UNIVERSITÉ D'ABOMEY-CALAVI

ÉCOLE DOCTORALE PLURIDISCIPLINAIRE

« ESPACES, CULTURES ET DÉVELOPPEMENT »

Ad majorem scientiae gloriam

N° 632 -2019/UAC/EDP/D/DA/SA

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE D'ABOMEY-CALAVI

Formation Doctorale : Géographie et Gestion de l'Environnement

Option : Géosciences

Spécialité : Géologie Sédimentaire

ÉTUDE DES DÉPÔTS CARBONATÉS DANS LA PARTIE ÉMERGÉE DU BASSIN SÉDIMENTAIRE CÔTIER DU BÉNIN : APPROCHES SÉDIMENTOLOGIQUE, BIOSTRATIGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE

Réalisée par :

Bio Karim BIO OUMAROU

Sous la direction de :

Prof. Christophe KAKI
(Professeur Titulaire des Universités du CAMES)

Jury de soutenance :

Président	:	M. Placide F. G. A. CLEDJO, Professeur Titulaire, UAC (Bénin)
Directeur de Thèse	:	M. Christophe KAKI, Professeur Titulaire, UAC (Bénin)
Examinateurs	:	M. Lucien Marc OYEDE, Professeur Titulaire, UAC (Bénin)
	:	M. Ampah Kodjo C. JOHNSON, Professeur Titulaire, UL (Togo)
	:	Mme Aoua S. COULIBALY, Professeur Titulaire, UFHB (Côte d'Ivoire)
	:	M. Gérard Franck d'ALMEIDA, Maître de Conférences, UAC (Bénin)

Mention : Très Honorable avec les Félicitations du jury

Soutenue publiquement le Lundi 07 Octobre 2019

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS ----------III
DEDICACE ----------V
LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES ----------VI
RESUME ----------VII
ABSTRACT----------VIII

INTRODUCTION GENERALE----------1

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS, PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE ----4

Chapitre 1 : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS ----------5
Chapitre 2 : PRESENTATION DU CADRE D'ETUDE ----------31
Chapitre 3 : APPROCHE METHODOLOGIQUE ----------52

DEUXIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSIONS ----------70

Chapitre 4 : CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES ----------71
Chapitre 5 : CARACTERISTIQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES ----------107
Chapitre 6 : CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ----------121
Chapitre 7 : ESSAI D'ANALYSES SEQUENTIELLE ET GENETIQUE ----------162

CONCLUSION GENERALE----------180

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES----------183
TABLE DES MATIERES ----------203
ANNEXES ----------208

REMERCIEMENTS

Cette Thèse a connu un aboutissement heureux grâce à l'engagement de plusieurs personnes qui ont cru en moi et qui ne m'ont jamais marchandé leur soutien. Je voudrais saisir l'opportunité qui m'est offerte à la fin du présent travail pour exprimer ma gratitude à toutes ces personnes qui m'ont aidé à remonter la pente dans les situations les plus diificiles. Je me permets de citer :

Monsieur Christophe KAKI, Professeur Titulaire, mon Directeur de Thèse, que je ne saurais jamais remercier à la hauteur de ce qu'il a fait. Son engagement pour la réussite de cette œuvre m'amène à dire qu'il a été plus qu'un Directeur de Thèse pour moi. Parfois, les souvenirs de mon parcours durant cette Thèse me reviennent à l'esprit. Des souvenirs parfois douloureux qui ne comptent désormais que pour l'histoire.

Monsieur Gérard A. Franck d'ALMEIDA, Maître de Conférences, ses conseils et sa disponibilité m'ont été d'une grande utilité.

Au terme de ce travail, je tiens également à exprimer mes remerciements à tous ceux grâce à qui j'ai pu le réaliser. Je cite :

Monsieur Moussa BOUKARI, Professeur Titulaire, qui n'a jamais cessé de me soutenir de diverses manières.

Monsieur Daouda MAMA, Professeur Titulaire, dont les conseils et le soutien m'ont été d'une grande aubaine.

Monsieur Lucien Marc OYEDE, Professeur Titulaire, pour sa disponibilité.

Dr. Nfor Bruno NDICHO, Enseignant-Chercheur au Nigéria, et Monsieur ADJO Bruno, qui m'ont aidé à séjourner au Nigéria afin de faire des analyses micropaléontologiques.

Docteur Alain HOUETO, à qui je dis merci pour toutes les facilités dont il m'a fait bénéficier. En effet, grâce à lui, j'ai franchi de nombreux obstacles qui jalonnaient mon chemin lors des campagnes de terrain. Sans son aide, peut être que mon chemin aurait été plus long et plus périlleux.

Monsieur Nicaise YALO, Maître de Conférences, pour son soutien.

Monsieur Okri Pascal TOSSOU (Professeur Titulaire), pour son soutien.

Tous les Enseignants-Chercheurs du Département des Sciences de la Terre de l'Université d'Abomey-Calavi : Madame Nelly C. KELOME (Professeur Titulaire), Monsieur Soulémana YESSOUFOU (Maître de Conférences), Monsieur Abdoukarim ALASSANE (Maître de Conférences), Dr. Raoul LAÏBI et Dr. Luc ADISSIN.

Les Directeurs généraux des sociétés de ciment SCB-LAFARGE, NOCIBE et CALCIM SA, pour avoir autorisé la réalisation des travaux de terrain dans leurs carrières et certaines analyses géochimiques dans leurs laboratoires.

Messieurs Yacinth ALOVOGNANKOU, Kassir ADEBO, Constant ASSOGBA, tous cadres à NOCIBE, Usine de Massè, et Marc LEISING, Directeur Général Adjoint de l'Exploitation de NOCIBE, Usine de Massè.

Madame Clarisse KOUCHADE, Responsable qualité, et Madame Edwige KOUZOUNHOUE, Chef carrière à SCB-LAFARGE, Usine d'Onigbolo.

Mes amis et collègues Orou Dara W. WOUGNERO, Aliou BOUKARI, Honorin A. GBINIBOU, Dr. Gédéon SAMBIENOU, Dr. Armand KIKI, Dr. Géconias HOUNKPE, Dr. Rodrigue ADECHINA, Juliette HOUNKPATIN, Romaric SENOU, Sylvestre YANTIKOUA, Yacoubou TOUBOUREGUI, Marceline OLOU, pour leur soutien fraternel.

Mes parents, SARRE BIO Oumarou et SAMBO Béllou, mes frères et sœurs et mes beaux-frères Moussiliatou et Issifou.

Merci à tous ceux qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

J'ai retenu durant toutes ces années qu'une thèse est aussi une histoire qui se raconte. Avec fierté, je raconterai l'histoire de la mienne.

DEDICACE

Je dédie ce travail à mon épouse, Nadiatou G. GUIMBA TONY, et à nos enfants, El-Nasrine et Chamine.

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

ACP	:	Analyse des Correspondances Principales
AF	:	Association des Faciès
AFC	:	Analyse Factorielle des Correspondances
bf	:	Basin floor Fan
BM	:	Basse Marée
BP	:	Before Present
BSC	:	Bassin Sédimentaire Côtier
CAR-PETROCI	:	Centre d'Analyse et de Recherche de la Société Ivoirienne de Pétrole
CBN	:	Cortège de Bas Niveau marin
CBP	:	Cortège de Bordure de Plate-forme
CHN	:	Cortège de Haut Niveau marin
CIA	:	Indice d'Altération Chimique
Csb	:	Cône Sous-marin de Bassin
cst	:	Cône Sous-marin de Talus
CT	:	Cortège Transgressif
HM	:	Haute Marée
HST	:	Highstand System Tract
PETM	:	Paleocène-Eocène Thermal Maximum
IR-BREDA	:	Institut de Recherche BREDA
LS	:	Limite de Séquences
LST	:	Lowstand System Tract
lsw	:	Lowstand System Wedge
Ma	:	Millions d'années
Mfs	:	Maximum Flooding Surface
mV	:	millivolt
PAF	:	Perte Au Feu
PAULESI	:	Pan African University Life and Earth Sciences Institute
pbn	:	Prisme de Bas Niveau marin
r	:	Coefficient de corrélation
SB	:	Sequence Boundary
SC	:	Section Condensée
sf	:	Slope Fan
SIM	:	Surface d'Inondation Maximale
SMST	:	Shelf Margin Wedge System Tract
ST	:	Surface de Transgression
TST	:	Transgressive System Tract
WAS	:	West African System
WCAS	:	West and Central African System

RESUME

La dépression de la Lama, cadre de la présente étude, est située dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin. Elle se prolonge jusqu'au Ghana et au Nigéria, à travers la Baie du Bénin. L'objectif de l'étude est de mieux comprende la dynamique sédimentaire du bassin côtier béninois qui a conduit à une production variée de carbonates durant le Paléogène. Pour ce faire, trente-un (31) échantillons de roches calcaires et d'argiles prélevés au niveau des fronts de taille des dépôts paléoènes de trois (03) carrières de cette dépression au Bénin ont fait l'objet d'une étude complexe à travers une démarche méthodologique constituée d'approches intégrées (sédimentologie, micropaléontologie, géochimie et analyse séquentielle).

L'étude pétrographique des carbonates de Massè et Onigbolo indique un paléomilieu de plate-forme peu profonde, calme, à salinité variable, alors que Fongba correspond à un milieu deltaïque. Les rapports entre les unités lithologiques montrent que la dynamique de la plate-forme est contrôlée par les variations des paramètres géodynamiques qui ont engendré de fréquentes variations du niveau marin et un maximum régressif matérialisé par un hardground au sommet de la série calcaire. Sur le plan biostratigraphique, l'absence des foraminifères pelagiques n'a pas permis une biozonation précise des intervalles stratigraphiques. Néanmoins, la présence d'*Anomalinoides midwayensis* et de *Lenticulina midwayensis* a permis de dater les dépôts carbonatés du Paléocène moyen à supérieur. La microfaune a fourni des indications très précises sur l'écologie des milieux de dépôt (indices d'océanité nuls et indices de biodiversité des milieux de lagune hypersaline) qui ont confirmé le caractère côtier du paléomilieu à Fongba et de plate-forme interne dans la région de Massè-Onigbolo où s'était établie une barrière, ayant permis l'isolation du milieu et la formation de la glauconie qui a marqué la fin de la production carbonatée. Les caractéristiques géochimiques des dépôts calcaires des différentes carrières permettent, à partir du niveau repère glauconieux, de corréler les coupes dans le bassin côtier du Bénin. Ainsi, les carbonates se répartissent en trois unités géochimiques correspondant chacune à un milieu de dépôt (milieu marin ouvert caractérisé par l'abondance du Mn, milieu à salinité élevée caractérisé par Na et Mg et milieu marin à faible salinité et influencé par les apports continentaux caractérisé par Fe). Un quatrième paléomilieu (milieu confiné et alcalin) est indiqué par les faciès glauconieux. Le modèle de faciès et l'interprétation séquentielle proposés sur la base des discontinuités, l'évolution des environnements de dépôt au cours du temps et l'épaisseur des bancs ont mis en évidence trois séquences de dépôt de troisième ordre qui se sont emboitées dans une seule séquence régressive de deuxième ordre.

Au terme de cette étude, la démarche méthodologique utilisée a révélé des nouvelles données permettant de mieux comprendre le modèle de remplissage du bassin, d'identifier les principaux facteurs ayant déterminé le développement de la plate-forme et de proposer des modèles d'empilement des séquences pour le Paléogène.

Mots clés : *faciès calcaires, dépression de la Lama, Paléocène, environnements de dépôt, sédimentologie, géochimie.*

ABSTRACT

The Lama depression, which is the focus of this study, is located in the coastal sedimentary basin of Benin. It extends to Ghana and Nigeria, across the Bay of Benin. The objective of the study is to contribute to a better understanding of the sedimentary evolution of the Benin coastal basin, which is marked in the Paleogene by carbonate production. The results of sedimentological, micropaleontological and geochemical analyses of thirty-one (31) samples revealed new data to better understand the basin filling model, the main factors that determined the development of the carbonate platform and to propose facies and sequence stacking models for Paleogene.
The petrographic study of the Massè and Onigbolo carbonates indicates a shallow, calm, variable salinity platform, while Fongba corresponds to a deltaic environment. The proposed facies model and sequential interpretation based on discontinuities, the evolution of deposition environments over time and the thickness of the banks revealed three third-order deposition sequences that interlocked into a single second-order regression sequence. The relationships between these sequences show that platform dynamics are controlled by variations in geodynamic parameters that have resulted in frequent sea level variations and a regressive maximum (hardground) at the top of the limestone series. Biostratigraphically, the absence of planktonic foraminifera did not allow precise zonation of stratigraphic intervals. Nevertheless, the presence of *Anomalinoides midwayensis* and *Lenticulina midwayensis* made it possible to date carbonate deposits from the middle to up Paleocene. The microfauna provided very precise indications on the ecology of the deposition environments (ocean indices are all zero and biodiversity indices of hypersaline lagoon environments) which confirmed the coastal character of the Fongba environment and internal platform in the Massè-Onigbolo region, where a barrier had been established, allowing the isolation of the environment and the formation of glauconia level which marked the end of carbonate production. The geochemical characteristics of the limestone deposits of the various quarries make it possible, from the glauconitic reference level, to correlate the cuts in the coastal basin of Benin. Thus, the carbonates are divided into three geochemical units, each corresponding to a deposition environment (open marine environment characterized by the abundance of Mn, high salinity medium characterized by Na and Mg and marine environment with low salinity and influenced by continental inputs characterized by Fe). A fourth environment (confined and alkaline environment) is indicated by glauconious facies.

Keywords: *limestone facies, Lama depression, Paleocene, deposition environments, sedimentology, geochemistry*

INTRODUCTION GENERALE

Problématique de l'étude

Les dépôts carbonatés de la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin montrent une importante hétérogénéité pétrographique et géochimique. Une telle hétérogénéité caractérise la production carbonatée sur une plate-forme peu profonde (Vincent, 2001). La production des carbonates de plate-forme est un phénomène complexe qui dépend de plusieurs paramètres, tels que le cadre de vie des organismes producteurs, le substrat, la turbidité, l'agitation de l'eau et l'apport de sédiments et de nutriments (Colombié, 2002). Pour l'étude de la dynamique sédimentaire d'un bassin carbonaté, il est nécessaire d'adopter une approche qui permet la reconnaissance et la caractérisation des milieux de dépôt, ainsi que l'interprétation des faciès afin de comprendre leur enchaînement vertical et latéral (Boulvain, 2014). Cette approche nécessite aussi une analyse et une interprétation très détaillées des faciès et des discontinuités sédimentaires, la définition d'un cadre biostratigraphique précis, la maîtrise de la géochronologie, et la contribution d'autres disciplines comme la géochimie et la minéralogie des argiles.

De toutes les approches généralement employées pour l'étude des dépôts sédimentaires, seule la biostratigraphie est capable de préciser la durée des hiatus représentés par des discontinuités. Elle permet, d'une part, leur hiérarchisation (Laurin *et al.*, 1990 ; Collin *et al.*, 1999) et, d'autre part, des corrélations très précises à longues distances (Moussine-Pouchkine *et al*., 1998a). Toutefois, dans les domaines marins et littoraux pauvres en faune, comme c'est le cas pour certaines plates-formes carbonatées peu profondes, la géochimie, associée à la sédimentologie, se révèle très efficaces pour la compréhension de l'évolution d'un bassin (Vincent *et al.*, 1997 ; Vincent, 2001). En effet, l'étude géochimique des minéraux constitutifs des carbonates, celle des phases accessoires telles que les argiles et autres minéraux authigènes, permet non seulement de caractériser les sources des sédiments et les milieux de dépôt, mais aussi de lever les ambiguïtés et incertitudes liées à l'étude de la faune (Ratcliffe *et al.*, 2010).

Les dépôts paléogènes, en particulier les carbonates de la Baie du Bénin ont été l'objet de travaux réalisés par Lang *et al*. (1995) ; Bio-Lokoto *et al*. (1998) ; Da Costa (2005) ; Samson *et al*. (2007) ; Johnson et Da Costa (2008) ; Gebhardt *et al*. (2010) ; Adeonipekum *et al*. (2012) et Da Costa *et al*. (2013). Ces travaux ont eu le mérite de préciser le cadre lithostratigraphique de la Baie du Bénin, ils ont aussi soulevé quelques controverses (Johnson et Da Costa, 2008). Celles-ci sont parfois liées à la pluralité des nomenclatures utilisées (Coker, 2002 ; d'Almeida *et al.*, 2016) ou à l'imprécision des données dans certaines aires d'étude. L'une de ces controverses est la fixation de la limite Paléocène-Eocène sur un niveau glauconieux daté de 53 ± 2 et 54,45 ± 2,7 Ma (Akpiti *et al*., 1985 ; Fayose et Asseez, 1972). La pluralité des niveaux glauconieux dans l'intervalle considéré (Johnson, 2008) crée une confusion sur la position exacte de la limite Paléocène-Eocène. D'autres travaux placent cette limite dans les argiles, au-dessus de la glauconie au toit des calcaires (Bio-Lokoto *et al*., 1991 ; Gebhardt, *et al.*, 2010 et Adeonipekum *et al.*, 2012). Ainsi, ces différentes conceptions stratigraphiques appellent à réexaminer la problématique de la sédimentation paléogène de la partie émergée du bassin côtier du Bénin, qui, au-delà d'un simple problème de datation reste encore très mal connue.

Eu égard à ce qui précède, il convient de se demander en quoi les messages enrégistrés par les formations paléogènes de la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin permettent-ils d'élucider son évolution sédimentaire ? Pour répondre à cette question, il sera indispensable de décripter les messages que ces formations paléogènes ont enregistrés pendant et après leur dépôt, en réalisant des études sédimentologique, biostratigraphique et géochimique des calcaires.

Ainsi, l'objectif global de la présente étude est de comprendre l'évolution spatio-temporelle de la dynamique sédimentaire paléogène dans la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin, notamment son modèle de remplissage. De façon spécifique, il s'agit de :

- déterminer les caractéristiques sédimentologiques et les environnements de dépôt des calcaires ;

- renforcer la connaissance biostratigraphique des formations paléogènes présentes des carrières de calcaire de la dépression de la Lama ;
- corréler les différents faciès calcaires sur la base de leurs caractéristiques sédimentologiques et géochimiques ;
- définir les limites des séquences et des corps sédimentaires d'âge Paléogène dans les différentes carrières.

Pour ce faire, quatre hypothèses de recherche ont été formulées :

- *(1)* les caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des calcaires permettent de spécifier les différents environnements de dépôt à l'Est et à l'Ouest du bassin sédimentaire côtier du Bénin ;
- *(2)* la microfaune paléogène du bassin sédimentaire côtier du Bénin présente une spécification caractérisant chaque secteur ;
- *(3)* la composition géochimique des calcaires paléocènes permet de distinguer les différentes unités géochimiques et les caractéristiques géochimiques de leurs paléomilieux de formation ;
- *(4)* dans la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin, la sédimentation des carbonates s'est terminé par le dépôt d'une séquence régressive.

Organisation de la Thèse

La structure de la présente Thèse comprend outre l'introduction générale, deux parties. Dans l'introduction générale, la problématique de l'étude est posée ; les objectifs et les hypoThèses de l'étude sont énoncés. La première partie est constituée de trois chapitres intitulés respectivement « Cadre théorique et définition des concepts », « Présentation du cadre de l'étude » et « Approche méthodologique ». Elle rappelle d'abord quelques définitions opératoires des principales notions utilisées, présente ensuite le milieu d'étude dans ses différents aspects. Enfin, elle présente les méthodes d'étude employées pour obtenir les résultats. La seconde partie présente et discute les différents résultats de quatre chapitres intitulés respectivement « Caractéristiques sédimentologiques », « Caractéristiques biostratigraphiques », « Caractéristiques géochimiques » et « Essai d'Analyses séquenetielle et génétique ». La thèse est terminée par une conclusion générale.

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS, PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE

La première partie de ce travail comporte trois chapitres. Le premier fait le rappel de quelques notions de sédimentologie, de géochimie et de stratigraphie séquentielle. Le deuxième chapitre donne un aperçu géographique et géologique de la zone d'étude avant de présenter quelques résultats de travaux récents réalisés sur les formations d'âge Paléogène de la Baie du Bénin. Le troisième chapitre présente la méthodologie utilisée pour notre étude.

Chapitre 1 : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS

Le présent chapitre rappelle les définitions opératoires des concepts clés utilisés dans le document afin de faciliter sa compréhension.

1.1. Définition des concepts fondamentaux de la sédimentologie

1.1.1. Discontinuités sédimentaires

De façon descriptive, la discontinuité est définie comme une surface marquant un arrêt sédimentaire (Clari, 1995). En ce sens, la discontinuité est aussi appelée discordance. Cette définition revêt deux aspects : la morphologie de la surface et la durée de l'arrêt de sédimentation. La morphologie de la surface d'une discontinuité, plus accessible pour des études descriptives, est souvent plus étudiée que la durée de l'arrêt sédimentaire qui reste très difficile à quantifier. Les critères physiques suivants, définis par Clari *et al.* (1995), Ghibaudo *et al.* (1996), Hillgärtner (1998) et Hamon (2004) permettent de reconnaître les discontinuités sédimentaires. Il s'agit de :

- **les changements de géométrie des dépôts :** ce critère est basé sur les changements brusques des relations angulaires qui peuvent exister entre les strates en affleurement (Hamon, 2004) ;
- **la morphologie de la surface :** elle constitue un bon critère de caractérisation des discontinuités. Les surfaces irrégulières ou onduleuses sont généralement utilisées comme des témoins du processus d'érosion (Read et Grover, 1977 ; Hillgärtner, 1998). L'effet de l'activité biologique peut également se traduire par une variation de la morphologie de la surface (Hamon, 2004) ;
- **la cohérence du substrat :** la cohérence du substrat est aussi un critère de caractérisation et de hiérarchisation des discontinuités sédimentaires. Plusieurs types de substrat ont été définis sur la base de leur cohérence, chacun étant défini par un assemblage particulier des critères comme la saturation en eau, la porosité et la compaction (Ekdale *et al.*, 1984 ; Ekdale, 1985 ; Bromley, 1990 ; Taylor *et al.*, 2003). Les types de cohérence du substrat suivants ont été décrits par Bromley (1990), Clari *et al.* (1995) et Taylor (2003) :

* **soupground :** substrat sursaturé en eau, à grains séparés les uns des autres par une substance mucoïde. Les organismes baignent dans ce substrat dont peu de structures (ou pas) sont conservées.
* **softground :** sédiment plastique, gorgé d'eau mais dont les grains sont en contact. Les softgrounds se caractérisent seulement par des terriers d'organismes fouisseurs et une bioturbation parfois intense (Clari *et al.*, 1995). Ils ne présentent pas de trace de phénomène ayant conduit à l'acquisition précoce d'un certain degré de cohérence.
* **firmground :** ce sont des surfaces qui se forment par compaction et expulsion des fluides. Elles présentent des remaniements par excavation. Elles montrent généralement des réseaux de terriers pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres de diamètre. L'acquisition de la cohérence caractérisant les firmgrounds serait due à un enfouissement peu important, sans cimentation (Bromley, 1990). Les firmgrounds ainsi formés seraient ramenés à l'interface eau-sédiment par érosion des couches sus-jacentes et pourraient alors être colonisés par différents organismes. Les firmgrounds sont des surfaces consolidées, présentant un début de cimentation à l'interface eau-sédiment (Hillgärtner, 1998).
* **hardground / rockground :** ils correspondent à des fonds marins le long desquels les sédiments sont bien lithifiés et se caractérisent par des organismes encroûtants, des perforations et des filons sédimentaires. Les processus de bioturbation sont ainsi remplacés par des processus de bioérosion. Les hardgrounds ou rockgrounds regroupent toutes les surfaces qui, quelles que soient leur origine et leurs caractéristiques, ont été durcies avant le dépôt des sédiments immédiatement sus-jacents (Clari *et al.*, 1995). On distingue deux catégories de hardgrounds : 1) les *hardgrounds* (*stricto sensu*), lorsque le dépôt de l'ensemble des couches sous et sus-jacentes au hardground se fait dans le même système de dépôt ou que la diagenèse observée sur la discontinuité ne témoigne pas de changements environnementaux ; 2) les *inherited hardgrounds*, lorsque le dépôt de l'ensemble des couches sous et sus-jacentes au hardground se fait dans des

systèmes sédimentaires différents ou que la diagenèse observée au niveau de la discontinuité présente un contraste environnemental avec les couches sous ou sus-jacentes.

* **les surfaces durcies :** elles correspondent à la partie supérieure d'un banc ayant subi une lithification antérieure au dépôt du banc sus-jacent, suite à une exposition. Elles sont souvent tapissées par l'accumulation de différentes minéralisations formant des croûtes ocres d'oxyde ou d'hydroxydes de fer (hématite, magnétite/goethite) et/ou de manganèse stratiformes ou en dômes (manganite/pyrolusite), rappelant les structures stromatolithiques (Vincent, 2001 ; Hamon, 2004).

Les surfaces durcies sont caractérisées à partir de divers phénomènes :

(1) sédimentologiques : érosion, corrosion, encroûtements ou imprégnations. L'érosion et la corrosion sont prouvées par la troncature ou l'altération de fossiles ou d'autres éléments constituant des carbonates. Les encroûtements ou imprégnations d'origine minérale sont variés (glauconie, phosphate de calcium, ciments calcitiques, oxydes de fer ou de manganèse).

(2) biologiques : perforations, incrustations, présence d'organismes sessiles. De nombreux organismes perforent le sédiment plus ou moins induré. Ce phénomène de bioérosion résulte de l'action de nombreux animaux marins.

Les troncatures d'éléments constitutifs du faciès des surfaces durcies montrent que le sédiment affecté était durci, cimenté. Ces troncatures sont visibles directement soit sous une surface (érosion), soit au niveau de perforations, ou sur des lithoclastes (érosion/remaniement). Les surfaces durcies peuvent se former lors d'une émersion sous action d'eau douce provoquant une cimentation rapide ou en milieu marin. Elles peuvent aussi être liées au vannage des fonds marins par l'action continue des courants et des vagues qui entraînent un pompage de l'eau des pores du sédiment. Ce phénomène concerne principalement des environnements peu profonds. Cependant, les surfaces durcies ne sont pas caractéristiques d'un environnement particulier (Vincent, 2001). Les organismes incrustés ou accrochés sur les surfaces durcies sont

également nombreux. Parmi ceux-ci, il faut mentionner les huîtres, les bryozoaires, les crustacés du groupe des cirripèdes et les crinoïdes.

- **les phénomènes diagénétiques précoces :** ils sont généralement nombreux au niveau des discontinuités sédimentaires (Hamon, 2004). Les ciments diagénétiques précoces en domaine phréatique marin ou en domaine vadose permettent de préciser les variations environnementales enregistrées par les discontinuités (Tucker et Wright, 1992 ; Moore, 2001). Ces ciments sont associés à d'autres phénomènes : sédiments internes, phénomènes d'usure plane (abrasion), dissolutions, compaction, dolomitisation, dédolomitisation ou encore silicification (Hamon, 2004) ;
- **l'activité organique :** elle permet également l'interprétation des surfaces de discontinuité sur lesquelles elle se met en place. L'intensité et le type de l'activité organique (bioturbation, bioérosion, encroûtements) sont utilisés pour caractériser les discontinuités (Vincent, 2001).

Les surfaces bioturbées sont caractérisées par l'absence de troncatures et des sédiments simplement affermis de type firmground non durcis, déplacés, remaniés et parfois triturés. Du fait de la nature ferme du fond, l'aspect de la surface ainsi que les terriers sont mieux conservés que lorsque les organismes fouisseurs s'installent sur un fond meuble où ils entraînent une homogénéisation quasi-totale du sédiment. Si la bioturbation est continue, elle aboutit à une homogénéisation totale du sédiment. De telles surfaces témoignent d'un changement brutal dans le régime de sédimentation. Ce changement est dû à une augmentation rapide du taux de sédimentation ou bien de l'apport, même faible, d'une fraction terrigène étouffant la production carbonatée (Vincent, 2001).

- **les données biostratigraphiques :** elles sont les seules à pouvoir préciser la durée du hiatus représenté par une discontinuité. Elles sont donc généralement très utilisées pour la hiérarchisation des discontinuités (Laurin *et al.*, 1990 ; Collin *et al.*, 1999).

1.1.2. Unités sédimentaires

L'unité sédimentaire est un banc ou un ensemble de bancs (ou termes lithologiques) limité à sa base et à son sommet par une surface remarquable résultant d'un arrêt de sédimentation (discontinuité liée à un non dépôt ou à une érosion). Cette limite peut aussi être une surface soulignant un changement brutal qui concerne la texture, la nature des éléments figurés, le contenu faunique, les figures sédimentaires, en un mot le faciès. Dans certains cas, la notion d'unité sédimentaire peut se confondre à la notion de séquence de dépôt, lorsque l'unité sédimentaire est constituée d'une succession de plusieurs faciès qui logiquement peuvent coexister.

La figure 1 présente un découpage d'une séquence sédimentaire en unités sédimentaires.

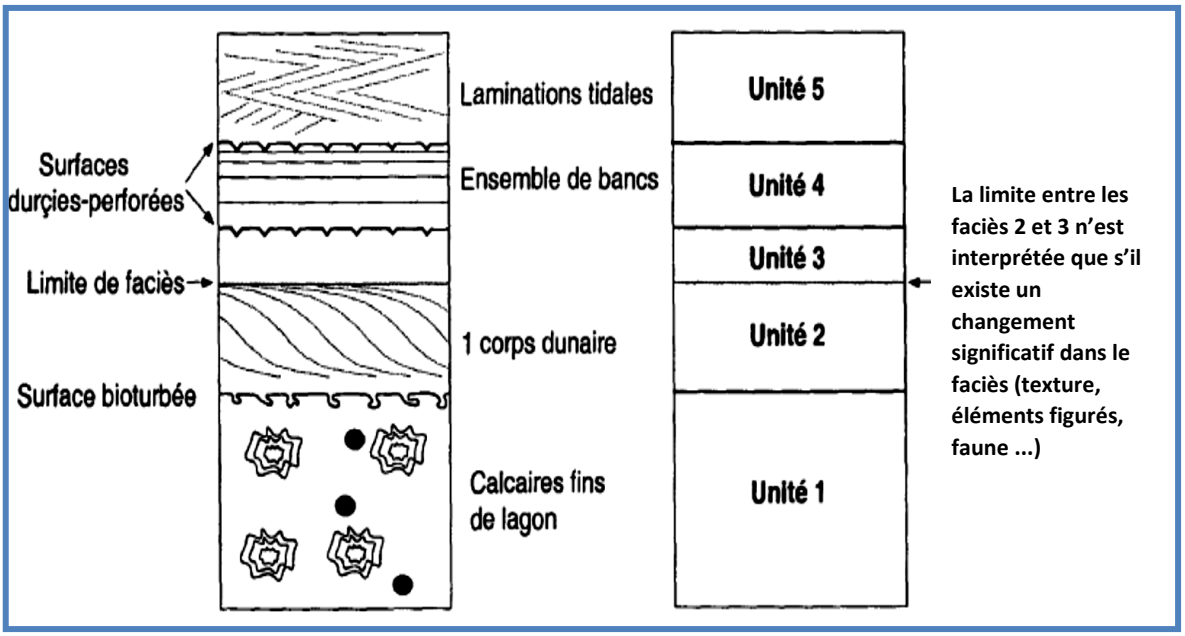


Figure 1: Exemple de découpage d'un ensemble lithologique en unités sédimentaires (Vincent, 2001)

Le faciès qui représente chaque unité sédimentaire se distingue des autres faciès par ses caractéristiques sédimentologiques et biologiques. Les limites entre les unités sédimentaires sont soit des surfaces durcies-perforées, soit des surfaces bioturbées, ou des limites de faciès (figure 1). Le diagnostic de telles limites, leur mode de formation et leur signification paléoenvironnementale sont fondamentaux pour l'analyse de la

dynamique sédimentaire des formations carbonatées. Elles constituent de véritables éléments géologiques qui méritent d'être étudiés avec rigueur.

1.1.3. Eléments d'analyse faciologique

1.1.3.1. Notion de faciès

La définition actuelle du faciès remonte à Gressly A. (1837-1838). Il a créé et défini le vocable en ces termes : « *des données de deux ordres différents caractérisent ce que je désigne par faciès ou aspect de la formation : d'une part le fait que tel ou tel aspect pétrographique implique nécessairement, partout où il est reconnu, le même assemblage paléontologique ; d'autre part, le fait que tel ou tel assemblage exclut les genres et espèces fossiles fréquents dans des faciès différents* ». Dès lors, le faciès est défini par son aspect visuel et son contenu fossile.

Le faciès sédimentaire est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et les traces fossiles, observables visuellement. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide d'un microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôt.

A ce titre, dans le présent chapitre, l'inventaire des faciès et des associations de faciès a été réalisé sur la base des critères tels que :

- **la texture :** définie par la combinaison de la taille, l'importance quantitative et le rapport de contiguïté des éléments figurés/grains (Dunham, 1969 ; Embry et Klovan, 1971) ;
- **le contenu biologique : microfaune** (foraminifères, etc.), **macrofaune** (polypiers, spongiaires, ammonites, etc.) et **flore** (algues, etc.) présents dans le sédiment ;

- **les traces fossiles :** bio/lithoclastes, oncolithes, oolithes, endoclastes issus d'un remaniement local de sédiment déjà déposé, exoclastes provenant d'un apport de matériel « exotique » par rapport au milieu de sédimentation, etc. ;
- **les figures sédimentaires :** témoins de conditions hydrodynamiques différentes qui caractérisent des domaines distincts ;
- **la phase de liaison ou liant :** un ciment ou une matrice qui maintient ensemble les compsosantes d'une roche (Tucker, 1981).

1.1.3.2. Interprétation des faciès en environnements de dépôt

L'étude sédimentologique permet, entre autres, d'interpréter les caractères généraux des faciès en environnement sédimentaire. Cette interprétation s'appuie sur la texture, le contenu fossile, les types de figures sédimentaires et la phase de liaison. Dans les séries carbonatées, les figures sédimentaires sont généralement difficiles à identifier. Seules la texture, la phase de liaison et la détermination du contenu paléontologique sont plus accessibles. Les différents paramètres observés macroscopiquement (lithofaciès) et en lame mince (microfaciès) permettent d'identifier les faciès ou leur association. Les faciès ou leur association sont ensuite interprétés en termes d'environnements de dépôt et selon la nomenclature choisie (figures 3, p. 13).

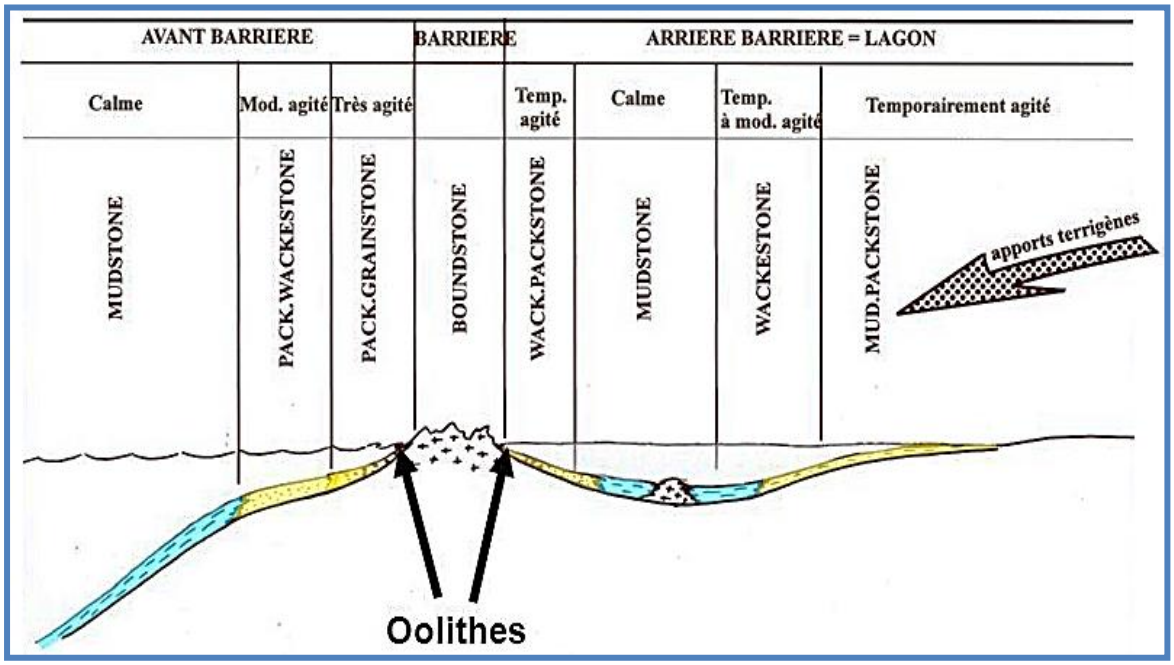


Figure 2 : Relation entre environnements de dépôt et texture des carbonates (Dunham, 1969)

La figure 2 associe sur un profil morphologique très synthétique d'une plate-forme carbonatée, un modèle d'interprétation de la texture des faciès courants en environnements de dépôt à l'hydrodynamisme des milieux. Ce modèle est inspiré du schéma d'interprétation des faciès carbonatés décrit par Dunham (1969). Il traduit la relation entre les éléments figurés et la phase de liaison dans les carbonates. Toutefois, il convient de préciser que le profil présenté ne couvre que les domaines compris entre les terres émergées et la barrière.

Sur ce profil, les faciès wackstone et packstone sont associés aux domaines agités ou temporairement agités. De tels domaines correspondent soit à l'avant- ou l'arrière-barrière, soit au domaine côtier exposé aux apports terrigènes. Les faciès mudstones, quant à eux, correspondent aux milieux calmes (lagune subtidale et milieu marin ouvert).

1.1.4. Nomenclature de zonation des paléoenvironnements

Pour faciliter la localisation des faciès dans le milieu marin, la zonation adoptée a été inspirée de Dunham (1969), Flugel (1982) et Wilson (1975). Elle prend en compte les indices d'émersion, la zone d'action des marées, les conditions hydrodynamiques et d'éclairement.

La figure 3 présente la répartition des différents domaines sur un profil morphologique des fonds marins. Le nombre de ces domaines (quatre ou cinq) est déterminé par la présence ou non d'une barrière.

Lorsque la morphologie générale est homoclinale (régulière et sans barrière), on parle de rampe. Les différentes parties d'une rampe (du rivage vers le large) sont : la plate-forme proximale, la plate-forme distale, le talus ou pente et le bassin. En cas de présence d'une barrière (plate-forme avec barrière), celle-ci se place toujours entre la plate-forme proximale et celle distale : on parle alors de plate-forme. Les domaines ainsi individualisés (au nombre de cinq) sont alors : la plate-forme interne (comprenant une zone supratidale ou Sebkhas, une lagune intertidale et une lagune subtidale), la barrière, la plate-forme externe (comprenant une partie proximale dont l'avant-barrière

et une partie distale), le talus et le bassin. On distingue l'arrière-barrière qui s'intercale entre la barrière et la lagune subtidale.

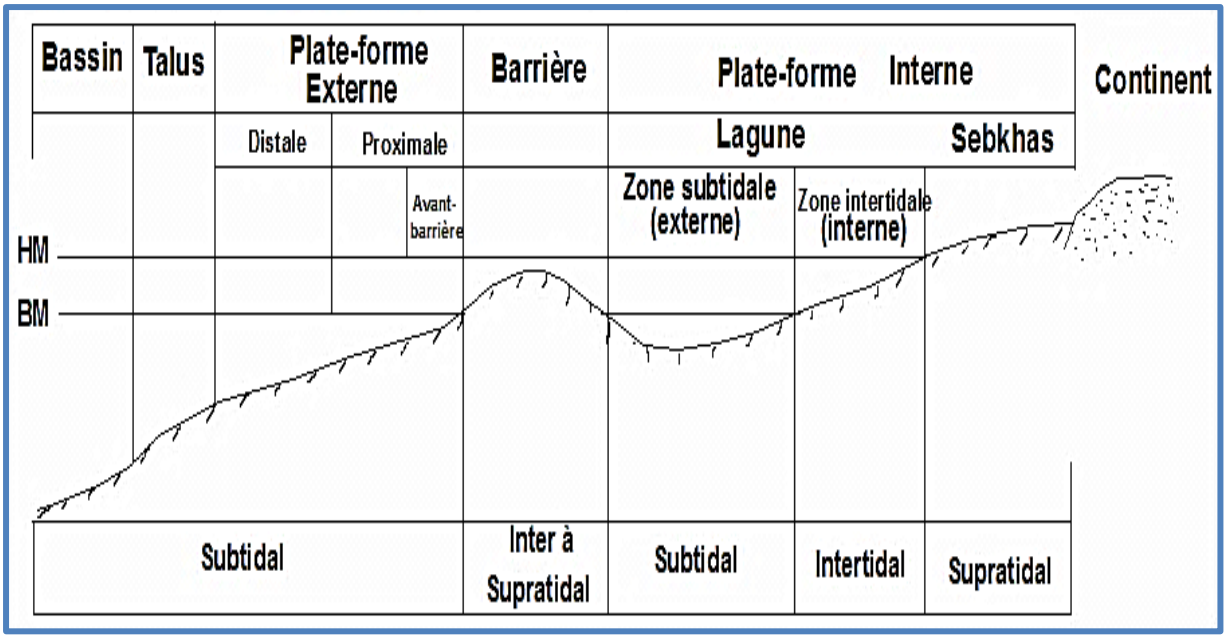


Figure 3 : Répartition des environnements sur un profil de morphologie des fonds marins (BM= Basse Marée HM= Haute Marée)

Le domaine supratidal est situé au-dessus du niveau atteint par les vagues lors des hautes marées. Il correspond à des zones émersives uniquement remises en eaux lors des montées marines exceptionnelles. L'intertidal est situé entre les limites d'oscillation des niveaux de la mer entre les hautes et les basses eaux. Il est soumis au battement incessant des marées. Le domaine subtidal est situé en-dessous du niveau des basses mers ordinaires et la rupture de pente du plateau continental. Ces différents milieux se reconnaissent aussi par leurs peuplements. Les termes supratidal, intertidal et subtidal caractérisent la bathymétrie et l'hydrodynamisme du milieu marin, ils ne se rapportent à aucun type particulier d'environnement.

1.1.5. Détermination des paléoenvironnements par le contenu biologique

L'étude des microfaunes constitue une étape essentielle pour la reconnaissance des milieux, la datation des formations sédimentaires et l'interprétation de leur relation génétique par une approche biostratigraphique. Les foraminifères sont des indicateurs environnementaux, ils fournissent des âges relativement précis. Ils sont souvent

disponibles en assez grande quantité dans les océans. Les foraminifères planctoniques exigent des conditions physico-chimiques stables et peuvent être utilisés comme indicateurs de bathymétrie. Quant aux foraminifères benthiques, ils sont associés aux zones relativement peu profondes des plates-formes continentales où ils prolifèrent en fonction des facteurs du milieu (salinité, profondeur, teneur en oxygène, type de substrat …). La répartition suivante des peuplements de foraminifères a été proposée par Sartorio et Venturini (1988, *in* Bellier, 2010) ; elle va du continent vers le bassin :

- (1) milieu lagunaire où les benthiques sont seuls présents mais en nombre restreint avec les genres typiques : *Alveolinella, Ammobaculites, Peneroplis, Trochammina* ;
- (2) mers épicontinentales où les benthiques dominent avec un nombre relativement important d'espèces des genres typiques à proximité du rivage : *Ammonia, Elphidium, Quinqueloculina* ;
- (3) plate-forme interne : *Discorbinella, Eponides, Lenticulina, Textularia* ;
- (4) plate-forme moyenne : *Amphicorina, Bigenerina, Lenticulina* ;
- (5) plate-forme externe : *Bolivina, Bulimina, Discorbis, Nodosaria, Uvigerina, Globigerina* ;
- (6) domaine bathyal, les assemblages comportent en majeure partie des planctoniques (*Globigerina, Globigerinoides, Globorotalia, etc.*) ; taxons benthiques typiques : *Epistominella, Nodosariidae, Pyrgo* ;
- (7) domaine abyssal, les formes agglutinées simples prédominent. Dans les mers actuelles, leur distribution est liée à l'augmentation de la profondeur (Bé, 1977). Elle indique la tendance : *(1) formes globuleuses → (2) formes aplaties → (3) formes biconvexes carénées → (4) formes planoconvexes carénées.* Ainsi, les exigences des foraminifères donnent des indications sur les conditions écologiques de l'environnement dans lequel ils ont vécu. Les critères non spécifiques déterminés tels que le rapport planctoniques/benthiques et la courbe de diversité sont indispensables pour l'estimation des paléoprofondeurs. Les modèles de distribution bathymétrique des foraminifères planctoniques permettent de les répartir sur un profil bathymétrique. Ainsi, la présence des espèces carénées exclusivement dans les eaux profondes et la dominance des formes globuleuses vers les plates-formes

peu profondes ont été démontrées durant les périodes transgressives (Eicher, 1967; Eicher et Worstell, 1970).

Toutefois, les occurrences successives des planctoniques peuvent être influencées par des facteurs écologiques dont l'intensification et l'approfondissement des zones de minimum d'oxygène (Leckie, 1987; Koutsoukos et Hart, 1990 ; Leckie *et al*., 1998 ; West *et al*., 1998 ; Hart, 1999), les fluctuations d'apports nutritifs (Premoli Silva et Sliter, 1999) ou la salinité (Leckie, 1987 ; West *et al*., 1998). Ainsi, l'usage des caractéristiques fauniques dans l'estimation des paléoprofondeurs exige une prise en compte des particularités de chaque bassin (Mbani, 2008). Dans les zones oligotrophiques, le pourcentage élevé des foraminifères planctoniques avec de fréquents spécimens carénés est caractéristique des eaux profondes. Les faibles pourcentages de foraminifères avec de fréquentes espèces non carénées (sans formes carénées) indiquent les profondeurs d'eau faibles. Cependant, l'apport abondant de nutriment (zones eutrophiques) peut perturber cette relation (Mathieu, 1988 ; Gebhardt *et al.*, 2004). En conséquence, aucun modèle d'indice de pélagisme ne peut être applicable à tous les bassins à la fois (Mbani, 2008).

1.2. Géochimie des éléments dans l'eau de mer

Le comportement de chaque élément chimique présent dans l'eau de mer est déterminé par un certain nombre de phénomènes chimiques liés à sa nature intrinsèque ou à des facteurs extrinsèques.

1.2.1. Potentiel d'oxydo-réduction

Le Potentiel d'oxydo-réduction (Eh en mV) varie d'un pôle positif ou oxydant à un pôle négatif ou réducteur. Le pouvoir oxydant ou réducteur d'un élément chimique est déterminé par les différentes formes ioniques sous lesquelles il peut se trouver en solution. Le comportement d'un élément dans différentes conditions du milieu dépend de son pouvoir d'oxydo-réduction. Par exemple, le comportement relativement complexe du manganèse dans l'eau de mer dépend de ses trois formes : deux formes plus abondantes Mn^{2+} (le plus soluble) et Mn^{4+} et une forme plus rare Mn^{3+}. Suivant le potentiel d'oxydo-réduction du milieu, le manganèse peut précipiter sous forme de

MnO_2 ou être incorporé dans les carbonates (Mn^{2+}) (Accarie *et al.*, 1993). Quant au fer, il se trouve sous la forme de Fe^{2+} et Fe^{3+} dont les teneurs décroissent des milieux réducteurs aux milieux oxydants (Renard, 1985 et 1992 ; Lajnef *et al.*, 2005).

1.2.2. Température

L'augmentation de la température favorise l'intégration du strontium dans le réseau cristallin des carbonates (Renard, 1985). Le coefficient apparent d'incorporation du strontium est inversement proportionnel à la température (Kinsman et Holland, 1969).

1.2.3. Salinité et pH

La salinité de l'eau de mer influence le comportement de tous les éléments chimiques et leur mode d'incorporation dans les phases minérales (Renard, 1985). L'incorporation du strontium et du sodium, par exemple, dépend de la salinité. Ainsi, les carbonates formés en milieu hypersalin sont enrichis en sodium et strontium (Veizer, 1983). L'alcalinité des océans joue un rôle significatif dans le traçage des changements du bore dissous de l'eau de mer (Broecker, 1987). Quant au pH, il influence fortement l'incorporation des isotopes des éléments dont le pH est proche du pKa de l'eau de mer, comme le bore et le cuivre (pKa ≈ 8,5). Ainsi, au contact d'eaux riches en CO_2, le Cu précipite sous forme d'azurite $Cu_3[(OH),CO_3]_2$ et de malachite $Cu_2[(OH)_3,CO_3]$ (Jocktane, 1992).

1.2.4. Fractionnement biologique

Le fractionnement biologique joue un rôle important dans la répartition des éléments chimiques présents dans l'eau de mer. Par exemple, le « pouvoir concentrateur » des radiolaires et des gastéropodes par rapport au Zn est respectivement de 11.000 et 32.000 (Pascal, 1985). La calcite des échinodermes, des éponges ou des bryozoaires incorpore préférentiellement le sodium, alors que l'aragonite des coraux ou des algues vertes assimile plutôt le strontium (Land et Hoops, 1973). Le pouvoir de fractionnement biologique est utilisé comme traceur des paléoenvironnements. Il a une influence directe sur la concentration des éléments chimiques dans l'eau de mer.

1.2.5. Rapport accommodation/sédimentation

La profondeur et le taux d'accumulation des sédiments peuvent aussi modifier la teneur des éléments chimiques dans les sédiments. Ainsi, dans les boues biogènes, l'augmentation de la teneur en Sr et Ca des eaux interstitielles est fonction de la profondeur (Renard, 1985). Un faible taux d'accumulation ralentit la sédimentation, ce qui peut entraîner une surconcentration du Mn ou du Zn et un déficit en Sr.

1.2.6. Modes d'incorporation chimique des éléments dans les carbonates

L'incorporation des éléments chimiques (majeurs ou traces) au réseau cristallin des carbonates concerne toujours de très faibles proportions par rapport aux quantités disponibles en solution (Veizer, 1983). Elle est définie par l'équation 1 suivante :

$$\left[\frac{X}{Ca}\right]_{\text{minéral}} = K_{\text{x}} \left[\frac{X}{Ca}\right]_{\text{eau}} \quad \textbf{(1)}$$

$\left[\frac{X}{Ca}\right]$ est le rapport molaire de l'élément par rapport au Ca, K_{x} le coefficient apparent d'incorporation.

L'incorporation des éléments chimiques dépend du coefficient apparent d'incorporation des éléments et du type de sédimentation (organique ou inorganique).

Le coefficient apparent d'incorporation d'un élément est fonction du minéral dans lequel il est incorporé (fractionnement minéralogique) et des conditions physico-chimiques du milieu (température et taux de précipitation). Par exemple, l'aragonite assimile de préférence les cations de grande taille, comme le sodium et le strontium, alors que la calcite incorpore plutôt les cations de petite taille, comme le fer et le manganèse (Veizer, 1983). Par ailleurs, l'incorporation des éléments traces au squelette ou au test d'un organisme dépend de l'espèce et de son métabolisme. Enfin, les transformations minéralogiques susceptibles de se produire lors de la diagenèse peuvent modifier la concentration des éléments incorporés. Par conséquent, les teneurs en éléments traces des carbonates dépendent des apports, des facteurs qui contrôlent leur incorporation et des transformations diagénétiques (Veizer, 1983).

L'incorporation des éléments chimiques se fait selon plusieurs mécanismes (Renard, 1985). Ces mécanismes sont souvent imbriqués et difficilement dissociables. Toutefois, la coprécipitation est considérée comme le processus majeur de fixation des éléments traces (Veizer, 1983).

1.2.6.1. Coprécipitation

C'est la substitution d'un élément à l'un des éléments constitutifs d'un minéral. L'aptitude d'un élément à se substituer dépend de son coefficient d'incorporation.

1.2.6.2. Adsorption

C'est la fixation d'ions à la surface d'un minéral en fonction de l'attraction exercée par les atomes superficiels.

1.2.6.3. Occlusion

C'est le piégeage à l'intérieur d'un minéral, d'éléments dont la taille et la charge atomique ne permettent pas une incorporation.

1.2.7. Signification géochimique des éléments majeurs des calcaires

Chaque élément chimique a un comportement spécifique révélateur des variations d'un paramètre bien précis du milieu en fonction duquel il est utilisé en géochimie. Ce comportement dépend essentiellement de la taille, de la charge et du caractère oxydoréducteur de l'ion considéré (Brownlow, 1996 ; Vincent, 2001). Cependant, dans la pratique, beaucoup d'autres facteurs (fractionnement biologique et diagenèse) doivent être considérés pour l'interprétation et le traçage géochimique des environnements de dépôt à partir des éléments chimiques.

1.2.7.1. Manganèse (Mn) et fer (Fe)

Le manganèse et le fer ont des caractères similaires (même taille, charge variable et caractère oxydoréducteur). Ils s'incorporent par coprécipitation. Le manganèse présent dans la fraction carbonatée est un excellent marqueur des variations eustatiques (Lajnef *et al.* 2005), de l'influence continentale et des conditions oxydo-réductrices du milieu. De fortes teneurs en fer suggèrent la proximité des terres émergées, une forte

altération superficielle. Elles traduisent également des conditions oxydantes du milieu (Pascal, 1985 ; Maillot, 1983). Les teneurs en Fe et Mn des carbonates de plate-forme peu profonde sont proportionnelles à la proximité du continent (Friedman, 1969 ; Renard et Letolle, 1983).

