castaing, C., Chevremont, Ph., Collart, J., Monciardini, C., Marteau, P., Ouassane, I., Tchota K., 1986. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, feuille Lomé, 1ère édition, Bureau National de Recherches Minières, 5, 1-64.

Tossou, M.G. Akoègninou, A. Ballouche, A. Sowunmi, M.A. Akpagana, K. 2008. The history of the mangrove vegetation in Bénin during the Holocene: A palynological study. *Journal of African Earth Sciences*, 52, 167–174.