Emmanuel (1993) propose un modèle de corrélation des variations des concentrations en Mn des carbonates pélagiques et des fluctuations du niveau marin relatif. Dans ce modèle, les limites de séquence sont indiquées par des pics négatifs en Mn, alors que les surfaces d'inondation maximale coïncident avec des pics positifs. Le prisme de bas-niveau correspond à des teneurs en Mn faibles et relativement constantes, l'intervalle transgressif à une augmentation plus ou moins progressive des concentrations, et le prisme de haut-niveau à une diminution.

1.2.7.2. Sodium (Na) et magnésium (Mg)

Le magnésium présent dans les carbonates s'incorpore par coprécipitation. Il a des caractères chimiques communs avec le sodium (taille, charge et concentration relativement importante dans l'eau de mer). Le sodium s'incorpore par adsorption et occlusion dans les carbonates. Il renseigne sur la répartition des faunes et permet de différencier certains environnements de dépôt. Le sodium présente presque les mêmes caractéristiques géochimiques que le strontium. Les fortes teneurs de Sr indiquent l'augmentation de l'océanité ou l'ouverture du milieu sur le domaine marin (Pomerol, 1975) et la paléosalinité (Pascal, 1985). Le magnésium, quant à lui, est très mobile (mauvais indicateur de paléomilieux) et dépendant du milieu de sédimentation. Il est utilisé comme traceur de diagenèse (dolomitisation). Ces éléments sont très sensibles aux changements minéralogiques qui apparaissent au cours de la diagenèse. La transformation des carbonates métastables (aragonite et calcite riche en magnésium) en calcite pauvre en magnésium entraîne notamment une diminution des concentrations (Land et Hoops, 1973 ; Graham *et al.*, 1982). Par ailleurs, le fractionnement biologique joue un rôle important dans la répartition de ces éléments.

1.2.7.3. Silicium (Si), titane (Ti) et aluminium (Al)

Ces éléments sont pour l'essentiel liés à la phase détritique siliciclastique. La silice, le titane et l'aluminium peuvent se montrer de bons indicateurs de la source des sédiments lorsqu'ils présentent une bonne corrélation positive.

1.2.7.4. Potassium (K)

Essentiellement lié aux illites, il s'incorpore au cours de la diagenèse par adsorption et occlusion dans les carbonates. Le potassium est peu utilisable pour une interprétation paléogéographique (Jocktane, 1992). Toutefois, le potassium pourrait jouer un rôle dans l'alcalinité des milieux.

1.3. Concepts de la stratigraphie séquentielle

1.3.1. Espace disponible ou potentiel d'accommodation

La géométrie des corps sédimentaires et leur localisation dans un bassin sont la conséquence des effets conjugués de la fluctuation du niveau marin et de la subsidence. La fluctuation marine, principal facteur de création d'espace, est perceptible par les déplacements de la ligne du rivage. Elle est à l'origine de la diminution ou de l'augmentation de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments entre le fond du bassin et le niveau de la mer. Mais dans les bassins où la tectonique est intense, les variations de l'espace disponible résultent des effets combinés de ces deux facteurs (Haq *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1991). Elles déterminent ainsi la nature et les caractéristiques de l'environnement où le dépôt des sédiments détritiques et carbonatés destinés à remplir l'espace créé doit se faire. L'apport sédimentaire influence aussi l'espace disponible de par le volume des sédiments qui sont déposés dans le milieu marin.

Il existe donc une relation étroite entre la vitesse de création de l'espace, l'accomodation, la vitesse de sédimentation, la subsidence, le lieu d'accumulation des sédiments et leur nature (figure 4, pp. 22). C'est cette relation qui détermine les paramètres d'enregistrement des faciès et leurs caractéristiques.

1.3.2. Séquence de dépôt

La séquence de dépôt est une unité stratigraphique constituée d'une succession relativement concordante de couches génétiquement liées, limitée au toit et au mur par des discontinuités ou leur continuité en concordance (Mitchum *et al.*, 1971). La séquence de dépôt est ainsi une succession des cortèges de dépôt (systems tracts) caractérisés par des strates génétiquement reliées et limitées par des surfaces stratigraphiques (limites de séquences). La séquence de dépôt constitue l'unité de base en stratigraphie séquentielle (Mitchum *et al*., 1977 ; Van Wagoner *et al*., 1987 ; Vail *et al*., 1991). Elle est mise en place durant un cycle complet de variation du niveau marin relatif. On distingue les séquences de type 1, formées durant un cycle dit de type 1, qui commencent par une chute du niveau marin relatif plus bas que la bordure de la plate-forme, et les séquences de type 2, formées durant un cycle de type 2, qui débutent par une baisse moins importante du niveau marin, lequel se maintient sur la plate-forme. La figure 4 présente les conditions d'enregistrement des séquences en cycles stratigraphiques en fonction de la variation de l'accommodation, de l'espace disponible et de la vitesse de sédimentation. Globalement, quatre situations peuvent se présenter :

- la sédimentation se fait à la même vitesse que celle de création d'accommodation : l'espace disponible est invariant et les faciès enregistrés sont relativement constants. Un tel enregistrement est dit aggradant ;
- la sédimentation se fait à une vitesse plus soutenue que celle de création d'accommodation : l'espace disponible se réduit, les faciès enregistrés sont de plus en plus proximaux. Un tel enregistrement est dit rétrogradant ;
- la sédimentation se fait à une vitesse plus faible que celle de l'accommodation : l'espace disponible augmente, les faciès enregistrés sont de plus en plus distaux. Un tel enregistrement conduit à la formation d'une séquence dite progradante ;
- la chute du niveau marin entraîne la suppression progressive de l'espace disponible. Le comblement total du bassin survient et engendre les cycles péritidaux (faciès intertidaux et/ou subtidaux), lorsqu'aucun espace n'est disponible. Lors de l'émersion (vitesse d'accommodation négative), il se forme des faciès supratidaux.

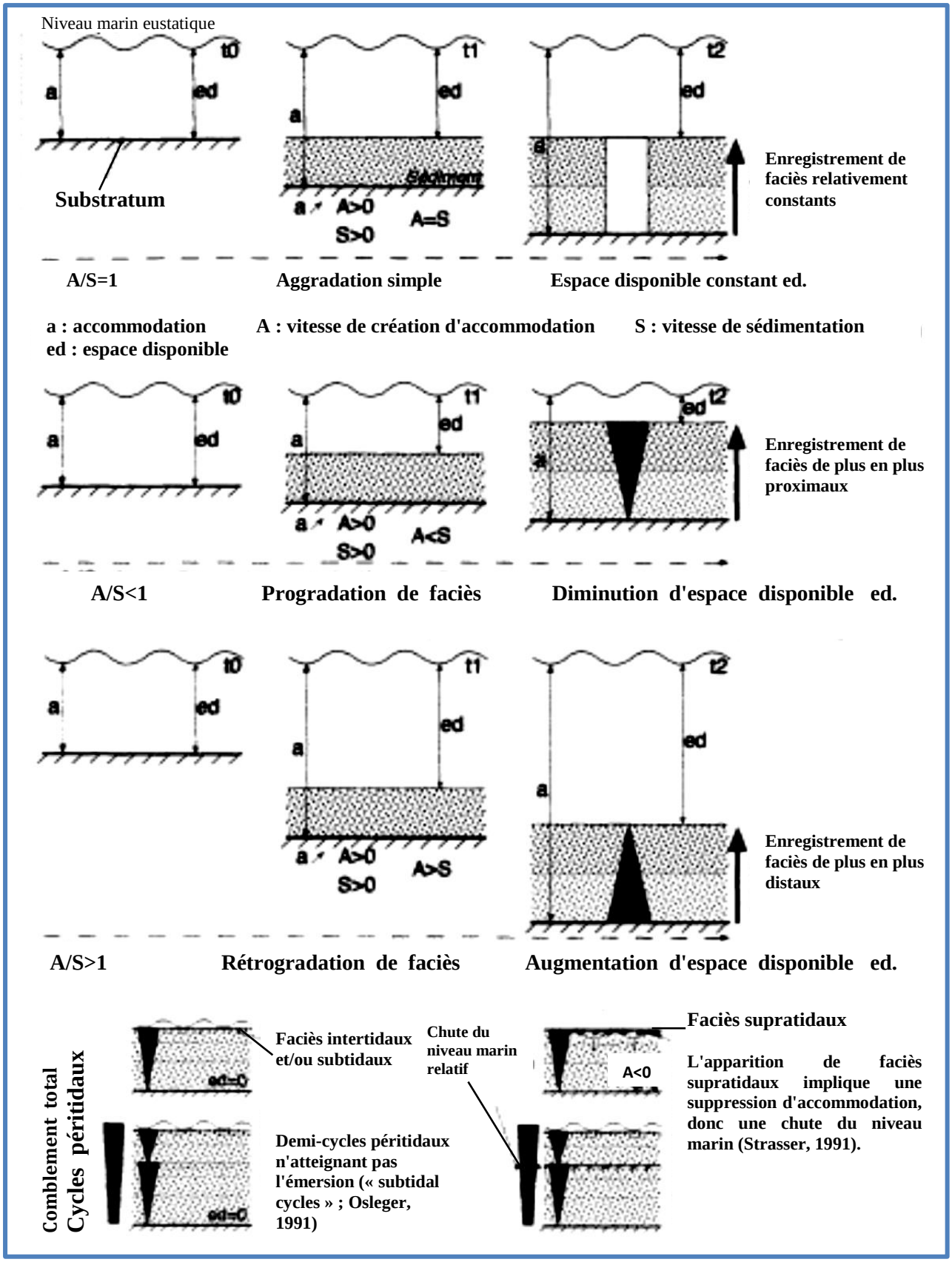


Figure 4 : Les différents types de cycles stratigraphiques formés par variation du rapport A/S et de l'espace di sponible (Vincent, 2001)

1.3.3. Cortèges de dépôt

1.3.3.1. Cortège de Bas Niveau marin (CBN) ou Lowstand System Tract (LST)

Il se forme lorsque le niveau marin chute en bordure de plate-forme (cycle de type 1). Il est constitué d'un cône sous-marin de bassin (**csb**) ou basin floor fan (**bf**), d'un cône sous-marin de talus (**cst**) ou slope fan (**sf**), tous deux formés lorsque la chute va en-dessous de la plate-forme et d'un prisme de bas niveau marin (**pbn**) ou lowstand prograding wedge (**lsw**) formé lorsque la chute se maintient en bordure de la plate-forme.

1.3.3.2. Cortège de Bordure de Plate- forme (CBP) ou Shelf Margin Wedge System Tract (SMW ou SMST)

Quand la chute du niveau marin se maintient juste au-dessus de la bordure de plate-forme, il se forme en remplacement au cortège de bas niveau (figure 5A, infra).

1.3.3.3. Cortège Transgressif (CT) ou Transgressive System Tract (TST)

Il correspond aux dépôts accumulés pendant que l'espace disponible s'accroît jusqu'à atteindre son maximum. Sa formation débute avec l'amorce de l'élévation du niveau marin. Ce cortège se distingue aisément par son allure rétrogradante (figure 5A). Il est limité à sa base par la surface de transgression (transgressive surface : **TS**) et à son sommet par la surface d'inondation maximale (**SIM**) ou maximum flooding surface (**mfs**).

1.3.3.4. Cortège de Haut Niveau marin (CHN) ou Highstand System Tract (HST)

Il est édifié consécutivement au cortège transgressif lorsque la remontée du niveau marin continue, culmine avant de baisser par la suite. Ce cortège est caractérisé par son allure générale progradante (figure 5A). Il est limité à sa base par la surface d'inondation maximale ou maximum flooding surface et à son sommet par une limite de séquence. En milieu marin profond, les termes de la séquence correspondent beaucoup plus à des bas niveaux marins car les cortèges transgressifs et de haut niveau sont généralement condensés (condensed section ou **sc**), souvent peu épais. Ils

correspondent à l'empilement des surfaces d'inondation des paraséquences. Cet intervalle se reconnaît généralement par sa richesse en faune ou en minéraux authigènes (glauconie, sidérite, phosphate, etc.) traduisant le faible taux de sédimentation (Loutit *et al.*, 1988 *in* Jocktane, 1992). Sur la plate-forme, les termes de la séquence correspondent essentiellement à des TST et HST. La succession n'est complète et mieux exprimée que sur la bordure de la plate-forme (Vail et *al.*, 1991).

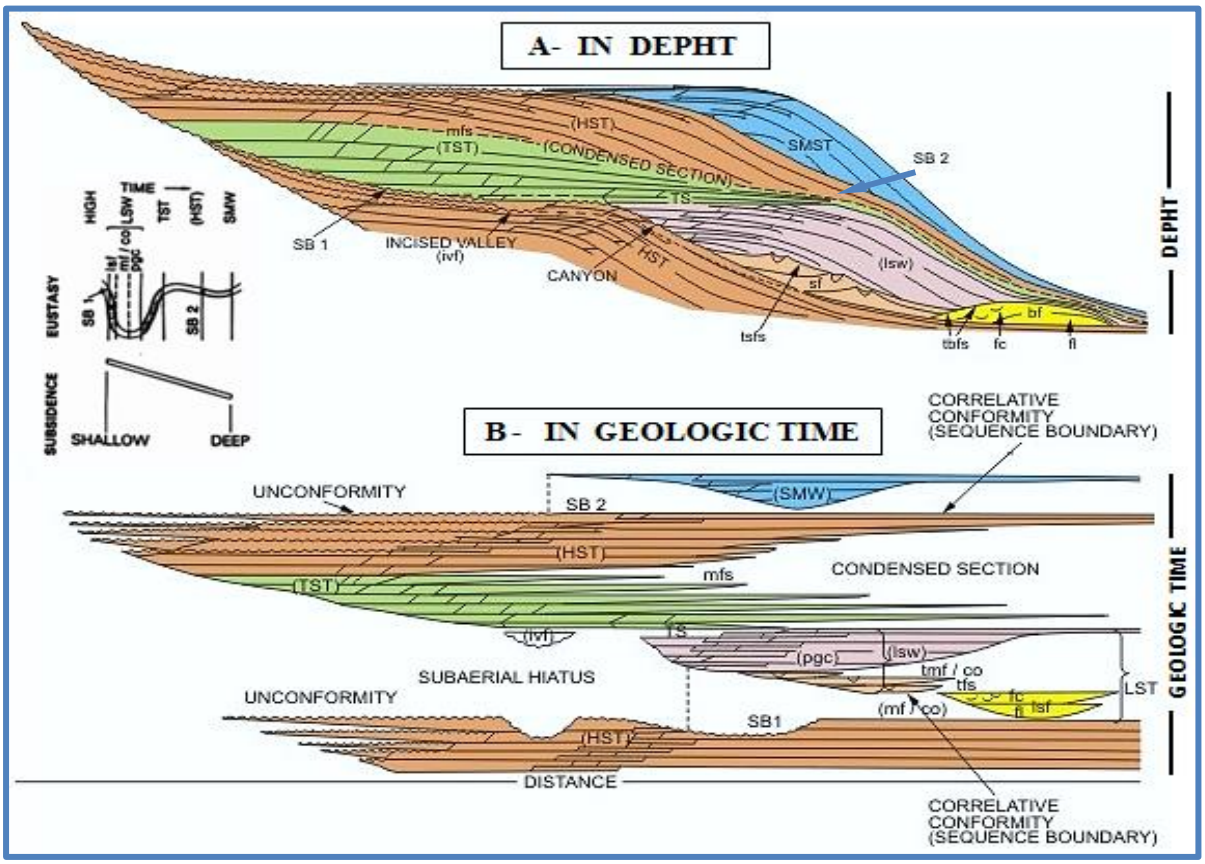


Figure 5 : Modèle schématique d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires (Vail *et al.*, 1987) A : coupe profondeur ; B : coupe temps

Théoriquement, quatre types de cortèges de dépôt sont définis (cortège de bas niveau, cortège de bordure de plate-forme, cortège transgressif et cortège de haut niveau), mais dans la pratique, seulement trois d'entre eux s'associent dans les séquences (figure 5A). En effet, une séquence ne peut être constituée à la fois d'un cortège de bas niveau et d'un cortège de bordure de plate-forme.

1.3.4. Surfaces stratigraphiques

Ce sont les surfaces de discontinuité stratigraphique ou leur équivalent latéral concordant qui délimitent les cortèges sédimentaires. Trois types de discontinuités sont distingués : la limite de séquences (**LS**) ou Sequence Boundary (**SB**), la surface de transgression (**ST**) ou transgresssive surface (**TS**) et les surfaces basales de progradation qui comprennent, d'une part, la surface d'inondation maximale (SIM) ou Maximum flooding surface (**mfs**) et, d'autre part, celle associée à un cône sous-marin (Vail *et al.*, 1977 ; Haq *et al.*, 1987).

1.3.4.1. Limites de séquence (LS ou SB)

Une limite de séquence est une surface de discontinuité stratigraphique en domaine proximal, liée à une chute du niveau marin. Elle peut passer à une surface de concordance en domaine distal. La limite de séquence est latéralement continue, elle couvre au moins un bassin entier. Elle est synchrone dans beaucoup de bassins et prise habituellement comme une ligne temps (Vail *et al.*, 1977 ; Vail et Todd, 1981 ; Vail *et al.*, 1984 ; Haq *et al.*, 1987 ; Hunt et Tucker, 1992 ; Embry, 1995). Deux types possibles de discordance sont distingués selon que le niveau marin relatif chute plus bas que la bordure de la plate-forme ou, au contraire, se maintient sur celle-ci. Dans le premier cas, la discordance est dite de type 1 (SB 1) ; tandis que dans le deuxième cas, elle est dite de type 2 (SB 2) (figure 5B, supra).

1.3.4.2. Surface d'inondation maximale (SIM ou mfs)

La surface d'inondation maximale est une surface stratigraphique ou bathymétrique :

- ✓ **mfs stratigraphique :** c'est une mfs définie sur la base sédimentologique, à partir des modèles d'empilement des strates. Située au-dessus d'une strate de rétrogradation, elle correspond à une surface basale de progradation (figure 6a et 6b, infra). La formation de cette surface enregistre une très faible diachronie liée au taux de transport sédimentaire (Catuneanu, 1998). Cette diachronie est si faible qu'elle ne peut être déterminée par biostratigraphie, radiométrie ; maintenant ainsi sa valeur de ligne temps (Catuneanu, 2002).

- ✓ **mfs bathymétrique :** c'est une surface indiquant la profondeur d'eau maximale qu'a atteint la mer lors d'une remontée (figure 6a et 6b). Elle est définie à partir de l'analyse des pics d'abondances fauniques. La mfs bathymétrique identifiée sur la base des assemblages fossiles apparaît souvent au sein des cortèges de haut niveau marin.

La figure 6 présente les surfaces stratigraphiques et leurs relations dans les séquences de dépôt.

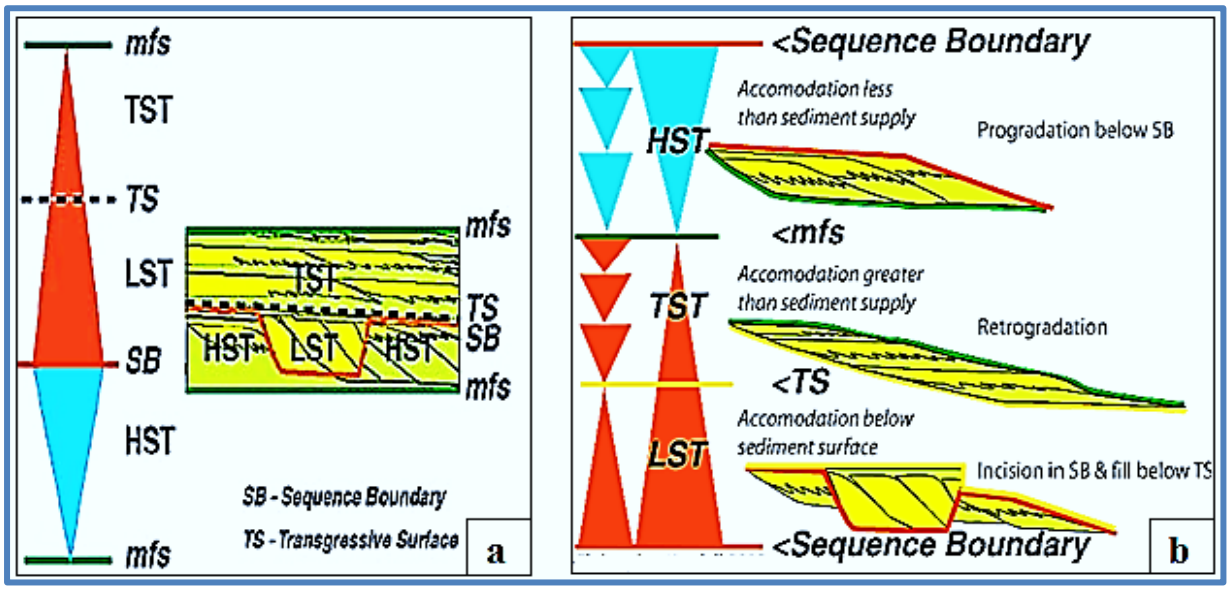


Figure 6 : Limites de séquence et leur relation avec les cortèges sédimentaires (Kendall, 2003)
a : limites de séquences ; b : relation entre limites de séquences et cortèges de dépôt

Les surfaces stratigraphiques sont les limites naturelles des séquences de dépôt. Toute séquence est comprise entre deux limites de séquence, alors que deux surfaces d'inondation maximale consécutives délimitent deux demi-cycles appartenant à des séquences consécutives.
Les MFS sont généralement utilisées comme moyen de corrélation entre sondages car, elles sont étendues et plus synchrones que les discordances.

1.3.5. Hiérarchisation des séquences de dépôt

Les séquences de dépôt sont hiérarchisées selon une échelle dont chaque intervalle correspond à la durée d'un cycle. La durée des cycles de cette échelle varie selon les

auteurs. Les cycles que nous reprenons sont ceux proposés par Vail *et al*. (1991) et Hardenbol *et al*. (1998).

- **Cycle de premier ordre :** le cycle de premier ordre ou « Cycle Pangéen » a une durée moyenne de 250 Ma. Il est lié aux mouvements tectoniques des plaques lithosphériques et engendre la mégaséquence de dépôt. Du Protérozoïque à l'Actuel, deux cycles sont identifiés (Vail *et al*., 1991).
- **Cycle de deuxième ordre** : le cycle de deuxième ordre, d'une durée moyenne de 10 à 50 Ma (Hardenbol *et al*., 1998), est un cycle de faciès transgressif/régressif qui résulte des changements à long terme de la subsidence et de l'eustatisme. Il aboutit à la formation d'une superséquence.
- **Cycle de troisième ordre** : le cycle de troisième ordre a une durée de 0,5 Ma à 3 Ma (voire même 5 Ma). Il est lié aux changements à moyen terme du climat, de l'eustatisme et de la tectonique. C'est ce cycle qui engendre la séquence de dépôt au sens de Vail *et al*. (1987 et 1991).
- **Cycles de quatrième, cinquième et sixième ordre** : les cycles de 4e ordre (0,08 à 0,5 Ma), de 5e ordre (0,03 à 0,08 Ma) et de 6e ordre (0,01 à 0,03 Ma) sont en relation avec les perturbations climatiques de type Milankovitch qui provoquent des variations eustatiques en raison, soit de la variation du volume océanique par dilatation de l'eau de mer, soit des fluctuations du volume des calottes glaciaires, sous l'effet de l'insolation (Cramez et Duval, 1998). Ces cycles engendrent des paraséquences.

1.3.6. Identification des cortèges sédimentaires en milieu carbonaté

L'analyse séquentielle a été imaginée et appliquée à ses débuts pour les dépôts siliciclastiques. Cependant, beaucoup d'auteurs dont Sarg (1988), Vail *et al.* (1990) ont montré que les concepts de la stratigraphie séquenetielle peuvent bien s'appliquer aux dépôts carbonatés (figure 7). A ce sujet, Vail (1990) déclarait ce qui suit : « *carbonate depositional systems appear to respond to relative changes of sea-level much the same as siliciclastic depositional systems* ». Toutefois, de nombreux problèmes sont restés non expliqués quant à l'application des concepts de la stratigraphie séquenetielle aux dépôts carbonatés. En effet, à la logique énergétique

des environnements siliciclastiques, s'ajoute toute la complexité du monde vivant (écosystème) fortement influencé par les variations de l'accommodation. Au sein des communautés, naissent des gradients de stress avec des conséquences sur la sélection naturelle. Des communautés pionnières tendent à se développer lors de l'augmentation de l'accommodation, entraînant une production accrue de matière organique. A l'opposé, des communautés climax se développent lors de sa diminution, ce qui se traduit par une production accrue de carbonate squelettique. Les récifs et constructions carbonatées tendent ainsi à se développer au cours d'une diminution de l'accommodation à plus long terme, surimposée à des cycles de fréquence plus élevée. Lors d'une augmentation de l'accommodation à plus long terme, le remplacement des écosystèmes récifaux par des communautés pionnières, de moindre diversité, explique les paradoxes tels que l'ennoyage des plates-formes carbonatées et la vulnérabilité des écosystèmes matures (Boulvain, 2014). La figure 7 présente un modèle de séquences de dépôt et l'enregistrement des lithofaciès correspondants en domaine carbonaté.

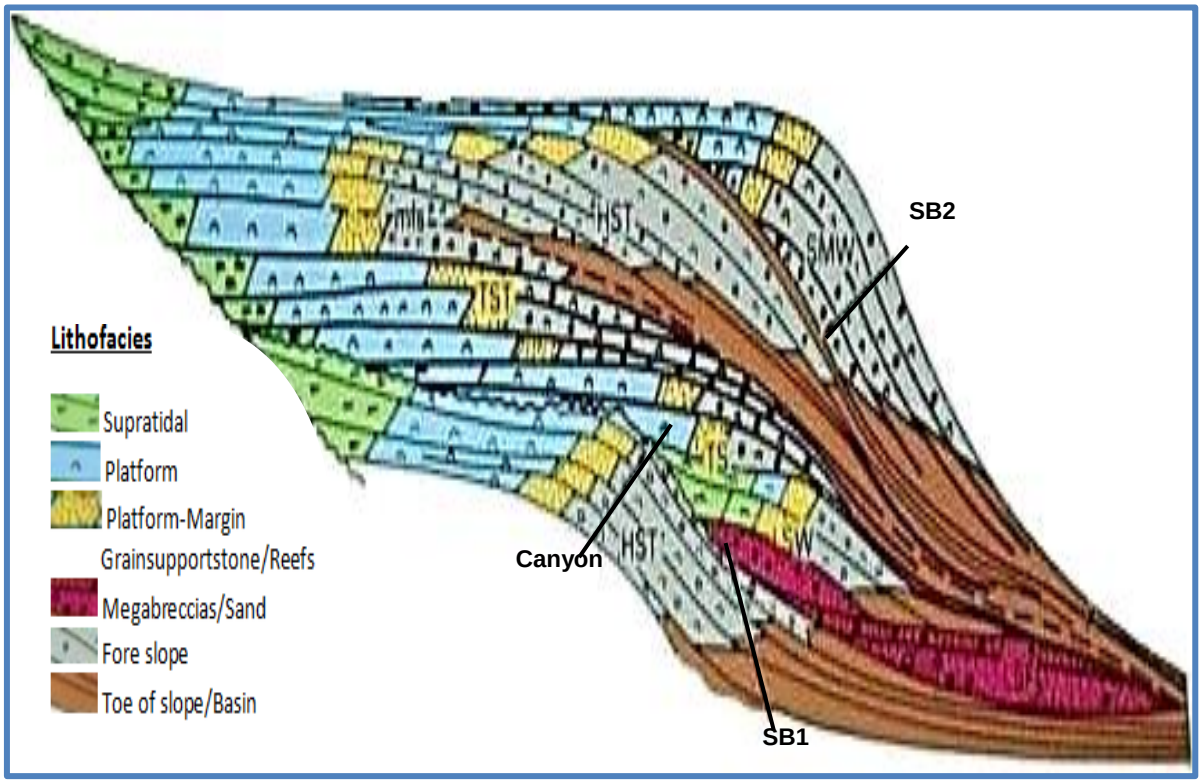


Figure 7 : Modèle de séquences de dépôt et lithofaciès en domaine carbonaté (Sarg, 1988)

- **Cortège transgressif (TST)**

En système carbonaté, la tranche d'eau qui submerge progressivement le domaine interne de la plateforme a une épaisseur très faible, ce qui se traduit par la formation de milieux confinés très peu profonds durant l'amorce du TST. Les milieux sont peu à peu déconfinés au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente. Pendant cet intervalle, la quantité de sédiments produits finit par ne plus pouvoir combler la totalité de l'espace nouvellement créé, de telle sorte que la profondeur résiduelle au sommet des paraséquences et la profondeur des milieux de dépôt deviennent de plus en plus grandes. Ceci finit par conduire à une chute de la production carbonatée et parfois à la formation d'un niveau condensé (Hamon, 2004). Le cortège transgressif est souvent caractérisé par des paraséquences rétrogradantes qui constituent en général une séquence positive classique, traduisant un taux d'accommodation positif et, par conséquent, la création d'un espace disponible de plus en plus important (Vail et Wornardt, 1990). Ces paraséquences présentent des terminaisons en onlap, en direction du continent au contact avec la précédente limite de séquence. Durant le TST, la croissance récifale ne peut équilibrer la hausse du niveau marin qu'en périphérie de la plate-forme et une couronne atollienne se développe ; les sédiments sont exportés sur les flancs sous le vent ; des sédiments fins se déposent dans le lagon (Boulvain, 2014).

- **Cortège de haut niveau (HST)**

Les paraséquences d'un cortège de haut niveau présentent des terminaisons en onlap en direction du continent et en direction du bassin, des downlap au toit du TST sous-jacent. Les paraséquences agradantes sont suivies de paraséquences progradantes. L'ensemble constitue une séquence négative classique qui traduit un taux d'accommodation et un espace disponible décroissants suite à un comblement sédimentaire (Vail et Wornardt, 1990). Durant le début du HST, la diminution de l'accommodation provoque une augmentation de l'exportation des sédiments, ensuite, l'émersion fréquente de la plate-forme amène une diminution de la productivité (Boulvain, 2014). Sur les plates-formes carbonatées, les premières paraséquences du HST font suite à l'inondation maximale, ce qui va se traduire par des faciès marins

ouverts, parfois parcourus par des courants de faible vitesse. La productivité carbonatée, qui était faible au niveau de la surface d'inondation maximale, s'accroît de telle sorte que le comblement s'accentue. Ce comblement est assez homogène sur l'ensemble de la plate-forme. Les faciès à petits bioclastes bien classés passent progressivement vers le haut à des faciès sableux bioclastiques grossiers, puis éventuellement à des faciès à madréporaires ou oolithiques. Du fait de la tendance progradante, la phase terminale du HST n'existe que dans la partie externe de la plate-forme, où elle est représentée par des faciès confinés dûs au comblement sédimentaire qui coupe les communications avec la mer ouverte (Arnaud, 2004 ; Hamon, 2004).

En domaine de plate-forme carbonatée, le TST a un caractère rétrogradant tandis que le HST est progradant, mais les deux cortèges ont presque les mêmes caractères lithologiques (Jocktane, 1992).

- **Cortège de bas niveau (LST) et cortège de bordure de plate-forme (SMW)**

En système carbonaté, la chute du niveau marin relatif entraîne l'émersion de la plate-forme qui est soumise à d'importants phénomènes d'altération et de dissolution (karstification, pédogenèse). La production carbonatée très réduite se fait essentiellement en bordure de l'ancien plateau, caractérisé par des milieux de dépôt marins normaux soumis à un hydrodynamisme turbulent constant. Les sédiments dominants sont des sables grossiers à éléments arrondis, faciès bioclastiques grossiers, à faunes sténothermes et sténohalines (Hamon, 2004). Le LST se dépose sous forme de cône sous-marin, de cône de talus ou de prisme de bas niveau. Le cône sous-marin et le cône de talus sont en général représentés par des carbonates bioclastiques, des brèches carbonatées mêlées à des éléments pélagiques et des dépôts affectés par des slumps (Vail *et al.,* 1990 ; Jacquin *et al.,* 1991). Durant le LST, un récif frangeant se développe et des phénomènes karstiques affectent la plate-forme interne (Boulvain, 2014). Dans les dépôts carbonatés, le SMW est difficilement distinguable du prisme de bas niveau (lsw), car les deux unités présentent globalement les mêmes caractères. Dans ce cas, on s'efforce d'évaluer le degré d'exondation de la plate-forme par détermination des limites de séquences SB1 et SB2 en vue de différencier un LST d'un SMW (Jocktane, 1992).

Chapitre 2 : PRESENTATION DU CADRE D'ETUDE

Ce chapitre situe le milieu d'étude et donne son aperçu géologique.

2.1. Golfe de Guinée

La paléogéographie de l'Atlantique est marquée par la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique au Crétacé (figure 8). L'expansion du furtur océan (Atlantique) né de cette séparation, a conduit à la formation d'un vaste domaine de bassins paléozoïques dont la disposition a donné le Golfe de Guinée. Ces bassins présentent souvent un profil dissymétrique. L'histoire géologique du Golfe de Guinée peut être divisée en 3 étapes de développement :

- étape pré-rift (fin du Protérozoïque au Jurassique supérieur),
- étape syn-rift (Jurassique supérieur au Crétacé inférieur),
- et étape post-rift (Crétacé supérieur à l'Holocène).

Le Golfe de Guinée est subdivisé en un certain nombre de bassins délimités par un système de failles de direction Est-Ouest et des arcs structuraux liés à la tectonique syn-rift. La phase initiale de la période post-hercynienne (Carbonifère au Permien), qui a permis l'ouverture de l'Atlantique Nord par individualisation de la plaque nord-américaine à partir des plaques eurasienne et africaine, a commencé au cours du Permien supérieur au Trias inférieur et s'est poursuivie vers le Sud. La séparation de l'Afrique de l'Amérique du Sud a, quant à elle, commencé au Jurassique inférieur dans la partie la plus méridionale de l'Atlantique sud. Elle s'est poursuivie progressivement vers le Nord au cours du Néocomien (Burke, 1976 ; Fairhead, 1986). La zone occupée aujourd'hui par la Baie du Bénin s'est ouverte la dernière. Cette ouverture, intervenue à la fin du Turonien, s'est faite sous l'influence d'une tectonique très complexe impulsée par les deux mouvements en sens inverse, en relation avec l'ouverture du fossé de la Bénoué. Dès lors, une circulation marine continue s'est installée dans l'Océan Atlantique ainsi naissant, communiquant l'Atlantique Nord à l'Atlantique Sud. Ce nouvel environnement tectonique et sédimentaire unifié qui évolue en marge passive regroupe des segments de bassins constituant des provinces au sein du Golfe

de Guinée. L'évolution tectonique de l'Atlantique Sud du Crétacé à l'Eocène inférieur est présentée par la figure 8.

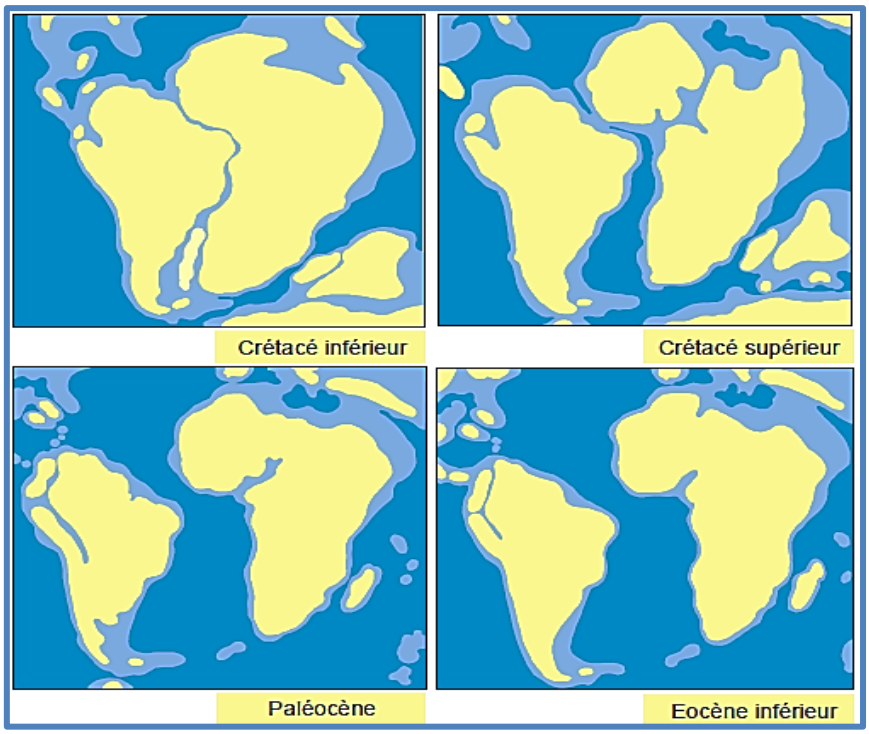


Figure 8 : Paléogéographie de l'Atlantique Sud du Crétacé à Eocène inférieur (Paleomap Project, 2001, in M'Besse, 2014)

La poursuite de la dislocation du supercontinent Gondwana a donné véritablement naissance à l'Océan Atlantique Sud au Crétacé supérieur. L'expansion de cet océan a définitivement isolé les deux nouveaux continents, en bordure desquels se sont mis en place de nombreuses provinces en marge passive.

La Baie du Bénin (NW du Golfe de Guinée) est l'une de ces provinces, elle englobe le bassin sédimentaire côtier du Bénin qui occupe la partie centrale, laissant à l'Ouest les bassins du Ghana et du Togo et à l'Est la partie occidentale du bassin du Nigéria qui se démarque du Delta du Niger par la ride non affleurante d'Okitipupa.

2.2. Bassin sédimentaire côtier du Bénin

2.2.1. Cadre géographique

Le bassin sédimentaire côtier du Bénin (BSC) est limité à l'Ouest par le bassin du Togo et à l'Est par la partie occidentale du bassin du Nigéria (figure 9, p. 34). Il se

distingue du Delta du Niger duquel il est séparé par la ride « Okitipupa ridge ». Il présente une façade maritime sur environ 125 Km et se prolonge en offshore. Sur le plan géomorphologique, la partie émergée du BSC est constituée de deux séries de plateaux séparés par une dépression orientée SSW-NNE (dépression de la Lama). Des dépressions et vallées de cours d'eau, se jetant dans l'Océan Atlantique ou dans les lagunes du Sud-Bénin, entaillent cet ensemble qui se termine au Sud par une plaine basse (plaine côtière) occupée par des dépressions lagunaires, marécageuses, des cordons sableux.

La dépression de la Lama qui s'étend d'Est en Ouest, du Nigéria au Togo, à travers la « Baie du Bénin », marque une zone de transition entre les plateaux septentrionaux et méridionaux. Au Bénin, la limite sud de la dépression de la Lama est toujours marquée par une forte pente sur la bordure des plateaux méridionaux limitrophes. La limite nord est beaucoup plus difficile à fixer car elle se confond en pente très douce avec les plateaux septentrionaux limitrophes.

Les calcaires sur lesquels ont porté nos travaux appartiennent tous à la dépression de la Lama. Les observations de terrain et prélèvements ont été menés dans les régions de Massè-Onigbolo, dans la partie orientale de la dépression de la Lama, près de la frontière avec le Nigéria et dans le secteur de Fongba (Lokossa), situé dans à l'Ouest de la dépression de la Lama et non loin de la frontière avec le Togo. Le premier secteur est situé entre 2°10' et 2°30' de longitude Est et 7°00' et 7°20' de latitude Nord alors que le second est compris entre 1°40' et 1°50' de longitude Est, 6°40' et 6°50' de latitude Nord (Figure 9c). Les études ont été conduites dans quatre carrières de calcaire dont trois (03) carrières à l'Est et une (01) carrière à l'Ouest.

2.2.2. Contexte géologique

2.2.2.1. Aperçu du bassin

L'évolution tectonique et géodynamique du bassin sédimentaire côtier du Bénin est étroitement liée à celle du Golfe de Guinée qui est classée comme une marge passive dans un contexte de tectonique des plaques, sa contrepartie étant la bordure équatoriale brésilienne.

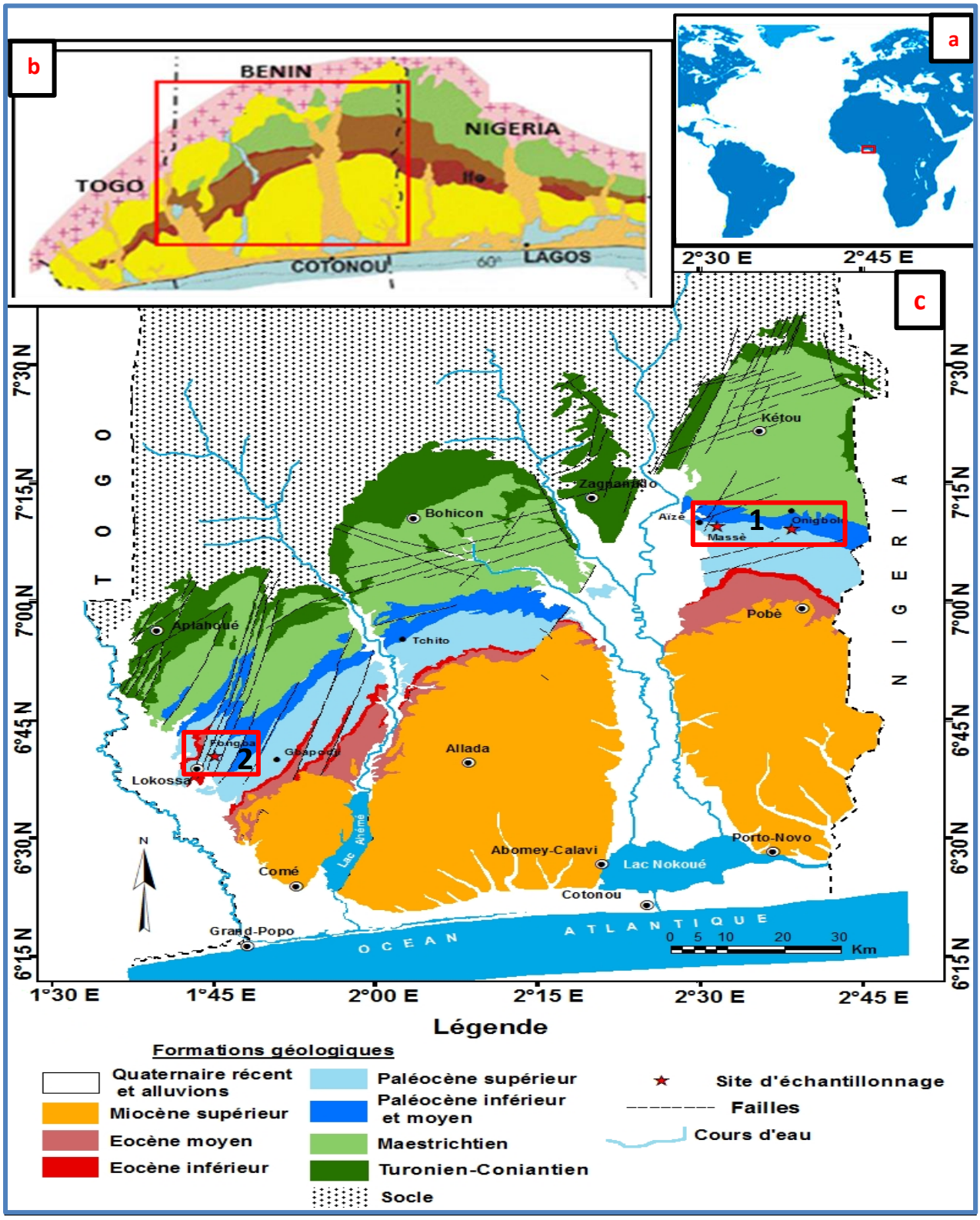


Figure 9 : Carte du bassin sédimentaire côtier du Bénin montrant les zones d'étude dans la dépression de la Lama (IR-BREDA, 1987)

(1 : Secteur de Massè-Onigbolo ; 2 : Secteur de Fongba ; a : Situation du Golfe de Guinée ; b : Baie du Bénin ; c : basssin sédimentaire côtier du Bénin)

Le développement structural de la Baie du Bénin est divisé en quatre étapes à savoir :

- l'étape de bombement ou pré-rift (Jurassique supérieur),
- l'étape intra-cratonique de rift vallée (Crétacé inférieur),
- l'étape intermédiaire pré-océanique (Cénomanien-Santonien),
- l'étape de la dérive de la bordure continentale (Santonien-Récent).

1. L'étape de bombement ou pré-rift est intervenue du Jurassique supérieur au début du Crétacé inférieur. Au cours de cette étape le socle précambrien fut dénudé et une éventuelle sédimentation s'est produite dans les bassins intra-continentaux du Paléozoïque (Ghana, Togo, Bénin et à l'ouest du Nigeria).
2. L'étape intra-cratonique intervenue au Crétacé inférieur est caractérisée par la formation d'un graben central, de rift-vallées asymétriques et des horsts vers le craton stable.
3. L'étape intermédiaire pré-océanique du Cénomanien-Santonien est caractérisée par la formation de failles transformantes. Les failles majeures mises en évidence dans la Baie du Bénin sont : la Faille de la Romanche, la Faille de Saint Paul, la Faille de Chain, la Faille de Charcot et celles de la triple jonction au niveau de la Benue.
4. L'étape de la dérive de la bordure continentale est intervenue au Santonien.

Ainsi, cinq grandes phases sont reconnues dans la formation de la Baie du Bénin :

- Phase I : elle est celle d'avant et pendant l'étape de bombement pré-rift. Au cours de cette phase, la consolidation de la croûte Panafricaine a produit des failles et fractures majeures dans le socle dont les tendances ont été des précurseurs aux directions des rifts de Crétacé dont celui de Bénoué-Bornou. Du Paléozoïque (Dévonien et Carbonifère) au Jurassique, la Baie du Bénin a persisté comme une plateforme stable. Aucun rift n'est connu à cette phase.

- Phase II : elle est la principale période de développement des rifts. L'origine du sous système du centre ouest africain (WCAS) est attribuée à la cassure du Gondwana et le début de la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud. Le développement des rifts a été attribué à l'ouverture graduelle de l'Atlantique Centrale et Sud survenue lorsque les zones de failles verticales

de décrochement ont pris naissance en Amérique du Sud et se sont étendues au Golfe de Guinée en Afrique. Le système centre ouest africain pourrait être latéral entre les blocs discrets de la croûte au cours du Crétacé entre 130-98 Ma. Les mouvements sénestres auraient occasionné l'ouverture du système ouest-africain (WAS) dans la région de la Bénoué-Bornou et probablement la Baie du Bénin. Les données sismiques de la zone du BSC ont révélé que les rifts ont été très développés à travers la baie autour de 120 Ma et ont été remplis par des sédiments continentaux.

- Phase III : le rifting régional ralentit en provoquant un affaissement au cours du Santonien. Ce ralentissement du rifting atteint son apogée avec une impulsion tectonique prononcée à 85 Ma environ (Coniacien tardif) quand le régime du stress régional change brutalement. L'impulsion tectonique pourrait résulter des variations dans la fréquence de déploiement et de direction entre les plaques Atlantique sud et Equatorial (Fairhead, 1986) ou/et compression nord-sud entre les plaques Africaine et Européenne (Guiraud, 1986). Cette impulsion tectonique qui semble avoir été grandement trans-pressionnelle dans la région a duré environ 5 Ma. Elle a occasionné des plissements et inversions dans la Baie du Bénin.

- Phase IV : au cours de cette phase, la Baie du Bénin se sépare du système central ouest-africain et se rattache définitivement au Golfe de Guinée alors que l'Atlantique sud se déploie vers l'extérieur à partir du Bassin de Sierra Leone en passant par celui de la Côte d'Ivoire jusqu'à la crête non affleurant d'Okitipupa, formant une ligne charnière entre le sous-système centre ouest-africain et la Baie du Bénin.

- Phase V : au cours de cette période, a lieu la dernière phase tectonique majeure. Elle est caractérisée par un mouvement épirogénique débutant par une cassure dans la transgression marine Sud Atlantique supérieur.

La partie émergée du bassin sédimentaire côtier béninois est compartimentée en blocs délimités par des failles normales, conséquence de cette activité tectonique intense ayant favorisé un mouvement d'approfondissement croissant du substratum panafricain du nord vers le sud. Les familles de failles mises en évidence se répartissent suivant trois directions principales (Motorolla, 1977) : NNE-SSW, NNW-SSE et N-S. Les failles de Séhoué et Lokossa correspondent à ces directions et appartiennent à une famille d'accidents majeurs qui serait en liaison avec la formation du rift paléo-atlantique (Slansky, 1962).

2.2.2.2. Lithostratigraphie des formations de la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin

La synthèse lithostratigraphique détaillée des formations de la partie émergée du BSC réalisée par l'IR-BREDA en 1987 après celle de Slansky (1962) est la plus complète. Ces auteurs ont regroupé les formations rencontrées selon une échelle stratigraphique à huit (08) unités (figure 10). Mais les connaissances nouvelles acquises dès lors à ce jour sur la partie émergée du bassin ont mis en évidence l'existence des formations sédimentaires plus anciennes. Ainsi, dans le cadre du présent travail, les descriptions faites par divers auteurs ont servi de base pour le regroupement des formations selon les périodes en éclatant les différentes unités en séries et étages.

2.2.2.2a. Mésozoïque

- **Turonien-Coniacien**

Le Turonien-Coniacien est directement transgressif sur le socle cristallin d'âge Précambrien, constitué de roches métamorphiques (gneiss et migmatites) intrudées par des plutons et des roches volcaniques. Les dépôts des séries d'âge Turonien-Coniacien sont présents généralement le long de la bordure Nord des plateaux septentrionaux et occupent entièrement le plateau de Zagnanado, relevé par jeu de failles. Ils affleurent aussi dans quelques dépressions particulièrement incisées. Le passage avec le socle est marqué selon les cas par des altérites kaoliniques ou par un sol résiduel constitué par des éléments de quartz très angulaires, riches en minéraux lourds. Du point de vue lithologique, ces dépôts sont composés de sables quartzeux, de graviers (ou grès à

ciment siliceux et/ou ferrugineux), d'argile kaolinique et de graviers à éléments quartzeux angulaires à arrondis. Le gravier est particulièrement répandu à la base de l'unité dans la partie intermédiaire du plateau de Zagnanado. Le niveau à cailloux arrondis et de grès feldspathiques à grains très hétérogènes décrits par Slansky (1962) dans les sondages d'Issaba et de Sèhouè sont rapportés à cette unité.

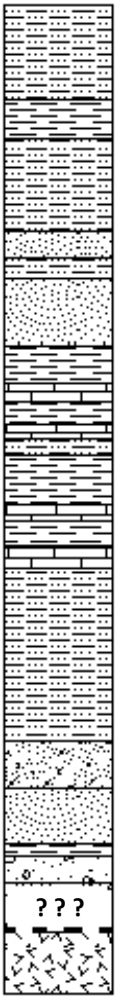
Age	Unité	log	Intervalle de profondeur(m)	Lithologie
Holocène Récent	VIII		100	Sables quartzeux, argiles vaseuses, tourbe
Pliocène-Pléistocène	VII		140	Sables et graviers quartzeux, argiles
Miocène Supérieur	VI		240	Sables-argileux, sables quartzeux, grès ferrugineux, graviers, argiles, argiles kaoliniques
Miocène Inférieur	V		380	Argiles, sables quartzeux et argile calcaire glauconieux-phosphatés à passées calcaires
Eocène Moyen	IV		530	Argiles gris-vertes à attapulgite, argiles gypseuses, calcaires
Eocène Inférieur et Paléocène Supérieur	III		680	Argiles feuilletées gris-sombres, calcaires, niveaux glauconieux-phosphatés
Paléocène Inférieur à Moyen et Maestrichtien	II		910	Sables ou grès quartzeux, argiles feuilletées kaoliniques à minces niveaux charbonneux
Turonien Coniacien	I		1060	Sables quartzeux, graviers, argile kaolinique
Albien	-	? ? ?	?	Grès
Discordance fondamentale				
Précambrien	Socle			Gneiss (roches métamorphiques)

Figure 10 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie émergée du BSC (IR-BREDA, 1987 : modifié)

Notons que les intervalles de profondeur indiqués dans la figure 10 peuvent varier d'une région à une autre du bassin sédimentaire côtier du Bénin.

L'analyse lithologique montre que la sédimentation s'est faite dans un contexte côtier, où les processus marins sont dominants. Des témoins d'une probable sédimentation

continentale sont parfois présents à la base de l'unité. Le modèle de dispersion des sédiments est caractérisé par des directions de transport orientées NNW-SSE.
Eu égard à des critères sédimentologiques relevés, le Turonien-Coniacien présente donc un caractère paralique fluvial, marin marginal en bordure du bassin. Son épaisseur dans les zones d'affleurement est en moyenne de 50 m et atteint un maximum de 150 m observé dans le forage d'Avakpa. Sur le plan paléontologique, cette formation ne contient pas des fossiles caractéristiques. Cependant, elle a fourni une association végétale non caractéristique composée de *Tricolporepollenites* et de quelques pollens non déterminés mais rapportables morphologiquement à *Echinatospois Laevigatosporites* et *Monoleiotriletes.* La présence de *Tricolporepollenites* indique un âge pas plus ancien que le Néocomien (Houessou, 1974). Un âge Turonien-Coniacien lui est donné par corrélation en offshore avec la formation d'Awogu et le Turonian Sandstone.

- **Maestrichtien**

Les dépôts du Maestrichtien occupent la plupart des plateaux septentrionaux (sauf celui de Zagnanado où ils sont absents) et la partie septentrionale de la dépression médiane. Cette série a été délimitée grâce à la coupe condensée glauconieuse-oolithique repère représentant l'acmé transgressif suivant la chute relative du niveau marin au passage Maestrichtien-Paléocène inférieur. Ce repère est confirmé par des éléments biostratigraphiques abondants et bien caractéristiques en dessous et au-dessus de la couche à glauconie oolithique. Les sables (grès) quartzeux, fins à très fins, et les argiles gris-verdâtres, feuilletées, kaoliniques constituent les lithologies dominantes au Maestrichtien. De minces niveaux charbonneux sont présents à la base du Maestrichtien.

La microfaune prélevée a donné : *Rugoglobigérina macrocéphala* (Bronnimann), *Heteroelix sp.* parmi les foraminifères planctoniques ; *Discorbis newmanae* (Plummer), *Discorbis sp., Gavellinella sp., Cibicides sp.* (à bouton), *Haplophragmoides sp.,* parmi les foraminifères benthiques. Cette association indique un âge Maestrichtien (Houessou, 1974).

2.2.2.2b. Cénozoïque

Les dépôts d'âge Cénozoïque s'étendent de la partie centrale de la dépression de la Lama jusqu'à la côte de l'Océan Atlantique. Leur âge varie du Paléocène à l'Holocène, en passant par l'Eocène, le Miocène, le Pliocène et le Pléistocène.

- **Paléocène**

Il occupe la partie centrale de la dépression médiane de la Lama. La lithologie de la partie inférieure de la série (Paléocène inférieur à moyen) est presque la même que celle du Maestrichtien. Assez fréquemment, les calcaires, grainstones oolithiques, bioclastiques, prennent un développement considérable (plus d'une dizaine de mètres à Onigbolo) au toit du Paléocène inférieur-moyen et ont apparemment été soumis à une phase d'exposition subaérienne, où des processus d'altération de type caliche ont interagi avec des phénomènes de karstification.

Le Paléocène supérieur est constitué essentiellement par des argiles gris-sombres, feuilletées, des argiles légèrement calcaires et de calcaires. Le rapport en pourcentage entre les minéraux argileux, l'attapulgite et la kaolinite, est variable le long de la subséquence. L'attapulgite atteint les pourcentages les plus élevés à la base et vers la moitié de la succession. Des horizons carbonatés (micrites dolomitiques ou calcaires de type packstone-wackestone) interrompent la séquence argileuse. Le Paléocène supérieur s'est déposé dans un milieu sublittoral externe, caractérisé par des conditions anoxiques intenses. Il est constitué par la superposition de deux cycles transgressifs-régressifs soulignés par les variations des rapports mutuels des minéraux argileux. Le Paléocène supérieur est séparé de l'Eocène (Yprésien) par la coupe condensée (hardground glauconieux), qui marque le passage Paléocène-Eocène et témoigne de l'apogée transgressif du cycle de variation du niveau marin au Paléocène Supérieur.

Du point de vue micropaléontologique, la série Paléocène a fourni : *Globigérina cf. triloculinoides* (Plummer), *Globorotalia sp.* parmi les foraminifères planctoniques ; *Eponides lysi* (Graham, de Klasz et Rerat), *Gavelinella pachysuturalis* (Graham de Klasz et Rerat) ; *Discorbis newmanae* (Plummer) *; Cibicides sp.* parmi les foraminifères benthiques ; *Bairdia aff. ilaroensis* (Reyment), *Bairdia sp,*

Paijenborchellina sp, parmi les ostracodes. Un âge Paléocène inférieur ressort clairement de cette association (Houessou, 1974). Pour le Paléocène supérieur, les fossiles présents sont : *Globigerina triloculinoides* (Plummer), *Globorotalia pseudobulloides* (Plummer), *Globorotalia angulata* (White), *Globorotalia aff. aequae* (Cushman et Renz) parmi les foraminifères planctoniques ; *Haplophragmoides excavata* (Cushman et Waters), *Anomalina midwayensis* (Plummer), *Anomalina midwayensis var. trochoidea* (Plummer), *Robulus midwayensis* (Plummer), *Bulimina semicostata* (Nuttall), *Frondicularia palegredensis* (Weiss), *Bulumina midwayensis* parmi les benthiques. Parmi les étages du Paléocène, seul le Thanétien supérieur a été clairement identifié grâce à l'association : *Globorotalia velascoensis* (Cushman), *Globorotalia paseudomenardii* (Bolli), *Globigerina soldadoensis* (Bronnimann), *Globorotalia aff. wilcoxencis* (Cushman et Ponton), *Globorotalia aecqua* (Cushman et Renz), *Globorotalia acuta* (Toulmin) parmi les foraminifères planctoniques ; *Haplophragmoides excavata* (Cushman et Wates) ; *Anomalina midwayensis* (Plummer), *Bulmina sp. ; Robulus sp. ; Gavelinella sp. ; Planulina sp. ; Lenticulina sp. ; Buliminella sp. ; Nonion sp.* parmi les benthiques (Houessou, 1974).

- **Eocène**

Dans la série Eocène, l'Yprésien, le Lutétien et le Bartonien ont été identifiés. L'Yprésien est constitué en prédominance par une argile verdâtre feuilletée à attapulgite et, en sous-ordre, kaolinite. Quelques niveaux dolomitiques et calcaires (glauconieux-phosphatés) sont présents le long de la succession argileuse. Le toit de cette subséquence est constitué par un packstone-wackestone bioclastique (à faune essentiellement benthique) bioturbé, phosphaté et légèrement glauconieux ; il entre en contact franc avec les argiles. Le Lutétien et le Bartonien occupent la partie sud de la dépression médiane. Ils débutent par des argiles gris-vertes à attapulgite, tout à fait pareilles à celles de l'Yprésien, passant rapidement à des micrites fossilifères poreuses et friables avec des niveaux d'argiles gypseuses. Des niveaux calcaires décimétriques (wackestones bioclastiques bioturbés phosphatés) affectés par des phénomènes de type hardground interrompent la séquence à attapulgite. L'Eocène moyen connaît à son début une rapide transgression liée à la brusque élévation du niveau marin de la fin de

l'Yprésien, qui occasionne la superposition directe des dépôts de plate-forme externe sur les calcaires benthiques, expression d'un milieu sublittoral plus interne. Les conditions transgressives initiales soulignées par les argiles à attapulgite, ne durent pas longtemps. Le passage rapide d'une sédimentation authigénétique (les argiles à attapulgite) à une sédimentation détritique (les argiles kaoliniques) témoigne en effet d'un retour aussi rapide à un régime de dépôts régressifs.

La série Eocène est à corréler en offshore avec Oshoshun Formation. Son épaisseur maximum est d'environ 170 m sur la verticale de Hétin Sotta.

Une microfaune composée de : *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globorotalia cf. aragonensis* (Nuttal), *Hastigerina micra* (Cole), *Globorotalia aff.* rex (Martin), *Globorotalia aff. aecquae* (Cushmann et Renz) parmi les foraminifères planctoniques ; *Robulus sp. Gavelinella sp., Gavelinella sp., Dentalina sp., Bolivina sp.* parmi les benthiques, indique un âge Yprésien. La partie inférieure de cette série présente une microfaune d'âge Lutétien qui se caractérise par : *Globorotalia bullborooki* (Bolli), *Globorotalia spinulo-inflata* (Bandy), *Globigerina boweri* (Bolli), *Globigerina spinulosa* (Cushman), *Globorotalia aspensis* (Colom), *Globigerina sp., Chiloguembelina sp. Cassigeriella sp.* parmi les foraminifères planctoniques ; *Bitubulogenerina circumspinosa* (De Klasz et Rerat), *Bolivina striatocarinata* (Cushman), *Robulus midwayensis* (Plummer), *bolivina ihouensis* (Reyment), *Eponides cf. pseudoelevatus, Bolivina sp., Operculina sp., Rectuvigerina sp., Hopkinsina sp., Gavelinella sp., Anomalina sp., Uvigerina sp.* parmi les benthiques. La microfaune de la partie supérieure indique un âge Eocène moyen (Lutétien-Bartonien) représenté par *Truncarotaloides rhori* (Bronnimann et Bermudez), *Truncarotaloides topilensis* (Cushman), *Globorotalia spinulosa* (Cushman), parmi les foraminifères planctoniques; *Bolivina sp., Hopkinsina sp., Nonion acutidorsatum, Discorbis sp., Anomalina sp., Eponides cf. élevâtes* (Plummer), parmi les benthiques (Houessou, 1974).

- **Miocène**

Le Miocène inférieur, non affleurant, a été rencontré par sondage à l'extrémité méridionale du BSC dans les localités de Comè et Pahou. La lithologie caractéristique

de cet étage est faite d'une alternance d'argiles gris-vertes, kaoliniques, de sables quartzeux verdâtres, glauconieux et quelques niveaux carbonatés.

Le Miocène supérieur s'étale largement sur les plateaux méridionaux du bassin sédimentaire côtier. Les formations superficielles du Miocène supérieur sont communément représentées par des dépôts sablo-argileux altérés en faciès Terre de Barre ou, plus rarement, par des grès ferrugineux. Les formations profondes sont constituées par l'alternance d'argile, sable quartzeux, hétérométrique et, en sous-ordre gravier, organisés en séquences verticales de métriques à décimétriques, à granulométrie soit croissante soit décroissante vers le haut. Les argiles proches de la surface sont kaoliniques bariolées (blanc mauve) en témoignage des importants phénomènes pédogénétiques qui se sont produits à la fin de la sédimentation de l'unité. Ces argiles profondes présentent habituellement des couleurs sombres en raison de la préservation de la matière charbonneuse présente.

La microfaune observée se trouve uniquement dans les argiles gris-vertes situées dans la partie supérieure. II s'agit de : *Cassigerinella chipolensis*; *Globigerina Ciperoensis* (Bolli), *Globigerina cf. angulisuturalis* (Bolli). Dans le forage de Pahou, le Miocène Inférieur présente comme microfaunes significatives : *Globorotalia cf. mayer, Globigerinoides cf. Trilobus, Hanzawaia bounna d'Orbigny.* Cette microfaune recueillie à Comè et à Pahou a permis de lui attribuer un âge Miocène inférieur (Houessou, 1974). Ces macro et microfaune n'ont pu donner des informations que sur la paléoécologie du Miocène supérieur, déposé dans un milieu peu profond voir saumâtre. Elles n'ont pas donné d'éléments de datation. L'âge déterminé par la palynologie est le Miocène récent.

Reposant en discordance sur les dépôts sous-jacents, dont les plus récents sont datés du Miocène inférieur, l'unité est assez aisément corrélée avec l'Ijebu Formation offshore, avec un âge Miocène supérieur. Son épaisseur maximale mesurée sur la verticale de Pahou est d'environ 120 m.

- **Pliocène-Pléistocène**

Cette série est présente dans les parties méridionales des plateaux d'Allada, de Sakété et le long des pentes qui dominent les traits inférieurs des grands fleuves qui recoupent le BSC. Des témoins de dépôts rapportables du Pliocène au Pléistocène se retrouvent dans la zone d'Adjahomè-Tokamè et de Covè. Enfin les dépôts graveleux du secteur de Odomèta-Igboïdé peuvent encore, mais avec moins de certitude, lui être attribués.

La lithologie caractérisant la série est représentée par un gravier quartzeux blanchâtre hétérométrique (quelques millimètres à plusieurs centimètres) très arrondis à angulaires. Le gravier se trouve dans une matrice sablo-argileuse, normalement altéré en faciès Terre de Barre. Le sable et l'argile en sont néanmoins des composants importants. Il s'agit d'un sable quartzeux hétérométrique, de grains arrondis à angulaires et d'une argile kaolinique (Houessou, 1978).

Aucun élément caractéristique de datation n'a été identifié. Cependant, des analyses sédimentologiques permettent de la corréler avec la Bénin/Ijebu Formation.

- **Holocène**

Les sédiments récents qui constituent l'Holocène sont l'expression physique de deux systèmes de dépôts principaux : alluvionnaire et péritidal-littoral. Les sédiments alluvionnaires, atteignant la centaine de mètres d'épaisseur dans la vallée de l'Ouémé, sont composés par du sable quartzeux avec des horizons graveleux occasionnels et par des argiles noires très riches en débris végétaux (parfois des niveaux tourbeux).

La zone péritidale-littorale est une bande continue de largeur variable (environ 10 à 4 km) où il est possible de distinguer : de vastes lagunes pénétrant assez profondément à l'intérieur des terres (lac Ahémé, lac Nokoué, lagune de Porto-Novo) ; un ensemble de cordons, de lagunes anciennes (parallèles à la ligne de côte et maintenant comblées) ; une zone à chenaux de marée (au sud de Guézin), typiquement dendritiques ; une lagune actuelle très sinueuse ; le cordon littoral actuel ; une flèche à pointe libre en correspondance de l'embouchure du Mono (Bouche du Roi) liée à la dérive littorale. Les sédiments des formations littorales, dont l'épaisseur dépasse les 150m, sont constitués par des sables quartzeux, des argiles vaseuses et, plus rarement, des graviers ; la présence de niveaux tourbeux y est connue (Houessou, 1978).

2.3. Travaux antérieurs

Cette partie du chapitre a pour but de rappeler les travaux précédement réalisés sur les formations paléogènes de la Baie du Bénin et de présenter la synthète des plus récents.

2.3.1. Travaux sédimentologiques et biostratigraphiques

La Baie du Bénin a fait objet de plusieurs études sédimentologiques et biostratigraphiques consacrées aux formations d'âge Tertiaire (Slansky, 1962 ; Fayose et Asseez, 1972 ; Houessou, 1974 ; Akpiti *et al*., 1985 ; Carbonnel et Oyédé, 1991 ; Bio-Lokoto, 1991 ; Lang *et al*., 1995 ; Bio-Lokoto *et al*., 1998 ; Da Costa, 2005 ; Samson *et al*., 2007 ; Johnson et Da Costa, 2008 ; Gebhardt *et al*., 2010 ; Zévounou *et al*., 2012 ; Adeonipekum *et al*., 2012 et Da Costa *et al*., 2013). Dans le bassin côtier du Bénin, ce sont les travaux de Slansky (1962) ; Houessou (1974) ; Akpiti (1985) ; Carbonnel et Oyédé (1991) ; Bio-Lokoto (1991) ; Oyédé (1992) ; Lang (1995) ; Bio-Lokoto (1998) et Zévounou (2012), réalisés dans la partie émergée du bassin côtier du Bénin qui ont permis de révéler l'origine marine des dépôts paléogènes et leur grande similarité lithostratigraphique. Cette lithostratigraphie est globalement composée de :

- une séquence détritique inférieure datée du Paléocène inférieur à moyen, comprenant des sables, des sables argileux et des calcaires gréseux alternant avec des niveaux argileux ;
- une séquence intermédiaire datée du Paléocène supérieur, faite de carbonates alternant avec de fins niveaux argileux ;
- une puissante séquence argileuse qui alterne avec de nombreux niveaux calcaires ou marneux et quelques minces lits glauconieux-phosphatés. Elle repose sur un niveau glauconieux d'âge Eocène.

Les dépôts du Paléocène supérieur et ceux de l'Eocène inférieur sont caractérisés par d'abondants critères prouvant une exposition subaérienne. Sous le Paléocène et au-dessus de l'Eocène, les différences dans la répartition géographique des formations sont beaucoup plus importantes. Dans les parties émergées des bassins du Togo et du Bénin, des lacunes stratigraphiques ont été reconnues au Paléocène supérieur, à

l'Eocène inférieur et à l'Oligocène inférieur (Oyédé, 1991 ; Zévounou, 2012 et Da Costa, 2013).

2.3.2. Synthèse de quelques travaux sédimentologiques récents

Sur le plan sédimentologique, plusieurs travaux ont permis de remarquer la grande similarité lithostratigraphique des zones émergées des bassins de la Baie du Bénin. Ils ont aussi révélé l'origine marine des dépôts paléogènes et les rapides variations des dépôts.

Dans le bassin togolais, d'abondants caractères continentaux notés dans les dépôts du Paléocène inférieur suggèrent la présence non seulement des dépôts marins altérés, mais aussi de dépôts antérieurs ayant eux-mêmes une origine continentale (Da Costa *et al.,* 2013). Cependant, l'origine marine des dépôts d'âge Paléocène et Eocène des bassins est incontestable.

A l'Est du bassin togolais, respectivement dans les carrières d'Onigbolo au Bénin et de Shagamu, au Nigéria, Kaki *et al*. (2016) et Adeonipekun *et al.* (2012) ont chacun identifié dans la série carbonatée d'âge Paléocène, trois (03) cycles de dépôt. Ce nombre de cycles a été aussi reconnu pour le Paléocène du bassin togolais (Da Costa *et al.,* 2013). En effet, par une approche cyclostratigraphique, Adeonipekun *et al.* (2012) ont identifié 3 séquences de haut niveau marin, 3 séquences transgressives, 2 séquences de bas niveau marin, 3 maxima d'inondation (56.8 Ma, 58.1 Ma et 59.7 Ma), 4 limites de séquences (56.5 Ma, 57.0 Ma, 57.5 Ma et 60.4 Ma) et de probables lacunes. Une section condensée termine la série carbonatée par la formation d'une couche repère, glauconieuse.

Sur le plan paléoenvironnemental, l'association *Apectodinium – Homotryblium – Kallosphaeridium* retrouvée dans la formation d'Oshosun indique un milieu côtier réducteur, une proximité terrestre et des fluctuations de salinité. Egalement, des conditions d'une mer néritique ouverte sont indiquées par l'abondance relative de *Spiniferites* et/ou *Cleistosphaeridium* et la pluralité des palynomorphes terrestres. La présence rare des algues vertes *Debarya* et *Ovoidites* indique un afflux occasionnel des environnements d'eau douce (Adeonipekun *et al.,* 2012). Pour la même formation,

Gebhardt *et al.*; (2010) notent une bonne oxygénation de la zone P4b (*Lenticulina-Gyroidinoides*) avec, cependant, des phases dysoxiques courtes, intermittentes (*Bulimina*). La phase qui précède le début d'IETM est caractérisée par la dominance forte des indicateurs de productivité (*Gavelinella*) et l'abondance en foraminifères. L'assemblage benthique coïncidant à l'IETM montre la dominance de *Bulimina* et de *Nonionella* alors que l'abondance de foraminifères planctoniques et benthiques s'est fortement réduite.

2.3.3. Synthèse de quelques travaux biostratigraphques récents

Dans les bassins de la Baie du Bénin, les âges des formations sont généralement déterminés grâce à plusieurs associations de microfaunes.

2.3.3.1. Formations d'âge Crétacé

Dans les bassins togolais et béninois, l'association de nannofossiles calcaires *Micula decussata*, *Aspidolithus parcus expansus*, *Lihraphidites praequadratus* et *Reinhardtites anthophorus* indique le Campanien (biozones CC18-CC23). Le Maestrichtien moyen-supérieur a été confirmé par les foraminifères planctoniques des genres *Heterohelicidae* et *Ruguglobigerinidae* et les biozones à *Globotruncana aegyptiaca, Gansserina gansseri* et *Abathomphalus mayaroensis*. Parmi les autres espèces rencontrées, on cite : *Rugoglobigerina macrocephala, R. rugosa*, *Heterohelix striata*, *H. globulosa* et *Pseudoguembelina costulata* (Bio-Lokoto *et al.,* 1991 ; Slansky, 1962 ; Monciardini *et al.*, 1986 ; Johnson, 1987 ; Johnson *et al.*, 2002 ; Da Costa, 1992 ; Da Costa *et al.,* 1996 ; Da Costa, 2000 ; Da Costa *et al.,* 2009). Alors que *Arkhangelskiella cymbiformis* marque le Maestrichtien moyen (biozone CC25), *Nephrolithus frequens* indique la biozone CC26 (Maestrichtien supérieur). D'autres microfossiles du Maestrichtien moyen à supérieur recensés sont : *R. macrocephala, R. rugosa, H. striata, H. globulosa* et *Pseudoguembelina costulata*. Pour cette époque, on note l'absence d'*Afrobolivina afra* dont l'équivalent en Afrique de l'Ouest serait l'assemblage *Heterohelicidae* et *Ruguglobigerinidae* (Johnson, 1987).

2.3.3.2. Formations d'âge Paléocène

Le Paléocène des bassins béninois et togolais a livré les foraminifères caractéristiques des biozones P1-P2 (Paléocène inférieur) tels que : *Planorotalites compressa*, *Morozovella uncinata* et *Globoconusa daubjergensis*. Dans la zone P4-P5 (Paléocène supérieur voire la base de l'Eocène inférieur [P6]), ont été trouvées les espèces *Lenticulina midwayensis* , *Gavelinella midwayensis* , *Morozovella velascoensis* , *Morozovella aequa* , *Acarinina wilcoxensis* et *Morozovella subbotinae* (Johnson, 1987 ; Da Costa, 1992 ; Da Costa *et al.*, 1996 ; Johnson *et al.*, 2002 ; Da Costa, 2005). Grâce aux foraminifères de genre *Morozovella, Globigerina, Planorotalites*, Bio-Lokoto (1991) a daté les carbonates de la carrière d'Onigbolo des biozones P3 à la base inférieure de P6 (partie supérieure du Paléocène Moyen à la base de l'Eocène). En ce qui concerne les nanofossiles, Zévounou (1992) a recensé les espèces du Thénatien comme *Discoaster multiradiatus, Heliolithus sp., Toweis sp., Chiasmolithus californicus, Zygodiscus sigmoïdes, Nécoccolithus distentus.* La présence de *Discoaster multiradiatus* corrélée à la biozone NP 9 et l'absence des espèces typiques de l'Eocène indiquent un âge Paléocène Supérieur. Il souligne toutefois l'absence des taxons des zones NP 12 et NP 13, ce qui indique l'existence d'une lacune.

Au Togo, les nannofossiles sont plus diversifiés (Johnson, 1987 ; Johnson *et al.*, 2002 ; Da Costa, 2005) : *Coccolithus pelagicus, Toweius pertusus, Cruciplacolithus frequens, Heliolithus cantabriae, Chiasmolithus cf. danicus, Prinsius bisulcus, Fasciculithus tympaniformis, Ericsonia subpertusa, Rhabdosphaera tenuis, Discoaster mohleri, Biantholithus sparsus, Thoracosphaera operculata, Coccolithus pelagicus, Toweius selandianus, Fasciculithus bollii, Discoaster nobilis, Discoaster multiradiatus,* et *Discoater salisburgiensis*. Cette microfaune permet d'assigner le sommet des Calcaires de Tabligbo aux biozones NP6-NP9 (Paléocène supérieur) grâce surtout à la présence de *Heliolithus cantabriae et Discoaster mohleri*, et les biozones NP9-NP10 (Paléocène sommital-Eocène inférieur) grâce à *Discoaster multiradiatus*. Une riche association de nannofossiles a été reconnue dans les argilites feuilletées sus-jacentes à ces calcaires : *Fasciculithus thympaniformis, Noechiastozygus junctus, Toweius pertusus, Chiasmolithus californicus, Tribrachiatus bramlettei, Discoaster*

lenticularis, Toweius sp.*, Rhomboaster cuspis, Fasciculithus involutus, Discoaster salisburgiensis, Prinsius bisulcus, Coccolithus pelagicus, Zygodicus herlynii, Discoaster binodus, Ericsonia robusta, Discoaster multiradiatus, Fasciculithus* sp. Cette association à *Discoaster multiradiatus et Tribrachiatus bramlettei* est caractéristique du Paléocène supérieur-Eocène inférieur (biozones NP9-NP10).

2.3.3.3. Formations d'âge Eocène

A l'Eocène, la microfaune est aussi bien diversifiée. Les genres *Planorotalites, Turborotalia, Eponides eshira* et *Lenticulina delgoyeri* sont plus fréquents. L'Eocène inférieur a été déterminé grâce à *Deltoidonautilus molli*. Parmi les foraminifères planctoniques, prédominent les *Morozovella* et les globigérines (Johnson, 1987). Les benthiques sont représentés par *Gavelinella midwayensis, Lenticulina midwayensis,* L. *degolyeri, Frondicularia phosphatica, Dentalina* sp., *Vaginulina* sp., *Eponides pseudoelevatus, Bulimina trigonalis, Haplophragmoides excavata, Spirosplactamina* sp.. Cette association dominée par les nodosaridés appartient à la zone P4 (Johnson *et al.,* 2002 ; Da Costa, 2005). Les planctoniques, *Globorotalia albeari, G. intermedia, Morozovella angulata, Morozovella aequa, Morozovella Velascoensis, Morozovella acuta, M. Quetra, Acarinina pseudotopilensis, Acaririna soldadoensis, A. wilcoxensis* et *Planorotalites cf. pseudomenardi* sont caractéristiques des zones P3 à P6 (Paléocène moyen à la base de l'Eocène).

Les nanofossiles *Discoater deflâdrei, Coccolithus abisectus, Helicosphaera intermedia, Cyclicargolithus abeisectus* et *Discoater sp.,* recensés au Bénin indiquent un âge Oligocène Supérieur qui a été confirmé par la présence de foraminifères tels que *Globigerina praebulloides, G. ciperoensis* et *Globigerina aff. Anachitaensis* en raison de l'absence des genres *Globigerinoides, Orbulina, Glolorotalia sp* qui sont typiques du Néogène (Zévounou, 1992).

Les calcaires d'Ewekoro au Sud-Ouest du Nigeria (équivalents latéraux des calcaires d'Onigbolo et de Tabligbo) ont livré *Globorotalia acuta, G. velascoensis, G. varianta, G. pseudobulloides, Globigerina triloculinoides, Pseudohastigerina wilcoxensis, Morozovella subbotinae, Acarinina* sp., *M. angulata, M. aequa* et *A. wilcoxensis*. Ces

foraminifères planctoniques indiquent les zones P3 à P6 (Gebhardt *et al.*, 2010). Parmi les assemblages enregistrés par Chiaghanam *et al.* (2014) dans une formation de la portion nigériane du bassin de Dahomey, les espèces de foraminifères paléocènes récupérées sont : *Bolivina ottrensis, Cibicides sp., Lenticulina midwayensis, Anomalina punctulata, Cibicides succedens, Dentalina sp., Globigerina triloculinoides, Quinqueloculina* sp. L'abondance de *Togocyamus Seefreidi* dans cette section a confirmé l'âge Paléocène assigné à cette formation par Reyment (1964), Jones (1964), Fayose et Asseez (1972). Les formes de pollen recensées sont : *Paracypris nigeriensis, Veenia ornatoreticulata, Buntonian sp., Bairdia ilaroensis* et *Quadracythere lagaghiroboensis* (Adeonipekun *et al.*, 2012 ; Chiaghanam *et al.*,2014).

Dans les schistes d'Oshosun (carrière de Shagamu au Nigéria) sont abondants les kystes de dinoflagellés et des pollens d'angiospermes typiques du Paléocène (Samson *et al.*, 2007). Les taxa significatifs recensés sont : *Bombacacidites africanus, Proxapertites cursus, Retistephanocolpites williamsii, Spinizonocolpites baculatus* et *S. echinatus*. L'occurrence des kystes de dinoflagellés comme *Apectodinium homomorphum, A. quinquelatum, A. paniculatum, Kallosphaeridium brevibarbatum, Hafniasphaera septata, Ifecysta pachyderma* suggère un âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur, pour la formation d'Oshosun. L'abondance relative d'espèces du genre thermophile *Apectodinium* indique le dépôt de cette formation pendant le maximum thermique Paléocène-Eocène (Gebhardt *et al.*, 2010).

2.3.3.4. Biozonation des dépôts d'âge Paléocène-Eocène

Ces travaux ont servi à l'établissement de plusieurs biozonations. Celle réalisée dans la carrière de Shagamu sur la base des dinokystes par Adeonipekun *et al.* (2012) a mis en évidence trois biozones :

- **Zone à *Apectodinum* (Paléocène Moyen - Supérieur) :** cette zone est caractérisée par l'occurrence de *Homotryblum* sp., *Muratodinium fimbriatum, Trithyrodinum evitti, Acritarchus starrus* et *Normapollis protrutetralobus ;*

- **Zone à *Apectodinum homomorphum/Hafniasphaera septata* (Paléocène Supérieur) :** caractérisée par l'abondance d'*Apectodinum spp*., *Ifecysta sp*. et *Cleistopheridium sp*. ;
- **Zone à *Areoligera senonensis*/*Lanternospheridium lanosus* (Eocène) :** caractérisée par les dinokystes *Areoligera senonensis* et *Lanternospheridium lanosus*.

Gebhardt *et al.* (2010) ont aussi proposé trois biozones de foraminifères sur la base des chartes éditées par Olsson *et al.* (1999) et Berggren et Pearson (2006) :

- **La zone P4b** couvre la partie inférieure d'Oshosun formation ;
- **La base de la zone P4c** est définie par la première occurrence des spécimens *d'Acarinina soldadoensis*. En outre, l'extinction *de Morozovella acutispira* intervient peu après la frontière de P4b/P4c. Cette frontière a été localisée à Shagamu au-dessous de la dernière occurrence *de M. acutispira* ;
- **La zone P5** est définie par l'intervalle entre les derniers acmés de *Globanomalina pseudomenardii* et de *Morozovella velascoensis*, alors que la première apparition *de Morozovella subbotinae* coïncide avec la base de la zone P5. Dans la carrière de Shagamu, la frontière P4/P5 a été établie en dessous de la première occurrence de *M. Subbotinae*.

Okosun et Alkali (2012) ont, quant à eux, défini deux zones de foraminifères benthiques et six zones de foraminifères planctoniques dans les formations paléogènes couvrant la limite Paléocène-Eocène à l'Est de la Baie du Bénin. Les deux biozones de foraminifères benthiques ainsi définies sur la base des associations *Anomalinoïdes oboniferus, A. midwayensis* et *Planulina oyae-Uvigerina hourcqi* correspondent respectivement au Paléocène moyen à supérieur et à l'Eocène inférieur. Ils ont en, outre, identifié dans cette étude l'espèce *Lenticulina midwayensis* comme caractéristique de l'Eocène, à la différence des travaux de Chiaghanam *et al.* (2014), pour qui l'espèce *Lenticulina midwayensis* est caractéristique du Paléocène.

Chapitre 3 : APPROCHE METHODOLOGIQUE

Ce chapitre récapitule les principales étapes de la démarche méthodologique utilisée, partant de l'échantillonnage au traitement des données.

3.1. Echantillonnage

3.1.1. Situation des échantillons étudiés

Les données utilisées dans le présent travail proviennent de nos travaux réalisés sur le terrain dans les différentes carrières de calcaire. En effet, les travaux de décapage réalisés par les sociétés SCB-LAFARGE (carrière d'Onigbolo), NOCIBE (carrière de Massè) et CALCIM SA (carrière de Fongba), qui exploitent les calcaires dans ces différents sites étudiés, nous ont offert la possibilité d'accéder directement aux fronts de taille, pour y lever des coupes lithologiques détaillées et prélever des échantillons de calcaire et d'argile qui ont servi aux différentes analyses de laboratoire. Toutefois, des données géologiques rassemblées dans la carrière d'Onigbolo par Bio-Lokoto (1991) ont été utilisées. Au total, trente-un (31) échantillons dont seize (16) calcaires et quinze (15) argiles ont fait l'objet de différentes analyses. Les codes et positions de ces échantillons sur les coupes des carrières sont présentés dans le Tableau I.

Tableau I : Codes et position des échantillons analysés sur les coupes

<table>
<tr><th rowspan="2">Position des échantillons sur les coupes</th><th colspan="2">Coupe d'Onigbolo (Profondeur en m)</th><th colspan="2">Coupe de Massè (Profondeur en m)</th><th colspan="2">Coupe de Fongba (Profondeur en m)</th></tr>
<tr><th>Calcaire</th><th>Argile/boue calcaire</th><th>Calcaire</th><th>Argile/boue calcaire</th><th>Calcaire</th><th>Argile/boue calcaire</th></tr>
<tr><td>Argile feuilletée</td><td></td><td>OAF2 (4 m)</td><td rowspan="2">-</td><td rowspan="2">MA1 (7 m)</td><td rowspan="2">-</td><td rowspan="2">FAD3 (2,5 m)</td></tr>
<tr><td>Niveau marneux</td><td>OMJ1 (5 m)</td><td></td></tr>
<tr><td>Niveau glauconieux</td><td>OG1 (5,5 m)</td><td>-</td><td>MG1 (8,5 m)</td><td>-</td><td>FG1 (3 m)</td><td>-</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Première couche calcaire</td><td rowspan="2">OC1 (6,5 m)</td><td rowspan="2">OAA1 (6,5 m)</td><td>MC1 (9 m)</td><td>-</td><td rowspan="3">FGC1 (3,5 m)</td><td rowspan="3">FA3 (3,5 m)</td></tr>
<tr><td>MC2 (10,5 m)</td><td>MA2 (10,5 m)</td></tr>
<tr><td>Argile feuilletée</td><td>-</td><td>OAS1 (8 m)</td><td>-</td><td>MA3 (13 m)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Deuxième couche calcaire</td><td>OC2 (9 m)</td><td>OAB1 (9 m)</td><td rowspan="2">MC3 (13,5 m)</td><td rowspan="2">-</td><td rowspan="3">FGC2 (5,5 m)</td><td rowspan="3">FA2 (5,5 m)</td></tr>
<tr><td>OC3 (11 m)</td><td></td></tr>
<tr><td>Argile feuilletée</td><td>-</td><td>OAS2 (12 m)</td><td>-</td><td>MA4 (14 m)</td></tr>
<tr><td>Troisième couche calcaire</td><td>OC4 (13 m)</td><td>OAC (13 m)</td><td>MC4 (15 m)</td><td>-</td><td>FGC3 (9 m)</td><td>FA1 (9 m)
F2A2 (10 m)</td></tr>
</table>

Tous les niveaux rencontrés (argile, marne et calcaire) dans chacune des carrières ont été échantillonnés et les échantillons ont été utilisés pour diverses analyses.

3.1.2. Campagnes de terrain et d'échantillonnage

Les campagnes de recherche ont été effectuées en 2015, 2016 et 2017, entre janvier et avril. Cette période, qui correspond à la grande saison sèche au Sud-Bénin, est généralement le moment où les sociétés de cimenterie réalisent les grands travaux de décapage dans les carrières. Les différents niveaux ainsi fraîchement décapés sont bien exposés pour la facilité des observations et des descriptions. Aussi, pendant cette période, les carrières sont-elles asséchées et faciles d'accès.

Le levé des coupes lithologiques a été la première phase de l'étude des carrières. Il est passé par trois étapes :

- la première est fondée sur les observations panoramiques qui déterminent le choix ou la décision de l'endroit où la coupe sera levée ;
- la deuxième consiste à des observations et des analyses macroscopiques détaillées de la série à étudier ;
- et la troisième étape est l'échantillonnage de la série suivant la méthode banc par banc. Deux types d'échantillons sont prélevés : les échantillons de calcaire et les échantillons d'argile. Pour les calcaires, l'échantillonnage a été guidé par la variation des faciès et les limites des corps sédimentaires. Ainsi, tous les faciès calcaires sont systématiquement échantillonnés. Quant aux argiles, l'échantillonnage a été réalisé de manière systématique sur toutes les argiles de séparation entre les bancs calcaires, de même que sur la phase argileuse carbonatée meuble.

3.2. Justification du choix méthodologique

Dans la présente thèse, une combinaison de méthodes sédimentologique, biostratigraphique et géochimique a été utilisée pour parer aux difficultés liées à la faible épaisseur de la série calcaire (moins de 20 m), l'apparente homogénéité

physique de certains bancs calcaires et le temps géologique relativement court correspondant à leur dépôt.

L'approche sédimentologique a été utilisée pour étudier les unités sédimentaires et les faciès afin de déterminer les discontinuités sédimentaires et les paléoenvironnements. La signature géochimique a été analysée à des fins de corrélation paléoenvironnementales. En effet, compte tenu de la complexité du mode de formation des carbonates de plate-forme, les méthodes plus traditionnelles comme la sédimentologie et la biostratigraphie aboutissent souvent à des résultats ambigüs, surtout lorsque les échantillons traités proviennent de domaines très proches les uns des autres sur la plate-forme. C'est justement pour palier à cette ambiguité que la géochimie a été utilisée dans cette approche intégrée. La géochimie permet d'accéder avec une plus grande précision à une gamme de données mieux (unités géochimiques, paléoécologies des milieux et bathymétrie) que la sédimentologie et la biostratigraphie. Quant à l'analyse séquentielle et génétique, elle a servi à la délimitation des séquences et des différents corps sédimentaires, à l'identification des surfaces stratigraphiques, à l'estimation de la bathymétrie et aux déductions des paléoenvironnements.

Le choix méthodologique adopté a l'avantage d'être simple, efficace pour le type de formations étudiées et surtout adapté à l'étude des carbonates. Néanmoins, l'étude géochimique peut présenter des limites dans les séries fortement affectées par la diagenèse. Dans le cas d'espèce, bien qu'aucune étude diagénétique approfondie n'ait été réalisée, l'inventaire du phénomène diagénétique fait par Bio-Lokoto (1991) sur les mêmes formations et nos propres observations de terrain et en lames minces n'ont révélé aucun indice d'une diagenèse évoluée, engendrant des phénomènes de type pression-dissolution, au point de porter atteinte aux résultats du signal géochimique.

3.3. Approche sédimentologique

L'approche sédimentologique a été conduite à travers les observations macroscopiques des échantillons à l'affleurement et une étude pétrographique en lames minces.

3.3.1. Analyse faciologique

L'étude faciologique englobe aussi bien la lithologie, la macroscopie de tous les bancs que l'étude en lames minces des niveaux carbonatés. Il s'agit également de déterminer le contenu faunistique en lames minces et de caractériser les structures hydrodynamiques. Elle a permis d'abord de déterminer les discontinuités afin de délimiter les différentes unités lithologiques ; ensuite, de déterminer les faciès/microfaciès et de préciser la succession des différents milieux de sédimentation du domaine littoral à la plate-forme. En général, un seul faciès ne suffit pas pour déterminer un environnement avec précision. Pour ce faire, les faciès sont regroupés en association et les environnements de dépôt déduits sont alors localisés le long du profil topographique de la plateforme.

Dans le détail, les séries étudiées ont subi trois (3) niveaux d'analyse sédimentologique (affleurement, banc et microscopie). Les analyses sédimentologiques réalisées permettent :

- ***au niveau de l'affleurement :*** de déduire *primo*, le contexte sédimentaire, les variations latérales des paléoenvironnements à petite et moyenne échelle ; *secundo*, d'identifier les principales discontinuités sédimentaires (interruption ou retour de la sédimentation carbonatée), surface d'érosion, surfaces ferrugineuses, etc., en un mot les limites entres les unités ;

- ***au niveau du banc :*** de décrire de façon détaillée tous les composants de la roche. Observée macroscopiquement et parfois avec la loupe du terrain, la composition de la roche permet de décrire les caractéristiques sédimentologiques (structures et figures sédimentaires, composants organiques/inorganiques des roches carbonatées, discontinuités sédimentaires, etc.) et paléontologiques (macrofossiles) ;

- ***au niveau microscopique :*** de définir à partir des lames minces, *primo*, le microfaciès (lithofaciès et le biofaciès), compte tenu de la composition et des structures à l'échelle des lames minces et, *secundo*, d'effectuer des déterminations micropaléontologiques.

3.3.2. Confection et observation des lames minces

3.3.2.1. Technique de confection

Les lames minces ont été confectionnées au Laboratoire de Géologie à la Faculté des Sciences de l'Université de Lomé au Togo. La confection de ces lames s'est déroulée en quatre étapes. Tous les échantillons ont été sciés en sucre de 4,5 x 3 cm. Ensuite, l'une des faces du talon ainsi obtenu est d'abord poncée puis rodée et collée sur la lame porte-objet préalablement rodée. L'ensemble est chauffé à 80 °C pendant 60 min afin d'assurer une parfaite adhérence du talon sur le verre. L'ébauche de la lame est fixée sur un portoir, puis le talon scié ou arasé à nouveau de manière à ne conserver qu'une épaisseur de 100 à 200 μm. La nouvelle face obtenue est usée par la rodeuse à l'aide de poudres abrasives de plus en plus fines (250 à 5-6 μm) jusqu'à obtention de l'épaisseur finale requise (30 μm). La lame mince est enfin nettoyée, séchée puis recouverte d'une lamelle de verre qui protège la fine section de l'échantillon.

3.3.2.2. Observation et description des lames minces

Les lames minces ont été observées et décrites à l'aide d'un microscope pétrographique de type ZEISS équipé d'un appareil photographique numérique. Cette phase de l'étude des calcaires a été réalisée au laboratoire de Pan African University « Life and Earth Sciences Institute -PAULESI- » University of Ibadan (Nigeria).

3.4. Approche biostatigraphique

Pour cette étude, il est d'abord question d'examiner les microfossiles rencontrés dans les sections de lames minces confectionnées. Ensuite, un inventaire détaillé de ces microfossiles sur des échantillons permet de tenter une biozonation fondée sur les foraminifères. Des interprétations chronostratigraphiques et paléoenvironnementales ont été faites sur la base de cette analyse. Nos données micropaléontologiques ont été complétées par les données biostratigraphiques de la carrière d'Onigbolo issues des travaux de Bio-Lokoto (1991). En effet, les résultats de l'étude biostratigraphique de Bio-Lokoto (1991) ont été utilisés après vérification pour des corrélations litho/biostratigraphiques entre les différents secteurs de notre zone d'étude. Les

corrélations ont été étendues aux autres secteurs de la Baie du Bénin situés au Togo et au Nigéria grâce, respectivement, aux données publiées sur les carrières de Tabligbo et Shagamu. Enfin, des illustrations microphotographiques de quelques taxa significatifs de foraminifères sont présentées en planches dans ce travail.

3.4.1. Technique de lavage des sédiments et tri de la microfaune

Les échantillons traités pendant cette recherche ont été analysés au Centre d'Analyse et de Recherche de la Société PETROCI en Côte d'Ivoire.

Pour le lavage, une petite quantité (20 g) de chaque échantillon est d'abord traitée par une solution de savon liquide et de l'eau oxygénée à 10 % pendant 08 heures. On ajoute du détergent à la solution que l'on laisse au repos pendant 30 min avant le lavage, pour avoir des foraminifères mieux dégagés. L'échantillon imbibé est ensuite renversé dans une colonne de trois (03) tamis de mailles 250 µm, 125 µm et 63 µm, et rincé à l'eau pure jusqu'à ce que l'eau de rinçage soit claire. Le refus de chaque tamis est recueilli et séché à une température de 80 °C pendant 1 h à 1 h 30 min. En vue de réduire le risque de contamination lors du lavage suivant, les trois (03) tamis doivent être lavés à l'aide d'un pinceau sous un fort débit d'eau puis plongés dans une solution de bleu de méthylène. Enfin, les différentes fractions obtenues sont étiquetées et conservées pour être observées au microscope ou à la loupe binoculaire pour le tri.

3.4.2. Déterminations des foraminifères planctoniques et benthiques

Les déterminations et les micophotographies sont réalisées à l'aide du microscope électronique à balayage par comparaison aux chartes de répartition relative des espèces éditées par Robaszynski *et al*. (1983), Caron (1985), Robaszynski et Caron (1995), Tourmakine et Luterbacher (1985), Bolli et Saunders (1985), de Klasz *et al.* (1963), Tronchetti (1981) et Sarr et Ly (1998).

3.4.2.1. Comptage des foraminifères

La totalité des individus de chaque fraction sera dénombrée au niveau générique et/ou spécifique. Les spécimens planctoniques et benthiques seront décomptés par

échantillon. Le nombre absolu des spécimens de chaque espèce est utilisé pour les études statistiques.

3.4.2.2. Caractéristiques fauniques

Les paramètres biotiques utilisés dans l'analyse paléoécologique sont : l'indice H(S) de Shannon-Weaver, l'indice alpha (α) ou indice de diversité spécifique de Fisher, le diagramme triangulaire de Murray et l'indice de pélagisme (Williams, 1964 ; den Dulk, 2000 ; Bourdillon, 1994 ; Bellier *et al.*, 2010).

- **L'Indice de biodiversité *H*(*S*) de Shannon et Weaver** est utilisé pour évaluer les modifications des écosystèmes les plus importants. Il a une fonction informative. C'est une mesure d'hétérogénéité, fréquemment utilisée comme un indice de biodiversité. Il prend en compte le nombre d'espèces et l'équitabilité de leur distribution dans l'échantillon. Cet indice est défini par l'équation 1 suivante :

Soit S est le nombre d'espèces et pi la proportion (pourcentage) de la *ième* espèce, $pi = n_i/N$ exprime la richesse spécifique du milieu. N est l'effectif total des individus de toutes les espèces dans le milieu d'étude ; n_i le nombre d'individus pour l'espèce i.

$$H(S) = -\sum_{i=1}^{s} pi \ln pi \quad \textbf{(1)}$$

L'indice de Shannon et Weaver (en bits) est nul (égal à 0) lorsque tous les individus du peuplement appartiennent à une seule espèce ou si dans un peuplement chaque espèce est représentée par un seul individu. L'indice est maximal (égal à $\log_2 S$) lorsque toutes les espèces ont la même abondance, c'est-à-dire quand tous les individus sont répartis d'une façon égale sur toutes les espèces (Frontier, 1983). L'indice de Shannon et Weaver est souvent accompagné de l'indice d'équitabilité de Piélou (1966), également appelé indice d'équirépartition.

Dans le cas des foraminifères, l'indice de Shannon et Weaver doit être utilisé avec quelques réserves, car cette évaluation de la biodiversité dépend beaucoup de

l'échantillonnage, notamment la taille et la densité des prélèvements (Bourdillon, 1994).

- **L'Indice de diversité spécifique (α)** a été défini par Fisher pour comparer l'aptitude des benthiques à s'adapter aux environnements écologiquement différents. Il est calculé en appliquant la formule :

$$\boldsymbol{\alpha = n1/x} \quad \textbf{(2)}$$

Où x est une constante de valeur inférieure à 1, n = N*(1-x), N étant le nombre d'individus de l'échantillon.

Les valeurs les plus basses de l'indice de diversité spécifique correspondent aux environnements les plus défavorables (Bourdillon, 1994). Cet indice peut être directement lu sur un abaque (figure 11) rapportant le nombre d'espèces par rapport au nombre d'individus contenus dans l'échantillon.

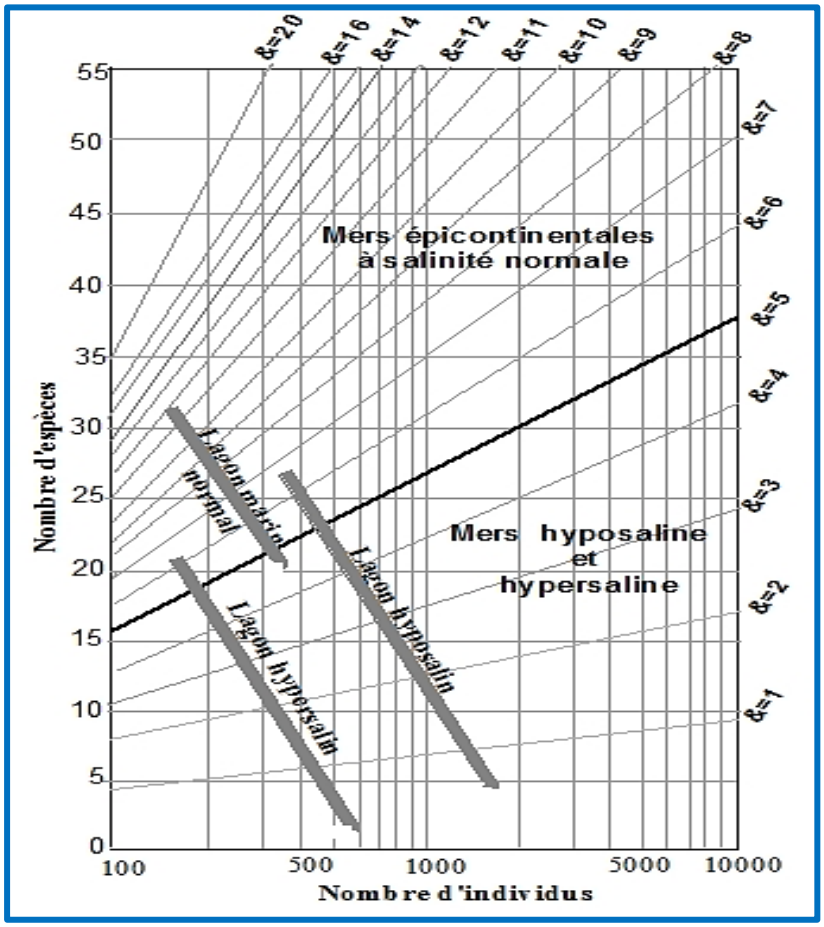


Figure 11 : Abaque de l'indice de diversité spécifique (Murray, 1991)

Cet abaque logarythmique qui traduit le nombre d'individus récoltés dans un échantillon en fonction du nombre d'espèces, permet en une seule opération de lire l'indice de diversité spécifique et les caractéristiques du milieu de dépôt.

- **Le Diagramme triangulaire de Murray et l'expression des conditions écologiques (physico-chimiques) du milieu**

Dans le cas des domaines infra et circalittoraux, la proportion relative des tests hyalins, porcelanés et agglutinés permet d'évaluer la température de l'eau (Murray, 1991). Aussi une analyse simple de la composition d'une biocénose, fondée sur la distinction des trois types de tests, informe-t-elle sur les conditions physico-chimiques ambiantes. Il ressort nettement de ces diagrammes que les biocénoses dans lesquelles dominent les hyalins et les porcelanés correspondent aux mers chaudes, alors que les hyalins et les agglutinés prédominent dans les mers froides. Le diagramme triangulaire (figure 12) et l'indice de diversité spécifique sont conjointement utilisés pour une caractérisation directe du milieu de vie pour les environnements paraliques et marins de plate-forme.

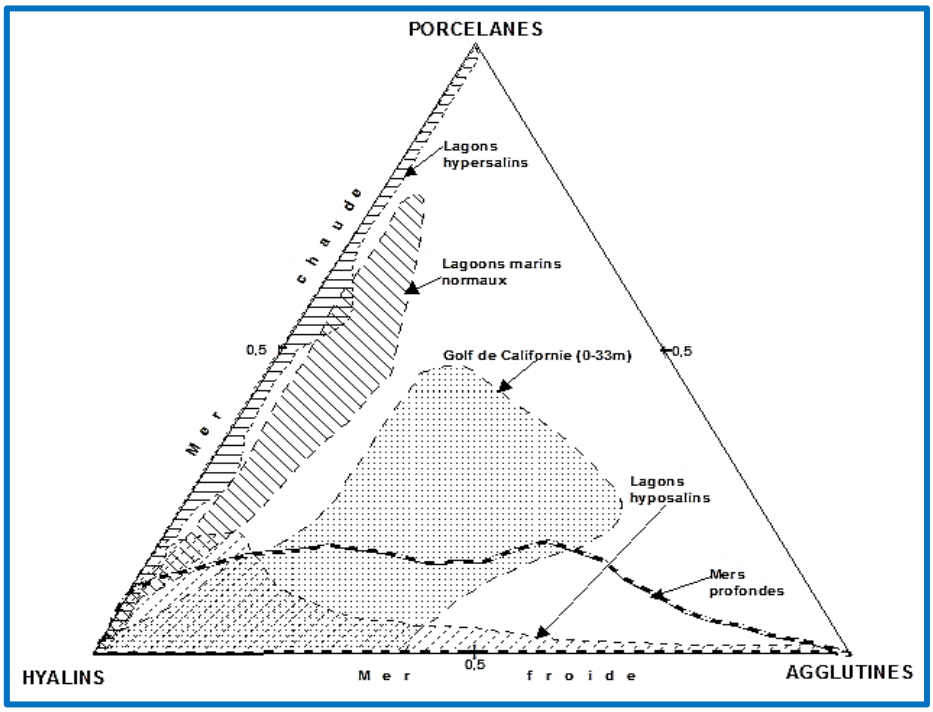


Figure 12 : Diagramme triangulaire caractérisant les environnements de lagunes, estuaires et de plate-forme (Bourdillon, 1994)

NB : hyposalin < 33‰, normal = 33-37‰, hypersalin > 37‰.

- **L'Indice de pélagisme** caractérise le milieu de sédimentation par son degré d'ouverture aux influences marines franches (Raphael Sarr, 1995). L'indice de pélagisme (*Ip*) ou indice d'océanité se calcule selon l'équation 3 suivante :

$$Ip = \frac{Nbre\ de\ foraminifères\ planctoniques * 100}{Nbre\ de\ foram.planct. + Nbre\ de\ foram.\ benth.} \quad \textbf{(3)}$$

Cet indice est abondamment utilisé dans les études biostratigraphiques pour évaluer l'évolution de l'influence des conditions marines franches sur la biodiversité. L'indice de pélagisme ou indice d'océanité (P / P+B) augmente normalement avec la profondeur ; ce qui se traduit par une forte densité des spécimens de foraminifères planctoniques dans les environnements marins ouverts (Gibson, 1989). Mais ce rapport peut être biaisé si l'un des paramètres écologiques contrôlant la distribution des foraminifères est soit trop faible soit trop élevé par rapport à la normale, comme la salinité (Gibson, 1989) ou le phénomène d'« upwelling » qui provoque l'extension ou la fréquence d'un certain nombre de foraminifères benthiques pouvant entraîner une nette diminution de l'indice d'océanité (Mathieu, 1988). Une diminution importante de la teneur d'oxygène dissous de l'eau de fond peut aussi conduire à une augmentation de l'indice de pélagisme par diminution du nombre des benthiques (Gebhart *et al*., 2004).

La Figure 13 traduit l'évolution de la courbe de l'indice d'océanité en fonction de la bathymétrie. L'indice est très élevé (≥ 90 %) dans le milieu marin profond (bathymétrie supérieure à 400 m), élevé (80 ≤ *Ip* ≤ 90 %) sur le talus (200 à 400 m), moyen (20 ≤ *Ip* ≤ 80 %) sur le plateau continental (100 à 200 m), faible (*Ip* ≤ 20 %) sur la plate-forme (30 à 100 m) et nul à l'approche du littoral. L'inflexion de la courbe (en pointillés) est liée à la productivité importante des foraminifères benthiques (Mathieu, 1988).

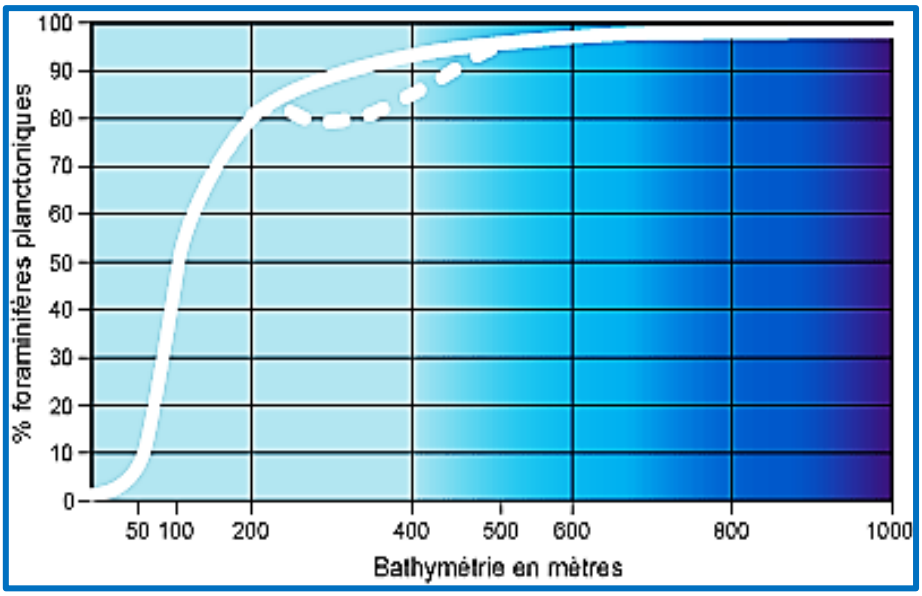


Figure 13 : Evolution de l'indice d'océanité en fonction de la bathymétrie (Gibson, 1989)

3.5. Approche géochimique

L'analyse géochimique des éléments majeurs et mineurs contenus dans les calcaires a été faite dans les laboratoires des sociétés SCB-LAFARGE et NOCIBE à l'aide de spectromètres.

3.5.1. But de l'approche géochimique

Les analyses géochimiques sont réalisées sur des échantillons provenant de tous les bancs calcaires et des argiles intermédiaires, afin de contraindre les variations des concentrations en certains éléments majeurs et traces dans l'identification des unités géochimiques et des paléoenvironnements. Les données de ces analyses ont permis d'appuyer les résultats sédimentologiques, compte tenu du nombre limité des lames minces. Elles ont été utilisées pour tracer des diagrammes binaires, ternaires et des diagrammes d'analyses en composantes principales et d'analyse factorielle des correspondances.

Les analyses géochimiques ont pour but de caractériser la composition chimique des calcaires et de préciser les sources pourvoyeuses de sédiments et les conditions physico-chimiques des milieux de sédimentation de ces carbonates. Ceci permettra d'apprécier l'origine des sédiments, la proximité et le degré d'altération des sources

pourvoyeuses de sédiments. Par ailleurs, il s'agira d'établir des corrélations géochimiques sur l'ensemble des sites étudiés. Ces analyses ont été possibles grâce aux catégories de diagrammes ci-après :

- ***diagrammes donnant la signature géochimique des gisements de calcaire*** : la signature géochimique est évaluée par des diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés au contenu en silice (SiO_2) ou en calcium (CaO), et un diagramme ternaire ($CaO–MgO–Fe_2O_3T$) illustrant la composition minéralogique des échantillons en carbonates ;
- ***diagrammes déterminant les sources pourvoyeuses de sédiments*** : l'identification des sources pourvoyeuses de sédiments est basée sur une matrice de corrélation des éléments majeurs associée à un diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique, et un diagramme ternaire (Al_2O_3-[$CaO+Na_2O$]-K_2O) ; l'analyse en composantes principales effectuée à l'aide des contenus en éléments majeurs des échantillons ;
- ***diagrammes déterminant les paléoenvironnements de dépôt des sédiments*** : les différents environnements de dépôt des carbonates sont aussi déterminés par des diagrammes permettant la discrimination des environnements géodynamiques, notamment des diagrammes d'analyse factorielle.

3.5.2. Préparation des échantillons et dosage des éléments chimiques

Avant le dosage, chaque échantillon subit une préparation qui consiste à le concasser à l'aide du concasseur à mâchoires RETSCH puis homogénéiser. La matière concassée est partagée par des quartages successifs jusqu'à obtenir une quantité représentative de l'échantillon de départ. Le taux d'humidité de l'échantillon est d'abord déterminé à partir d'un poids de 15 g ($m_{éch1}$) de la matière de l'échantillon brut qui sera séchée à l'étuve à 110 °C pendant 1 h 30 min. Il est calculé selon l'équation 4 :

$$H(\%) = \frac{\Delta m1}{m_{éch1}} \times 100 \quad \textbf{(4)}$$

H= taux d'humidité (%) ; Δm1=différence de masse de l'échantillon entre l'état humide et l'état sec et $m_{éch1}$= masse de l'échantillon à analyser

Ensuite la Perte au Feu (PAF) est déterminée à partir de 1 g ±0,005 g ($m_{éch2}$) des poudres fines de l'échantillon séché et calciné au four à 975 °C ± 25 °C pendant 45 minutes. La perte au feu (exprimée en pourcentage) est calculée comme suit :

$$\text{PAF (\%)} = \frac{\Delta m2}{m_{éch2}} \times 100 \quad \textbf{(5)}$$

PAF= perte au feu (%) ; Δm2=différence de masse de l'échantillon entre l'état non calciné et l'état calciné et $m_{éch2}$= masse de l'échantillon à analyser.

Pour l'analyse des éléments chimiques, des pastilles sont préparées à partir de 10 g ± 1 g de matière séchée auxquels on ajoute 0,5 g d'acide orthoborique (H_3BO_4) avant de broyer l'ensemble pendant 120 secondes. Le broyat est récupéré et passé à la pastilleuse pour obtenir la pastille. Ladite pastille est en suite mise dans une cassette puis déposée sur le magasin du spectromètre pour la lecture des teneurs. Les teneurs des différents éléments contenus dans chaque échantillon sont enfin cumulées et ramenées à 100 %.

3.5.3. Avantages et inconvénients de la spectrométrie

La spectrométrie est une méthode efficace pour la détermination des éléments, même en trace dans les roches, les sols, l'eau et les systèmes biologiques. L'excellente sensibilité de l'appareil permet en une seule analyse de déterminer un éventail large de concentrations élémentaires même en trace (10^{-9} g/g). La précision est fonction du potentiel d'ionisation et des matrices étudiées, et l'incertitude moyenne est inférieure à 3 %. Néanmoins, cette méthode d'analyse a des limites. L'échantillon à analyser doit être, en effet, entièrement digéré afin d'analyser l'élément visé. Il est aussi possible qu'il y ait des interférences spectrales si la longueur d'onde de l'élément visé est très proche de celle d'un autre élément. Les limites de détection sont alors affectées. De même, les espèces ioniques à charge multiple ou polyatomique peuvent créer des difficultés de quantification.

3.5.4. Traitement des données géochimiques

Pour le traitement statistique des données, les logiciels XLSTATA 2007 et STATISTICA 7.1 ont été utilisés. Deux outils mathématiques d'études statistiques ont servi au traitement des données géochimiques : l'analyse des composantes principales et l'analyse factorielle des correspondances. Nous présentons brièvement ces outils pour permettre de comprendre la pertinence de leur usage. Ici, il est question d'une présentation des principes généraux de fonctionnement de ces outils, d'autant plus que l'application s'est faite à l'aide de logiciels.

3.5.4.1. Analyse des composantes principales

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode statistique exploratoire qui consiste essentiellement à établir les types de relations existant entre les observations, entre les variables et entre les observations et les variables. Elle permet de mieux expliquer le comportement des éléments chimiques pour l'interprétation (Ouddane *et al.,* 1992). En effet, les objectifs de l'ACP sont de déterminer les représentations graphiques planes qui permettent d'analyser au mieux les proximités et les écarts entre les différentes variables. Elle permet d'isoler les individus « atypiques » et de regrouper les individus « semblables ». L'ACP fournit aussi des « résumés linéaires » des variables, c'est-à-dire de remplacer les variables initiales par des combinaisons linéaires de celles-ci. Ces nouvelles variables ou composantes principales ou facteurs ont des propriétés qui facilitent l'interprétation de l'analyse.

L'analyse en composantes principales est souvent considérée comme la méthode de base de l'analyse factorielle des données, dont l'objectif est de déterminer des fonctions des variables ou facteurs qui serviront à visualiser les observations de façon simplifiée. En ramenant un grand nombre de variables souvent corrélées entre elles à un petit nombre de composantes principales non corrélées, l'ACP est une méthode de réduction de la dimension. Dans l'ACP, les variables doivent être quantitatives et hétérogènes et ne doivent pas être globalement indépendantes. L'ACP procède par réduction de la dimension de l'espace des variables en tirant parti des corrélations entre les variables initiales.

3.5.4.2. Analyse factorielle des correspondances

L'analyse factorielle des correspondances permet de traiter des tableaux à double entrée croisant un ensemble d'éléments chimiques et un ensemble d'échantillons. Le but des analyses factorielles est d'obtenir un modèle géométrique le plus représentatif possible des données dans un espace ayant le moins grand nombre de dimensions possible (Cordier, 1965). Pour cela, on part d'une représentation géométrique des données initiales, à savoir *n* éléments chimiques représentés par rapport à *p* prélèvements. Chaque prélèvement constituant un axe, on obtient un nuage de *n* points dans un espace à *p* dimensions. De même, on peut construire un nuage de *p* points-prélèvements dans un espace à *n* dimensions. La connaissance de ce nuage de points peut nous être donnée par les seules distances entre les points pris deux à deux ; de même que l'on peut connaître un objet réel uniquement à l'aide de ses dimensions, sans avoir besoin des coordonnées de chacun de ses points. C'est la mesure de cette distance, permettant de pondérer les éléments chimiques, en donnant un poids plus grand par exemple aux éléments chimiques moins abondants, qui varie d'une méthode à l'autre. Cette distance n'est qu'un coefficient de similarité ou de corrélation, mais ses propriétés sont très importantes en ce qui concerne le résultat final.

Ce nuage de points ne peut être représenté qu'avec un grand nombre de dimensions. On va rechercher un système de référence plus simple et attaché au nuage de points. On commence donc par déterminer le centre de gravité du nuage, puis l'axe principal d'allongement du nuage (axe 1), ensuite un axe perpendiculaire au précédent (axe 2) qui forme un plan ajustant au mieux le nuage (plan des axes 1 et 2), etc. On démontre que ces axes factoriels peuvent être obtenus à partir des valeurs propres et des vecteurs propres de la matrice des distances. Le même calcul peut être effectué à partir du nuage de points représentant les prélèvements. Dans le type d'analyse que nous avons utilisé, il existe une correspondance simple entre les axes factoriels extraits de ces deux nuages de points, ce qui permet, d'une part, de n'effectuer qu'une seule diagonalisation de matrice (recherche des valeurs et vecteurs propres) et, d'autre part, d'avoir une représentation géométrique simultanée des éléments chimiques et des

prélèvements. Bien entendu un point-élément chimique serait d'autant plus proche d'un point-rélèvement que cet élément chimique caractérise ce prélèvement.

3.6. Approche séquentielle

La méthode d'analyse séquentielle adoptée dans cette étude est basée sur l'étude sédimentologique et les données de l'analyse biostratigraphique. En effet, l'analyse génétique d'une série ne peut se faire sans déterminer les surfaces stratigraphiques remarquables qui délimitent les différents corps, notamment les limites de séquences, les surfaces d'inondation et les caractéristiques faciologiques et biostratigraphiques des dépôts. En ce sens, l'analyse génétique utilise les données des observations macroscopiques de terrain et la microscopie, permettant d'identifier les différents faciès et microfaciès qui seront utilisés pour tracer la courbe lithologique de faciès. Cette courbe lithologique reflètera alors la succession verticale des différents faciès, (Boulvain, 2017).

L'étude de la courbe lithologique de faciès ou de microfaciès d'une série permet de :

- mettre en évidence les ruptures de la sédimentation (unités sédimentaires). Pour les évolutions sédimentologiques pour lesquelles la loi de Walther (1894) n'est pas respectée, on voit se succéder deux faciès qui ne coexistent pas latéralement dans le domaine de sédimentation, c'est le cas par exemple du calcaire argileux à brachiopodes succédant à du calcaire algo-laminaire, etc.). En effet, la loi de Walther établit : « *en l'absence de hiatus de sédimentation ou d'érosion, les faciès se succédant verticalement se sont déposés dans des environnements de dépôt latéralement adjacents* » (Middleton, 1973) ;
- mettre clairement en évidence le sens de l'évolution des faciès : tendance à se rapprocher (régression) ou à s'éloigner (transgression) de la ligne de rivage.

La courbe lithologique des faciès est très utile lorsque l'on envisage de réaliser un découpage séquentiel sédimentologique car, elle définit l'empilement vertical des faciès. Elle permet aussi de préciser la succession des différents milieux de sédimentation pour caractériser la fluctuation du niveau marin relatif ou de

l'accommodation. Elle est construite de l'une des trois (03) façons suivantes (figure 14) proposées par Boulvain (2014) :

- (1) en regard de chaque banc ou faciès, on trace un trait de l'épaisseur de ce banc ou unité avec comme abscisse le type de faciès (figure 14A) ;
- (2) en regard du point d'échantillonnage, on porte un point correspondant au microfaciès identifié en lame mince ; les différents points sont ensuite reliés par une courbe (figure 14B) ;
- (3) on peut aussi matérialiser les microfaciès par des bâtonnets ; ceci permet d'affecter une variable supplémentaire au type de trait (pointillé, plein, etc.) (figure 14C).

Lors de la construction de la courbe lithologique, l'ordre des faciès/microfaciès sur l'abscisse n'est pas arbitraire. Si l'on désire comparer les courbes lithologiques de deux coupes contemporaines mais de faciès différents, ou si l'on entend étudier le sens des variations de faciès au sein des séquences, il faut impérativement que l'ordre des faciès soit choisi en fonction d'une même logique. Cette logique peut être la granulométrie. Mais elle peut aussi être celle de la succession des faciès au sein d'un modèle de plate-forme (par exemple les SMF, voir Annexe 8, p.208). Il est également possible d'utiliser la notion de « multiples séries naturelles » proposée par Delfaud (1972).

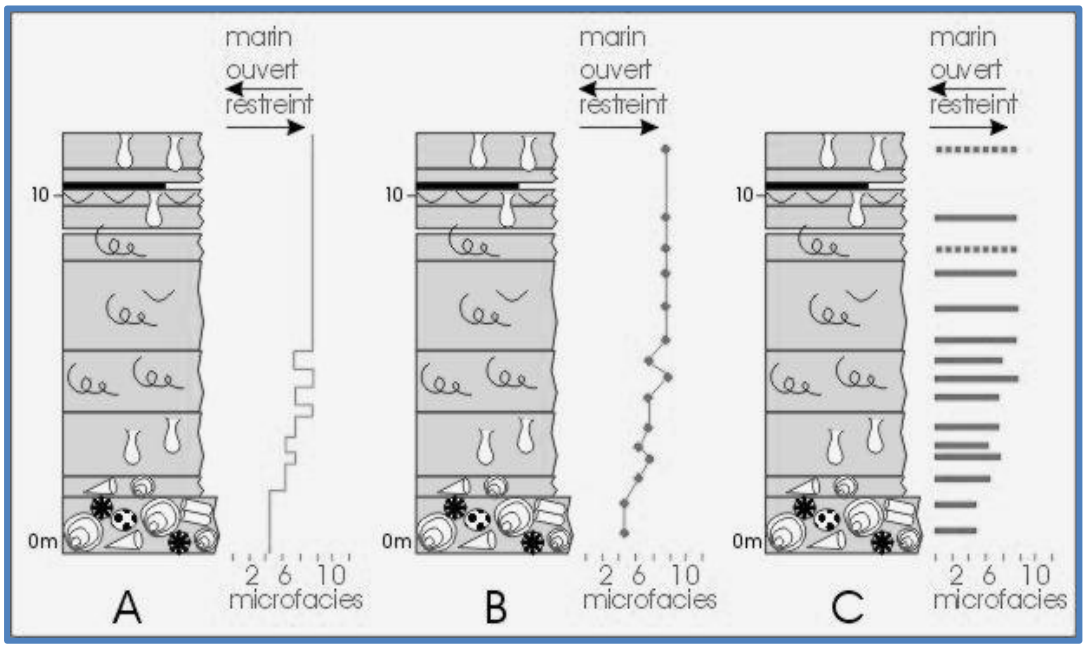


Figure 14: Représentation de trois modèles de courbe lithologiques de microfaciès (Boulvain, 2014)

La courbe lithologique permet de suivre le déplacement des milieux de dépôt dans le temps et dans l'espace, ce qui simplifie l'interprétation séquentielle.

Les données sédimentologiques sont alors complètées et comparées aux résultats biostratigraphiques qui, préalablement, ont permis de déterminer les environnements de dépôts et leurs caractéristiques écologiques et biologiques. Le but de la démarche est de parvenir à un calage beaucoup plus précis des limites de séquences et surfaces stratigraphiques identifiées. Ainsi, les corps sédimentaires seront déduits en tenant compte à la fois des caractéristiauqes faciologiques des dépôts et de la nature des surfaces successives dans le sens de leur mise en place.

La figure 15 suivante présente le modèle d'interprétation séquentielle.

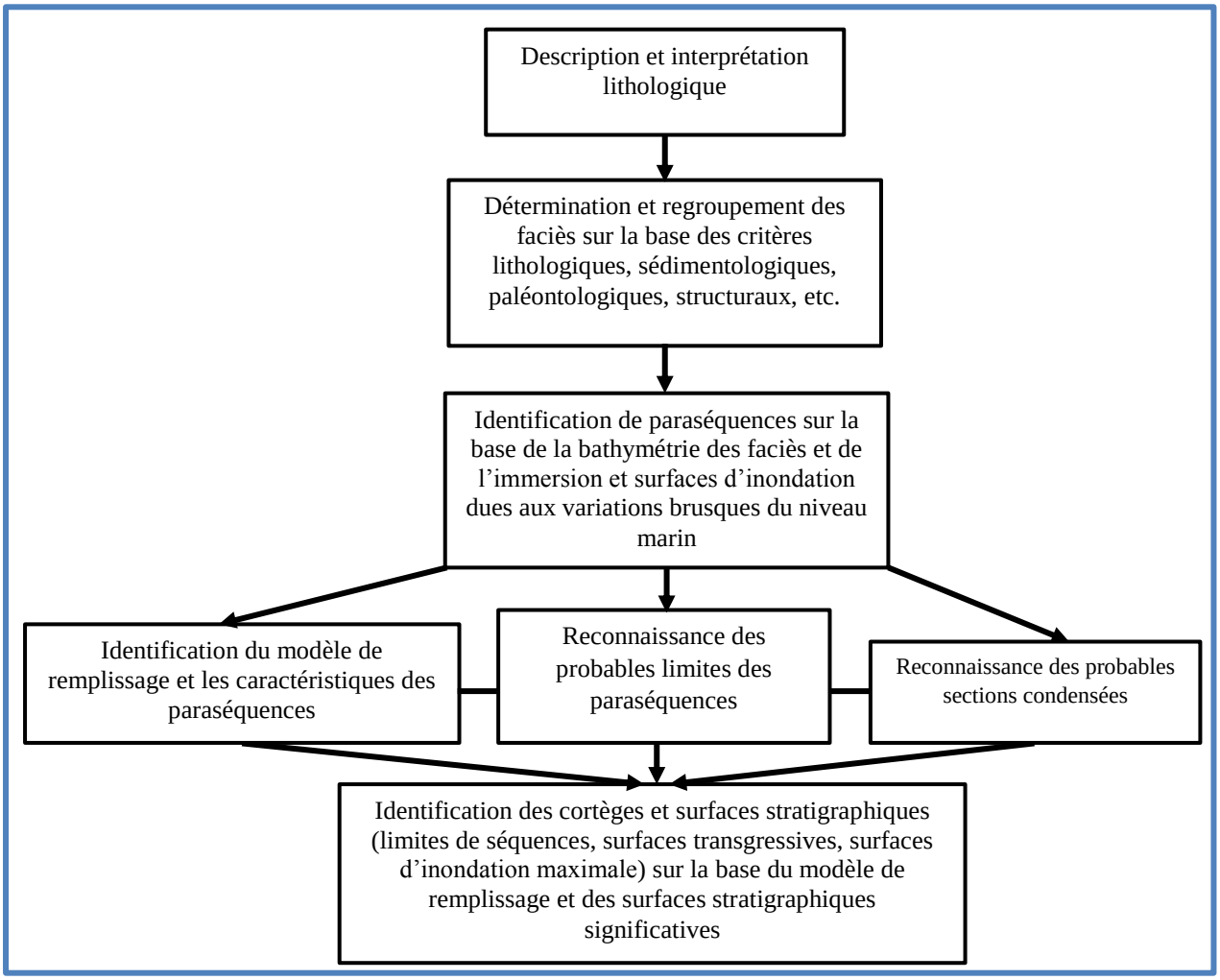


Figure 15 : Modèle d'interprétation séquentielle (Van Wagoner *et al.*, 1990)

DEUXIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSIONS

La deuxième partie de cette thèse comporte quatre chapitres à travers lesquels sont respectivement présentés, analysés et discutés les résultats des approches sédimentologiques, biostratigraphiques, géochimiques et d'analyses séquentielle et génétique.

Chapitre 4 : CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES

Les observations macroscopiques et analyses microscopiques faites à partir des échantillons provenant des différentes carrières ont servi de base pour réaliser cette étude sédimentologique des dépôts, afin d'aboutir aux regroupements lithologiques des faciès sédimentaires présentés dans ce chapitre.

4.1. Caractérisation des discontinuités sédimentaires à partir des coupes

Dans cette étude, la détermination des discontinuités sédimentaires est basée sur les critères définis par Clari *et al.* (1995), Ghibaudo *et al.* (1996) et Hillgärtner (1998). La détermination de ces discontinuités est essentiellement basée des surfaces durcies perforées ou bioturbées, des surfaces d'émersion (surface de ravinement) et des microkarsts observables au toit des calcaires. Les niveaux calcaires des carrières d'Onigbolo, de Massè et de Fongba montrent des vides de dissolution et des perforations remplies par de la micrite. Tous ces critères ont permis de définir les discontinuités sédimentaires (Planche 1, p. 72).

La première discontinuité est observée au toit du niveau glauconieux. La deuxième discontinuité est située en dessous du même niveau glauconieux. Ces deux discontinuités ont une grande extension. Elles sont présentes dans toutes les carrières étudiées (Onigbolo, Massè et Fongba). Enfin, la troisième discontinuité a été mise en évidence entre la base du niveau à calcaire oolithique, stratifié, et le toit du calcaire brèchique (figure 17, p.74). Elle a été reconnue grâce à la disposition des faciès et leur architecture différentes de part et d'autre. Cette discontinuité semble avoir un caractère plus local. En effet, elle n'a été clairement définie que dans les carrières d'Onigbolo et Massè.

Ces discontinuités ont été utilisées pour proposer un découpage des coupes en vue de l'étude faciologique détaillée (figure 17, p.74).

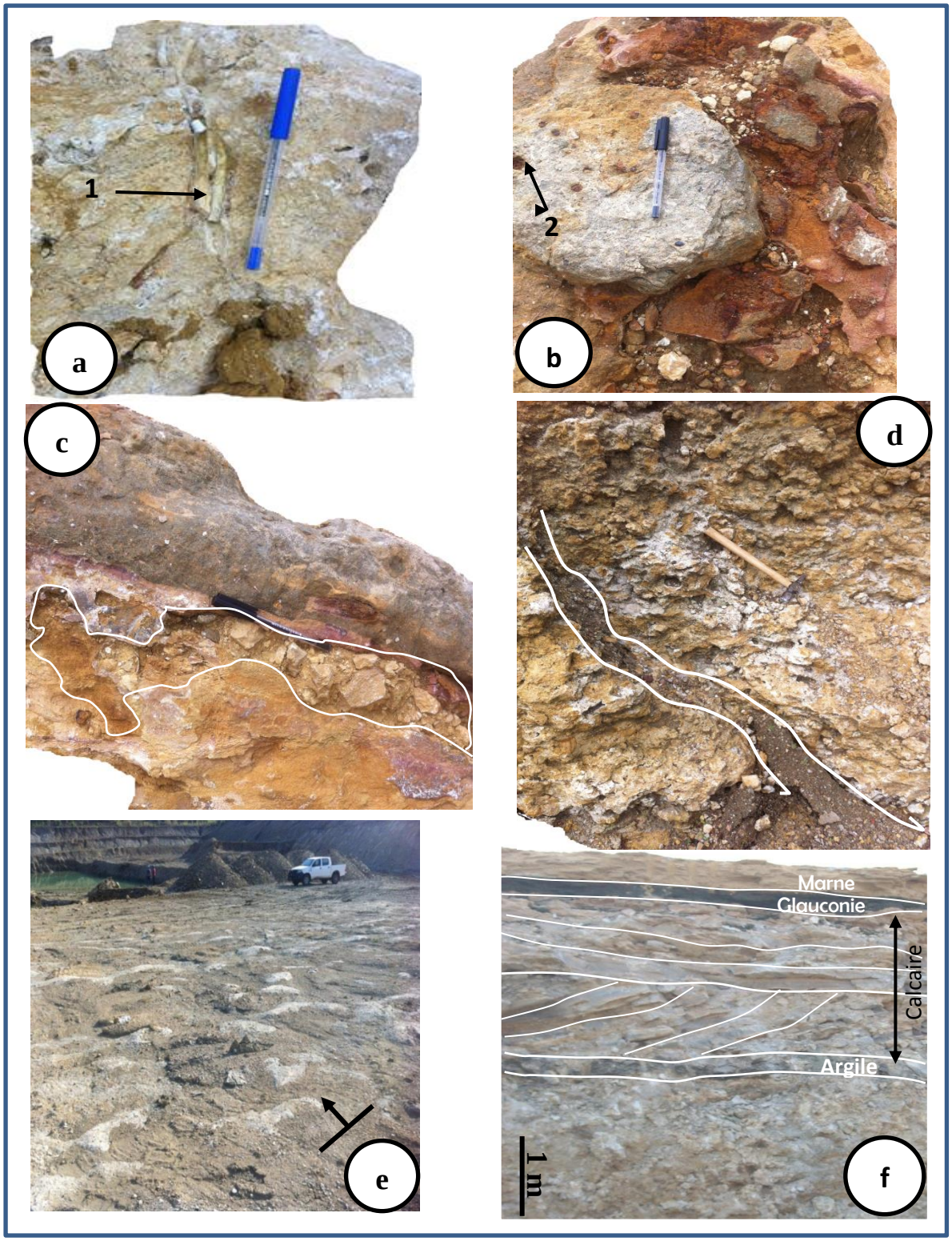


Planche 1 : Quelques caractéristiques des surfaces stratigraphiques observées dans les carrières de Fongba, Massè et Onigbolo

a : bioturbation et perforation dans la carrière de Fongba (1: perforation par les racines); **b :** surface d'oxydation du niveau glauconieux dans la carrière de Massè (2 : tou de fouisseur ou terrier); **c:** microkarst dans la carrière de Massè ; **d :** fracture cimentée dans la carrière de Fongba ; **e :** surface de ravinement montrant des rides de courant au toit du niveau glauconieux dans la carrière de Massè; **f :** stratification plane et oblique du calcaire oolithique dans la carrière d'Onigbolo

4.2. Caractéristiques sédimentologiques de la carrière d'Onigbolo

4.2.1. Description lithologique et découpage

Trois coupes levées à différents fronts de taille dans la carrière d'Onigbolo ont permis de réaliser la coupe synthétique de la région. Chacune des coupes correspond à une banquette du front de taille. La coupe N°1 (figure 16a) a été levée au front de décapage du stérile, la coupe N°2 (figure 16b) montre le front de taille dégagé par l'exploitation du calcaire supérieur alors que la coupe N°3 (figure 16c) correspond au front de taille dégagé par l'exploitation du calcaire inférieur. Ensuite, une coupe synthétique de la carrière (figure 17) a été proposée à partir de l'ensemble des observations.

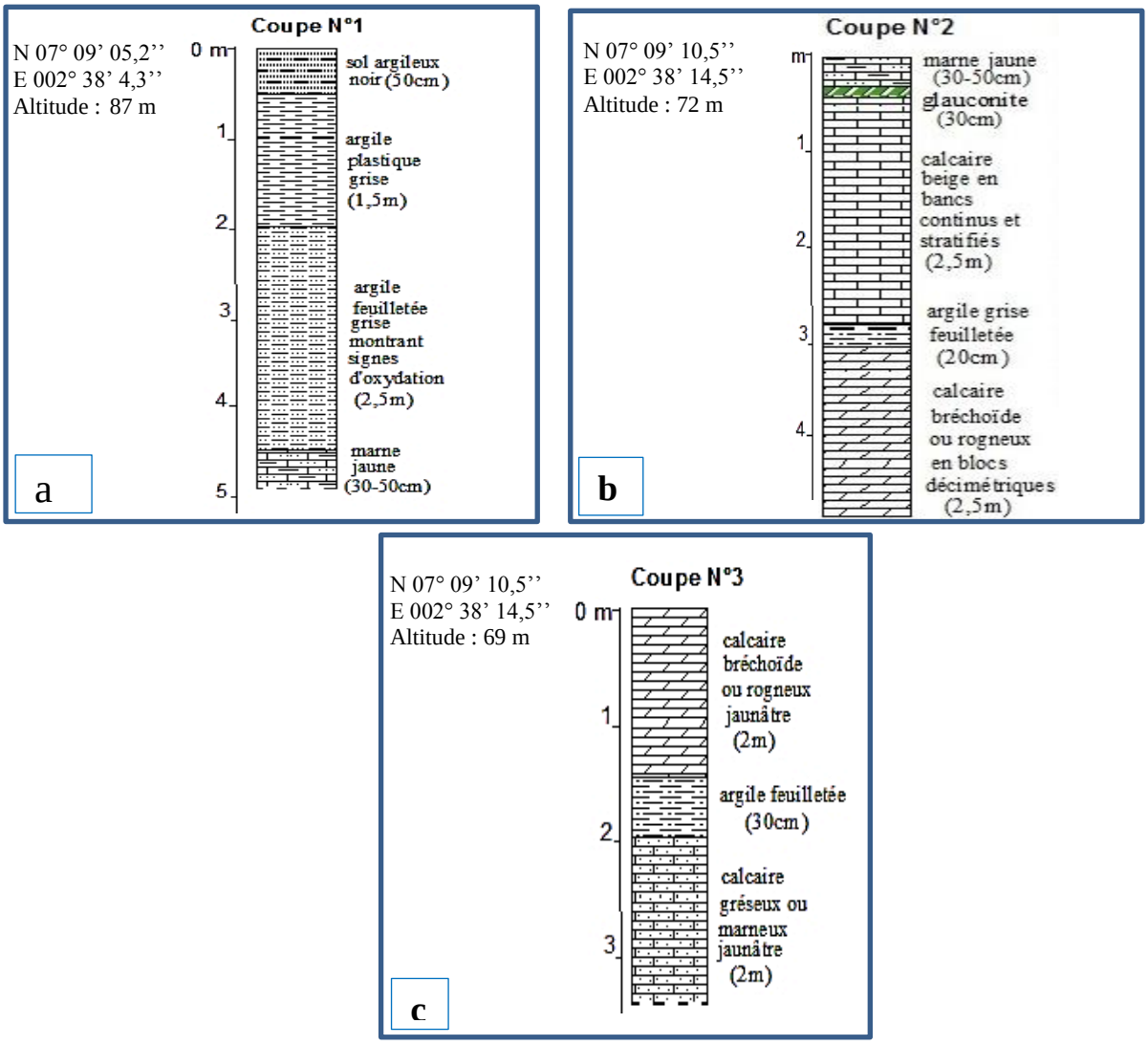


Figure 16 : Coupes lithologiques des fronts de taille de la carrière d'Onigbolo

a : Niveau argileux décapé pendant l'exploitation ; b : calcaires supérieur et moyen ; c : calcaires moyen et inférieur

Les différentes discontinuités identifiées ont permis de proposer un découpage en termes et ensembles lithologiques de la coupe synthétique réalisée (figure 17).

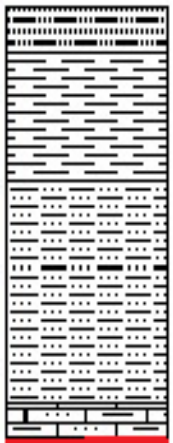
Découpage		Coupe	Lithologie
Ensembles de faciès	**Faciès**		
Ens. 3	**OT 1**		Sol argileux noir (50 cm)
			Argile plastique grise (1,5 m)
			Argile feuilletée grise (2,5 m)
	OT 2		Marne jaune (30-50 cm)
Ens. 2	**OT 3**		Sable glauconieux vert (30 cm)
	OT 4		Calcaire biogénique ou oolithique, beige en bancs à stratification plane au sommet et oblique vers la base (2,5 m)
	OT 5		Argile grise feuilletée (20 cm)
Ens. 1	**OT 6**		Calcaire béchique (2 à 3 m)
	OT 7		Argile à fines passées calcareuses (30 cm)
	OT 8		Calcaire gréseux ou marneux jaunâtre (2 m)
			Alternance de bancs sableux, d'argile à blocs calcaires (décrit par Bio-Lokoto, 1991)

Figure 17 : Coupe schématique synthétique montrant les lithofaciès observés dans la carrière d'Onigbolo et les discontinuités (traits rouges)

L'analyse de la coupe synthétique de la carrière d'Onigbolo montre de la base vers le sommet : des calcaires gréseux (2 m), des calcaires brèchoïdes et stratifiés formant deux niveaux distincts (5 - 6 m) et des dépôts argileux (5 m).

Cette succession lithologique est entrecoupée par trois discontinuités. La première discontinuité (supérieure) est localisée au toit du niveau glauconieux, la deuxième et la troisième se trovent respectivement en dessous du niveau glauconieux et au-dessus du niveau bréchique. De part et d'autre de ces discontinuités, se trouvent des dépôts de lithologie différente. Sur la base des différentes discontinuités, les dépôts de la carrière d'Onigbolo ont été répartis en trois sous-séquences de dépôts. La sous-séquence inférieure couvre de la base de la coupe jusqu'à la discontinuité inférieure (toit du niveau bréchique), la sous-séquence intermédiaire est comprise entre la discontinuité inférieure et la discontinuité supérieure (toit du niveau glauconieux). La troisième sous-séquence couvre toute la série argileuse, partant du toit du niveau glauconieux (partie supérieure de la coupe). La partie basale de la sous-séquence inférieure (faciès OT5, OT6, OT7 et OT8 [figure 17, p. 74]) est constituée de dépôts sablo-calcaires ; elle se termine par les calcaire bréchiques. Elle est constituée à sa base par des dépôts marins profonds datés du Maastrichtien au Paléocène inférieur à moyen connus sous l'appellation « Unité II » (IR-Breda, 1987). La lithologie de cette sous-séquence est constituée de la base vers le sommet par : une alternance de bancs de sables et d'argiles à blocs calcaires (OT8), un calcaire gréseux (OT8), un calcaire bréchique biogène (OT6).

Au toit du calcaire bréchique, on retrouve une mince couche d'argile feuilletée qui ne représente parfois qu'un joint la séparant de la sous-séquence intermédiaire.

La sous-séquence intermédiaire est constituée de calcaires bioclastiques et oolithiques à stratification oblique (faciès OT4, planche 1f, p.72). La base de la sous-séquence est souvent ravinante. Ces deux sous-séquences (inférieure et intermédiaire), dans leur disposition et leur géométrie, semblent représenter une succession de séquences transgressive et régresssive.

La sous-séquence supérieure est essentiellement argileuse (faciès OT1, OT2 et OT3). Elle termine la coupe par des faciès d'argile feuilletée grise se débitant en plaquettes.

Le sommet de la sous-séquence supérieure est constitué par une argile noire plastique (figure 16a, p.73).

4.2.2. Caractéristiques faciologiques

Les résultats présentés à ce niveau concernent les caractéristiques générales qui se dégagent de l'étude macroscopique et microscopique des différents faciès dont la succession est présentée par la coupe de la figure 17, page 74.

4.2.2.1. Modèles de faciès

Le faciès argileux OT1 n'a pas été décrit, car il n'appartient pas à la série carbonatée.

- **Faciès OT 2** : calcaire marneux

Il s'agit d'une marne de couleur jaunâtre, formant un niveau plus ou moins meuble de 30-50 cm d'épaisseur. Aucun reste de fossile n'a été identifié dans ce dépôt. Cette couche repose par un contact franc sur la glauconie (Planche 1f, p.72**)**.

Peu d'indices ont été relevés sur le faciès en vue de son interprétation. Néanmoins, il a été attribué à un environnement de lagune subtidale, compte tenu de sa relation géométrique avec la glauconie sous-jacente.

- **Faciès OT 3** : sable glauconieux

Le faciès, d'une couleur verte foncée, forme un niveau plus ou moins meuble. On y observe de nombreux et fins fragments de coquille de lamellibranche et de gastéropode. Les grains de glauconie sont de dimensions assez variées, dont une importante proportion de la fraction silteuse. On y retrouve une importante fraction détritique grossière, constituée de morceaux de roches provenant du socle. Ce faciès repose sur la série calcaire par un contact franc. Au point de vue de sa teinte et de son organisation à l'affleurement, le faciès glauconieux d'Onigbolo a été interprété comme une glauconie formée *in situ* dans un environnement peu profond. Des indices d'un transport après dépôt n'ont pas été identifiés.

- **Faciès OT 4** : Calcaire bioclastique

Le faciès calcaire OT4 est constitué de bancs décimétriques de couleur grise. Il est observé dans la partie supérieure de la coupe et présente une stratification oblique bien exprimée. La base du dépôt est ravinante.

- **Microfaciès OT4a :** Calcaire biomicritique

Le microfaciès OT4a contient des fragments bioclastiques (lamellibranches, algues, gastéropodes) et des fragments encroûtés. Quelques plages d'oxydation sont aussi visibles. Les lithoclastes présents sont constitués de pisolites, dont certaines formes sont brisées ou corrodées. Les grains de quartz sont absents. Le liant est généralement de la microsparite, rarement de la micrite.

Ces faciès correspondent à des dépôts caractérisant un milieu de faible profondeur, soumis à l'influence des vagues. Les lithoclastes présents sur la texture packstone observée traduisent un environnement calme où la décantation de boue est possible, mais de temps en temps agité, proche de celui des faciès de haute énergie puisque les éléments sont identiques. Les textures grainstone et packstone présentes sur les lames minces témoignent d'une instabilité hydrodynamique. Ceci implique une alternance des périodes de vannage des éléments et la décantation de la boue. La stratification oblique présente ici indique une zone soumise aux vagues de beau temps ; mais l'absence du quartz exclut sa situation dans la zone intertidale. Ce faciès a donc été interprété comme faisant partie du complexe de barrière (probablement l'arrière-barrière) qui le protège du transit détritique.

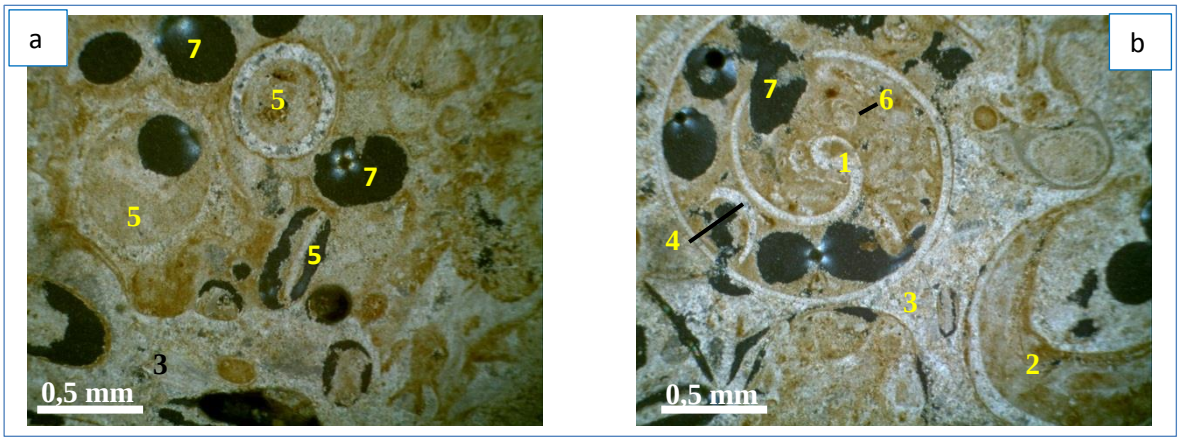


Planche 2 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT 4a)

1 : Gastéropode ; 2 : algue ; 3 : ciment micritique ; 4 : fragment de lamellibranche ; 5 : brachiopode ; 6 : foramminifère ; 7: vide de dissolution

- **Microfaciès OT 4b :** Calcaire oobiomicrosparitique

Le faciès contient des oolithes/pisolites entiers et de grands fragments d'algues, de lamellibranches et des lithoclastes. Les nucléi sont de nature variée. Certains pisolites sont micritisés ou corrodés. La forme des oolithes tend le plus souvent à s'arrondir. Deux types d'oolithes/pisolites ont été distingués : le premier type est constitué de spécimens à gros oolithes entiers à cortex concentriques et réguliers (type α, photo 3b) et le second est à cortex concentriques irréguliers ou corrodés ou encore micritisés (type β, photo 3a). Les restes d'organismes sont encroûtés, recristallisés ou micritisés. Sur les lames, on observe parfois des oolithes à cortex de taille plus petite, portant des laminations. On y trouve quelques rares grains glauconieux mais les grains de quartz sont absents. Certains éléments de grande taille présentent une orientation. Le faciès est caractérisé par une faible diversité biologique. Le liant est de la microsparite.

Ces faciès correspondent à des niveaux oolithiques, caractérisant les milieux de faible profondeur, soumis à une action permanente des vagues (énergie forte). La taille et l'importance des oolithes traduisent une formation *in situ* dans un environnement agité ayant un hydrodynamisme plutôt fort. La texture grainstone, l'absence de glauconie et du quartz sont des critères qui confirment la turbulence du milieu qui visiblement très peu profond, a été interprété comme un platier d'abrasion, situé en avant de la barrière, en raison de l'abondance des oolithes et de l'absence du quartz.

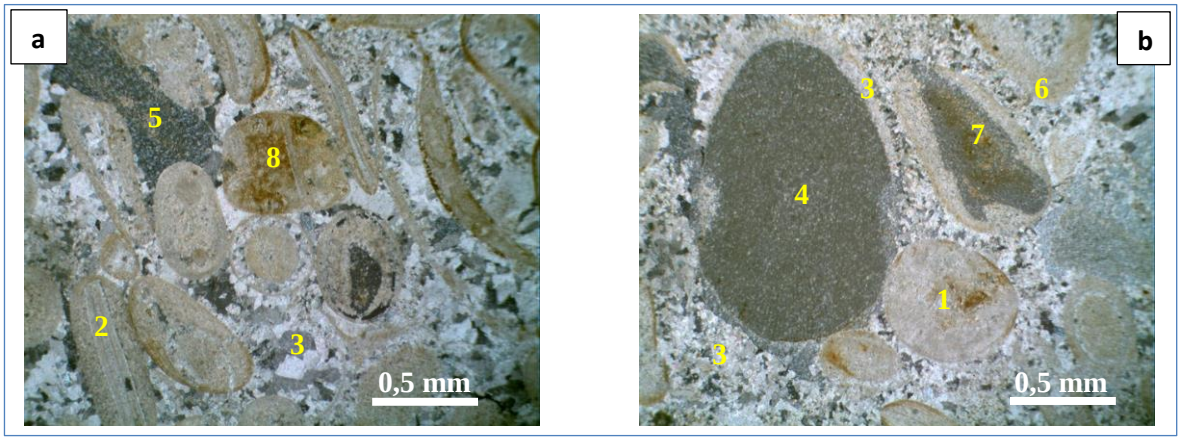


Planche 3 : Microphotographies (a et b) en lumière naturelle des calcaires oobiomicrosparitiques d'Onigbolo (faciès OT 4b)
1 : pisolite α ; 2 : pisolite β, 3: ciment microsparitique ; 4 : algue; 5: calcite éteinte ; 6: recristallisation microsparitique ; 7 : brachiopode ; 8 : fragment d'algue

➢ **Faciès OT6**

- **Macrofaciès OT6 :** brèches calcaires

Faciès calcaire en petits blocs décimétriques (sans aucun litage, ni granoclassement) de couleur grise à ocre. Le faciès se présente sous la forme d'un corps chaotique, sans litage ni organisation précise. Le niveau se présente généralement comme des brèches calcaires déposées par éboulement.

- **Microfaciès OT 6a :** Calcaire oobiomicritique

Calcaire oobiomicritique contenant des fragments de coquille de taille variable (très petits à très grands), lamellibranches, gastéropodes, algues et de très petits mais nombreux pisolites. Quelques rares grains glauconieux sont visibles. Les grains de quartz sont rares. Le liant est de la microsparite.

Ces faciès correspondent à des petits niveaux à pisolites, caractérisant les milieux infralittoraux, de faible profondeur, soumis sous une action permanente et modérée des vagues (énergie modérée). La taille et le nombre important de ces pisolites observés pourraient traduire qu'ils soient formés *in-situ*, que l'environnement a un hydrodynamisme légèrement calme, mais proche de celui des faciès oolithiques ordinaires puisque les éléments sont morphologiquement identiques. Par contre, la présence de la glauconie indique un milieu plus confiné. L'ensemble des critères pourraient donc caractériser un milieu lagunaire plus protégé, en l'occurrence, l'arrière-barrière (arrière barrière ou cordons sableux colonisés par divers organismes).

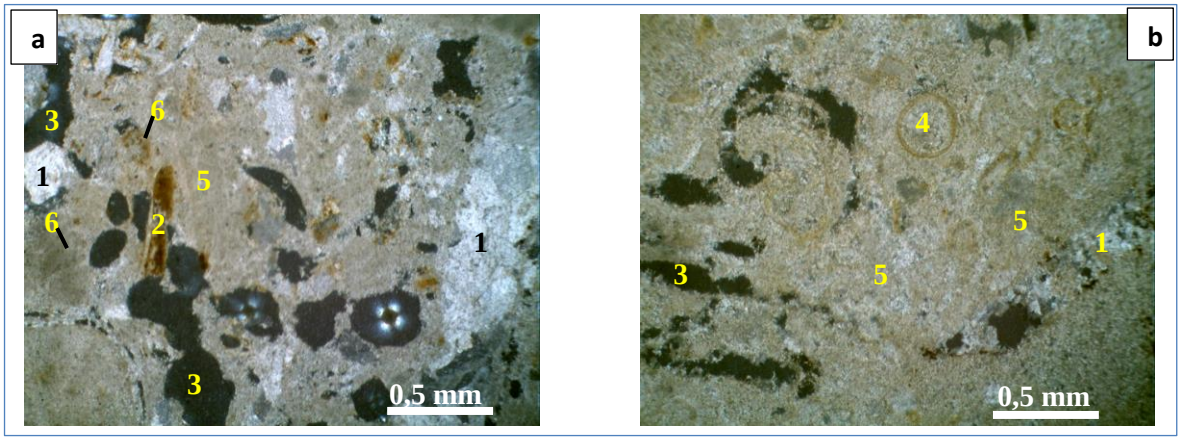


Planche 4 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6a)
1 : recristallisation microsparitique; 2 : fragment de bioclaste ; 3 : vide de dissolution ; 4 : oïde ; 5 : ciment micritique ; 6 : microorganisme non reconnaissable

- **Microfaciès OT6b :** Calcaire biomicritique recristalisé

Le faciès présente d'abondants lithoclastes associés à des bioclastes hétérométriques (lamellibranches, gastéropodes, ostracodes). Les fragments de coquille de lamellibranche et de gastéropodes sont de très grande taille. Les algues, ostracodes et pisolites α (très petits à moyens) sont rares. Certains pisolites sont corrodés et les fragments micritisés ou recristallisés. Les grains de quartz et les grains glauconieux sont très rares. Le liant est généralement de la microsparite, quelquefois de la micrite.
Du point de vue macroscopique, la constitution du niveau concerné en de petits blocs non cohérents associés à la présence de lithoclastes suggère un remaniement. Ce faciès a donc été interprété comme un dépôt lié à une érosion, suite au démantèlement des dunes hydrauliques ou des bioconstructions formant la zone de barrière, précédemment colonisées par divers organismes. La présence des lithoclastes pisolitiques a été interprétée comme un héritage des dunes formant le complexe de barrière et surtout comme un indicateur d'un hydrodynamisme à forte énergie.

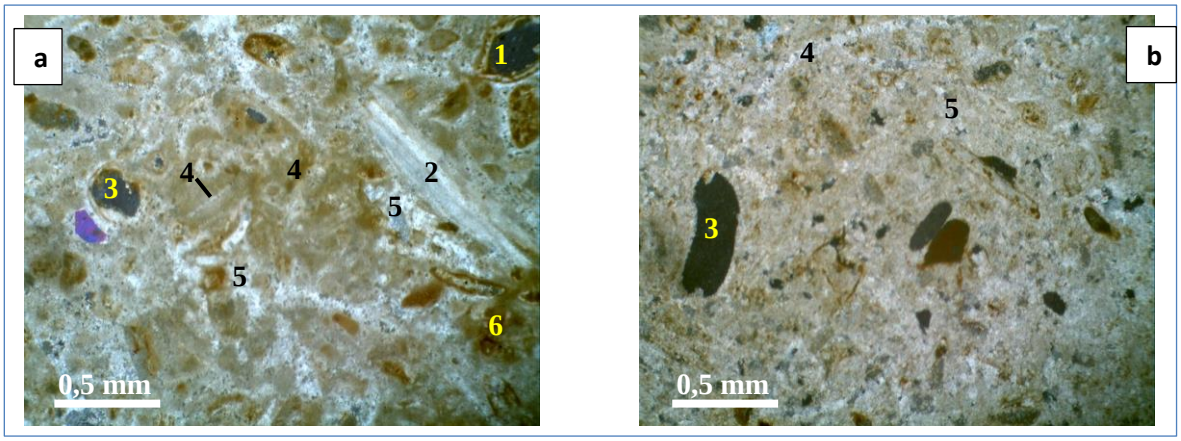


Planche 5 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6b)

1 : bioclaste (fragment de gastéropode) ; 2 : fragment de brachiopode à calcite fibreuse ; 3 : vide de dissolution de fragment organique ; 4 : fragment rempli de calcite recristallisé ; 5 : recristallisation microsparitique ; 6 : masse micritique

- **Microfaciès OT 6c :** Calcaire wackstone biomicritique

Ce faciès contient des fragments de coquille de lamellibranche, gastéropodes, foraminifères, madréporaires et des ostracodes. Les péloïdes sont abondants. Certains

fragments sont recristallisés. Les grains de quartz sont plus abondants que dans les faciès précédents. Le liant est de la micrite, rarement de la microsparite.

L'abondance croissante du quartz dans le faciès a été perçue comme une augmentation de l'énergie du courant de transport en provenance de l'intertidal, par rapport aux faciès précédents et la proximité d'une source de sédiments détritiques. La texture wackstone, quant à elle, suggère un milieu calme. Ce faciès a donc été interprété comme un faciès de lagune subtidale externe. Cette zone serait néanmoins moins exposée aux différentes influences du domaine littoral que le faciès OT8 sous-jacent.

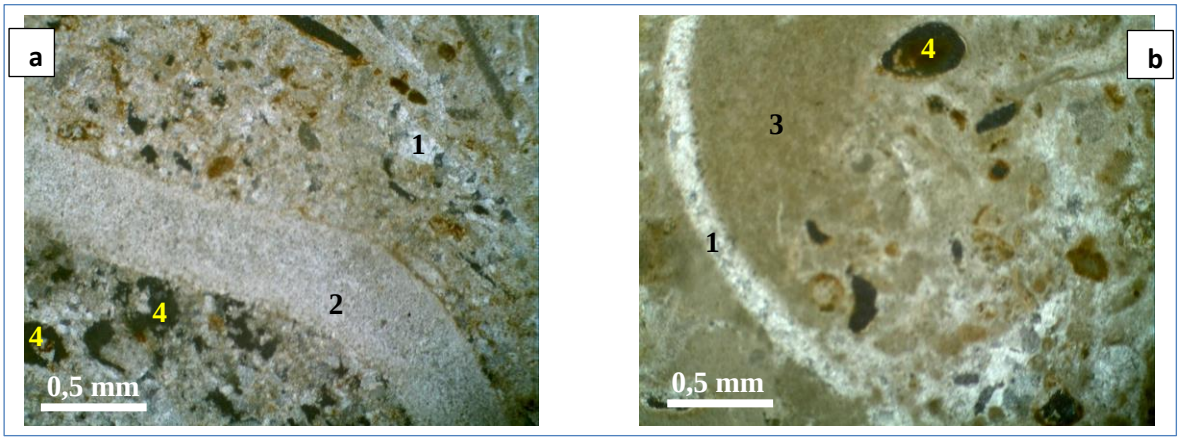


Planche 6 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6c)

1 : fragment de lamellibranche recristalisé ; 2 : fragment organique à calcite originelle ; 3 : micrite ; 4 : vide de dissolution ;

- **Faciès OT 7 :** Argiles

Ce sont des argiles légèrement calcareuses, feuilletées et montrant une alternance des lits centimétriques d'argile et d'accumulation de fossiles (coquilles de lamellibranches). Elles constituent généralement de très petits niveaux dont l'épaisseur n'excède pas 30 cm, qui se trouvent intercalés entre des bancs calcaires.

Ces faciès ont été interprétés comme formés dans la lagune subtidale où l'hydrodynamisme est très faible. Les accumulations de fossiles indiquent qu'il pourrait s'agir de niveaux condensés ou, tout au moins, leurs équivalents dans la lagune. La faible épaisseur des dépôts montre qu'ils correspondent à des périodes

marquées par le ralentissement des apports sédimentaires en général et d'arrêt de la production carbonatée en particulier.

➢ **Faciès OT 8**

- **Macrofaciès OT 8 :** Calcaire gréseux

Le faciès est un calcaire gréseux, beige ou jaunâtre formant un niveau de 1 m à 2 m d'épaisseur. Ce faciès est toujours observé à la base de la série calcaire d'Onigbolo.

- **Microfaciès OT 8 :** Calcaire wackstone gréseux

Le faciès est très riche en grains de quartz et relativement pauvre en bioclastes et débris divers. On y retrouve quelques fragments de coquilles recristallisés et difficilement reconnaissables et des péloïdes dans une matrice micritique. Les grains de quartz sont abondants, anguleux ou subanguleux.

La présence de la micrite associée à l'importance de la fraction détritique et la morphoscopie des grains tendent à indiquer des conditions restreintes, calmes mais soumises à l'influence continentale. En effet, la présence du quartz et la taille des grains indiquent l'existence d'un courant de transport, en provenance de l'intertidal. L'aspect anguleux de ces grains indique un court transport. La matrice micritique, quant à elle, suggère un milieu calme. Ce faciès a donc été interprété comme un faciès de lagune ou plate-forme interne (zone subtidale externe). Cette zone serait ainsi soumise aux différentes influences de la lagune et du domaine littoral.

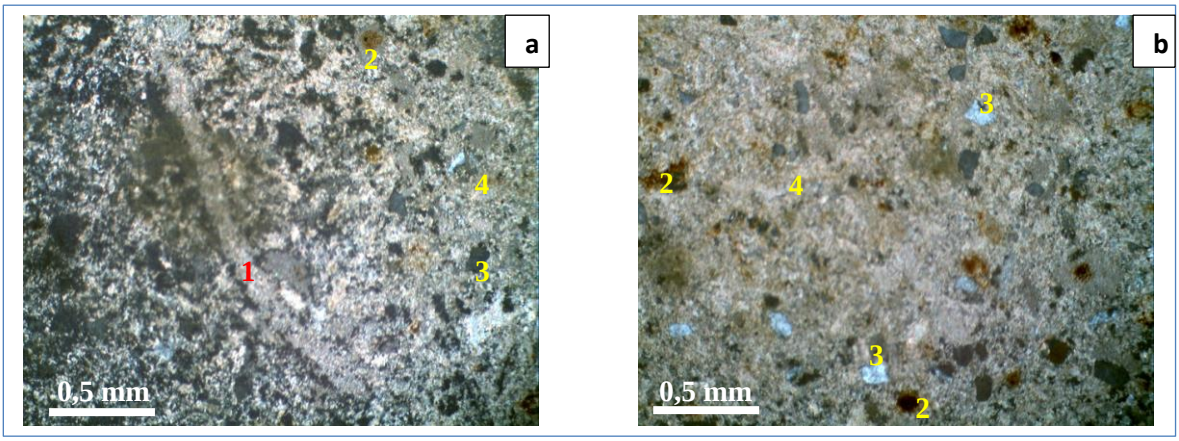


Planche 7: Microphotographies en lumière naturelle (a) et polarisée (b) des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT8)

1 : fragment de lamellibranche ; 2 : pelloïdes ; 3 : grains de quartz gris-bleutés ; 4 : ciment micritique

4.2.2.2. Association de microfaciès dans la carrière d'Onigbolo

Une association de faciès est un regroupement de plusieurs faciès en une succession verticale ou latérale à partir des microfaciès définis sur plusieurs niveaux d'une série. L'association de faciès permet de déterminer avec plus de précision les différents dépôts représentant un même milieu de sédimentation. Dans la carrière d'Onigbolo, deux associations de faciès (AF) ont été définies (figure 18).

- **Association de faciès 2 (AF 2) :** elle regroupe les faciès OT 4 (a et b) et OT5 qui sont des faciès de haute énergie, déposés dans un milieu caractérisé par la présence constante des courants. Ce fort hydrodynamisme a permis la formation de la stratification oblique observée dans le dépôt. Les nombreux indices d'émersion, l'abondance des oolithes et la présence de la stratification oblique ont conduit à interpréter cette association comme un dépôt d'avant-barrière.
- **Association de faciès 1 (AF 1) :** cette association est constituée des faciès OT 6 (a, b et c) ; OT 7 et OT 8. Le faciès OT 6a caractérise un milieu peu profond, sous une action modérée des vagues (hydrodynamisme modéré). Le faciès OT 6b traduit par contre un remaniement des dépôts de dunes précédemment colonisés. Les faciès OT 6c et OT 8 sont caractérisés par une importante fraction détritique dont la morphoscopie des grains indique des conditions restreintes, calmes mais soumises à l'influence continentale et un transport sur une courte distance (grains anguleux). En somme, AF 1 est une association de faciès qui caractérise un milieu de lagune et une relative proximité des sources pourvoyeuses des sédiments détriques (continent). Cette hypoThèse est confortée par l'abondance de la fraction détritique dont le pourcentage diminue au fur et à mesure qu'on évolue vers le haut de la coupe. Ces critères traduisent un déplacement du milieu d'enrégistrement des dépôts, suite à une augmentation de la profondeur du milieu de la base vers le haut de l'association.

Chacune des associations de faciès ainsi définies caractérisent un environnement propre de la plate-forme. L'enchaînement vertical de ces associations permet de suivre

le déplacement du milieu de dépôt des faciès, qui, dans le cas d'espèce, va de la lagune subtidale vers la barrière.

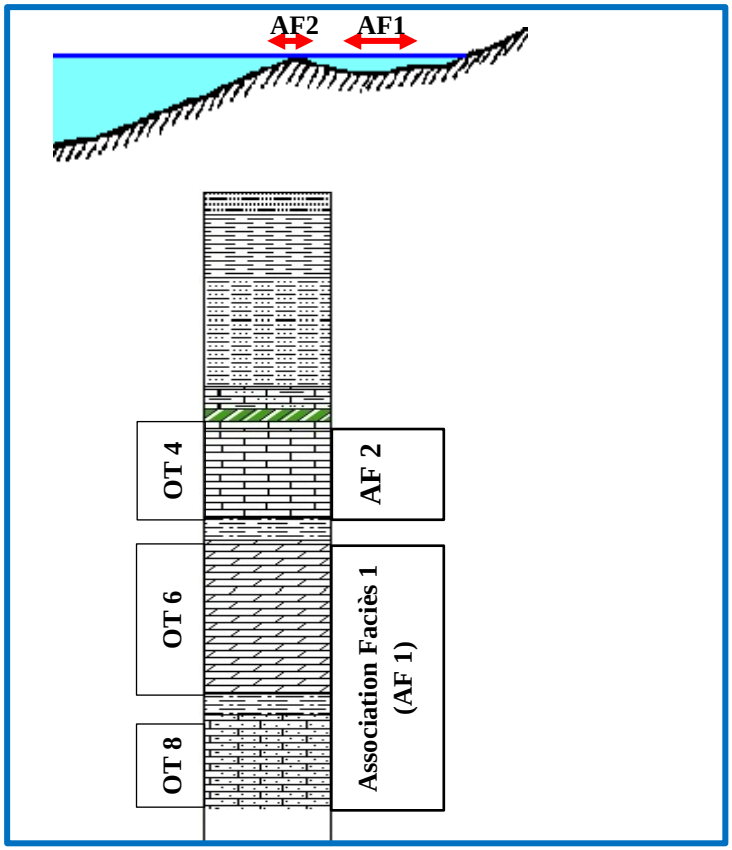


Figure 18 : Associations de faciès dans la carrière d'Onigbolo

4.3. Caractéristiques sédimentologiques de la carrière de Massè

A Massè, deux carrières ont été ouvertes par la société NOCIBE. La coupe que nous présentons a été levée dans la carrière I. La carrière II est géographiquement plus proche de celle d'Onigbolo à laquelle elle ressemble du point de vue lithologique. De ce fait, toutes les données récoltées dans cette carrière II ont été reversées dans le compte de la carrière d'Onigbolo et l'interprétation a été conduite comme telle. Toutefois, signalons que nos travaux de terrain ont été menés au début de l'exploitation de cette deuxième carrière.

4.3.1. Description lithologique et découpage

Cette description lithologique est principalement basée sur les coupes levées à différents fronts de taille dans la carrière de Massè. Elle a été complétée par des

données obtenues dans la région lors des campagnes de recherche de calcaire, pour en faire une coupe synthétique la plus représentative (figure 19).

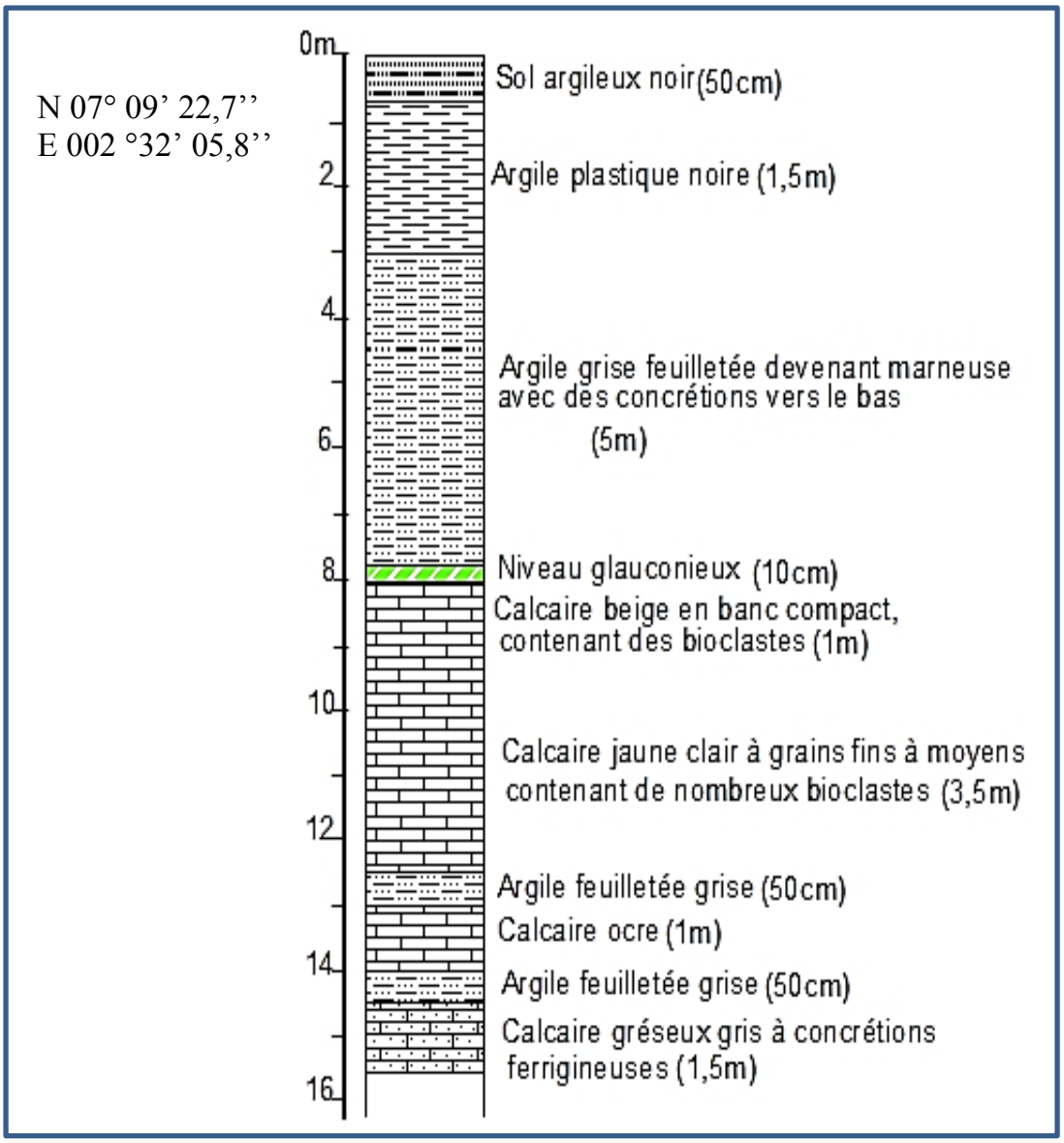


Figure 19 : Coupe lithologique synthétique de la carrière de Massè

L'analyse de la coupe de Massè met en évidence deux discontinuités. La première est placée au toit du niveau glauconieux et la seconde à son mur. Ces deux discontinuités permettent de définir deux sous-séquences de dépôt.

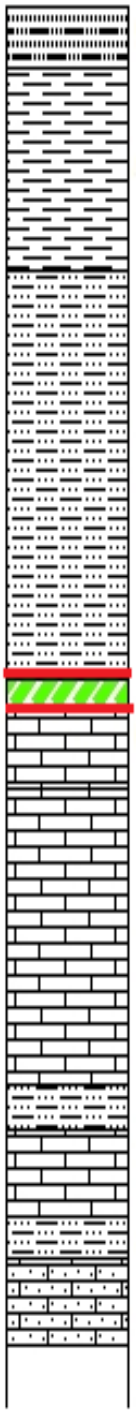
Découpage		Coupe	Lithologie
Ensembles de faciès	**Faciès**		
			Sol argileux noir (50 cm)
Ens. 1	**MT 1**		Argile plastique noire (1,5 m)
			Argile feuilletée grise (5 m)
Ens. 2	**MT 2**		Glauconie brune-verdâtre (10 cm)
	MT 3		Calcaire bioclastique beige à jaunâtre (4,5 m)
	MT 4		Argile feuilletée grise (50 cm)
	MT 5		Calcaire ocre (1 m)
	MT 6		Argile feuilletée grise (50 cm)
	MT 7		Calcaire gréseux gris à concrétions ferrugineuses (1,5 m)
			Alternance de bancs sableux et d'argile (décrite dans les sondages lors de la recherche de calcaire)

Figure 20 : Découpage en différents faciès (MT) de la coupe lithologique de la carrière de Masssè

La sous-séquence inférieure englobe tous les niveaux calcaires (figure 20). De la base vers le sommet de cette sous-séquence, on rencontre :

- un calcaire gréseux contenant des concrétions ferrugineuses (1,5 m) ;

- un premier niveau d'argile feuilletée (0,5 m) ;
- un calcaire ocre (1 m) ;
- un second niveau d'argile feuilletée (0,5 m) ;
- et un calcaire bioclastique à grains fins (4,5 m).

La lithologie de la sous-séquence et la présence remarquablement plus abondante de la fraction détritique dans les dépôts de base témoignent de l'influence plus grande du continent sur la sédimentation comparativement à celle d'une mer ouverte. Le calcaire situé au toit de cette sous-séquence montre des cavernes de dissolution, témoins d'une exposition subaérienne. Dans l'ensemble, la sous-séquence, par ses caractéristiques sédimentologiques, a été interprétée à sa base comme une séquence transgressive de lagune. Toutefois, sa partie sommitale témoigne indiscutablement d'une régression.

La sous-séquence supérieure débute par le niveau glauconieux et englobe toute la série argileuse. Le toit durci du niveau glauconieux laisse apercevoir de nombreux morceaux de roches oxydées et des rides de courant (Planche 1f, p.72). Le niveau en lui-même est formé d'une alternance de lit glauconieux et de grès rougeâtre (Planche 8b, p.89). Ces caractères typiques des milieux inter à supratidaux confirment le caractère régressif desdits dépôts et confèrent un caractère détritique au dépôt glauconieux. La coloration rougeâtre des lits gréseux, induite par une oxydation ferrigineuse, confirme aussi leur exposition aérienne.

4.3.2. Caractéristiques faciologiques

4.3.2.1. Modèles de faciès

Le faciès argileux MT1 n'a pas été décrit, car il n'appartient pas à la série carbonatée.

- **Faciès MT2**

- **Macrofaciès :** grès glauconieux

Le faciès de grès glauconieux (Planche 8b, c et d, p. 89) de couleur gris-verdâtre forme un niveau compact bien induré. On y observe de nombreux et fins fragments de coquille de lamellibranche. L'ensemble a été cimenté par de la sparite. Ce niveau est parfois constitué de minces bancs centimétriques qui alternent avec de petits bancs

d’un grès saccharoïde rougeâtre de même épaisseur (planche 8b). De nombreux éléments détritiques grossiers, anguleux et oxydés sont remarquables.

Ce faciès grès glauconieux est parcourru par de nombreux filonnets synsédimentaires.

- **Microfaciès :** grès glauconieux

En lame mince (planche 8d), le grès est constitué de 60 % de grains glauconieux grossiers dont certains sont oxydés ou formés autour d’une micrite sombre (probablement des restes de matière organique). Les grains de quartz présents sont de dimension variable. Quelques rares oolithes, algues et lithoclastes contenant du quartz sont aussi visibles.

De par sa nature, la glauconie se forme dans un milieu basique confiné sous une faible profondeur. Elle peut également se former dans des milieux plus profonds où elle présente une teinte vert-foncée. Dans ce cas, le faciès comportera une fraction silto-argileuse plus importante. Ce qui n’est pas le cas de la glauconie de Massè qui a un caractère sableux, contenant une faible fraction silteuse. Toutefois, il faut signaler qu’au microscope, les grains glauconieux sont d’une teinte vert-foncée. Cette glauconie a donc été interprétée comme détritique, formée dans un autre milieu et ayant été transportée, puis redéposée. La présence des éléments détritiques anguleux, oxydés de la base au sommet du dépôt, sont une preuve de son évolution à l’air libre, sans doute dans un environnement côtier, si l’on considère la coexistence du faciès avec les bancs de grès saccharoïde avec lesquels il alterne.

- **Faciès MT3**

- **Macrofaciès MT3a :** Calcaire packstone oobiosparitique

Ce faciès contient de très petits oolithes (planche 9b), des foraminifères et de très petits fragments de bioclastes. Il est en contact direct avec le niveau glauconieux sus-jacent (planche 9a, p.90).

Il caractérise un milieu infralittoral, de faible profondeur, sous l’action permanente des vagues à puissance modérée. Les caractéristiques des pisolites observés pourraient

traduire qu'ils sont formés *in situ* dans un environnement à hydrodynamisme modéré. Ces critères caractérisent les milieux lagunaires protégés par une barrière.

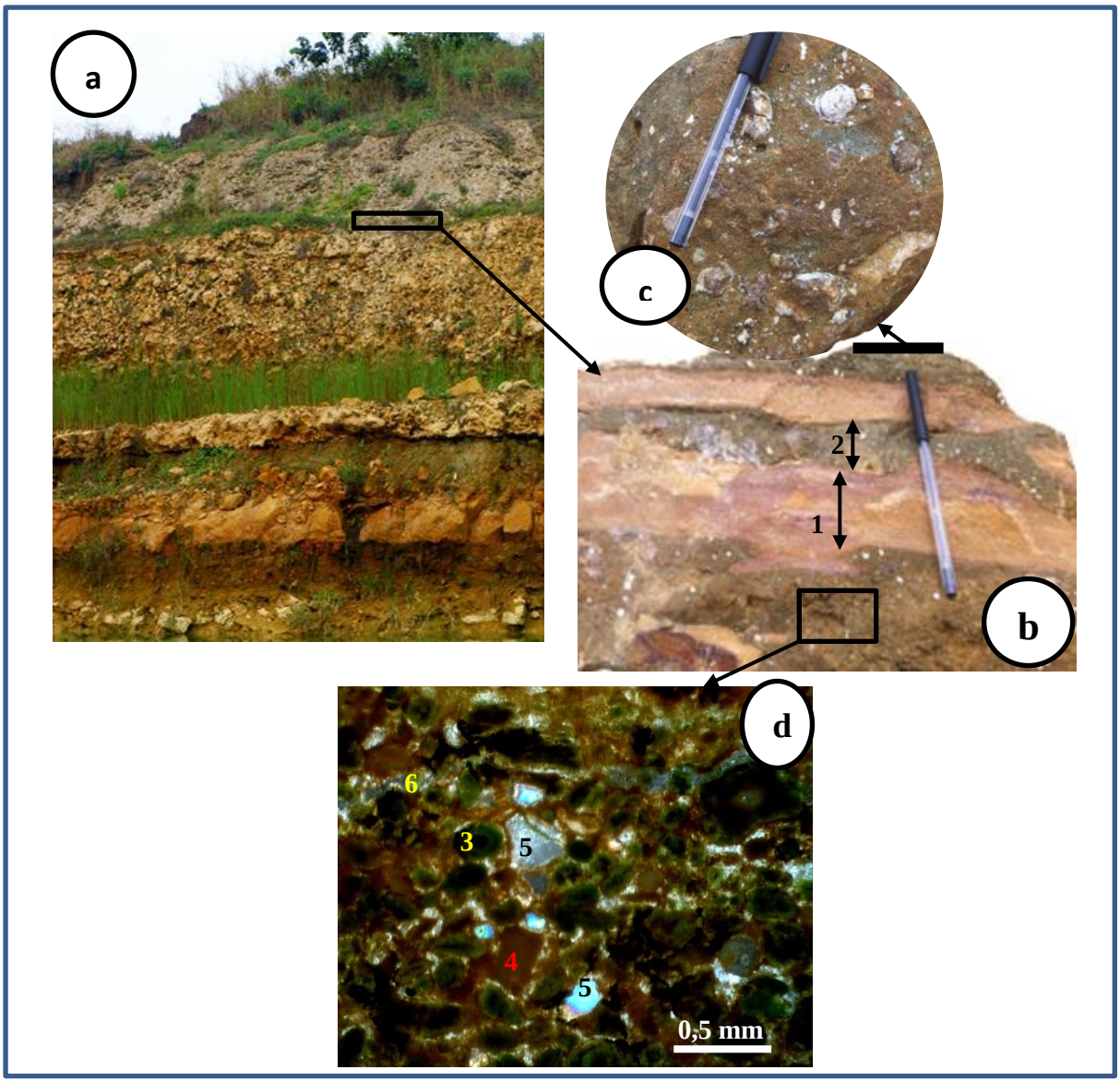


Planche 8 : Photographies (a, b et c) et microphotographies en lumière polarisée (d) des grès glauconieux de Massè **a** : front de taille de la carrière avec en encadré noir le niveau glauconieux ; **b** : alternance de grès légèrement carbonaté avec des niveaux glauconieux (1 : lit gréseux ; 2 : lit glauconieux), **c** : surface supérieure du banc glauconieux ; **d** : lame mince du niveau glauconieux (3 : grain glauconieux ; 4 : ciment carbonaté oxydé ; 5 : grains de quartz en gris-bleuté ; 6 : filonnet synsédimentaire)

- **Macrofaciès MT3b :** brèches calcaires

Ce faciès est constitué d'un banc calcaire gris à beige d'environ 1 m d'épaisseur. Au toit de ce calcaire, est présent un niveau d'environ 10 cm d'épaisseur, caractérisé par une forte concentration en fossiles (planche 10b et planche 11a). Le niveau se présente

généralement comme des dépôts calcaires gravitaires formés de blocs. Pour la macrofaune, nous avons récolté plusieurs moules fossiles à la forme d'ammonite, de polypiers et de brachiopodes.

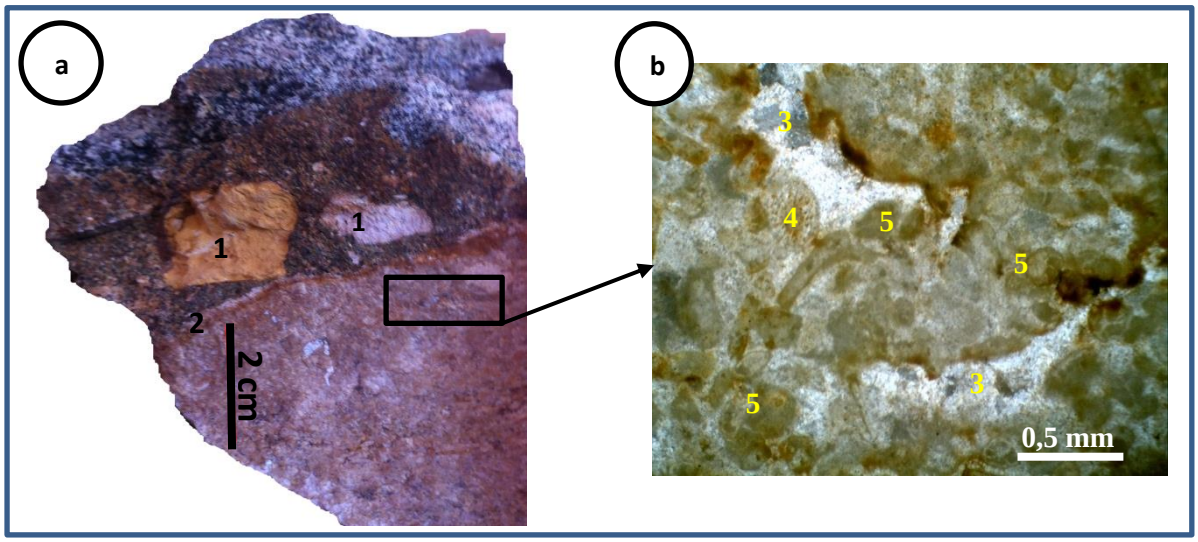


Planche 9 : Photographie (a) et microphotographie en lumière polarisée (b) des calcaires de Massè

a : échantillon indiquant le contact entre le niveau glauconieux en haut et le calcaire bioclastique en bas (1 : cristaux de feldspath dans le niveau glauconieux ; 2 : contact entre niveau glauconieux et le calcaire sous-djacent) ; b : lame mince du calcaire oobiosparitique de Massè (3 : recristallisation sparitique ; 4 : foraminifère ; 5 : oolithes)

- **Microfaciès :** Calcaire grainstone bioconstruit

Il contient de nombreux fragments de coquille de taille variable, des gastéropodes, des foraminifères, des arthropodes, de rares algues, de très petits pisolites et de rares grains opaques. Le ciment est microsparitique (planches 10c et 10d, p.91).

Ce faciès caractérise un milieu de faible profondeur et de très fort hydrodynamisme. L'état fragmenté des macrofossiles, la taille des bioclastes pourraient traduire un transport des éléments par un courant fort ou une agitation du milieu de dépôt. L'environnement de dépôt indique un hydrodynamisme très fort. Les minéraux opaques présents dans le milieu pourraient être d'origine allochtone. L'ensemble des critères pourraient donc caractériser un dépôt de haute énergie dans une lagune plus protégée.

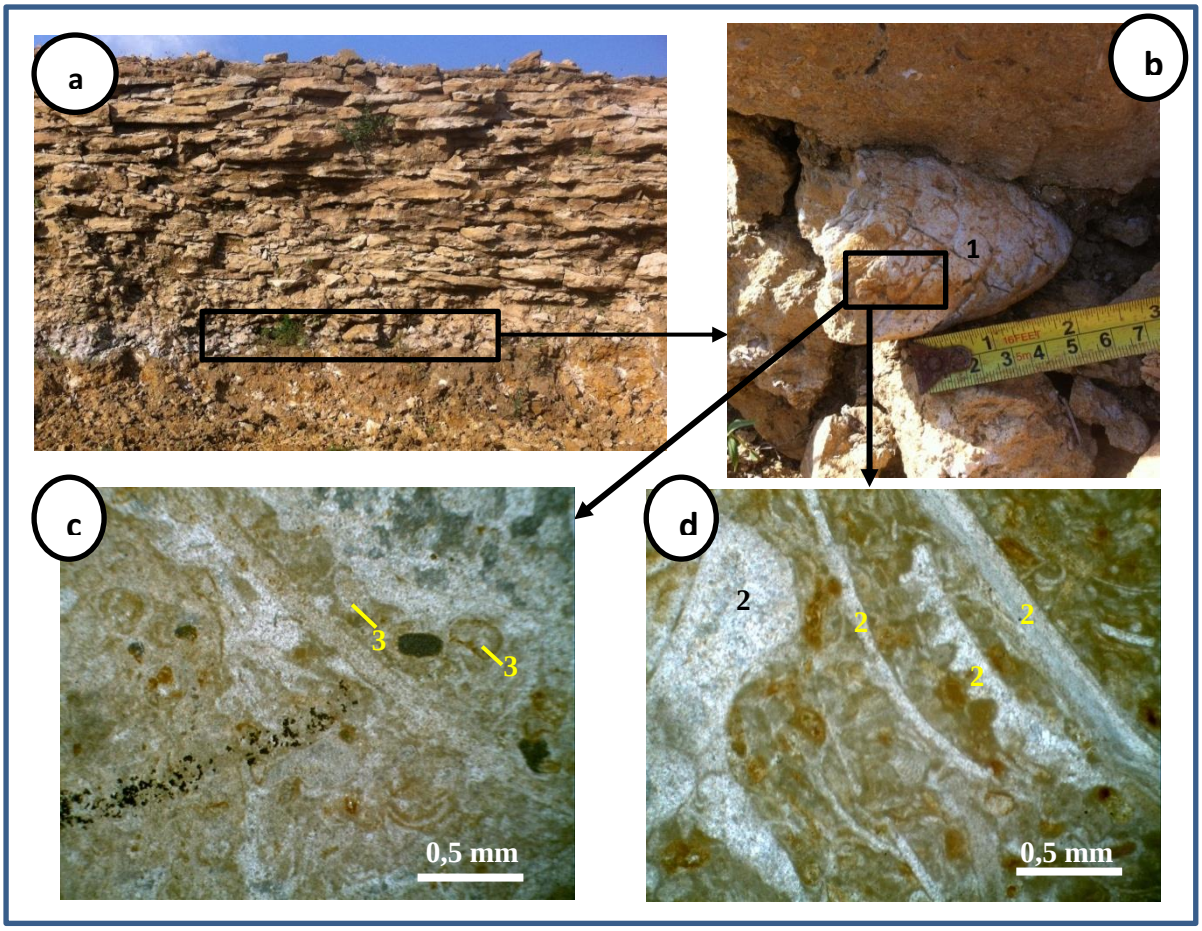


Planche 10 : Photographies d'un front de taille (a), de macrofossiles (b) et microphotographies en lumière polarisée (c et d) des calcaires bioconstruits de Massè

a : front de taille montrant en encadré un niveau brèchique à macrofossile ; b : détail du niveau brèchique comportant quelques moules d'organisme (1) ; c et d : lames minces de calcaires (2 : fragments bioclastiques constitués de calcite fibreuse et de recristallisation calcitique ; 3 : foramminifères)

- **Macrofaciès MT3c :** calcaire biomicritique à grains fins

Faciès calcaire beige disposé sous la forme d'un banc compact d'épaisseur variable (50 cm à 1,5 m), il est constitué de grains fins à moyens et montre des traces d'exposition. Parmi la macrofaune, plusieurs spécimens d'organisme ont été récoltés au toit du niveau (planche 11).

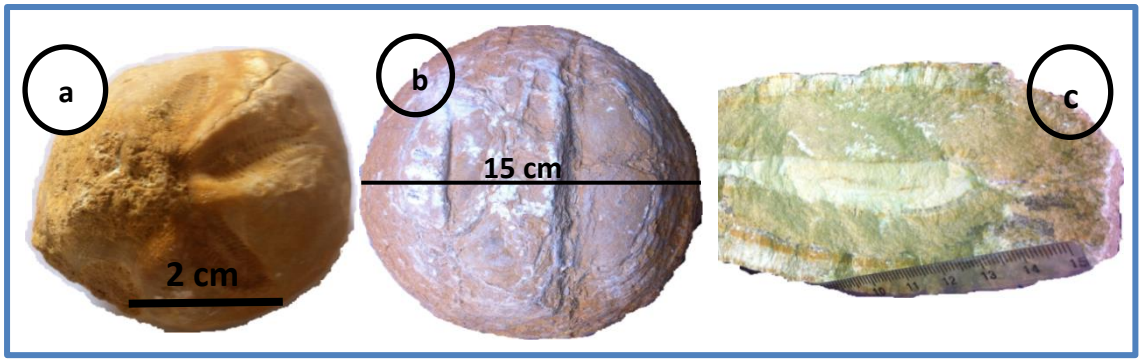


Planche 11 : Photographies de quelques structures calcaires

a : oursin ; b : oncolithe vue de face ; c : oncolithe vue de profil

- **Microfaciès :** Calcaire biomicrosparitique

Le faciès est constitué pour l'essentiel par des bioclastes (fragments de lamellibranches recristallisés ou non reconnaissables) et des lithoclastes encroûtés. Les grains glauconieux sont rares et les grains de quartz, peu abondants, sont anguleux. On observe aussi quelques rares oolithes et des péloïdes (planche 12). Le liant est micritique

La texture packstone témoigne d'un paléoenvironnement à énergie modérée, rendant possible le phénomène de décantation de la boue. Ce faciès a donc été interprété comme situé dans la lagune subtidale externe.

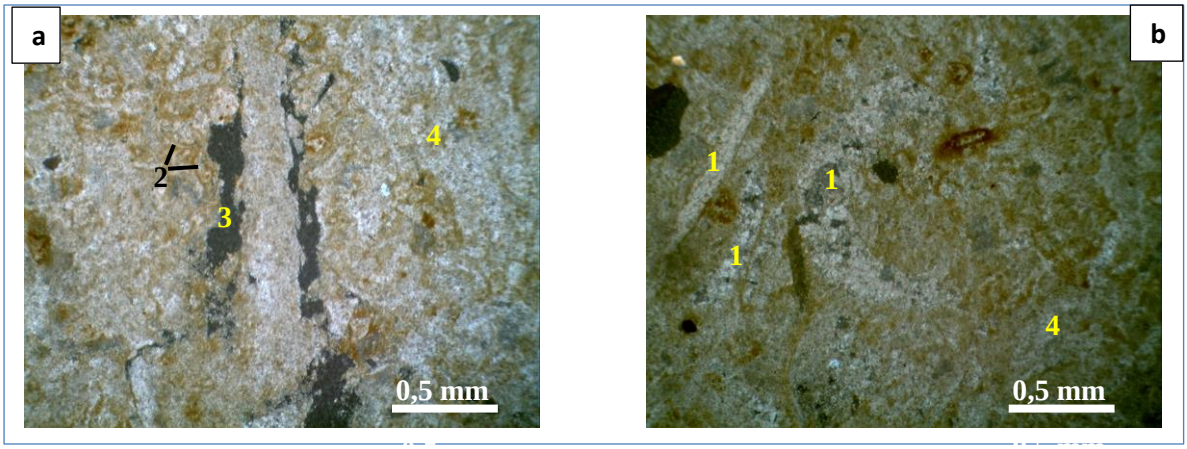


Planche 12: Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicrosparitiques, faciès MT3

1 : fragments organiques recristallisés ; 2 : foramminifères ; 3 : vide de dissolution ; 4 : ciment micritique recristallisé en microsparite

➢ **Faciès MT5 :** calcaire ocre

Faciès calcaire massif de couleur grise à beige, il ne montre aucun litage ni organisation précise.

- **Microfaciès :** Calcaire biomicritique

Ce faciès est constitué de bioclastes recristallisés et encroûtés, parfois non reconnaissables (fragments de lamellibranches). Quelques ostracodes sont présents. Les grains de quartz sont abondants et anguleux. La taille de ces éléments est variable (fine à grossière) selon les niveaux. De rares grains de glauconie sont aussi présents. Le liant est de la micrite (planches 13a et 13b).

Ces faciès clastiques grossiers correspondraient à des dépôts de milieux soumis à un hydrodynamisme fort capable de déplacer les différents éléments constitutifs. Mais la texture wackstone tend à indiquer un phénomène bref de décantation de la boue, alors que la texture packstone, quant à elle, tendrait à indiquer un hydrodynamisme plus constant. Le faciès qui concentre toutes les caractéristiques des différents milieux de plate-forme a été interprété comme un dépôt de plate-forme, précisément dans une lagune externe périodiquement mais modérément agitée.

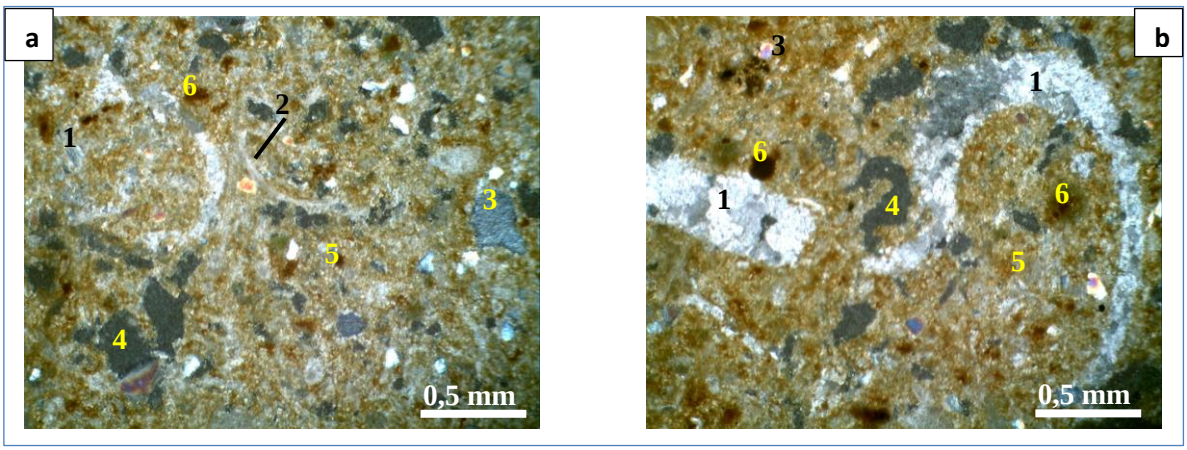


Planche 13 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicritiques, faciès MT5

1 : recristallisation de fragment organique ; 2 : fragment de brachiopode ; 3 : grains de quartz ; 4 : vide de dissolution ; 5 : ciment micritique ; 6 : péloïdes

➢ **Faciès MT 7 :** Calcaire gréseux

Calcaire gréseux formant des niveaux d'épaisseur variant entre 1 m et 2 m, ce faciès est observé à la base de la série calcaire. Il est formé de deux bancs calcaires alternant avec un mince niveau d'argile de teinte sombre ou bleu-verdâtre. Il montre quelques fragments bioclastiques.

- **Microfaciès :** Calcaire wackstone biomicritique

Ce faciès est constitué de bioclastes recristallisés, non reconnaissables. Quelques restes d'organismes sont rarement visibles. Certaines formes sont recristallisées. Les grains de quartz sont abondants, anguleux et de taille variable (grossière ou fine). Aussi, de petits grains glauconieux sont présents. Le liant est micritique (planches 14a et 14b).
La présence de la micrite associée à l'importance de la fraction détritique et la morphoscopie des grains tendent à indiquer des conditions restreintes, calmes mais soumises à l'influence continentale. Ce faciès a donc été interprété comme un faciès de lagune ou plate-forme interne (zone subtidale externe). Cette zone serait ainsi soumise aux différentes influences de la lagune et du domaine littoral.

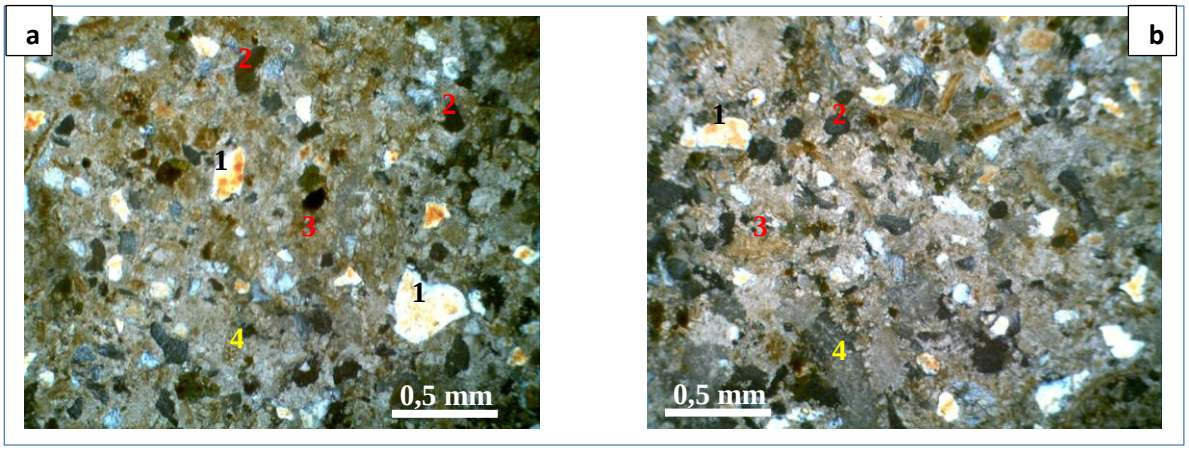


Planche 14 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires bioclastiques, faciès MT7

1 : quartz ; 2 : minéraux opaques ; 3 : cimenet micritique ; 4 : fragment d'organisme non reconnaissable

➢ **Faciès des argiles intermédiaires bleu-verdâtres**

Ce sont des argiles de couleur bleu-verdâtre, légèrement feuilletées ou plastiques. Par endroits, ces argiles montrent une alternance d'argile et d'accumulation de fossiles

(coquilles de lamellibranches). Ce sont généralement de très petits niveaux intercalés entre les bancs calcaires.

Ces faciès argileux ont été interprétés comme formés dans la lagune subtidale où l'hydrodynamisme est très faible. Les accumulations de fossiles indiquent qu'il pourrait s'agir de niveaux formés en périodes de rétrogradation lorsque la vitesse d'élévation du niveau marin est beaucoup plus rapide que la sédimentation qui a tendance à s'estomper.

4.3.2.2. Association de faciès

Une seule association de faciès a été définie dans la carrière de Massè (figure 21). Cette association est composée des faciès MT 3, MT 4, MT 5, MT 6 et MT7. Les caractéristiques générales de ces faciès indiquent une lagune subtidale sous influence continentale. La présence des petits oolithes suggère un environnement d'arrière-barrière à hydrodynamisme modéré.

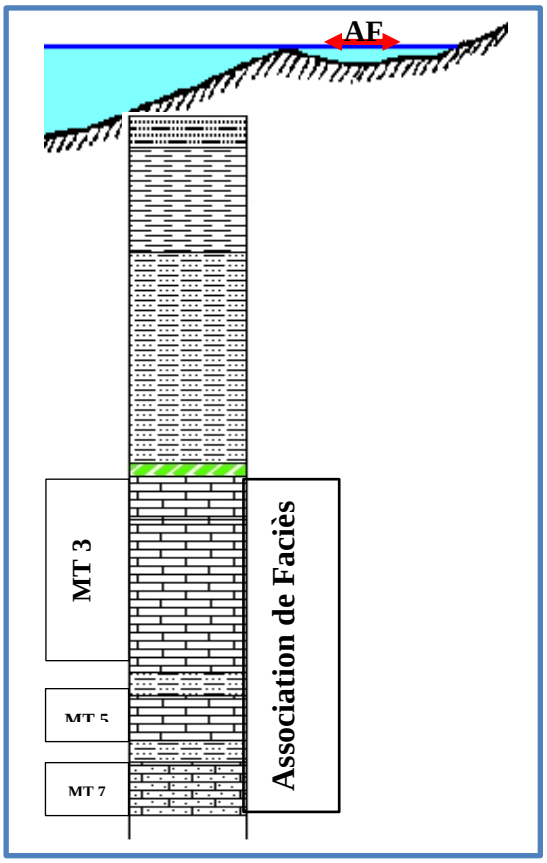


Figure 21 : Association de faciès dans la carrière de Massè

4.4. Caractéristiques sédimentologiques de la carrière de Fongba

4.4.1. Description lithologique et découpage

La description lithologique présentée par la figure 22 est principalement basée sur les coupes levées à différents fronts de taille dans la carrière de Fongba. Elle a été complétée par des données obtenues dans les carrières de Bakpodji et Djaglahoué pour en faire une coupe synthétique représentative de la région de Lokossa.

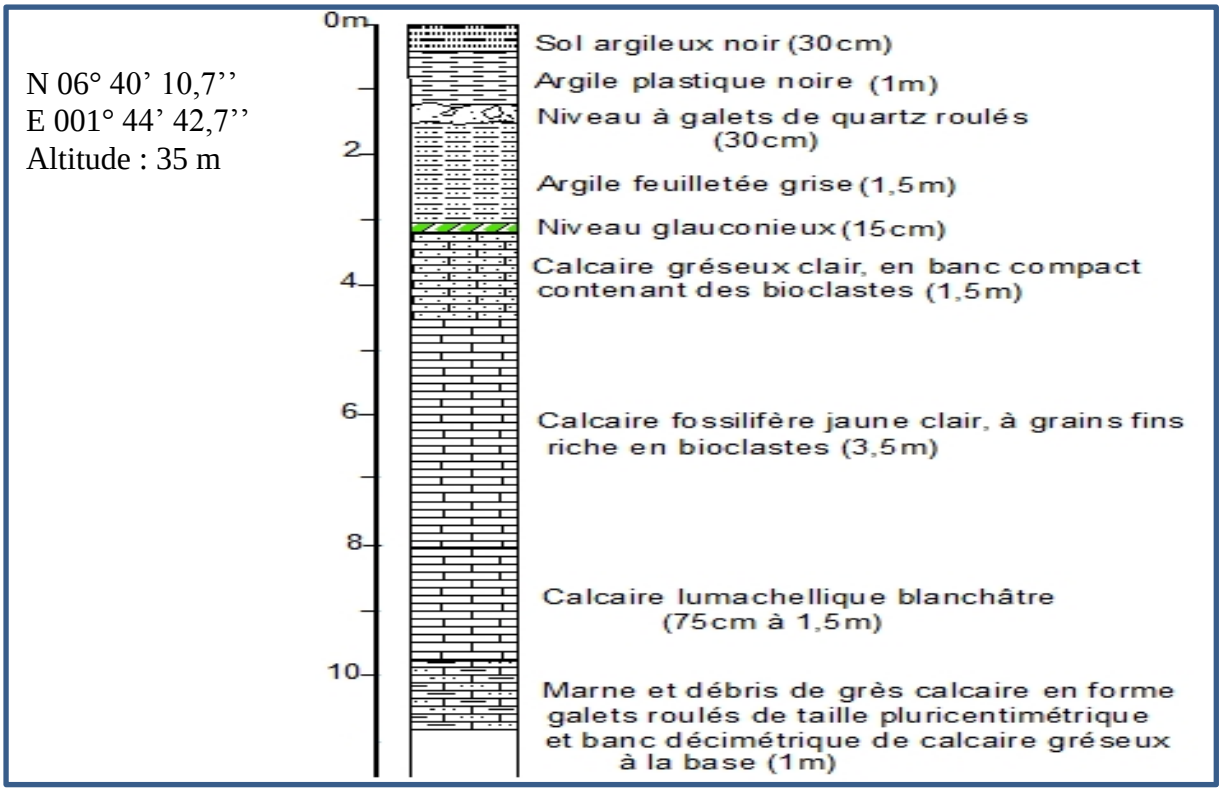


Figure 22 : Coupe lithologique synthétique de la carrière de Fongba

L'analyse de la succession lithologique des faciès dans la carrière de Fongba (figure 22) a permis de repérer deux discontinuités. La première est placée au-dessus du niveau glauconieux et la seconde en dessous du même niveau glauconieux. Sur la base de ces deux discontinuités, la coupe de Fongba a été scindée en deux sous-séquences. Du haut vers le bas, la sous-séquence supérieure, argileuse, couvre toute la séquence argileuse jusqu'au toit du niveau glauconieux. La sous-séquence inférieure couvre la partie inférieure de la coupe, niveau glauconieux, calcaires et faciès sableux (Slansky, 1962). La figure 23 ci-dessous présente le découpage sédimentologique de la carrière de Fongba.

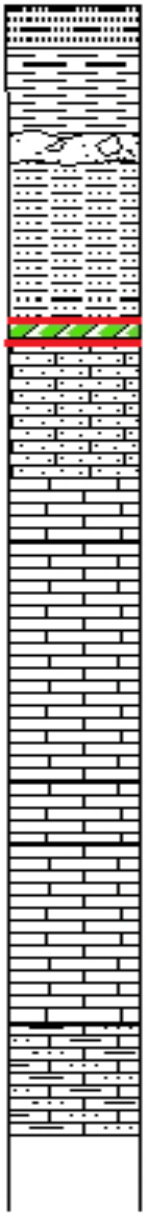
Découpage		Coupe	Lithologie
Ensembles de faciès	**Faciès**		Sol argileux noir (30 cm)
Ens. 1	**FT 1**		Argile plastique noire (1m)
	FT 2		Graviers de quartz roulés (30 cm)
	FT 3		Argile feuilletée grise (1,5 m)
Ens. 2	**FT 4**		Glauconite brune-verdâtre (15 cm)
	FT 5		Calcaire bioclastique brun clair (1,5 m) Calcaire coquillé, fossilifère jaune clair à grains fins (3,5 m)
	FT 6		Calcaire coquillé ou Lumachellique blanchâtre (1,5 m)
	FT 7		Grès calcaire sous forme de galets roulés (1m) Alternance de bancs sableux ou gréseux et d'argile (Slansky, 1962)

Figure 23 : Découpage en différents faciès (FT) de la coupe lithologique de la carrière de Fongba

La lithologie de la sous-séquence inférieure est caractérisée par l'abondance des sables, des galets de grès roulés ; indiquant clairement qu'il s'agit des dépôts de haute énergie. La surface de certains galets est colonisée par des organismes fixateurs (huîtres). Les huîtres étant des organismes d'eau douce, leur présence suggère que le dépôt des faciès s'est fait dans un milieu marin côtier qui recevait un apport important d'eau douce. La taille des éléments déposés (jusqu'à 5 cm) indique la violence du

courant de transport. Cette séquence est surmontée par des calcaires lumachelliques et coquillés (bivalves décimétriques), confirmant la nature côtière du milieu de dépôt. Outre ces observations, on retrouve au toit de la sous-séquence des perforations de racines dans les calcaires à grains fins. Cette donnée corrobore nos déductions et confirme que ce milieu était aussi très peu profond et exposé à la bioturbation. La sous-séquence supérieure débute au toit du niveau glauconieux dont la présence traduit une sédimentation basique et confinée. La présence du niveau glauconieux, consécutivement à des dépôts côtiers, suggère un isolement du milieu. Une telle présence de glauconies suppose au moment de leur dépôt l'existence d'une configuration de la plate-forme isolant le milieu.

4.4.2. Caractéristiques faciologiques

- **Faciès FT4 :** sable glauconieux

Ce faciès, d'une couleur brunâtre à verdâtre (planche 15a et 15b), forme un niveau plus ou moins meuble. De fins fragments de coquille de lamellibranche et de gastéropode y sont présents. La glauconie de Fongba a été interprétée au point de vue de sa teinte comme formée dans un environnement peu profond. Toutefois, elle semble avoir subi un transport, faisant d'elle un dépôt détritique. La présence des éléments détritiques anguleux, oxydés de la base au sommet du dépôt, en sont une preuve.

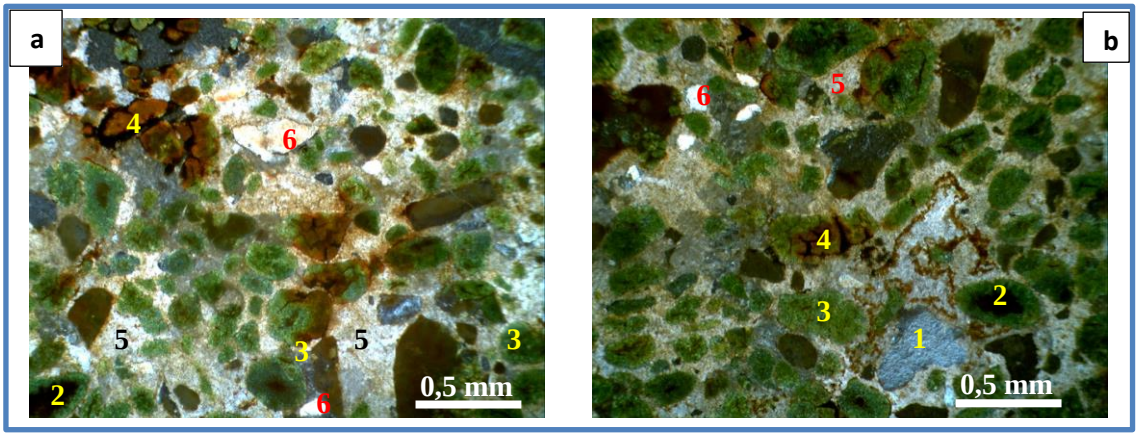


Planche 15 : Microphotographies en lumière polarisée du niveau glauconieux de Fongba

1 : feldspath ; 2 : minéral opaque au cœur d'un grain de glauconie ; 3 : grain de glauconie (vert) ; 4 : plage d'oxydation ferrigineuse (rougeâtre) ; 5 : ciment carbonaté ; 6 : garins de quartz

- **Faciès FT5 et FT6**

Macrofaciès FT5 et FT6 : calcaire coquillé ou lumachellique

Il s'agit d'un banc calcaire dont la nature change d'un endroit de la carrière à un autre. Le faciès est tantôt coquillé, tantôt lumachellique beige, compact ou induré, présentant de nombreuses poches de dissolution. Au sein de ce faciès, on observe de nombreuses coquilles de bivalves (planche 16 a et b, p. 100). Vers la base, la nature du faciès est plus constante. Elle passe à un calcaire lumachellique franc de couleur blanche.

Microfaciès FT5 et FT6

Calcaire grainstone à bioclastes recristallisés contenant des fragments parfois non reconnaissables et encroûtés (planche 16). Quelques rares grains de quartz et grains glauconieux sont visibles. Le ciment est microsparitique.

Les nombreuses et grosses coquilles de bivalves récoltées témoignent d'un paléoenvironnement d'énergie forte régulièrement vanné par les courants littoraux. La faible diversité biologique indique qu'il s'agit de milieu de vie très difficile auquel s'adaptent seulement quelques rares espèces, surtout capables de s'adapter aux variations écologiques des eaux côtières (mélange des eaux saumâtres et douces). Ce faciès a donc été interprété comme situé sur la plate-forme interne dans la lagune intertidale agitée par les vagues.

- **Faciès FT 7 :** Grès calcaire

Grès calcaire beige, il comporte de nombreux galets de grès roulés. Au sein de ce faciès, on observe de nombreuses coquilles.

Ce faciès conglomératique dont certains éléments (galets de grès calcaire) centimétriques sont encroûtés par des huîtres, associés à d'abondantes coquilles de bivalves de taille centimétrique à décimétrique, indiquent un milieu marin côtier.

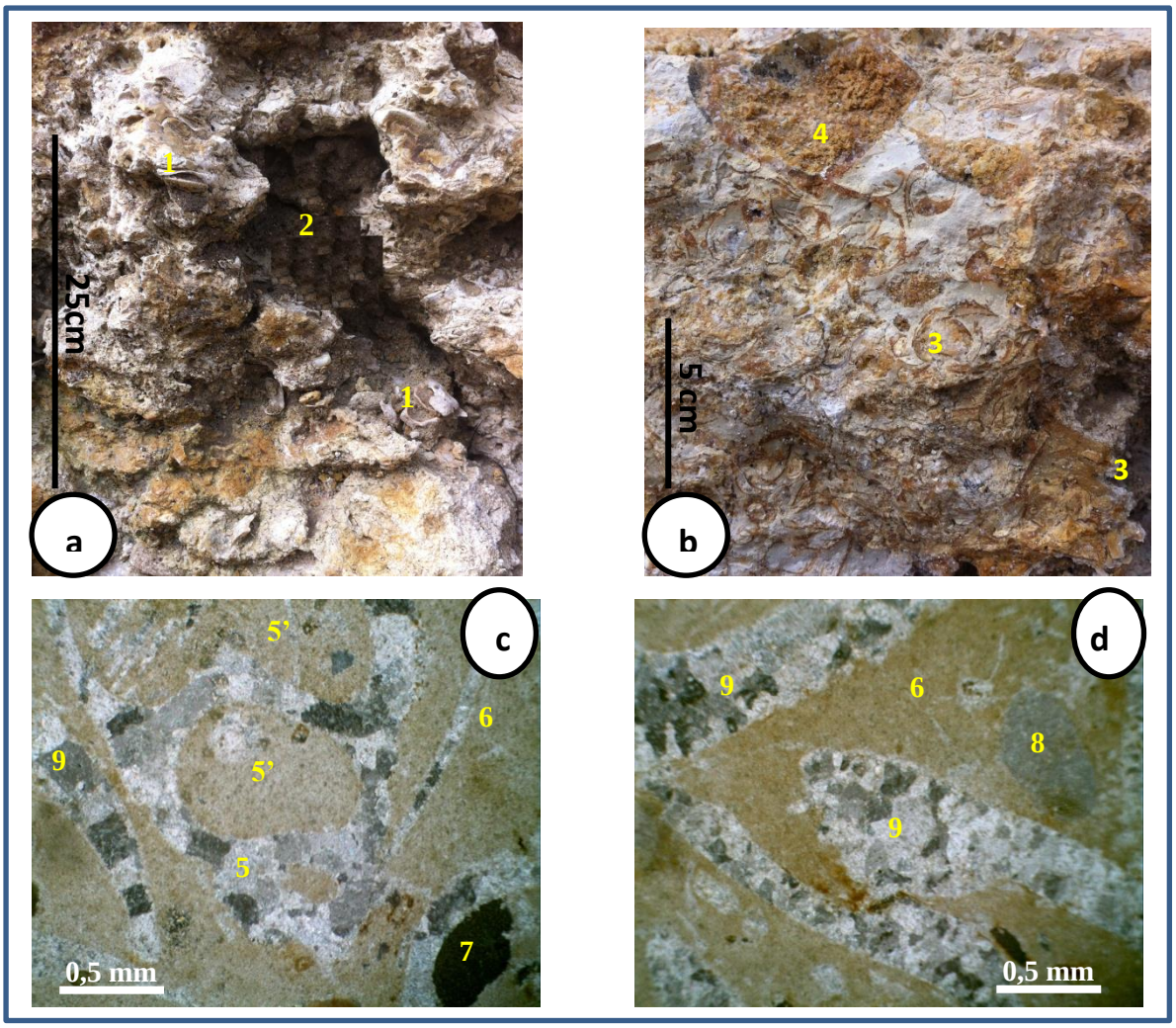


Planche 16 : Photographies (a et b) et microphotographies en lumière polarisée (c et d) des calcaires bioclastiques (biomicritiques)

a et b : photographie montrant les aspects du calcaire coquillé et fissuré de Fongba (1 : fragment de coquille de bivalve ; 2 : caverne ; 3 : coquille ; 4 : ciment calcitique) ; c et d : lames minces des calcaires coquillés (5 et 5' : coquille de gastéropode recristallisée et ses lobes ; 6 : ciment micritique ; 7 : vide de dissolution ; 8 : fragment organique ; 9 : bioclaste recristallisé.

4.4.2.2. Association de Faciès

Une seule association de faciès (figure 24) a été définie dans la carrière de Fongba. Cette association est composée des faciès FT 5 , FT 6 et FT7. Ces faciès coquillés, lumachelliques et conglomératiques renferment de nombreux fragments très grossiers de coquilles de bivalves et de gastéropodes qui témoignent d'un paléoenvironnement à hydrodynamisme fort et régulièrement vanné par les courants littoraux. La faible

diversité biologique indique qu'il s'agit de milieu de vie dans lequel s'adaptent peu d'espèces.

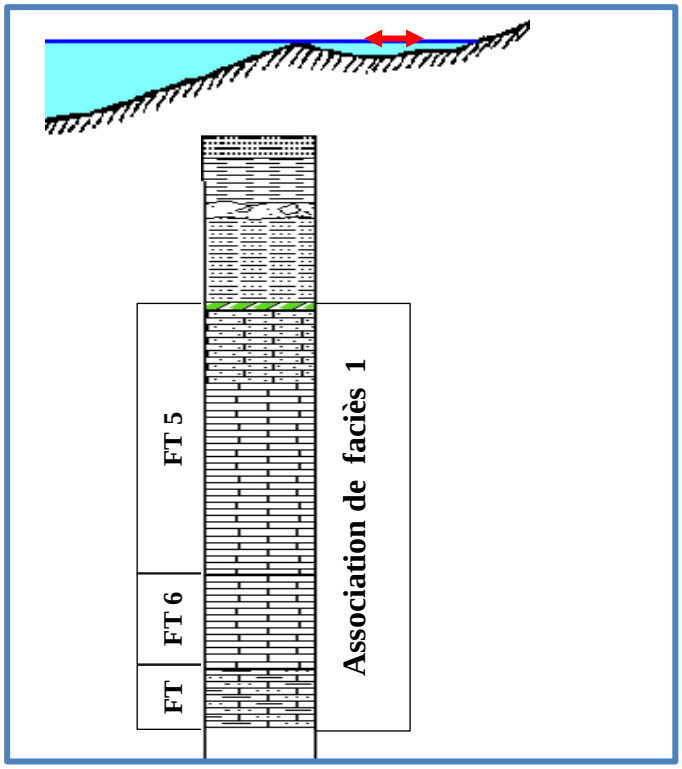


Figure 24 : Association de faciès de la carrière de Fongba

4.5. Attributions sédimentologiques de quelques phénomènes observés

Certains phénomènes, parfois d'apparence banale, revêtent d'importantes significations pour l'étude sédimentologique d'une série carbonatée. Quelques-uns de ces phénomènes ont été retenus pour les précieuses informations qu'ils apportent dans l'interprétation des faciès.

4.5.1. Encroûtement

Les encroûtements sont un des constituants majeurs des sédiments carbonatés ; leur diagnostic minutieux est indispensable pour préciser les paléoenvironnements de dépôt. Dans la sédimentation carbonatée, les encroûtements reflètent parfois l'activité des microorganismes (Vincent, 2001). Les structures encroûtantes sont localisées sur des surfaces sédimentaires ou autour des grains. L'encroûtement par des oxydes de fer a été observé autour des grains de quartz et de certains bioclastes. Ce phénomène

existe dans toutes les carrières étudiées. L'encroûtement observé autour des grains de quartz traduit un faible transport, donc la proximité du continent. En effet, les grains de quartz et les oxydes de fer étant tous un héritage du continent, l'encroûtement observé serait un phénomène lié à la sédimentogenèse ou à l'altération. L'abondance du quartz dans les niveaux des calcaires inférieurs des carrières d'Onigbolo et de Massè implique aussi un milieu exposé aux apports continentaux ; ce qui contraste avec les conditions plus protégées qui ont prévalu lors du dépôt des niveaux calcaires supérieurs.

4.5.2. Ooïdes et oncoïdes

Ce sont des grains constitués d'un « nucleus » (fragment de coquille ou d'algue, grain de quartz) autour desquels précipite de la calcite ou de l'aragonite formant un cortex. Les ooïdes observés sont de nature et de forme variées. Ils sont abondants dans la carrière d'Onigbolo, plus rares et plus petits à Massè (Bio Oumarou *et al.*, 2017) :

- les oolithes de type α sont prépondérants dans les niveaux calcaires supérieurs. Ils ont un cortex qui montre des laminations concentriques qui tendent à régulariser la forme du nucléus. La nature et la forme des nucléi sont aussi variables. Ce type d'oolithe témoigne d'une précipitation (bio) chimique dans des milieux de très faibles profondeurs, très agités, proches de la saturation en carbonate ;
- les oolithes de type β ont des laminations corticales qui conservent la morphologie du nucleus. Elles sont moins abondantes que le type α. Ces oolithes caractérisent des milieux abrités ;
- les oolithes de type γ sont absentes ;
- les oolithes à cortex micritique : leur cortex est sans lamination nette. Elles sont présentes dans le calcaire moyen d'Onigbolo. Notons que la micritisation observée pourrait être postérieure à la formation de ces oolithes.

Certaines ooïdes sont incrustées dans des extraclastes et d'autres agglomérés (grapestones) (Bio Oumarou *et al.*, 2017). Les différences entre ces types d'oolithes ainsi déterminées sont associées principalement à des variations des conditions

hydrodynamiques qui apparaissent comme le paramètre le plus important dans la formation et la répartition des oolithes (Vincent, 2001). Les spécimens à morphologie irrégulière se forment durant des périodes de faible énergie, alors que les niveaux à oolithes arrondies et bien triées illustrent des périodes d'hydrodynamisme plus intense, avec tri granulométrique et homogénéisation des formes. Les formes les plus régulières impliquent des environnements à fort hydrodynamisme. Un hydrodynamisme plus fort implique potentiellement un recouvrement sédimentaire plus rapide. De telles conditions défavorisent les organismes, surtout pélagiques. Inversement, les formes les plus irrégulières ou petites impliquent un hydrodynamisme plus faible, favorable au développement des organismes de tout genre.

La coexistence ou la succession de ces différents types d'oolithes pourrait avoir deux causes : (1) une succession de périodes de faible hydrodynamisme avec des périodes de plus forte agitation (instabilité) et (2) un apport ponctuel (remaniement) dans les milieux à faible hydrodynamisme. Au regard de la lithologie, ces deux causes se sont succédées dans les carrières d'Onigbolo et de Massè. Le milieu passait donc des conditions de faible agitation aux conditions de forte agitation et vice versa. C'est cette variation de l'hydrodynamisme qui explique les variabilités de formes et de tailles des oolithes (Merxeraud et Colombie, 1999 ; Scholle et *al.*, 1983 ; Arnaud-Vanneau et Arnaud, 2004).

4.5.3. Pelletisation

Les péloïdes ont été observés dans les niveaux calcaires situés à la base des carrières d'Onigbolo et de Massè. Les pellets sont le résultat d'une précipitation de calcite magnésienne induite par l'action bactérienne (Chafetz, 1986 et Strasser *et al.*, 1992). La pelletisation des sédiments internes micritiques est le reflet d'un remaniement biochimique des micrites initiales. Les pellets isométriques pourraient être considérés comme indicateur de la formation microbienne *in situ* de pellets, ou le stade ultime du processus de pelletisation, avec homogénéisation de la taille des pellets et croissance d'une frange microsparitique à partir de sites de nucléation fournis par les substances sécrétées par les bactéries.

4.5.4. Glauconitisation

Les grains glauconieux sont visibles dans tous les niveaux des calcaires des carrières d'Onigbolo et de Massè où leur importance (taille et nombre) est grande dans les niveaux supérieurs situés juste en dessous du niveau glauconieux. Dans la carrière de Fongba, seul le calcaire sous-jacent au niveau glauconieux renferme de la glauconie.

Les supports de la glauconitisation peuvent être des débris carbonatés d'origine organique, des tests de microfaune ou des débris de minéraux (Giresse *et al.,* 1982). Les petits grains de glauconie apparaissent en très faible quantité, dispersés dans la matrice des faciès de milieux calmes, subtidaux à supratidaux, à salinité normale, semi-restreints ou restreints.

En effet, étudiant la sédimentation des glauconies récentes au large du Golfe de Guinée, Giresse (1969), Giresse et Odin (1973) ont constaté qu'elles sont caractérisées par la présence de grains authigènes, gris ocre ou franchement verts, dont l'abondance varie avec la profondeur et la distance au rivage. Pour ces glauconies, Odin (1975) signale l'abondance des grains verts francs dans les zones de grande profondeur. Les granules gris ocre sont plutôt présents à plus faible profondeur. Mais les glauconies peuvent se former à différentes profondeurs comprises entre 50 m et 300 m. Ceci n'exclut pas l'existence de glauconies de plus faible profondeur.

La genèse des glauconies du Golfe de Guinée serait due à « une évolution minérale se faisant à partir d'une kaolinite qui devient smectite avant de se fermer » (Odin, 1975). Mais, Bonnot-Courtois (1981) signale que les coprolites sont le siège d'une « néoformation » de smectite en milieu marin ouvert typique, et que les évolutions observées se déroulent uniquement dans les grains. Cette évolution se fait dans le sens ***argiles associées → grains ocres gris → grains verts***.

4.5.5. Oxydation

L'oxydation est un phénomène abondant dans tous les niveaux des calcaires étudiés ; mais le calcaire du niveau supérieur et le niveau glauconieux semblent être plus oxydés. Ce phénomène a été interprété comme la conséquence d'une exposition à l'air

des sédiments riches en fer. Dans la carrière II de Massè, l'oxydation est également associée à la formation de croûtes minéralisées au toit du niveau glauconieux.

4.6. Dicussion

La discontinuité définie au toit des calcaires dans les carrières d'Onigbolo, Massè et Fongba a une extension régionale. Elle est caractérisée par des critères d'exposition et d'érosion des calcaires sous-jacents. Sous cette discontinuité, la série calcaire est globalement constituée de faciès de haute à moyenne énergie, interrompus selon le cas par deux ou trois niveaux argileux marquant les moments d'arrêt de la production carbonatée. La succession de ces faciès dont, les termes inférieurs renferment une fraction détritique plus importante (quartz anguleux), laisse percevoir le déplacement du milieu de formation qui s'éloigne progressivement du rivage. Seul le milieu correspondant à la carrière de Fongba a fourni les éléments de preuve témoignant de sa constante position proche du rivage. Au sommet de la série calcaire, dans la carrière d'Onigbolo, le niveau calcaire est caractérisé par l'absence de quartz, une stratification oblique et l'abondance des oolithes (α et β). Si les oolithes α et la stratification oblique sont des témoins d'un hydrodynamisme fort, l'absence de quartz exclut le positionnement d'un tel milieu à proximité du rivage. Ainsi, l'hypoThèse d'une barrière constituant un haut relief nous semble plus cohérente pour expliquer ces critères. Cette barrière isole une lagune interne qui a servi de milieu de formation des calcaires de Massè. Elle a aussi favorisé les conditions de création d'un milieu confiné dans lequel se sont formées les glauconies sus-jacentes aux calcaires supérieurs des différentes carrières. Dans l'ensemble, la partie supérieure de la série calcaire constitue une séquence régressive de lagune.

Les travaux réalisés dans des bassins du Golfe de Guinée (Togo et Nigéria), notamment dans les formations latéralement équivalentes à celles de notre zone d'étude, ont été comparés aux résultats du présent travail. En effet, les travaux réalisés sur la sédimentation paléogène des domaines émergés des bassins togolais et béninois, ont relevé des ressemblances lithostratigraphiques de ces formations d'âge Paléocène et une évolution géodynamique presqu'identique.

Des travaux de Da Costa *et al.* (2013) et Jonhson *et al.* (2008) du côté togolais et Zévounou *et al.* (2012) et Bio-Lokoto *et al.* (1998) du côté béninois, il est à retenir que le développement considérable des calcaires qui prennent une importance plus considérable au Bénin. Le bassin béninois se caractérise par sa pauvreté en phosphates comparativement au bassin togolais. Le niveau glauconieux-phosphaté repère établi au toit des calcaires paléocènes à *Togocyamus seefriedi Oppenheim* reconnu dans ces bassins met fin à la sédimentation carbonatée qui est remplacée par une alternance d'argiles, de marnes, de calcaires et de sables, des faciès pouvant contenir des phosphates (notamment au Togo). Ces dépôts constituent avec les calcaires sous-jacents les derniers dépôts marins émergés qui affleurent. Ces études ont caractérisé l'environnement de dépôt de cette série marine globalement comme une plate-forme, tantôt interne tantôt moyenne, quelquefois externe (Da Costa, *et al.,* 2013). Au Bénin, cet environnement a aussi connu le développement de bancs sableux ayant joué le rôle de barrière, il est même passé parfois à un environnement côtier littoral à deltaïque.

Conclusion partielle

L'étude faciologique des carrières d'Onigbolo, Massè et Fongba indiquent que les calcaires sont tous bioclastiques, déposés dans un environnement variable, plate-forme interne à Onigbolo et Massè, côtier deltaïque à Fongba. Dans la carrière d'Onigbolo, les calcaires supérieurs ont une texture grainstone ou packstone dominantes. Les niveaux inférieurs, à texture packstone, sont riches en grains de quartz anguleux. Ces observations ont permis d'identifier une lagune interne peu profonde et des reliques d'une barrière. L'hydrodynamisme est globalemt fort à moyen. Dans la carrière de Massè, les calcaires sont bioclastiques, à textures packstone et wackstone dominantes. La faune est franchement celle des domaines de lagune subtidale. La carrière de Massè est caractérisée par l'omniprésence des grains de quartz, particulièrement dans les niveaux inférieurs. Aussi, au toit du calcaire, le niveau glauconieux a-t-il montré l'abondance des éléments de socle, prouvant son caractère détritique. Les faciès recensés dans la carrière de Fongba sont peu diversifiés et côtiers, avec à la base un niveau lumachellique et des galets de grès calcaires roulés.

Chapitre 5 : CARACTERISTIQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Ce chapitre présente les microfossiles, les essais de datations relatives et les déductions paléoenvironnementales faites à partir des foraminifères benthiques et de quelques espèces d'ostracodes recensées dans les échantillons de calcaire et de sable glauconieux des différentes carrières.

5.1. Résultats biostratigraphiques

L'analyse de la distribution des fossiles dans les échantillons des différentes carrières (Onigbolo, Massè et Fongba) à des fins biostratigraphiques a révélé l'existence d'une faible diversité de foraminifères benthiques. Elle a été difficile à cause de la rareté sinon l'absence totale des formes planctoniques. Pour pallier cette absence des foraminifères planctoniques, les données biostratigraphiques des travaux de Slansky (1962) et Bio-Lokoto (1998) ont été utilsés.

5.1.1. Caractéristiques biostratigraphiques de la carrière d'Onigbolo

Trois (03) échantillons : OG1, OAA1 et OAC (Tableau I, p.52) prélevés dans la carrière d'Onigbolo ont été traités. Les échantillons calcaires OAA1 et OAC situés en dessous du niveau glauconieux sont relativement pauvres en foraminifères benthiques, les foraminifères planctoniques sont absents. L'échantillon OG1 correspondant au niveau glauconieux ne contient aucune faune. L'analyse du contenu faunistique de ces échantillons a permis d'identifier une seule biozone de foraminifères benthiques (biozone à Anomalinoides) dans la carrière d'Onigbolo.

5.1.1.1. Biozone à *Anomalinoides madrugaensis, A. welleri* et *Cibicidina simplex*

Cette biozone située sous le niveau glauconieux prend en compte toute la série carbonatée, des faciès OT8 à OT4. Elle a été déterminée sur la base du contenu faunistique des échantillons OAA et OAC prélevés respectivement à 6,5 m et 13 m de profondeur, qui ont livré une association de foraminifères benthiques dont la composition est la suivante :

Foraminifères benthiques

Anomalinoides cf. *madrugaensis*
Anomalinoides sp.
Anomalinoides madrugaensis
Anomalinoides welleri
Cibicidina simplex
Lenticulina cf. *muensteri*
Bathysiphon sp.
Polymorphinella cylindracea

Ostracodes

Neonesidea elongatoilaroensis
Bythocypris alejo
Isobuntonia tattami
Bairdia sp.

Parmi les foraminifères recensés, les formes les plus abondantes, mais n'excédant pas cinq (05) individus par lame, sont *Anomalinoides sp., A. madrugaensis* et *Anomalinoides welleri*. Des microfossiles de gastéropodes et des dents de poissons sont aussi abondants. Ces formes recensées sont très abondantes au Paléocène supérieur. La présence des formes d'ostracodes du Paléocène supérieur comme *Neonesidea elongatoilaroensis* et *Isobuntonia tatami* confirme notre datation faite à partir des foraminifères benthiques. Un âge Paléocène moyen à supérieur (Thanétien, zone P4-P5) a donc été attribué aux dépôts correspondants sur la base de cette association. Ceci confirme les travaux de Slansky (1962) qui situait ces dépôts dans le Paléocène du bassin côtier du Bénin (région d'Issaba – Odo-Méta).

5.1.1.2. Caractéristiques paléoenvironnementales

Les échantillons prélevés dans la carrière d'Onigbolo sont en général pauvres en faune, particulièrement la faune planctonique qui est totalement absente. Les genres

recensés sont aussi très peu diversifiés et les espèces sont souvent représentées par quelques individus (moins d'une demi-douzaine). La rareté de la faune et surtout l'absence totale des planctoniques dans les prélèvements traduisent des conditions de vie inadéquates, auxquelles les espèces planctoniques ne sont pas adaptées. De telles conditions s'observent à proximité du rivage où les profondeurs sont très faibles et les eaux marines très agitées. Ces conditions sont caractéristiques des environnements des domaines continentaux, néritiques.

En effet, la présence des genres *Bathysiphon*, *Lenticulina* et celle de la faune *Midway* le long de la série carbonatée indique que ces calcaires se sont formés dans un milieu marin très peu profond, une plate-forme moyenne à interne.

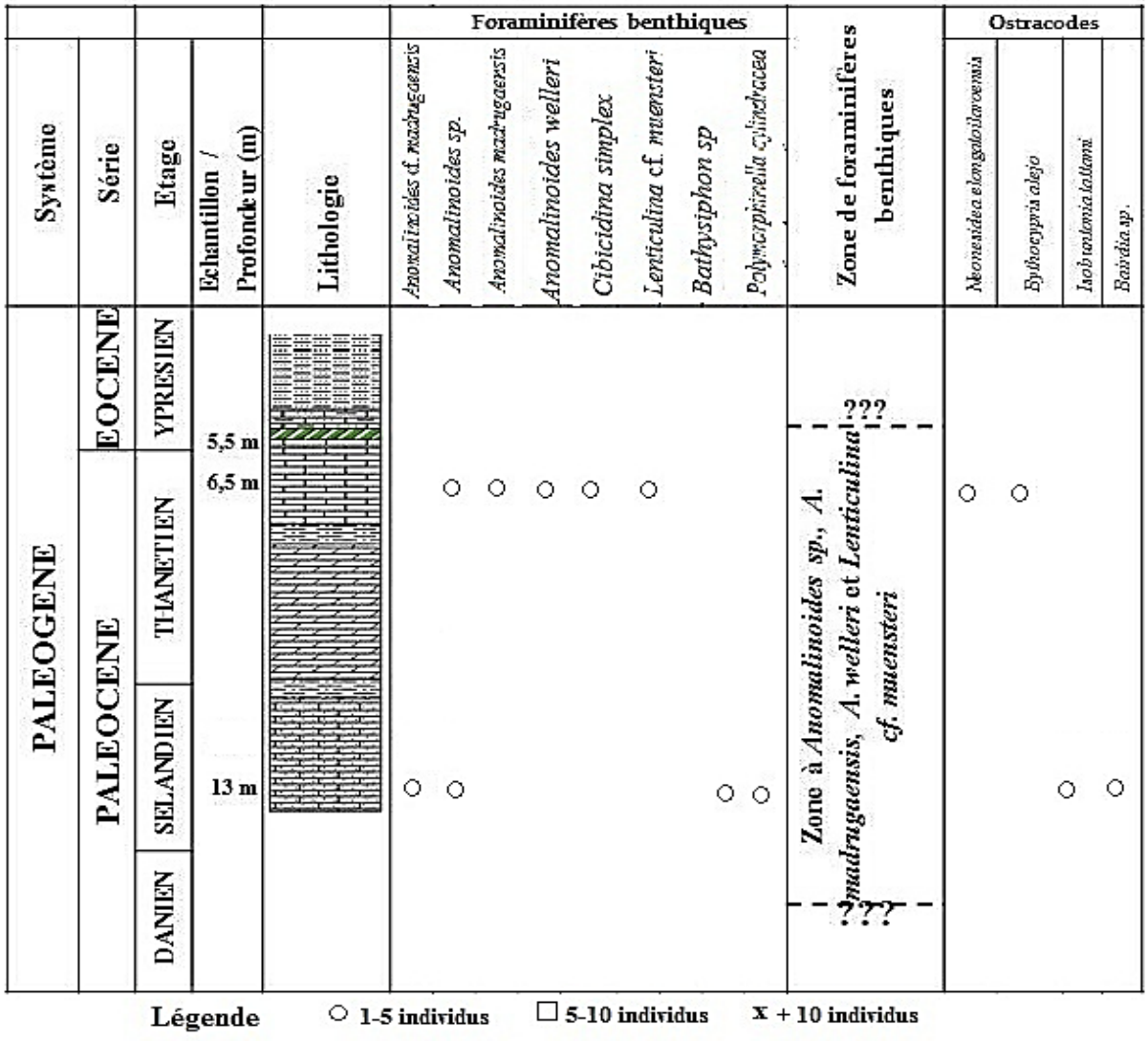


Figure 25 : Distribution stratigraphique des foraminifères benthiques dans la carrière d'Onigbolo

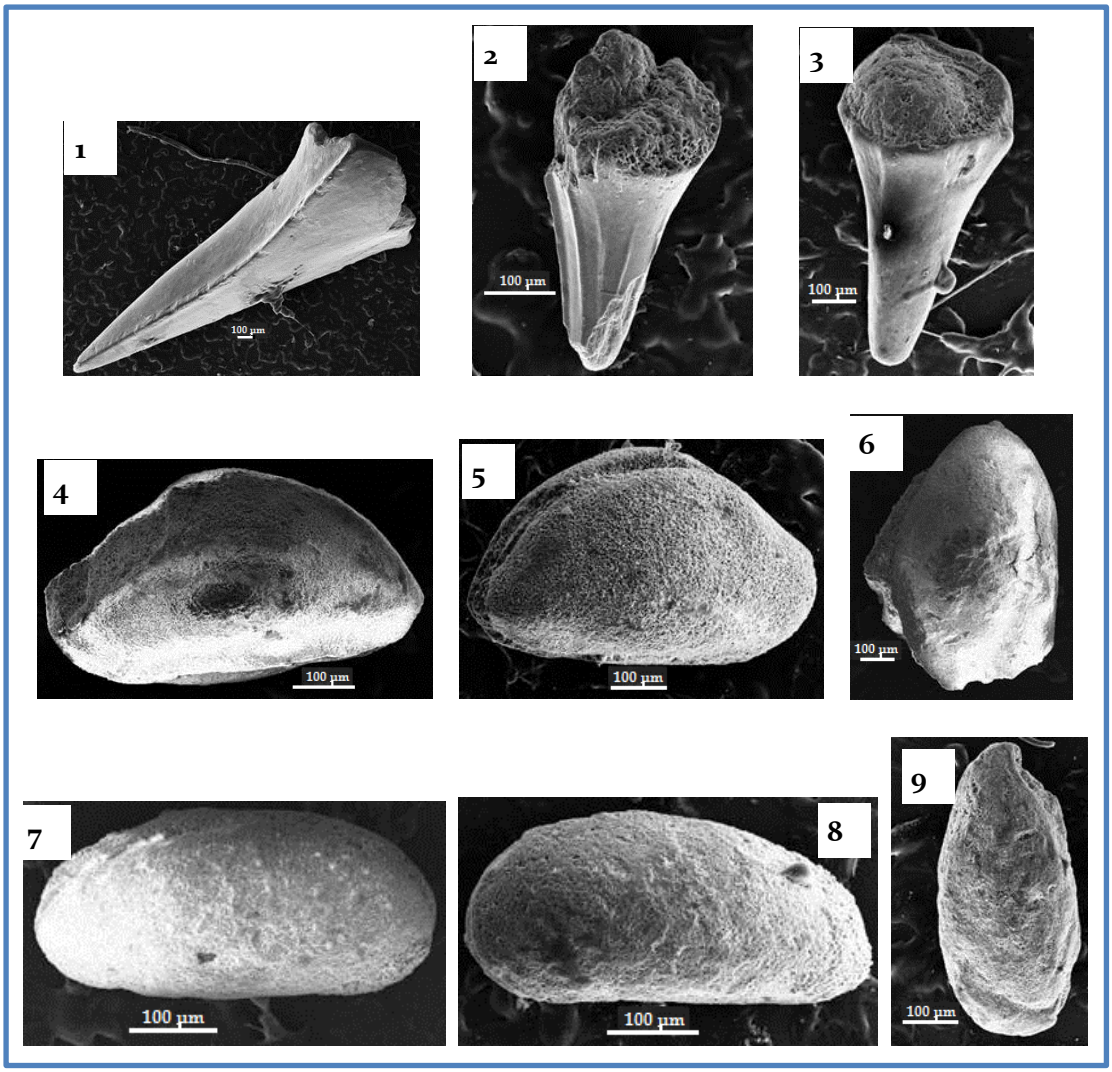


Planche 17 : Microphotographies des ostracodes et autres fossiles recensés dans la carrière d'Onigbolo

Autres fossiles : 1-3 : Dents de poissons ;
Ostracodes : 4-5 : *Neonesidea elongatoilaroensis* ; 6 : *Bairdia sp.* ; 7 – 8 : *Bythocypris alejo* ; 9 : *Isobuntonia tattami*

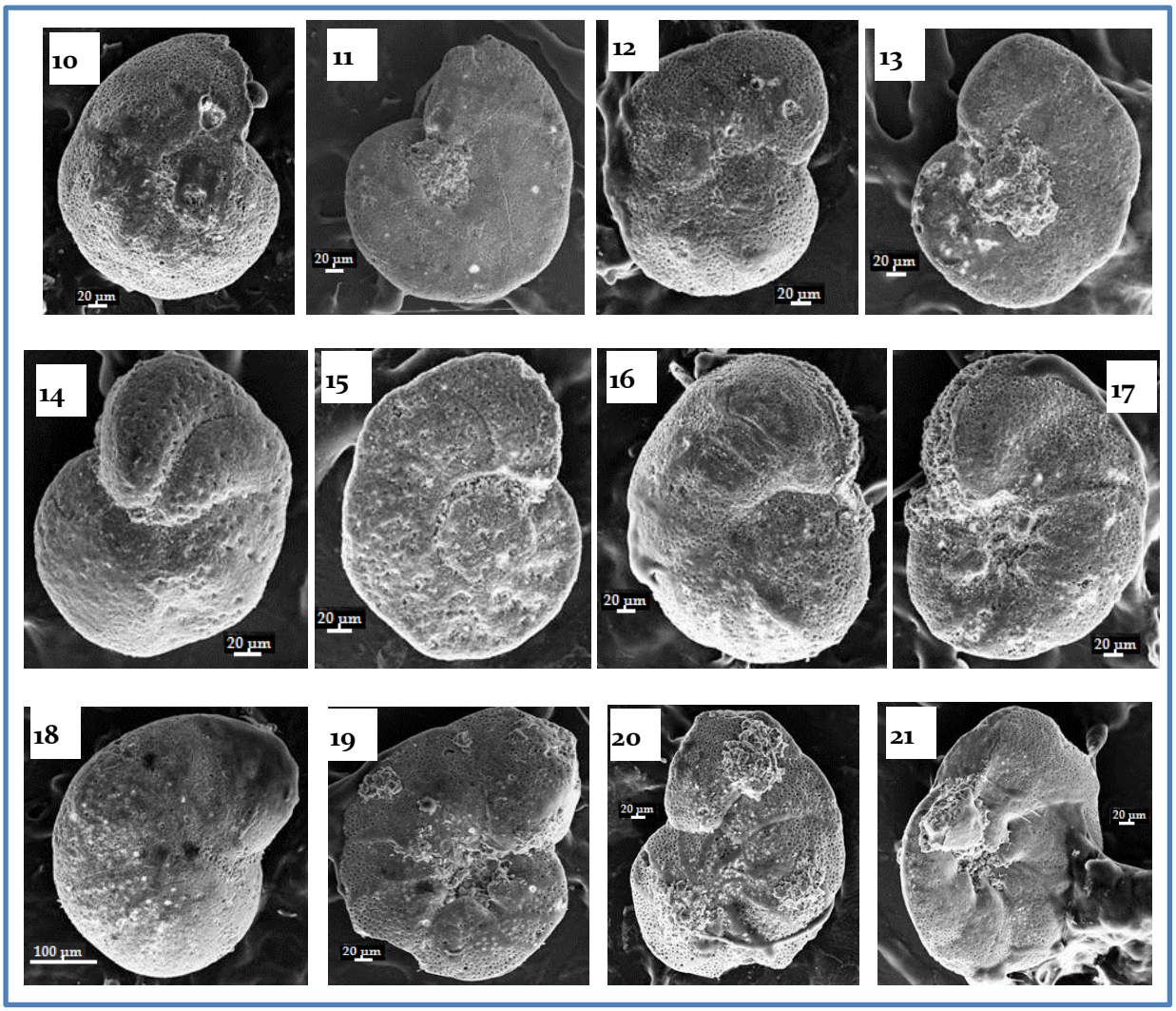


Planche 18 : Microphotographies des foraminifères benthiques recensés dans la carrière d'Onigbolo

Foraminifères benthiques :

10-13 : *Cibicidina simplex* ; 14-17 : *Anomalinoides* sp. ; 18 : *Lenticulina* cf. *muensteri* ; 19-20 : *Anomalinoides* cf. *madrugaensis* ; 21 : *Polymorphinella cylindracea*

5.1.2. Caractéristiques biostratigraphiques de la carrière de Massè

Trois (03) échantillons (MG1, MA2 et MC4) de la carrière de Massè ont été traités pour l'étude biostratigraphique. La position de ces échantillons sur la coupe lithologique de la carrière est donnée par le Tableau I (page 52). Tous ces échantillons se sont révélés relativement peu riches en foraminifères benthiques. Comme ce fut le cas de la carrière d'Onigbolo, l'absence de formes de foraminifères planctoniques dans la carrière de Massè a rendu difficile la datation des différents niveaux calcaires. Toutefois, une seule biozone (biozone à *Anomalinoides* et *Lenticulina midwayensis*) composée de deux subzones de foraminifères benthiques a été mise en évidence.

5.1.2.1. Subzone à *Anomalinoides sp., A. cf. midwayensis* et *Quinqueloculina sp.*

Située directement sous le niveau glauconieux, une subzone à *Anomalinoides cf. midwayensis, Anomalinoides sp*. et *Quinqueloculina sp*. est mise en évidence. Elle prend en compte tous les niveaux carbonatés. Elle a été déterminée à partir du contenu faunistique des échantillons MA2 et MC4 prélevés respectivement à 10,5 m et 15 m de profondeur, qui ont livré une association de faune composée de :

Foraminifères benthiques

Anomalinoides cf. *midwayensis*
Anomalinoides cf. *madrugaensis*
Anomalinoides midwayensis
Anomalinoides sp.
Anomalinoides umbonatus
Bathysiphon sp.
Quinqueloculina sp.

Ostracodes

Neonesidea elongatoilaroensis
Bairdia sp.

Les échantillons n'ont fourni aucune espèce de microfaune planctonique. Les benthiques recensés sont dominés par les genres *Anomalinoides cf. madrugaensis* et *Bathysiphon sp.* Les autres formes de microfaune sont des restes de gastéropodes et des dents de poissons. Cette association est surtout appuyée par la présence des ostracodes *Neonesidea elongatoilaroensis* et *Bairdia sp*., qui indiquent un âge Paléocène moyen à supérieur. En conséquence, le Thanétien (Zone P4-P5) a donc été attribué aux niveaux calcaires concernés.

5.1.2.2. Subzone à *Anomalinoides madrugaensis, A. umbonatus* et *Lenticulina midwayensis*

Cette subzone correspond au niveau glauconieux de la carrière de Massè. Elle a été déterminée à partir du contenu faunistique de l'échantillon MG1 prélevé à 8 m de profondeur et qui a livré une association de faune composée de :

Foraminifères benthiques

Anomalinoides cf. *midwayensis*
Anomalinoides cf. *madrugaensis*
Lenticulina midwayensis
Anomalinoides midwayensis
Anomalinoides madrugaensis
Anomalinoides sp.
Anomalinoides umbonatus
Bathysiphon sp.
Quinqueloculina sp.

L'association est dominée par les formes : *Anomalinoides midwayensis, Anomalinoides madrugaensis, Lenticulina midwayensis* et *Anomalinoides umbonatus*. Aucune forme d'ostracode n'a été recensée. Les restes de microfaune retrouvés sont ceux des gastéropodes et des dents de poissons. Cette faune est dominée par des formes très répandues au Paléocène et à l'Eocène. Compte tenu de la position de l'échantillon par rapport aux niveaux MA2 et MC4, de l'abondance de *Lenticulina*

midwayensis et des données de datation du niveau glauconieux, un âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur (Thanétien-Yprésien, zone P5- P6) a été attribué à ce niveau.

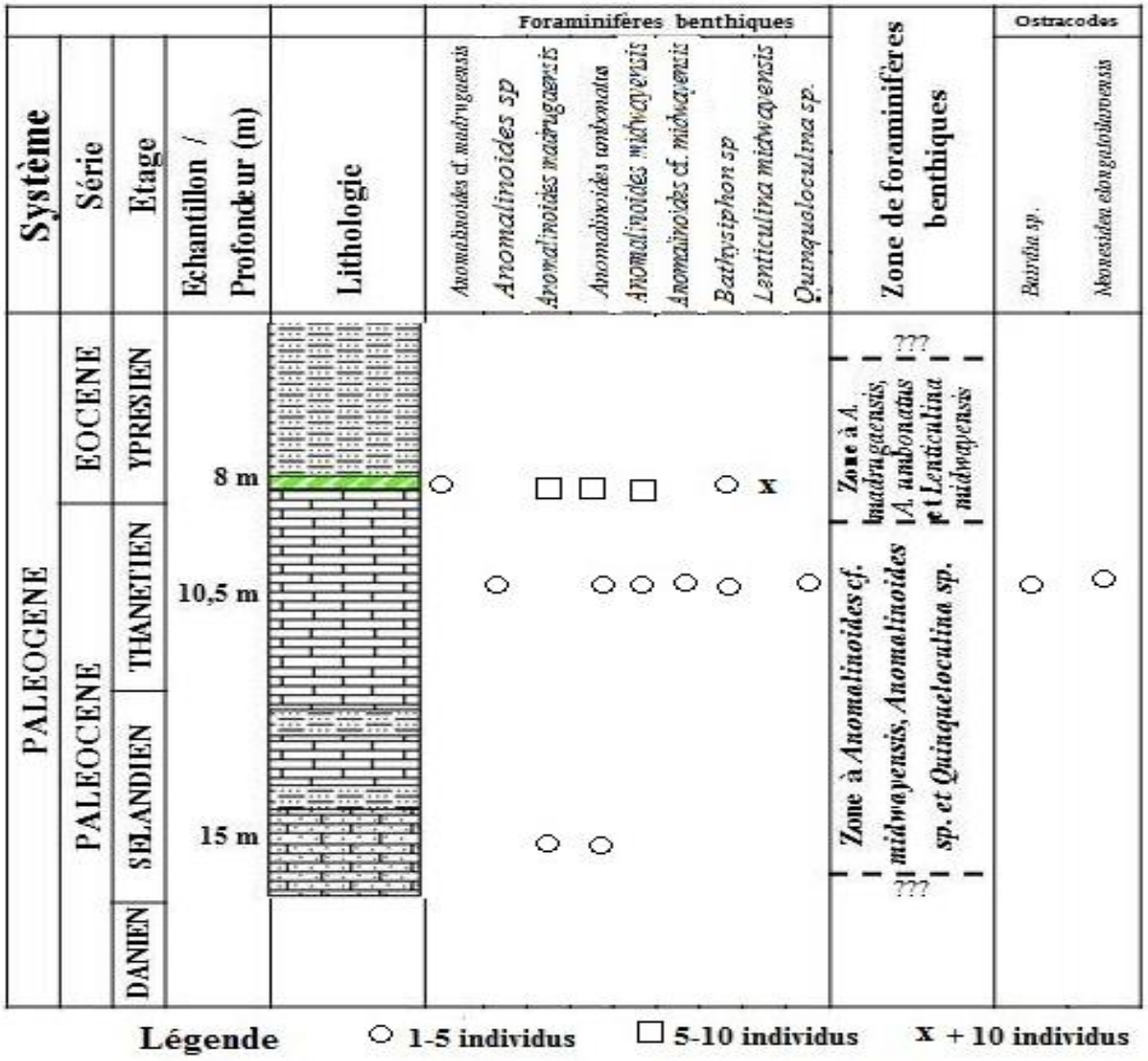


Figure 26 : Distribution stratigraphique des foraminifères benthiques de la carrière de Massè

5.1.2.3. Caractéristiques paléoenvironnementales

Les échantillons prélevés dans la carrière de Massè sont aussi pauvres en faune, particulièrement la faune planctonique qui est totalement absente. Tout comme dans la carrière d'Onigbolo, les genres recensés sont très peu diversifiés et les espèces souvent représentées par quelques individus (moins d'une demi-douzaine). Ces caractéristiques fauniques correspondent aux conditions des environnements situés à proximité du rivage où les profondeurs sont très faibles et les eaux agitées. Ces conditions sont

également caractéristiques des environnements des domaines continentaux, néritiques. Cette faune dominée par les espèces typiques des formes Midway de genres *Anomalinoides* et *Lenticulina* indique que les calcaires correspondants se sont formés dans un milieu marin très peu profond avec une bonne oxygénation, une plate-forme moyenne à interne.

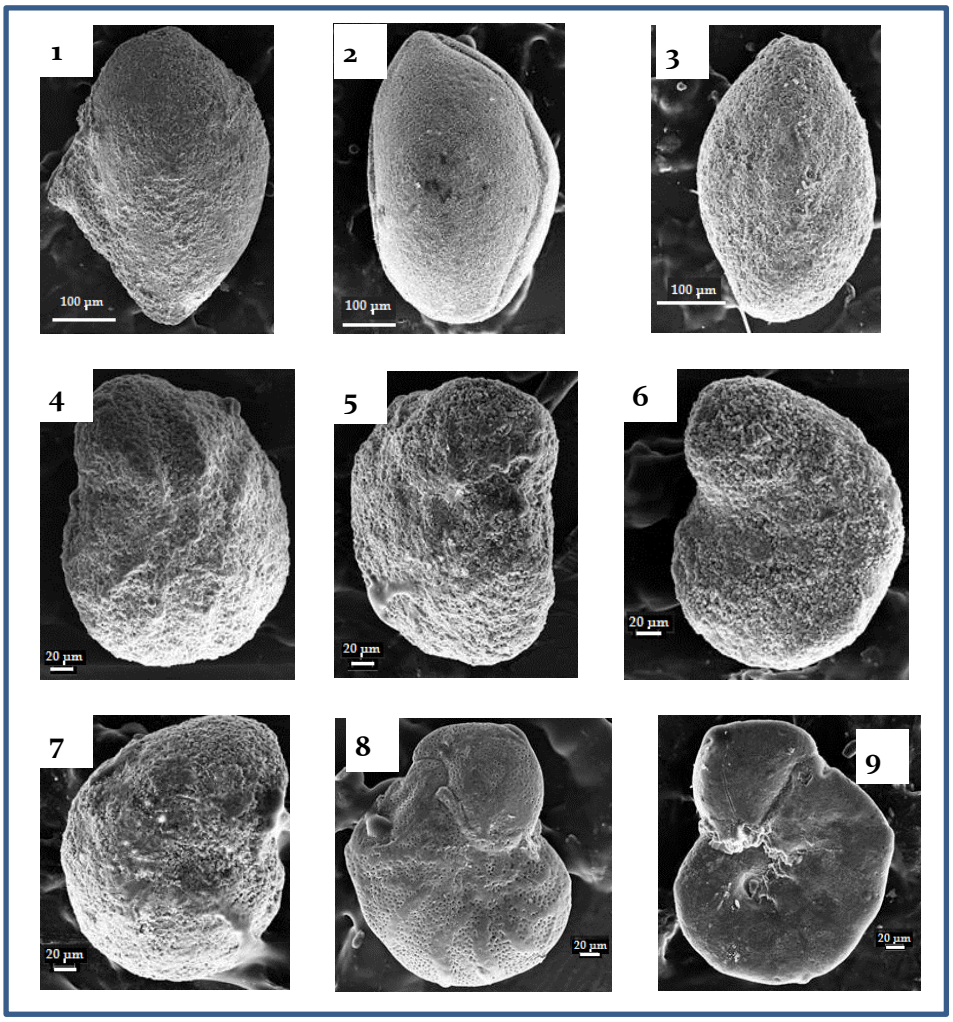


Planche 19 : Microphotographies des ostracodes et de quelques foraminifères benthiques recensés dans la carrière de Massè

Ostracodes : 1 : *Bairdia sp.* ; 2 : *Neonesidea elongatoilaroensis*
Foraminifères benthiques : 3 : *Quinqueloculina sp.* ; 4-5 : *Anomalinoides cf. midwayensis* ; 6-7 : *Anomalinoides sp.* ; 8-9 : *Anomalinoides madrugaensis* ;

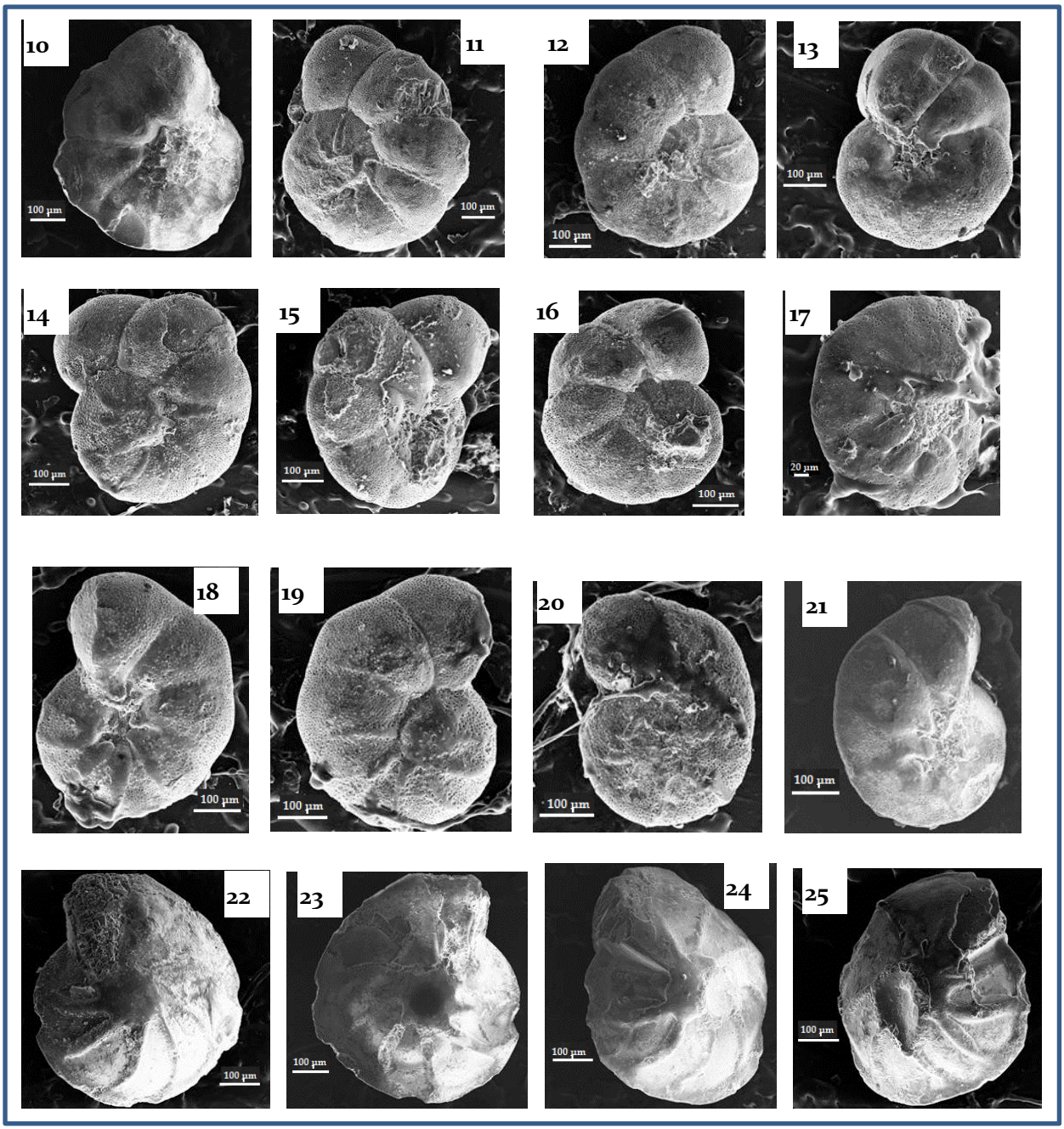


Planche 20 : Microphotographies des foraminifères benthiques recensés dans la carrière de Massè

Foraminifères benthiques : 10-11 : *Anomalinoides midwayensis* ; 12-16 : *Anomalinoides cf. madrugaensis* ; 17-21 : *Anomalinoides umbonatus* ; 22-25 : *Lenticulina midwayensis*

5.1.3. Caractéristiques biostratigraphiques de la carrière de Fongba

Trois (03) échantillons de la carrière de Fongba ont été traités. La position de ces échantillons sur la coupe lithologique de la carrière est donnée par le Tableau I de la page 52.

5.1.3. Biozonation

Tous les échantillons sont très pauvres en foraminifères (benthiques et planctoniques). Lorsque la faune est présente, les rares spécimens sont généralement représentés par un nombre très réduit d'individus et d'espèces. Les trois échantillons de la carrière de Fongba (FG1 : 3 m ; FA3 : 3,5 m et F_2A_2 : 10 m) n'ont fourni qu'une seule espèce de foraminifère (*Bathysiphon sp.*) et une espèce d'ostracode (*Cytherella sylvesterbradleyi*). Les restes de microfaune (très abondants) retrouvés sont ceux des gastéropodes et des dents de poissons. Cette faune caractérise un âge Paléocène inférieur à moyen pour ce qui est de *Cytherella sylvesterbradleyi* et Paléocène supérieur à Eocène pour ce qui est de *Bathysiphon sp*. En conséquence, aucune biozonation précise n'a pu être définie. Néanmoins, le niveau inférieur dans lequel a été prélevé l'échantillon F_2A_2 a été attribué au Paléocène moyen (zone P4) alors que le niveau glauconieux qui a fourni l'échantillon FG1 a été attribué au Paléocène supérieur à Eocène inférieur (Thanétien à Yprésien : zone P5-P6).

5.1.3.2. Caractéristiques paléoenvironnementales

Dans la carrière de Fongba, parmi les foraminifères, seuls quelques individus de l'espèce *Bathysiphon sp*. ont été recensés dans les échantillons. Mais ces échantillons contiennent un nombre important de gastéropodes. Ces caractéristiques fauniques, des échantillons dont le contenu biologique est dominé par les mollusques, sont propres aux environnements de plate-forme interne intertidale et des domaines littoraux. En effet, les gastéropodes sont des organismes qui sont abondants dans les environnements d'eau douce. Ainsi, leur abondance dans les calcaires de Fongba indique que le milieu de formation de ces calcaires enregistrait une importance influence d'eau douce.

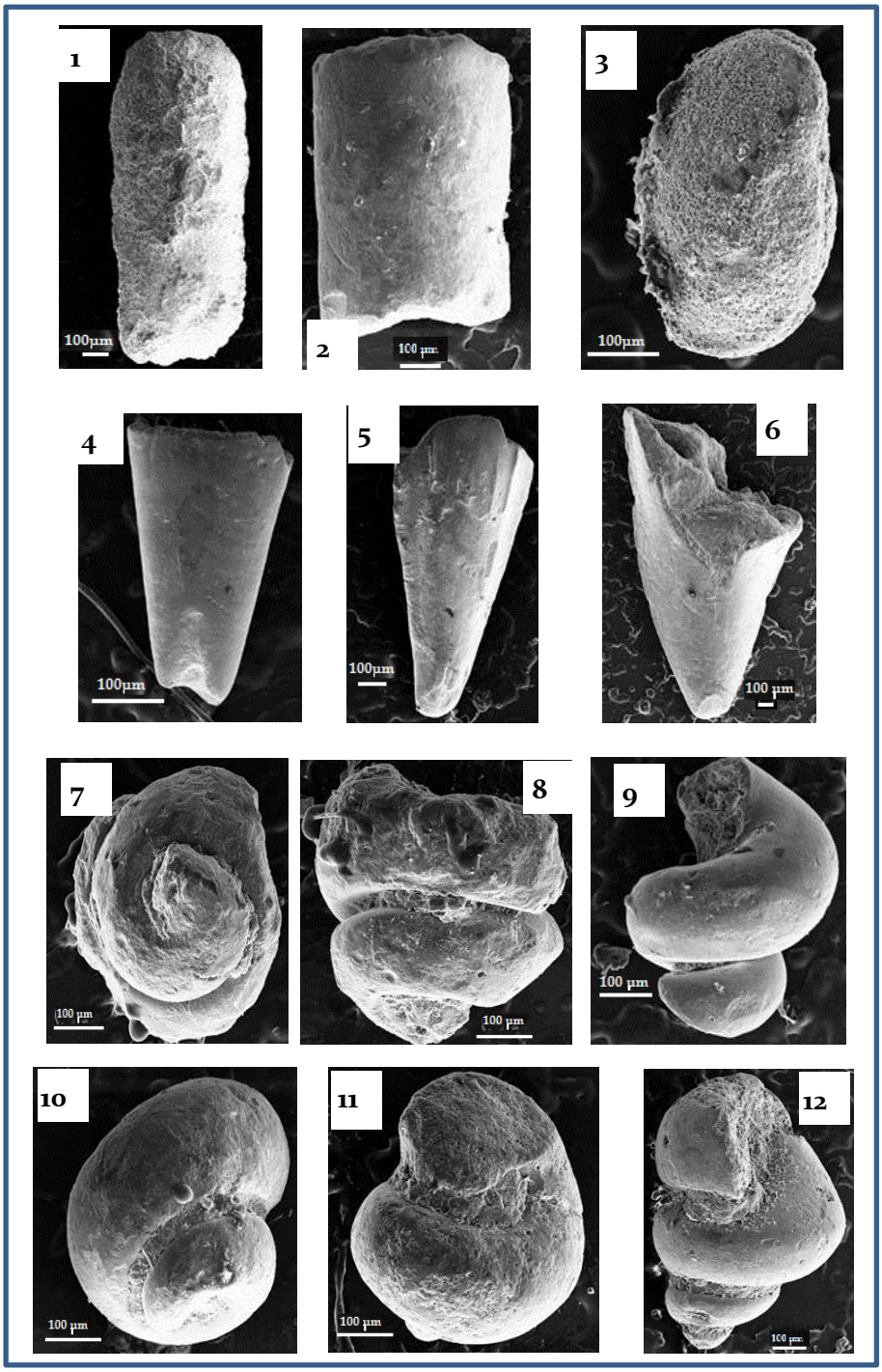


Planche 21 : Microphotographies des fossiles (gastéropodes, foraminifères et ostracodes) recensés dans la carrière de Fongba

Foraminifères benthiques : 1-2 : *Bathysiphon sp.*

Ostracodes : 3 : *Cytherella sylvesterbradleyi*

Autres fossiles : 4-6 : Dents de poissons ; 7-12 : Gastéropodes

5.2. Discussion

Tous les calcaires en général et particulièrement ceux de la région de Fongba ont fourni une association de foraminifères benthiques relativement peu diversifiée. Les planctoniques sont totalement absents. En considérant que l'abondance de la microfaune est généralement interprétée comme un indicateur des conditions favorables à la prolifération de la vie (taux élevé d'oxygène dissous dans l'eau, abondance de nutriments, bonne luminosité, température et salinité), il en résulte que les paléomilieux de la zone d'étude étaient caractérisés par des conditions de vie auxquelles peu de foraminifères sont adaptés. En réalité, la microfaune existe dans presque tous les types de milieux. C'est plutôt la nature et la diversité des peuplements qui revêtent plus une signification sur les caractéristiques écologiques des milieux étudiés. Ainsi, la rareté des foraminifères benthiques et l'absence des foraminifères planctoniques dans les carrières d'Onigbolo, de Fongba et Massè indiquent une faible bathymétrie (indices de pélagisme nuls) et la proximité du rivage. En effet, les foraminifères planctoniques sont associés aux milieux profonds où ils représentent plus de 80 % de la microfaune, alors que sur la plate-forme continentale leur proportion est faible et diminue au fur et à mesure que l'on s'approche du rivage, jusqu'à s'annuler (Bellier *et al.*, 2010). Les indices de pélagisme diminuent aussi jusqu'à s'annuler. Ces tendances observées dans les carrières confirment très bien que la plate-forme est très peu profonde, largement inférieure à 50 m (Bellier *et al.*, 2010).

Quant aux associations de foraminifères benthiques recensées, elles sont semblables à celles décrites au Nigéria par Obaje et Okosun (2013) et Okosun et Alkali (2012) dans la partie orientale de la Baie du Bénin. Cette microfaune a permis de décrire deux biozones, d'âge Paléocène moyen à Eocène inférieur, sur la base des genres communs comme *Lenticulina* et *Anomalinoides*. C'est aussi le cas de la carrière d'Onigbolo, où un âge Paléocène moyen à supérieur est déterminé pour la série calcaire. Cet âge corrobore les travaux de Slansky (1962) et Bio-Lokoto (1991). Mais il faut noter que dans le présent travail, aucune espèce de foraminifère planctonique n'a été rencontrée, contrairement aux données de Bio-Lokoto dans lesquelles l'abondance des espèces de foraminifères planctoniques avait permis de faire l'essentiel des datations.

Inversement, aucune forme recensée dans ce travail n'était signalée dans les travaux des précédents auteurs, à savoir Slansky (1962) et Bio-Lokoto (1991). La différence notée dans les associations peut être la conséquence soit d'une évolution phylétique soit l'existence de niches écologiquement différentes dans le milieu. L'hypoThèse des variations des conditions écologiques nous semble plus probable eu égard aux conditions de milieu notées. L'analyse du niveau glauconieux n'a fourni que peu d'informations (quelques gastropodes et dents de poissons ont été rencontrés). Ce niveau s'est révélé azoïque à Onigbolo et Fongba, par contre à Massè, il a fourni une faune appréciable. La présence de la faune dans le niveau glauconieux de Massè devrait s'expliqer par son caractère détritique. Toutefois, compte tenu de sa position stratigraphique, il a été attribué à un âge Thanétien à Yprésien.

Conclusion partielle

Les échantillons de la carrière d'Onigbolo, de Massè et de Fongba ont fourni une faune composée essentiellement de formes benthiques et quelques ostracodes, tous d'âge Paléocène à Eocène. La présence exclusive des benthiques et les disparités qui existent dans les peuplements sont indicatrices d'une faible bathymétrie et des différences des conditions de vie qui existent entre ces secteurs. Ceci est d'ailleurs confirmé par les indices de pélagisme qui sont nuls. Dans les carrières d'Onigbolo et de Massè, l'on remarque que les peuplements et leur densité sont variables, bien que dans l'ensemble ces conditions soient plus prononcées à Massè. Ces différences laissent entrevoir que la sédimentation paléogène s'est faite de façon différente d'un secteur à un autre du bassin béninois. Ceci peut être dû à l'augmentation de la bathymétrie, conséquence des failles comme l'ont indiqué plusieurs travaux dont ceux de Yalo *et al.* (2013). Aussi, de courtes phases de transgression et régression se sont-elles alternées pour l'intervalle de temps considéré. Le paléoenvironnement du milieu est une plate-forme à caractères de lagon hypo à hypersalin. La microfaune caractérise un âge Paléogène (Paléocène moyen à Eocène).

Chapitre 6 : CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES

La variation des concentrations en éléments chimiques dans les roches sédimentaires peut résulter des phénomènes d'ordre local (salinité, énergie, profondeur, température, fractionnement biologique) ou global (changement climatique, variation du niveau marin). Les teneurs de certains de ces éléments chimiques (majeurs, mineurs ou traces) sont utilisées pour caractériser les dépôts ou comme des traceurs des environnements de dépôt des sédiments.

6.1. Caractéristiques géochimiques des calcaires d'Onigbolo

Quatre échantillons de calcaire et un échantillon de marne ont été prélevés dans la carrière d'Onigbolo (Tableau I, p.52). Les résultats de ces analyses sont présentés en Annexes 2 et 3 (pages x et xi).

6.1.1. Variation des éléments majeurs et mineurs

6.1.1.1. Statistiques simples

Les échantillons analysés renferment de faibles taux de Mn_2O_3, TiO_2, P_2O_3, K_2O, Na_2O, SO_3 et Cl ($\leq$ 0,30 %). De même, les écarts de composition en ces éléments chimiques sont aussi nuls ou très faibles ($0 \leq \delta \leq 0{,}06$). Les oxydes SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et MgO viennent ensuite avec des taux compris entre 0,3 % et 7,9 %. Quant au CaO et à la perte au feu (PAF), ils présentent les teneurs les plus élevées (34 % à 53 %) avec de faibles écarts de composition d'un échantillon à un autre ($\delta < 3$ %).

L'analyse du Tableau II montre que les calcaires d'Onigbolo présentent de façon générale un taux de silice, symbolisant la fraction détritique. Ils contiennent aussi un faible taux de MgO, ce qui suggère qu'ils ne contiennent que très peu de magnésite. Cette composition chimique a conduit à conclure que dans la carrière d'Onigbolo, la fraction minérale représentant les calcaires dolomitiques est très faible.

Tableau II : SynThèse de la composition en éléments majeurs et mineurs des calcaires d'Onigbolo

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type (δ)
SiO_2	5	1,76	7,95	4,47	2,60
Al_2O_3	5	0,53	1,68	1,16	0,50
Fe_2O_3	5	0,73	7,49	2,32	2,89
CaO	5	47,4	53,7	51,0	2,93
MgO	5	0,39	1,03	0,66	0,32
Mn_2O_3	5	0,03	0,23	0,10	0,07
TiO_2	5	0,03	0,11	0,08	0,03
P_2O_3	5	0,10	0,28	0,17	0,07
K_2O	5	0,02	0,19	0,10	0,06
Na_2O	5	0,03	0,04	0,04	0,00
SO_3	5	0,02	0,04	0,03	0,01
Cl	5	0,01	0,01	0,01	0,00
PAF	5	34,7	41,5	39,4	2,95

Le Tableau III présente la matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs contenus dans les échantillons des calcaires d'Onigbolo.

Tableau III : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires d'Onigbolo

Var.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Mn_2O_3	TiO_2	P_2O_3	K2O	Na_2O	SO_3	Cl	PAF
SiO_2	**1**												
Al_2O_3	0,91	**1**											
Fe_2O_3	0,44	0,57	**1**										
CaO	-0,93	-0,96	-0,70	**1**									
MgO	0,92	0,90	0,60	-0,92	**1**								
Mn_2O_3	0,13	0,36	0,93	-0,46	0,31	**1**							
TiO_2	0,67	0,79	0,13	-0,65	0,49	0,03	**1**						
P_2O_3	-0,25	-0,45	0,26	0,19	-0,22	0,28	-0,72	**1**					
K_2O	0,82	0,63	0,35	-0,71	0,88	0,00	0,17	0,02	**1**				
Na_2O	0,77	0,60	-0,16	-0,53	0,68	-0,47	0,52	-0,47	0,77	**1**			
SO_3	-0,90	-0,97	-0,61	0,94	-0,96	-0,37	-0,65	0,40	-0,73	-0,62	**1**		
Cl	0,36	0,40	0,90	-0,56	0,61	0,78	-0,19	0,44	0,53	-0,08	-0,52	**1**	
PAF	-0,76	-0,79	-0,89	0,91	-0,87	-0,68	-0,31	-0,12	-0,70	-0,28	0,84	-0,85	**1**

De l'analyse du Tableau III, il ressort qu'il existe une forte corrélation positive entre SiO_2 et Al_2O_3, MgO (respectivement r = 0,91 et r = 0,92) et une forte corrélation négative CaO (r = -0,93). Aussi, Al_2O_3 et MgO sont tous les deux négativement

corrélés au CaO (respectivement r = -0,96 et r = -0,92). Le CaO présente une forte corrélation positive avec la PAF (r = 0,91).

La corrélation des éléments chimiques des calcaires d'Onigbolo indique deux sources génétiques. La première engage l'aluminium, le titane, le magnésium, le sodium et le potassium qui présentent de faibles taux mais de fortes corrélations positives avec la silice. La seconde engage la chaux, le souffre et la perte au feu qui présentent de fortes corrélations négatives avec la silice (Tableau III).

Les fortes corrélations positives indiquent l'existence d'une relation génétique entre les différents éléments chimiques concernés. Quant aux corrélations négatives, elles renseignent sur la diversité des processus à l'origine de la sédimentation des éléments concernés. Ainsi, les fortes corrélations positives avec la silice sont interprétées comme liées à la phase détritique alors que les fortes corrélations négatives sont plutôt d'origine chimique ou biochimique. En ce qui concerne particulièrement le manganèse, sa forte corrélation à la silice et à l'aluminium suggère une origine totalement détritique.

6.1.1.2. Diagrammes binaires traduisant la variation des éléments majeurs en fonction du SiO_2

L'analyse des diagrammes (Figure 27) donnant le contenu en éléments chimiques des calcaires d'Onigbolo en fonction de la teneur en silice permet de constater que seuls le CaO et la PAF ont des teneurs élevées, respectivement 48 à 54% et 38 à 42%. Les autres oxydes sont très faiblement représentés, avec des taux d'environ 1% pour Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO et inférieurs à 0,5% pour Na_2O, P_2O_3 et Mn_2O_3.

La variation des contenus en éléments majeurs traduite par les diagrammes binaires de la figure 27 semble montrer l'existence de deux unités géochimiques formées par les échantillons OC1, OC2 et OC3 pour la première et l'échantillon OC4 pour la seconde.

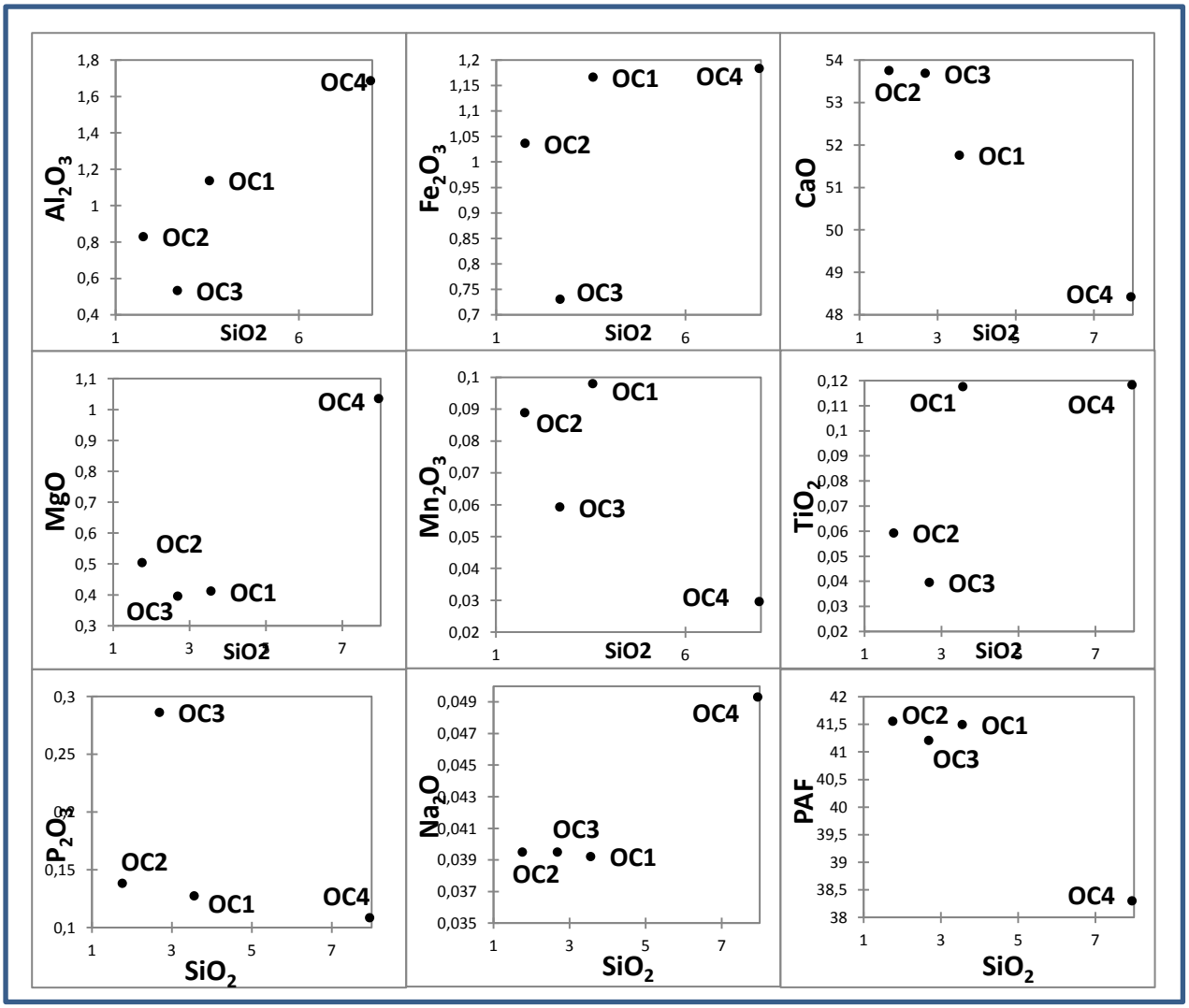


Figure 27 : Diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés aux contenus en silice des calcaires d'Onigbolo (OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire)

6.1.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO

Le rapport SiO_2/CaO est un indicateur de l'évolution et de l'importance des processus responsables des deux types de sédiments dans les carbonates. Les rapports SiO_2/CaO calculés dans les calcaires de la carrière d'Onigbolo (Figure 28) sont très faibles (0,03 ≤ r 0,07) pour les niveaux supérieur et moyen. Pour le niveau marneux et le calcaire gréseux, le rapport est respectivement de 0,13 et 0,16. Ces données montrent que la sédimentation détritique a été plus intense au sommet et à la base de la série (niveaux marneux et calcaire gréseux).

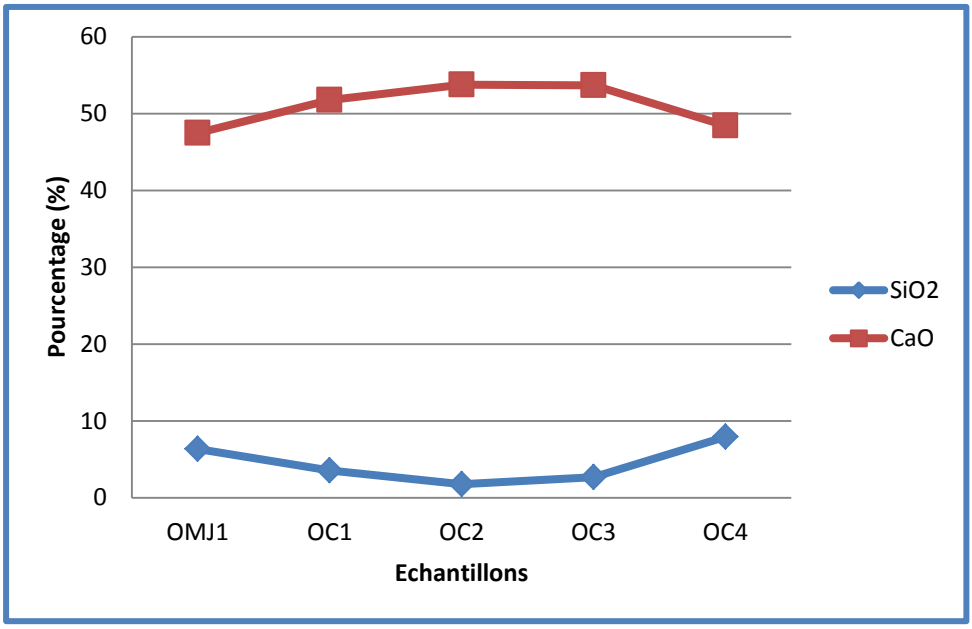


Figure 28 : Courbes d'évolution du rapport SiO2/CaO dans les calcaires d'Onigbolo (OMJ1= calcaire marneux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire)

Le tracé des courbes de la figure 28 traduisant l'évolution du rapport SiO_2/CaO dans les calcaires d'Onigbolo montrent une évolution symétrique et inversée. Ceci indique que les processus responsables de la sédimentation de la silice et celle de la chaux se font de façon antagoniste. Les échantillons qui contiennent les plus fortes fractions de silice contiennent aussi les plus faibles taux de chaux et vice versa.

En effet, la silice et la chaux constituent en proportion variable, l'essentiel des sédiments caractéristiques de la composition chimique des roches de la plate-forme carbonatée. La fraction détritique, dominée par la silice, provient de l'héritage continental ou d'une transformation postérieure au dépôt des sédiments. La fraction chimique ou biochimique est essentiellement produite par la précipitation de la chaux à partir de l'eau de mer ou par la production organique de celle-ci. Ainsi, les périodes d'enrichissement des carbonates en sédiments détritiques correspondent aux périodes pendant lesquelles la production carbonatée semble s'étouffer.

6.1.3. Composition minéralogique des calcaires d'Onigbolo

Le diagramme ternaire CaO–MgO–Fe_2O_3t de la figure 29a illustre la composition des échantillons de la carrière d'Onigbolo en différents minéraux carbonatés. Ce type de diagramme est adapté aux carbonates, les autres roches y ont été ajoutées à titre comparatif. Le diagramme de la figure 29a montre que seule la calcite est le minéral carbonaté présent dans les calcaires d'Onigbolo. Quant aux argiles et à la glauconie, elles contiennent de faibles taux de sidérite. La dolomite et la magnésite sont totalement absentes.

Le diagramme ternaire de la figure 29b illustre la composition des échantillons de la carrière d'Onigbolo en différents minéraux argileux. Ce diagramme est réalisé pour les roches détritiques, les carbonates y figurent à titre comparatif. Le diagramme de la figure 29b montre que les argiles présentes dans les calcaires d'Onigbolo proviennent de roches modérément altérées et que la glauconite a un caractère arkosique.

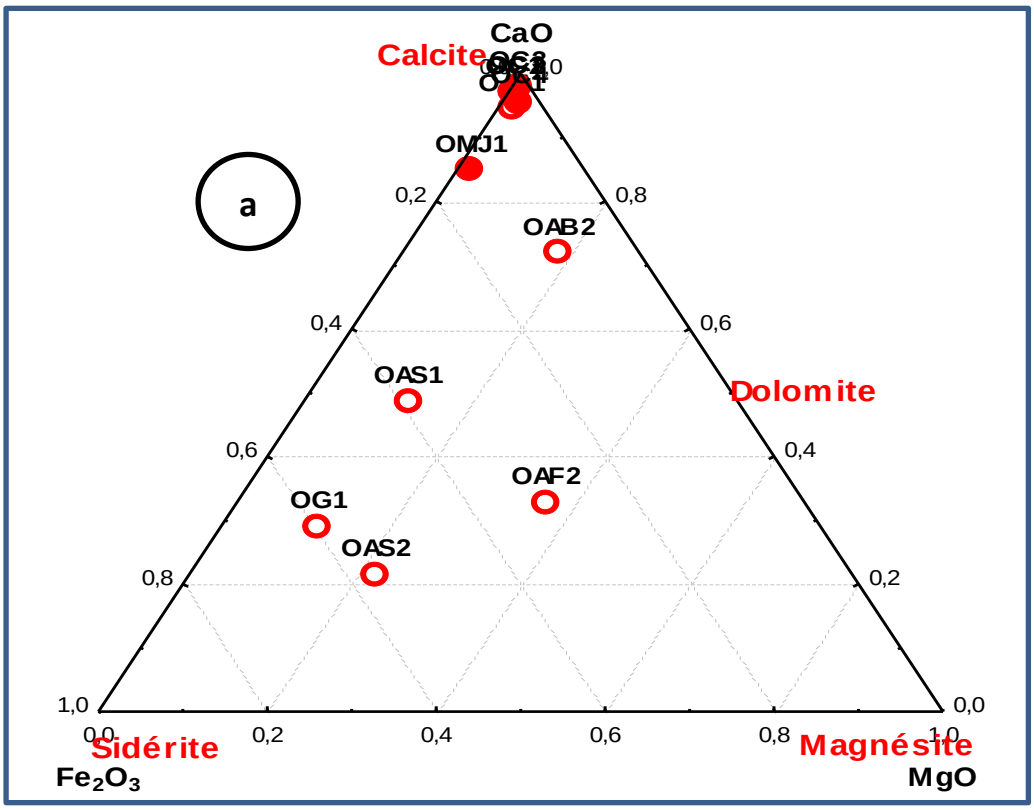


Figure 29a: Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires et des argiles d'Onigbolo (a) composition en minéraux carbonatés (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveaux glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire ; OAB1=argile calcareuse de la première couche ; OAB2=argile calcareuse de la deuxième couche ; OAC=argile calcareuse de la couche inférieure ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre bancs calcaires)

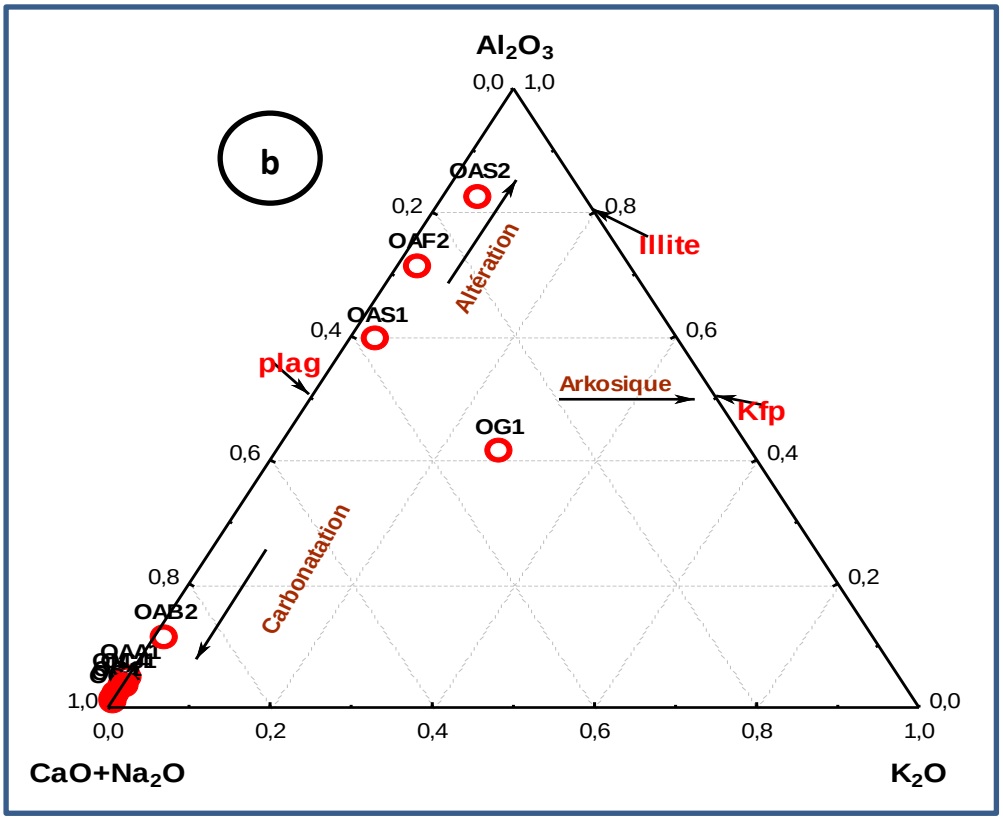


Figure 29b : Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires des argiles d'Onigbolo (b) composition en minéraux argileux (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire ; OAB1=argile calcareuse de la première couche ; OAB2=argile calcareuse de la deuxième couche ; OAC=argile calcareuse de la couche inférieure ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre bancs calcaires)

6.1.4. Origine des sédiments et degré d'altération des roches sources

L'indice d'altération chimique de Nesbitt et Young (1982) est un indicateur du degré d'altération chimique des roches de la région source des sédiments. Associé à la perte au feu à travers un diagramme binaire, il permet de classifier les échantillons selon leur nature et leur composition chimique. Pour apprécier le degré d'altération, tous les échantillons prélevés dans un même site ont été utilisés, indépendamment de leur nature pétrographique.

Les échantillons de la carrière d'Onigbolo sont scindés en deux groupes selon leur indice CIA (Figure 30). Le premier regroupe essentiellement les argiles (argile feuilletée et argiles intermédiaires) dont le CIA est modéré ($60 \leq CIA \leq 85$). Dans ce groupe, on retrouve les échantillons OAS1, OAS2 et OAF2. Dans le second groupe, on

retrouve tous les échantillons à faible CIA (50 CIA). Il s'agit des calcaires, de marne (OMJ1) et de la glauconite (OG1) (CIA≈40 pour la glauconite et 1 ≤ CIA ≤ 15 pour les calcaires et la marne).

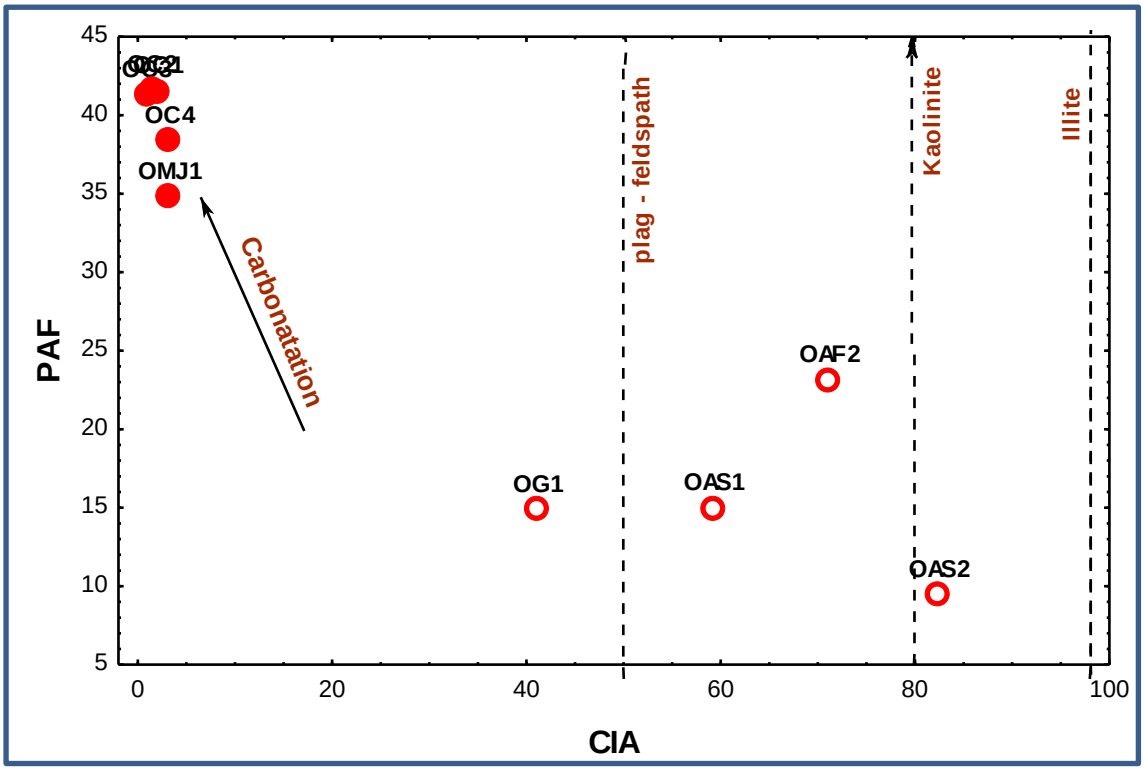


Figure 30 : Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre bancs calcaires)

Les valeurs de l'indice d'altération chimique indiquent que les roches sources à l'origine des sédiments calcaires ont subi une faible altération, par contre les sédiments ayant conduit à la formation des argiles sont issus d'une altération modérée des roches pourvoyeuses.

Mais signalons que la carbonatation (PAF > 5 %) peut fausser les valeurs de l'indice d'altération chimique, car elle a un effet de dissolution (Camiré *et al.*, 2010).

6.1.5. Analyse en composantes principales des éléments majeurs

L'analyse en composantes principales des données a consisté essentiellement à déterminer les relations existant entre les observations, entre les variables et entre les observations et les variables. Cet outil a été utilisé pour une meilleure visualisation de nos données.

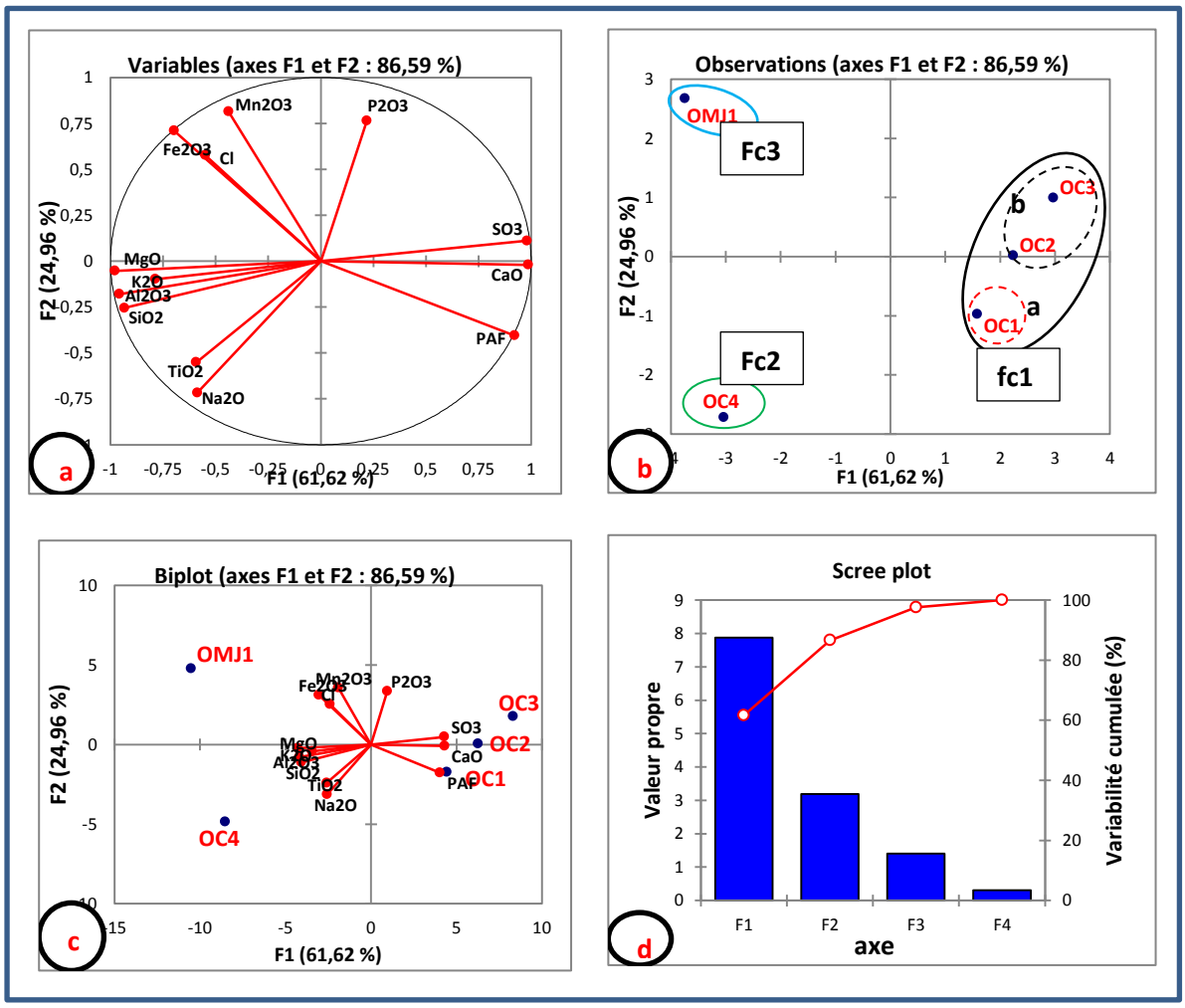


Figure 301 : Diagrammes d'analyse en composantes principales des calcaires d'Onigbolo

(a) : projection des observations, (b) : projection des variables, (c) : projection des observations et des variables et (d) : caractéristiques statistiques des axes d'analyse (OMJ1= calcaire marneux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire de la couche inférieure)

Les diagrammes de la figure 31 traduisent les relations géochimiques qui existent entre les variables, les observations et les variables et les observations des échantillons des calcaires d'Onigbolo.

Le diagramme de la figure 31d indique les valeurs propres des différents axes de l'analyse. Les axes qui ont été considérés pour cette analyse sont F_1 et F_2, car ils permettent d'avoir la meilleure représentation (86,59%) dont 61,62% pour l'axe F_1 et 24,96% pour l'axe F_2.

Le diagramme de la figure 31a montre le regroupement des variables K_2O, SiO_2, Al_2O_3 et MgO du côté négatif de l'axe F_1 alors que SO_3, CaO et PAF se regroupent du côté positif. TiO_2, et Na_2O, d'une part et Mn_2O_3, Cl et Fe_2O_3 d'autre part sont regroupés respectivement du côté négatif et positif de l'axe F_2. Ce diagramme indique que l'axe F1 est donc correlé positivement par CaO et PAF et négativement par Mg, K_2O, Al_2O_3 et SiO_2. L'axe F2 est, quant à lui, correlé positivement par Mn_2O_3 et Fe_2O_3 et négativement par TiO_2 et NaO_2.

Le diagramme de la figure 31b traduit la répartition des différents individus d'échantillons de calcaires d'Onigbolo en groupes géochimiques. De ce diagramme, on retient que trois groupes de calcaires ont été échantillonnés dans la carrière d'Onigbolo. Le premier groupe (fc1) est constitué des échantillons OC1, OC2 et OC3. Il comprend deux sous-groupes : le sous-groupe (fc1a) composé de l'échantillon OC1 d'un côté et le sous-groupe (fc1b) composé des échantillons OC2 et OC3 de l'autre. Le deuxième (fc2) est constitué seulement de l'échantillon OC4 de même que le troisième groupe (fc3) est constitué uniquement de l'échantillon OMJ1.

Le biplot du diagramme de la figure 31c présente la projection combinée des diagrammes (a) et (b). De ce diagramme, on note l'étroite relation entre respectivement les variables CaO et PAF d'une part, SiO_2 et TiO_2 d'autre part et les groupes géochimiques fc1 et fc3.

6.2. Caractéristiques géochimiques des calcaires de Massè

Quatre échantillons de calcaire ont été prélevés dans la carrière de Massè. Les résultats de l'analyse spectrométrique de ces échantillons ont été interprétés dans ce paragraphe grâce aux diagrammes ci-dessous.

6.2.1. Variation des éléments majeurs et mineurs

6.2.1.1. Statistiques simples

Les calcaires de Massè renferment de très faibles taux de Mn_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O et SO_3 ($\leq$ 0,20%) ; de faibles taux de P_2O_3 et Cl ($\leq$ 0,35%). Pour Al_2O_3, Fe_2O_3 et MgO, les taux n'excèdent jamais 3%. Quant au SiO_2, CaO et la perte au feu (PAF), ils présentent les teneurs les plus élevées (27% à 53%). Les écarts-types de composition sont faibles pour le CaO et plutôt forts pour la silice (δ=12).

Tableau IV : SynThèse de la composition en éléments majeurs et mineurs des calcaires de Massè

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type (δ)
SiO_2	4	1,13	27,1	9,53	12,2
$Al2O_3$	4	0,09	0,94	0,39	0,37
Fe_2O_3	4	0,65	2,52	1,56	0,94
CaO	4	37,7	54,7	48,8	7,78
MgO	4	0,36	1,61	0,72	0,59
Mn_2O_3	4	0,07	0,15	0,11	0,03
TiO_2	4	0,02	0,19	0,09	0,07
P_2O_3	4	0,06	0,35	0,15	0,13
K_2O	4	0,06	0,21	0,12	0,06
Na_2O	4	0,02	0,03	0,03	0,00
SO_3	4	0,03	0,05	0,04	0,00
Cl	4	0,01	0,33	0,09	0,16
PAF	4	29,1	41,5	37,6	5,85

De l'analyse du Tableau IV, il se dégage la conclusion que dans la carrière de Massè, il n'y a pas de calcaires dolomitiques. Les calcaires présents contiennent un taux élevé de SiO_2, ce qui laisse supposer pour l'ensemble de la région une influence très importante de la fraction détritique provenant du continent lors du dépôt des calcaires.

Tableau V : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires de Massè

Var.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Mn_2O_3	TiO_2	P_2O_3	K2O	Na_2O	SO_3	Cl	PAF
SiO_2	**1**												
Al_2O_3	-0,30	**1**											
Fe_2O_3	0,85	0,24	**1**										
CaO	-0,99	0,27	-0,86	**1**									
MgO	0,95	-0,56	0,66	-0,94	**1**								
Mn_2O_3	0,42	0,69	0,81	-0,46	0,17	**1**							
TiO_2	0,98	-0,29	0,83	-0,99	0,94	0,46	**1**						
P_2O_3	0,89	-0,67	0,54	-0,88	0,98	0,04	0,90	**1**					
K_2O	0,78	-0,61	0,45	-0,73	0,83	-0,13	0,67	0,81	**1**				
Na_2O	-0,96	0,05	-0,95	0,97	-0,85	-0,64	-0,95	-0,76	-0,63	**1**			
SO_3	0,08	-0,39	-0,13	-0,01	0,14	-0,55	-0,09	0,12	0,66	0,05	**1**		
Cl	0,96	-0,54	0,68	-0,95	0,99	0,16	0,93	0,97	0,87	-0,86	0,21	**1**	
PAF	-1,00	0,30	-0,84	0,99	-0,95	-0,42	-0,98	-0,90	-0,78	0,96	-0,07	-0,96	**1**

Du Tableau V, nous retenons qu'il existe une forte corrélation négative entre CaO, Na_2O et PAF au SiO_2. Par contre, la corrélation Fe_2O_3, TiO_2 et MgO au SiO_2 est forte et positive. Ces données confirment l'origine détritique de la silice présente dans les calcaires de Massè.

6.2.1.2. Diagrammes binaires traduisant la variation des éléments majeurs en fonction du SiO_2

L'analyse des diagrammes (Figure 32), traduisant le contenu en éléments chimiques des calcaires de Massè en fonction de la teneur en silice, permet de constater que seuls le CaO et la PAF ont des teneurs élevées, respectivement 37 à 57% et 29 à 43%. Les autres oxydes sont très faiblement représentés, avec des taux d'environ 1% pour Al_2O_3 et MgO, 3% pour Fe_2O_3, inférieurs à 0,5% pour P_2O_3 et 0,05 à 0,2% pour Na_2O, et Mn_2O_3.

Les diagrammes de la figure 32, traduisant la composition en éléments majeurs des calcaires de Massè, montrent trois familles géochimiques. La première est représentée par les échantillons MC1 et MC2, la deuxième et la troisième sont représentées respectivement par MC3 et MC4.

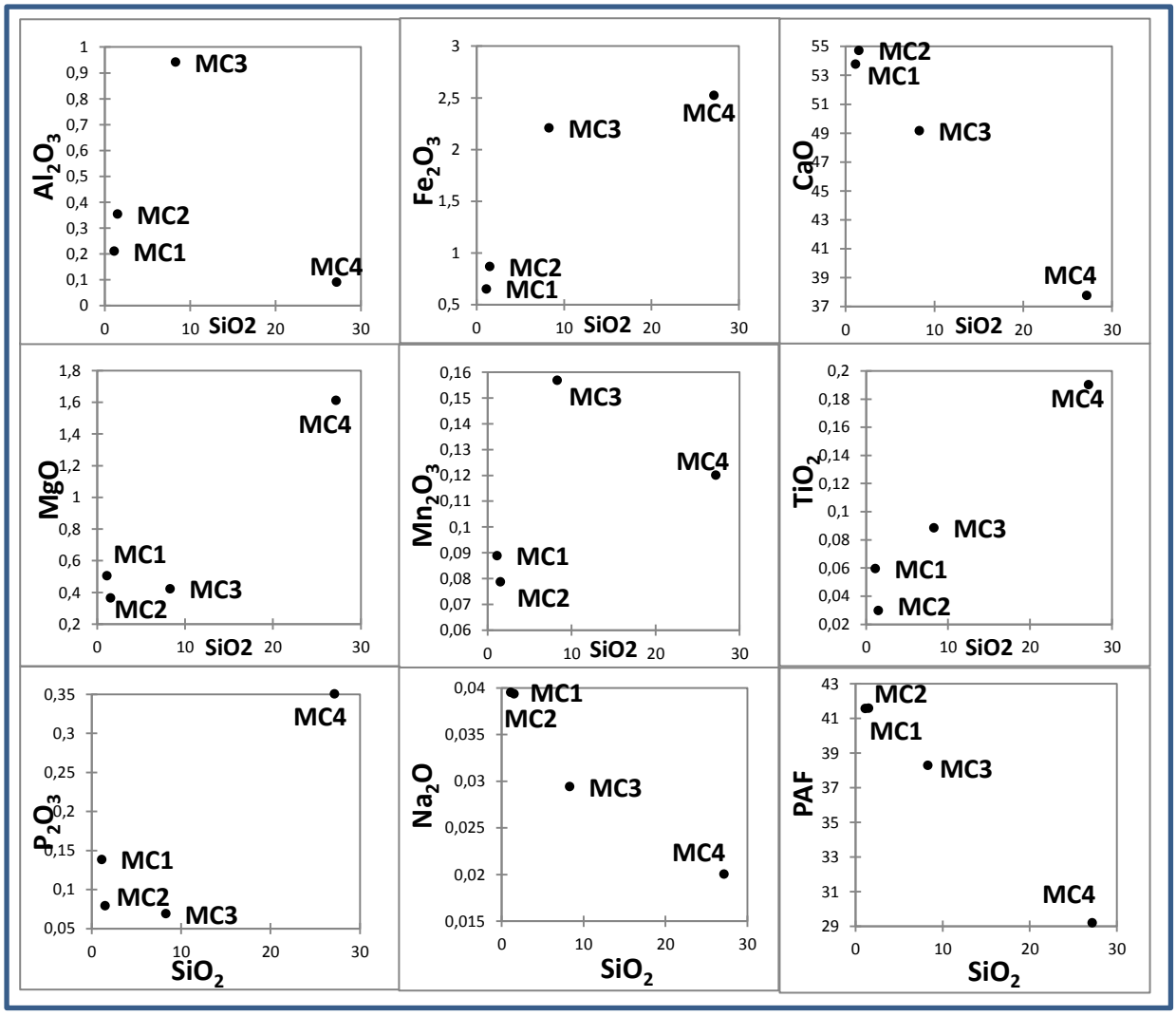


Figure 312 : Diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés aux contenus en silice des calcaires de Massè (MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure)

6.2.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO

Comme ce fut le cas des calcaires d'Onigbolo, le tracé des courbes de la figure 33 traduisant l'évolution du rapport SiO_2/CaO dans les calcaires de Massè indique que les processus responsables de la sédimentation de la silice et celle de la chaux évoluent de façon antagoniste. Les échantillons qui contiennent les plus fortes fractions de silice contiennent aussi les plus faibles taux de chaux et vice versa.

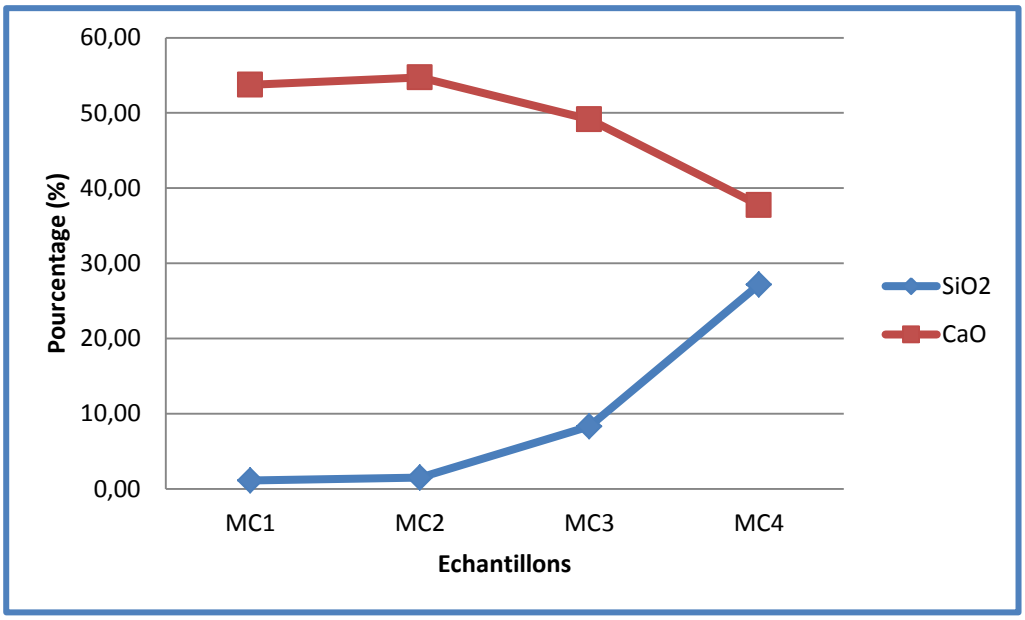


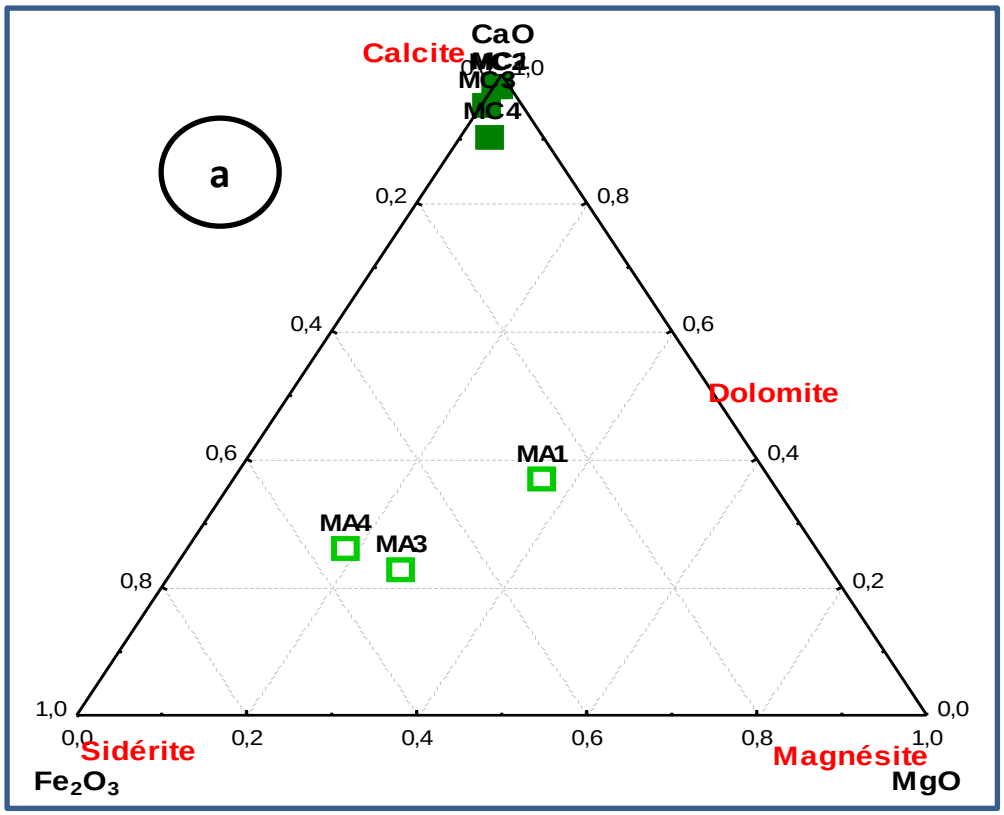
Figure 33 : Courbes d'évolution du rapport SiO_2/CaO dans les calcaires de Massè (MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure)

La teneur en silice diminue dans la carrière de Massè des niveaux calcaires de base à ceux du toit. Ceci peut se traduire par la réduction de l'influence continentale. Autrement dit, le milieu de dépôt des calcaires de Massè s'éloignait de plus en plus du rivage tout en s'approfondissant.

6.2.3. Composition minéralogique des calcaires de Massè

Les diagrammes de la figure 34 présentent la composition minéralogique des échantillons prélevés dans la carrière de Massè.

De l'analyse du diagramme de la figure 34a, nous retenons que la calcite est le seul minéral carbonaté présent dans les calcaires de Massè. Quant au diagramme de la figure 34b, il montre que seules les argiles de cette carrière sont issues de sédiments modérément altérés. Toutefois, l'échantillon calcaire MC1est localisé dans la zone des sédiments altérés. Ceci pourrait s'interpréter comme un enrichissement en minéraux argileux dû à la décantation pendant le dépôt dans un milieu calme.



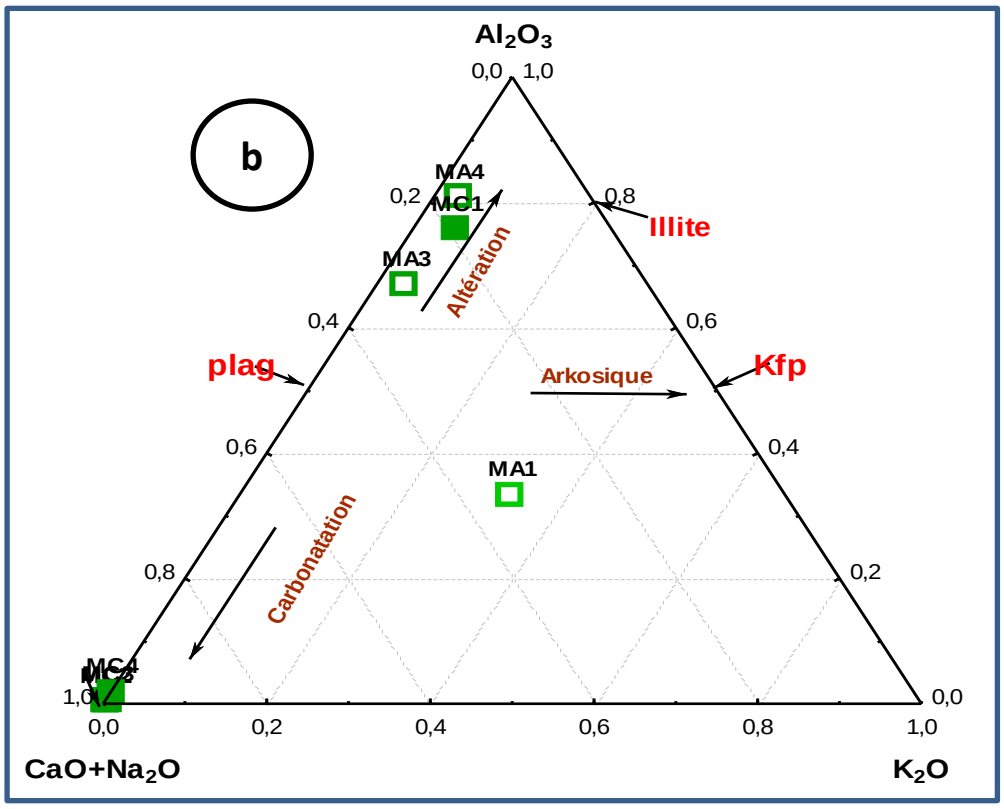


Figure 34 : Diagrammes ternaires illustrant la composition minéralogique des calcaires et des argiles de Massè (a) composition en minéraux carbonatés ; (b) composition en minéraux argileux (MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; MA1 = argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4= argile de séparation entre bancs calcaires)

6.2.4. Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique

Deux groupes d'échantillons se dégagent de la carrière de Massè selon leur indice CIA (figure 35). Le premier regroupe essentiellement les argiles (argiles feuilletées et argiles intermédiaires) dont le CIA est modéré ($60 \leq CIA \leq 85$). Dans ce groupe, on retrouve les échantillons MA1, MA3 et MA4. Dans le second groupe, on retrouve tous les échantillons calcaires dont l'indice $CIA \leq 5$.

Les valeurs de l'indice d'altération chimique indiquent que les roches sources à l'origine des sédiments calcaires ont subi une faible altération, par contre les sédiments ayant conduit à la formation des argiles sont issus d'une altération modérée des roches pourvoyeuses. Les principaux minéraux argileux sont des illites.

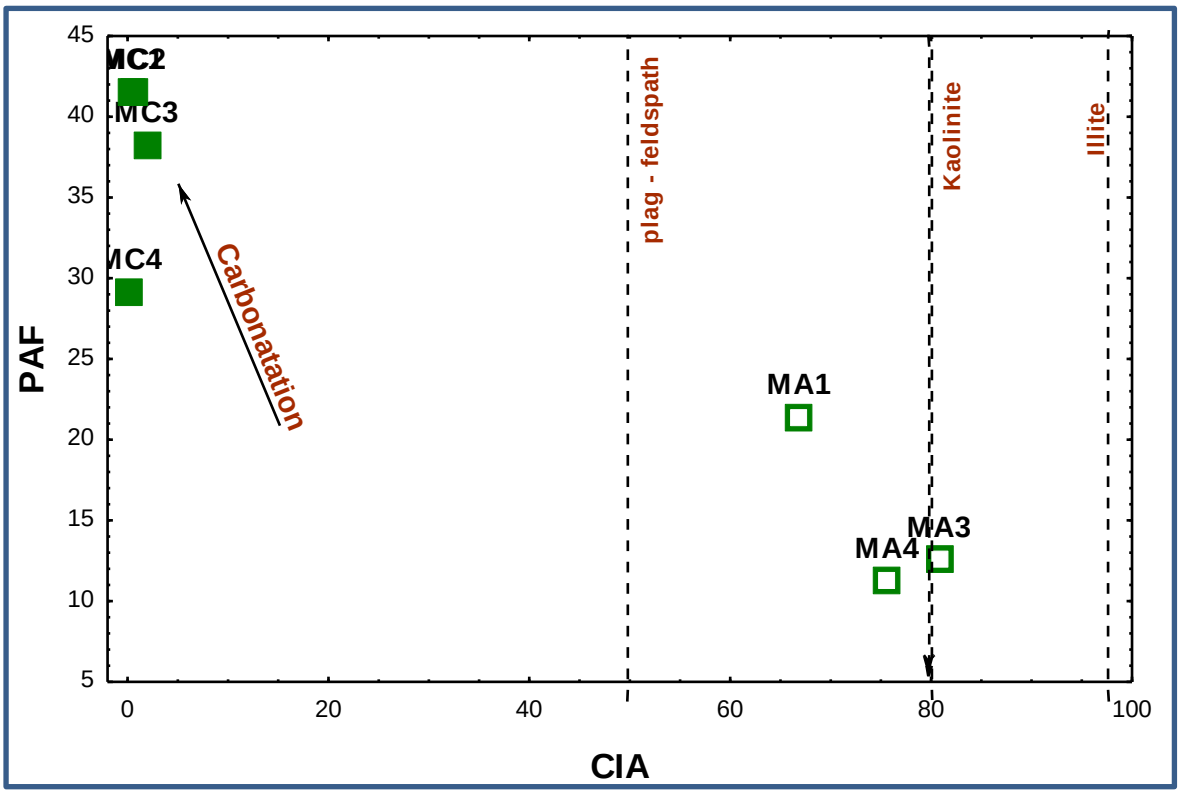


Figure 35 : Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique

(MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; MA1 = argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4 = argiles de séparation entre bancs calcaires)

6.2.5. Analyse en composantes principales des éléments majeurs

Les diagrammes de la figure 36 traduisent les relations géochimiques qui existent entre les variables, les observations et les variables et les observations des échantillons des calcaires de Massè. Le diagramme 36d indique les valeurs propres des différents axes de l'analyse. Les axes qui ont été considérés pour cette analyse sont F_1 et F_2, car ils permettent d'avoir la meilleure représentation (93,19%) dont 70,68% pour l'axe F_1 et 22,51% pour l'axe F_2.

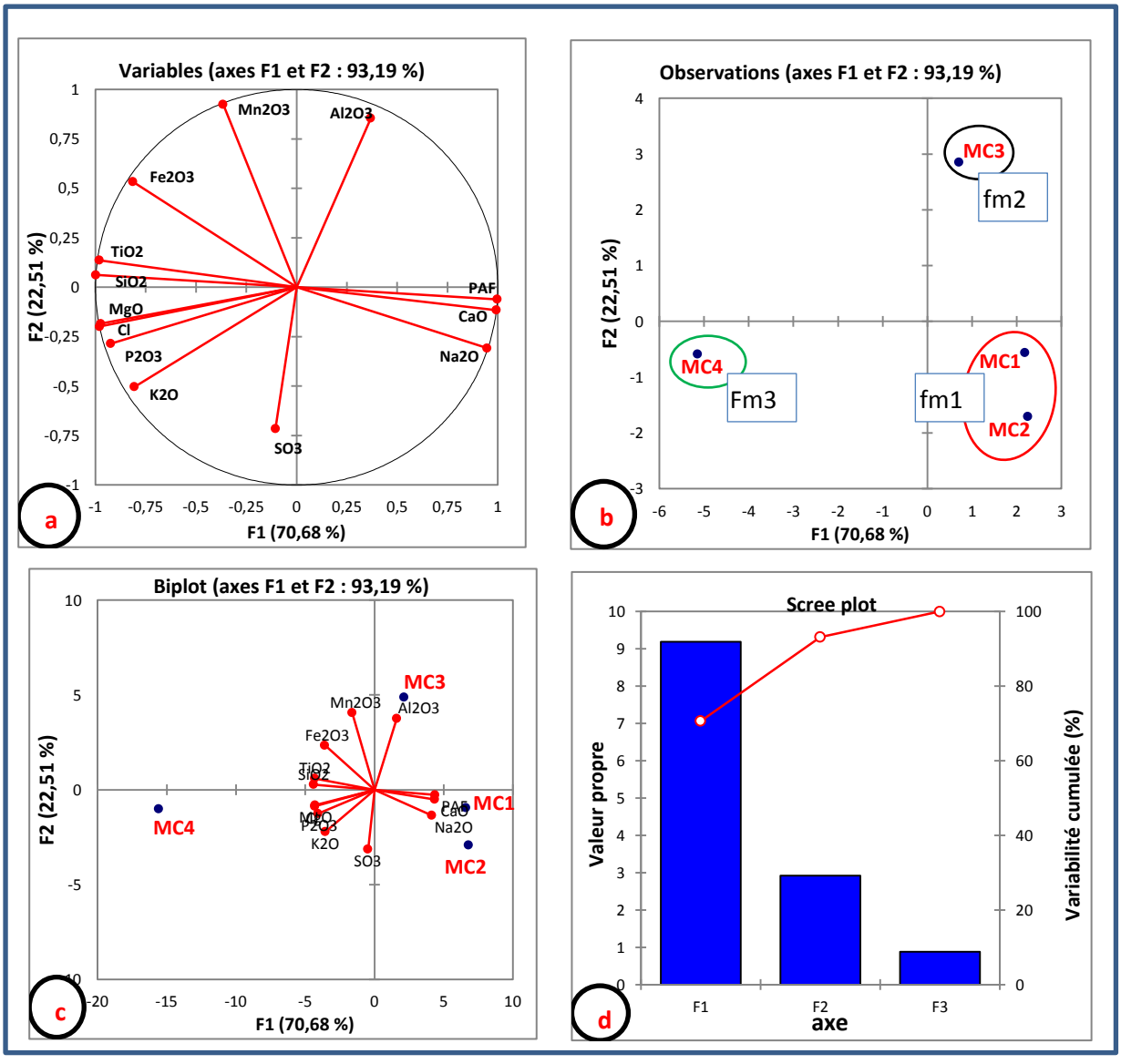


Figure 36 : Diagrammes d'analyse en composantes principales des calcaires de Massè (a) : projection des observations, (b) : projection des variables, (c) : projection des observations et des variables et (d) : caractéristiques statistiques des axes d'analyse. (MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure)

Le diagramme des individus de la figure 36b traduit la répartition des calcaires de Massè en différents groupes géochimiques. De ce diagramme, on retient que trois groupes de calcaires ont été échantillonnés. Le premier groupe (fm1) est constitué des échantillons MC1 et MC2. Le deuxième groupe (fm2) est constitué seulement de l'échantillon MC3 de même que le troisième (fm3) qui est constitué seulement de l'échantillon MC4.

Le biplot du diagramme de la figure 36c présente la projection combinée des diagrammes (a) et (b). Ce diagramme montre que les variables CaO et PAF permettent de mieux caractériser le premier groupe (fm1).

6.3. Caractéristiques géochimiques des calcaires de Fongba

Dans la carrière de Fongba, trois échantillons de calcaire ont été prélevés. Les diagrammes géochimiques ci-dessous ont été réalisés pour interpréter les résultats de l'analyse spectrométrique de ces échantillons.

6.3.1. Variation des éléments majeurs et mineurs

6.3.1.1. Statistiques simples

Tous les calcaires de Fongba renferment de très faibles taux de Mn_2O_3, TiO_2, K_2O, Na_2O, P_2O_3, Cl, SO_3 Al_2O_3, Fe_2O_3 et MgO (moyenne $\leq$ 0,7%) ; les taux de SiO2 sont faibles ($\leq$ 1,21%). Seules les teneurs en CaO et la perte au feu (PAF) sont élevées (41% à 56%). Les écarts-types de composition sont faibles pour tous les éléments, sauf ceux du SiO_2 plutôt élevé (δ=1,2).

De l'analyse du Tableau VI, il se dégage la conclusion que les calcaires de la carrière de Fongba ne contiennent pas de la dolomite. Le faible taux de SiO_2 présent dans ces calcaires laisse supposer une influence plus réduite de la fraction détritique en provenance du continent lors du dépôt pour l'ensemble de la région.

Tableau VI : Composition en éléments majeurs et mineurs des calcaires de Fongba

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type (δ)
SiO_2	3	0,16	2,56	1,2	1,21
Al_2O_3	3	0,23	0,86	0,53	0,31
Fe_2O_3	3	0,52	0,90	0,75	0,20
CaO	3	53,3	55,8	54,7	1,30
MgO	3	0,16	0,24	0,20	0,04
Mn_2O_3	3	0,04	0,07	0,05	0,01
TiO_2	3	0,02	0,05	0,03	0,02
P_2O_3	3	0,12	0,17	0,14	0,02
K_2O	3	0,02	0,42	0,16	0,22
Na_2O	3	0,02	0,03	0,03	0,00
SO_3	3	0,03	0,06	0,05	0,01
Cl	3	0,01	0,01	0,01	0,00
PAF	3	41,7	42,2	41,9	0,23

Le Tableau VII présente la matrice de corrélation entre les éléments chimiques des échantillons des calcaires de la carrière de Fongba.

Tableau VII : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires de Fongba

Var.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Mn_2O_3	TiO_2	P_2O_3	K2O	Na_2O	SO_3	Cl	PAF
SiO_2	**1**												
Al_2O_3	0,44	**1**											
Fe_2O_3	-0,55	0,27	**1**										
CaO	-0,56	-0,80	-0,28	**1**									
MgO	-0,08	0,72	0,25	-0,33	**1**								
Mn_2O_3	-0,72	0,16	0,96	-0,12	0,35	**1**							
TiO_2	0,79	0,69	-0,47	-0,58	0,49	-0,52	**1**						
P_2O_3	-0,79	0,01	0,93	-0,01	0,23	0,98	-0,63	**1**					
K_2O	-0,70	0,06	0,96	-0,13	0,18	0,98	-0,60	0,98	**1**				
Na_2O	0,55	0,83	-0,23	-0,53	0,77	-0,24	0,92	-0,37	-0,38	**1**			
SO_3	-0,81	0,02	0,87	-0,01	0,33	0,96	-0,56	0,98	0,95	-0,29	**1**		
Cl	0,48	0,72	-0,26	-0,55	0,76	-0,22	0,91	-0,34	-0,34	0,94	-0,21	**1**	
PAF	-0,20	-0,93	-0,57	0,74	-0,65	-0,46	-0,39	-0,32	-0,37	-0,59	-0,28	-0,45	**1**

L'analyse du Tableau VII nous permet de constater que les corrélations entre les différents éléments chimiques sont en général négatives et faibles, même pour les éléments comme : CaO, PAF ou SiO_2 qui d'ordinaire présentent de bonnes corrélations. La corrélation de CaO à la PAF, la corrélation du SiO_2 au TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 sont faibles ou négatives. De telles données suggèrent l'absence de relation génétique forte entre les différentes fractions présentes dans les calcaires de Fongba.

6.3.1.2. Variation des éléments majeurs en fonction du SiO_2

L'analyse des diagrammes de la figure 37 traduisant la composition en éléments majeurs des calcaires de Fongba en fonction de la teneur en silice, montre que les teneurs de CaO et PAF sont comprises entre 41 et 56 % alors que tous les autres oxydes sont très faiblement représentés, avec des taux d'environ 1 %. Les échantillons forment trois groupes géochimiques, chacun constitué d'un seul échantillon.

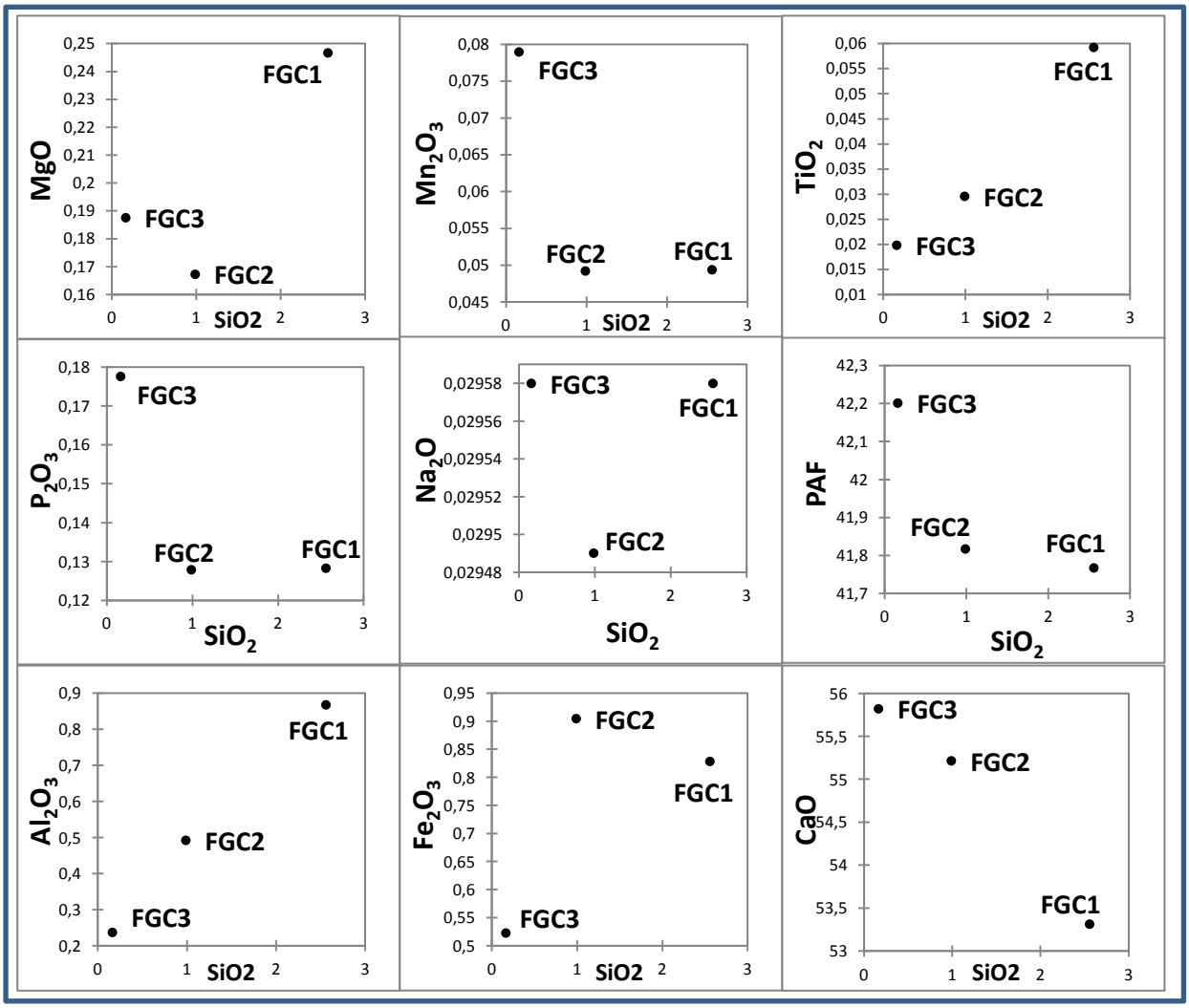


Figure 37 : Diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés aux contenus en silice des calcaires de Fongba (FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur)

Tous les diagrammes montrent une différenciation très poussée entre ces différents groupes géochimiques. Cette classification peut indiquer la diversité des processus à

l'origine des sédiments, leur hétérogénéité ou une grande mobilité des éléments chimiques présents dans l'eau lors du dépôt des sédiments.

6.3.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO

Le tracé des courbes de la figure 38 montre l'évolution du rapport SiO_2/CaO dans les calcaires de Fongba. L'analyse des courbes de l'évolution des teneurs en chaux et en silice de tous les échantillons se fait en sens inverse. Les échantillons qui contiennent les plus fortes teneurs en silice contiennent aussi les plus faibles taux de chaux. Cette variation indique que les processus responsables de la sédimentation de la silice et celle de la chaux évoluent de façon antagoniste.

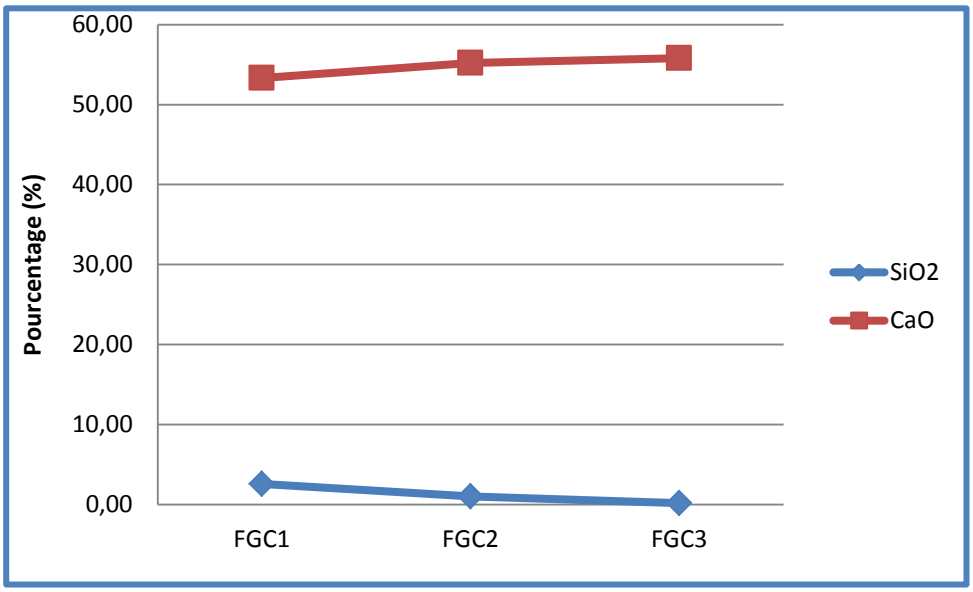


Figure 32 : Courbes d'évolution du rapport SiO2/CaO dans les calcaires de Fongba (FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire de la troisième couche)

Dans la carrière de Fongba, la teneur en silice, plus élevée dans le niveau calcaire supérieur, diminue progressivement jusqu'au niveau inférieur. Ces données montrent que l'influence de la sédimentation détritique et du continent s'est accrue avec le temps. On peut donc conclure que le milieu de dépôt des calcaires de Fongba devenait de plus en plus proche du rivage.

6.3.3. Composition minéralogique des calcaires de Fongba

Le diagramme ternaire CaO–MgO–Fe_2O_3t de la figure 39a, illustrant la composition des échantillons de la carrière de Fongba en différents minéraux carbonatés, montre que la calcite est le seul minéral carbonaté présent dans les calcaires. Quant aux argiles et à la glauconie, elles contiennent de faible taux de sidérite. La dolomite et la magnésite sont totalement absentes.

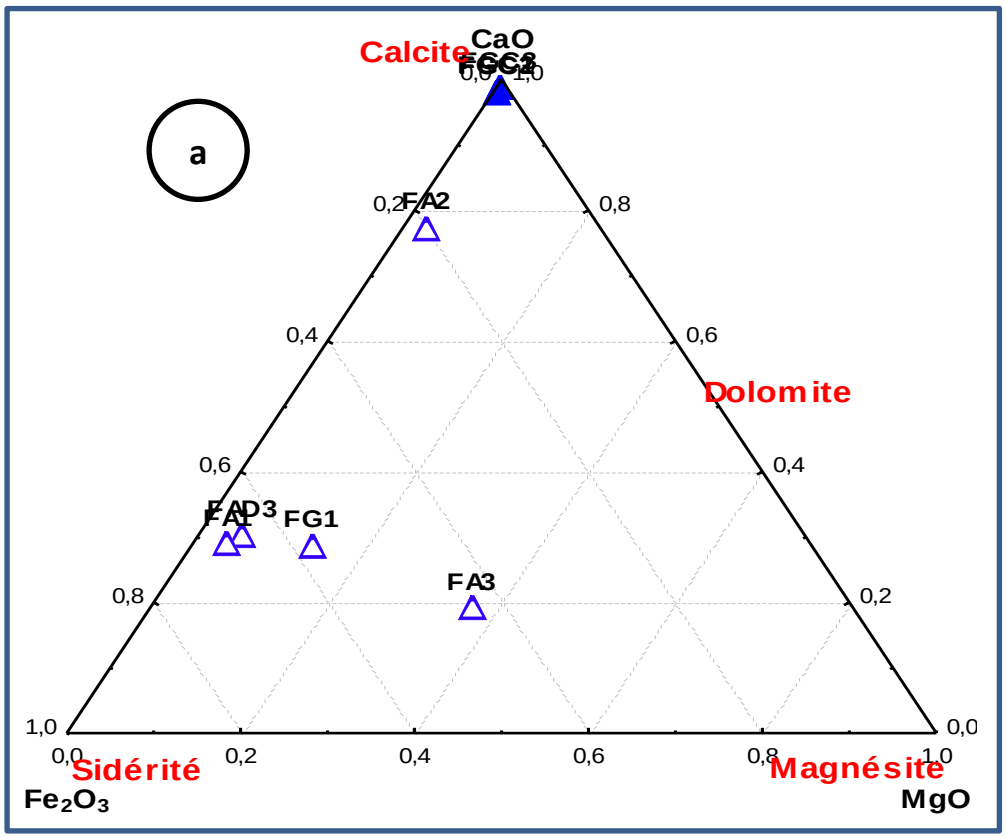


Figure 33a : Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires et argiles de Fongba (a) composition en minéraux carbonatés (FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argiles calcareuses de la couche inférieure)

Le diagramme ternaire de la figure 39b illustre le degré d'altération des échantillons de la carrière de Fongba. Ce diagramme montre que les minéraux argileux présents dans les calcaires de Fongba proviennent de roches modérément altérées.

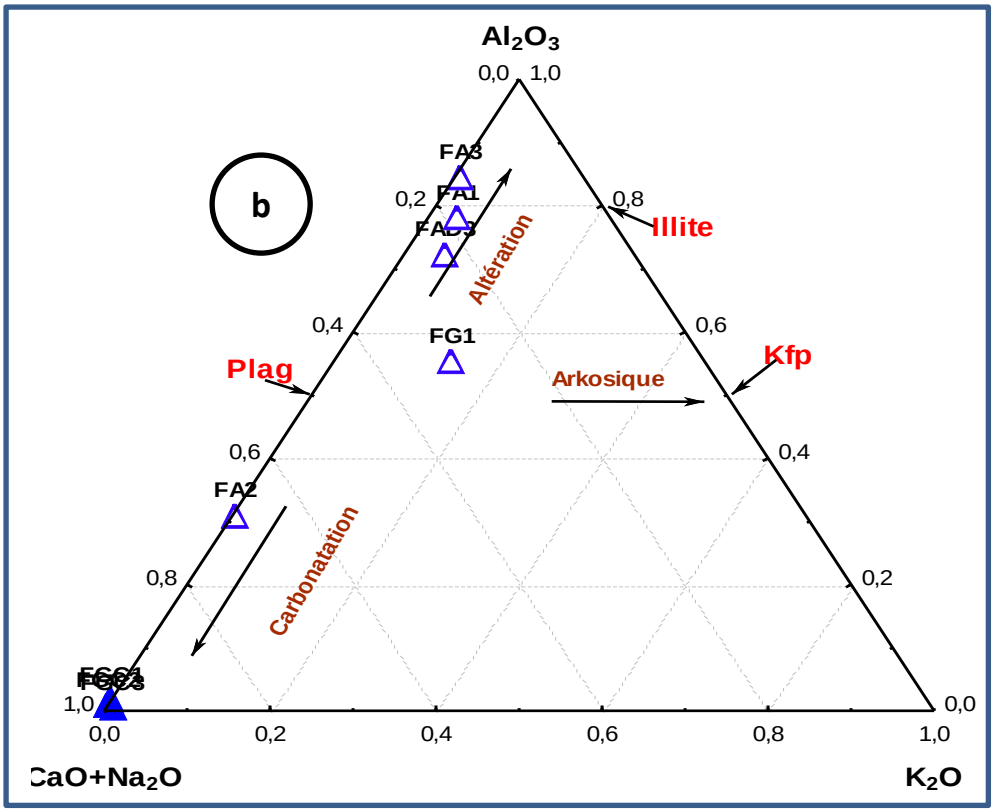


Figure 39b: Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires et argiles de Fongba (b) composition en minéraux argileux (FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argiles calcareuses de la couche inférieure)

6.3.4. Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique

L'indice CIA permet de distinguer trois catégories d'échantillons dans la carrière de Fongba (Figure 40). Le premier groupe est formé essentiellement des argiles (argile feuilletée et argiles intermédiaires) dont le CIA est modéré ($55 \leq CIA \leq 85$). Dans ce groupe, on retrouve les échantillons FA1, FA3, FAD3 et FG1. Dans le second groupe, on retrouve tous les échantillons calcaires dont l'indice $CIA \leq 5$. L'échantillon FA2 ($CIA \approx 30$) constitue la troisième catégorie.

Les valeurs de l'indice d'altération chimique de ces échantillons indiquent que les roches sources à l'origine des sédiments calcaires ont subi une faible altération. Ils sont plus marqués par la carbonatation. Par contre, les sédiments ayant conduit à la

formation des argiles proviennent d'une altération modérée des roches pourvoyeuses en sédiments. Les principaux minéraux argileux présents sont de la famille des illites.

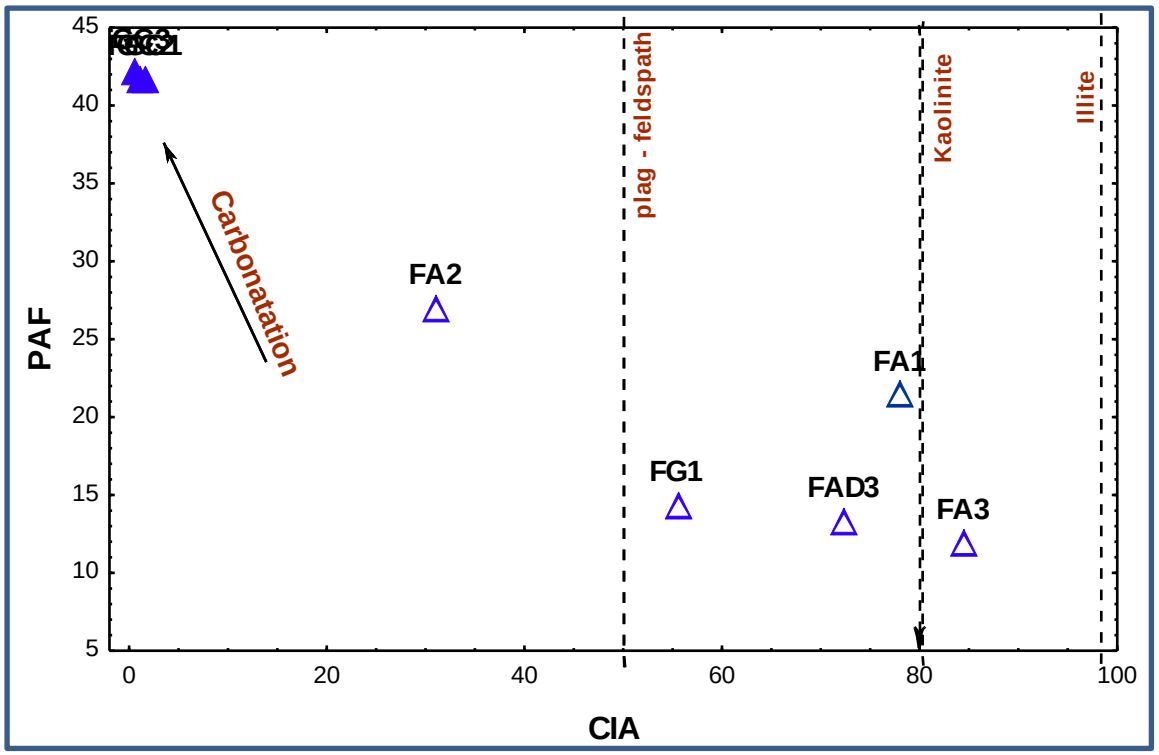


Figure 40 : Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique (FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argiles calcareuses de la couche inférieure)

6.3.5. Analyse en composantes principales des éléments majeurs

Les diagrammes de la figure 41 traduisent les relations géochimiques qui existent entre les variables, les observations et les variables et les observations des échantillons des calcaires de Fongba. Le diagramme de la figure 41d indique les valeurs propres des différents axes de l'analyse. Les axes qui ont été considérés pour cette analyse sont F_1 et F_2, car ils permettent d'avoir la meilleure représentation de la variance (100%) dont 74,27% d'inertie pour l'axe F_1 et 25,73% d'inertie liée à l'axe F_2.

Le diagramme de la figure 41a montre le regroupement d'une part des variables SiO_2, TiO_2 et Al_2O_3 du côté négatif des axes F_1 alors que Mn_2O_3, K_2O, Cl et PAF sont regroupés du côté positif du même axe F1. D'autre part, Fe_2O_3 et Na_2O, CaO et MgO ne montrent aucun regroupement.

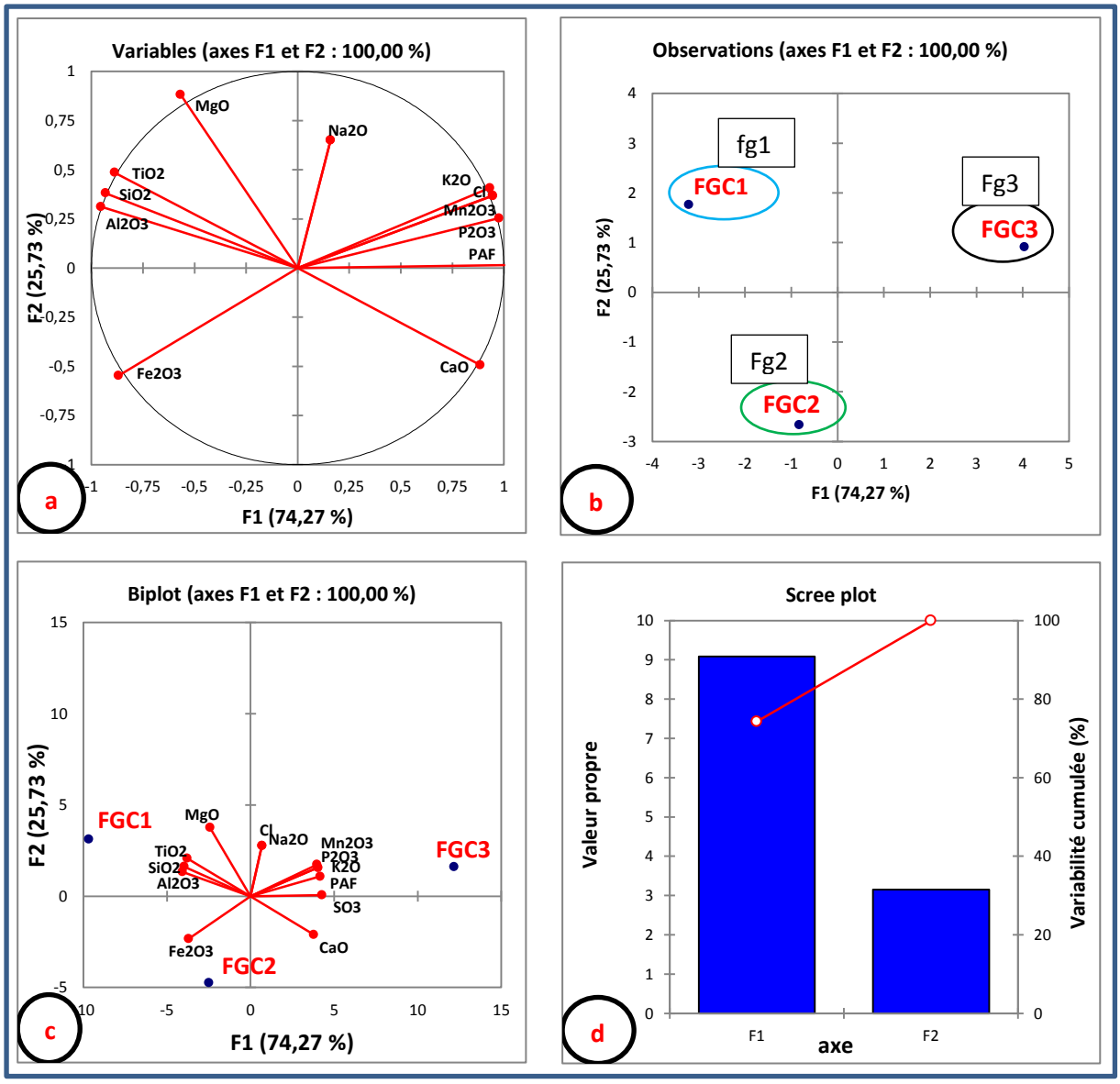


Figure 34: Diagrammes d'analyse en composantes principales des échantillons des calcaires de Fongba (a) : projection des observations, (b) : projection des variables, (c) : projection des observations et variables (d) : caractéristiques statistiques des axes d'analyse (FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur)

Ce diagramme montre que les différents éléments chimiques des calcaires de la carrière de Fongba ont des signatures géochimiques totalement indépendantes et différentes. Seuls les éléments indicateurs d'un héritage continental (SiO_2, TiO_2 et Al_2O_3) semblent avoir une signature cohérente.

Le diagramme des individus de la figure 41b traduit la répartition des différents groupes géochimiques des calcaires de Fongba. De ce diagramme, on retient que trois groupes de calcaires ont été échantillonnés. Chacun des trois groupes est représenté

par un seul échantillon. Le premier groupe (fg1) est constitué de l'échantillon FGC1, le deuxième groupe (fg2) est constitué de l'échantillon FGC2 et le troisième (fg3) est constitué de l'échantillon FGC3. Le biplot du diagramme de la figure 41c présente la projection combinée des diagrammes (a) et (b) et montre que le regroupement des variables SiO_2, TiO_2 et Al_2O_3 caractérise le groupe fg1.

6.4. Environnements paléogéographiques de dépôt des calcaires

6.4.1. Bathymétrie des milieux de dépôt

La bathymétrie et la distance qui sépare le milieu de dépôt de la ligne de côte ont été évaluées de façon relative par comparaison des rapports Al/(Al+Fe) calculés pour tous les échantillons de calcaire (Figure 42). Mais du fait du caractère côtier incontestable de l'environnement de dépôt des calcaires de Fongba, la comparaison des rapports Al/(Al+Fe) a été limitée aux seules carrières de Massè et Onigbolo, dans le but de mieux évaluer la bathymétrie de ces environnements qui présentent des caractéristiques plus proches l'un de l'autre.

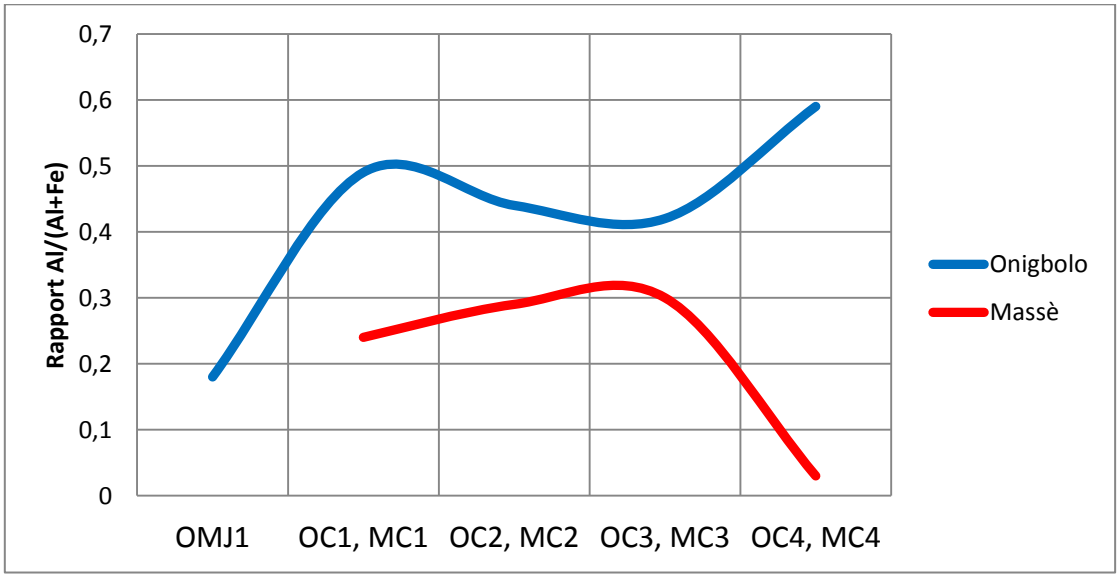


Figure 35 : Courbes de variation du rapport Al/(Al+Fe) dans les calcaires d'Onigbolo et Massè

(OMJ1= calcaire marneux d'Onigbolo ; OC1= calcaire de la première couche d'Onigbolo ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche d'Onigbolo ; OC4= calcaire inférieur d'Onigbolo ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche de Massè; MC3= calcaire de la deuxième de Massè ; couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure de Massè)

L'analyse de la figure 42 montre que les échantillons calcaires prélevés dans la carrière d'Onigbolo (sauf OMJ1) ont donné des rapports Al/(Al+Fe) dont les valeurs sont comprises entre 0,4 et 0,6. Ces valeurs élevées caractérisent un milieu peu profond. Les rapports Al/(Al+Fe) des échantillons de la carrière de Massè, quant à eux, donnent des valeurs plus faibles, comprises entre 0,05 et 0,3. De telles valeurs indiquent que le milieu correspondant à la carrière de Massè est plus profond que celui d'Onigbolo. Ce résultat corrobore les résultats sédimentologiques qui ont caractérisé le site d'Onigbolo comme un milieu au voisinage d'une barrière (haut fond) et celui de Massè comme une lagune subtidale (plate-forme interne subtidale). Les rapports Al/(Al+Fe) des calcaires d'Onigbolo et Massè indiquent clairement que la bathymétrie de la carrière d'Onigbolo était relativement plus faible que celle de Massè. Quant à la carrière de Fongba, elle a été caractérisée comme environnement côtier par l'analyse sédimentologique.

6.4.2. Analyse factorielle des correspondances (AFC)

Les données des analyses géochimiques des calcaires des trois carrières (Onigbolo, Massè et Fongba) ont été traitées à l'aide de l'analyse factorielle des correspondances en excluant Si, Al et Ti qui sont normalement associés à la phase détritique d'une part et Ca et PAF d'autre part, car ils sont très dépendants de la sédimentation carbonatée.

L'analyse a été par la suite réalisée en excluant l'un après l'autre les éléments chimiques comme Cl, SO_3 et P_2O_3 dont le rôle en tant que traceurs des paléoenvironnements n'est pas bien connu afin d'obtenir une meilleure différenciation des paléogéographies.

6.4.2.1. Analyse factorielle des correspondances de 14 échantillons et 8 variables

La figure 43 présente le plan factoriel (72,96 % de la variance) formé par les axes 1 et 2 dont 51,88 % pour l'axe 1 et 21,09 % pour l'axe 2.

Ce plan factoriel ne donne pas une bonne répartition des échantillons, ce qui ne facilite pas l'interprétation. Il s'ensuit que plusieurs variables utilisées semblent inutiles. Pour ce faire, nous avons envisagé d'exclure certaines variables dont l'importance en tant que traceurs des paléoenvironnements n'est pas établie. Il s'agit des variables Cl, SO_3

et P_2O_3. En effet, l'exclusion de ces éléments de l'analyse n'affecte pas les résultats obtenus, ce qui confirme l'hypoThèse précédente.

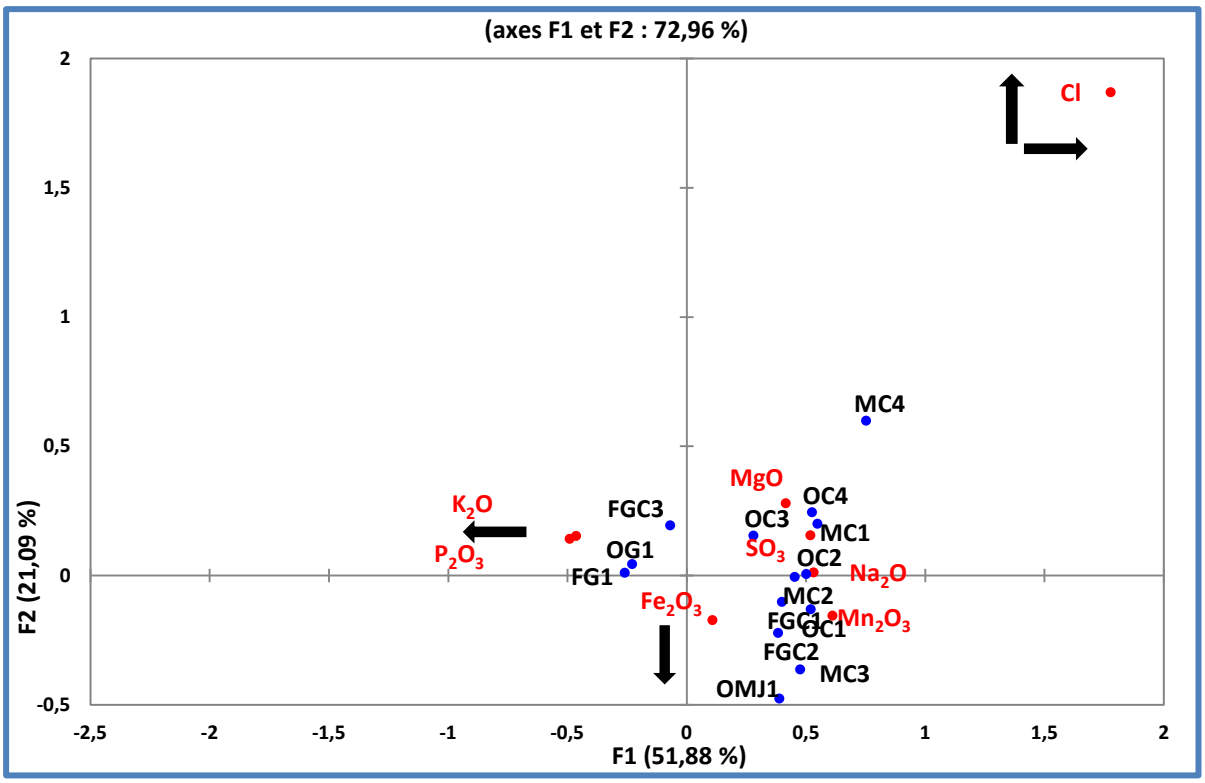


Figure 36: Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 8 variables (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième ; couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur)

6.4.2.2. Analyse factorielle des correspondances de 14 échantillons et 5 variables

La figure 44 présente le plan factoriel (91,05 % de la variance) formé par les axes 1 et 2 dont 62,76 % pour l'axe 1 et 28,29 % pour l'axe 2 et les variables Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, K_2O, Na_2O.

L'axe 1 oppose Mn_2O_3 du côté positif à K du côté négatif. Cet axe semble traduire l'influence marine franche du côté positif et l'alcalinité des paléomilieux du côté négatif. L'axe 2 oppose Mg et Na du côté positif à Fe du côté négatif, ce qui pourrait traduire un gradient de salinité croissant ou des conditions favorables à la sédimentation chimique du côté positif et l'altération ou la proximité des apports détritiques et l'oxydation du côté négatif.

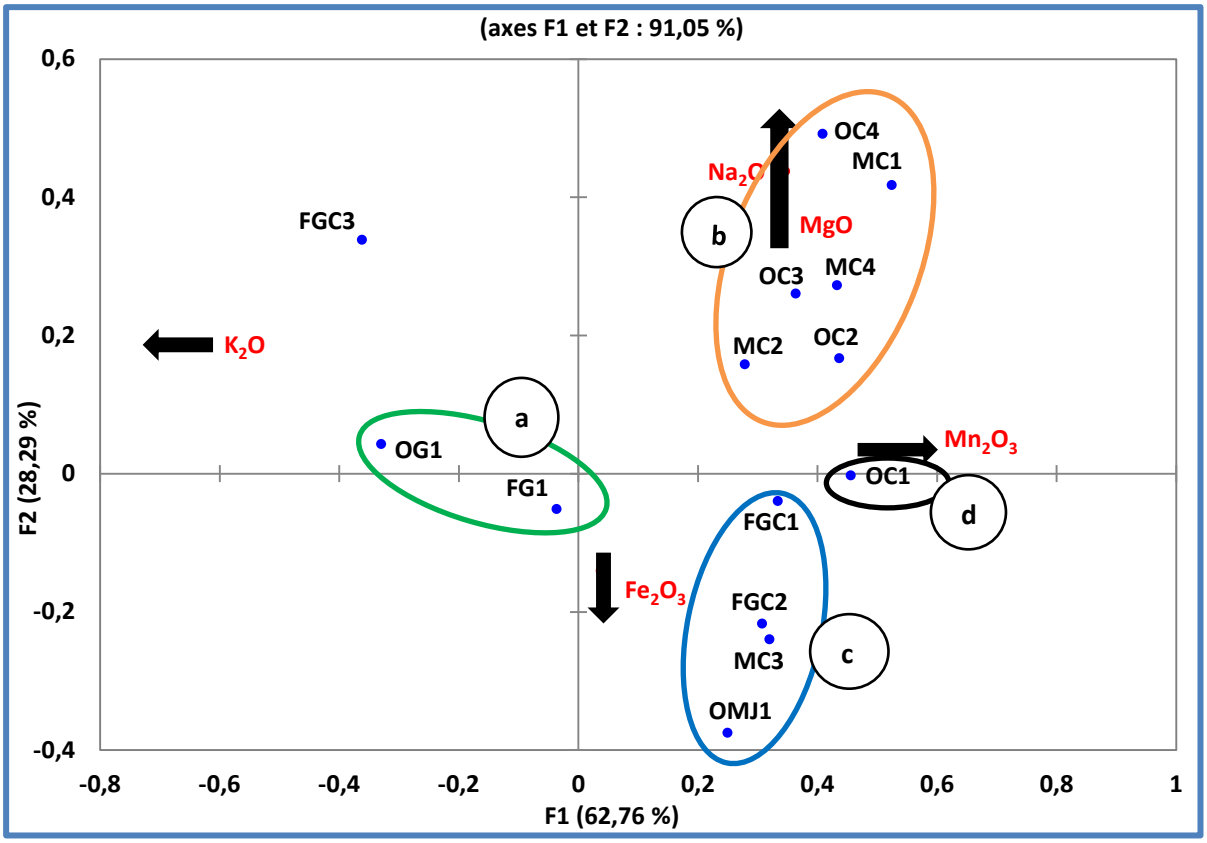


Figure 37: Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 5 variables a : milieu alcalin ; b : milieu à salinité forte ; c : milieu à détritisme élevé ; d : milieu marin ouvert (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième ; couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur)

Le plan factoriel ainsi présenté a permis de différencier les échantillons selon la salinité, l'alcalinité et l'influence continentale ou marine des paléomilieux auxquels ils appartiennent. La répartition des échantillons met en évidence quatre types de milieux :

- (a) milieu alcalin dans lequel se sont formés les niveaux glauconieux (OG1 et FG1) ;
- (b) milieu à salinité élevée où se sont formés tous les calcaires de Massè (sauf MC3) et les niveaux inférieurs des calcaires d'Onigbolo (OC2, OC3 et OC4) ;

- (c) milieu à faible salinité, recevant des apports détritiques proches qui a enregistré le dépôt des calcaires MC3 de Massè, le niveau marneux d'Onigbolo (OMJ1) et tous les calcaires de Fongba (sauf FGC3) ;
- et (d) milieu à influence marine plus franche, défini par la projection de l'échantillon OC1 du calcaire supérieur de la carrière d'Onigbolo sur l'axe 2. Cet échantillon se caractérise uniquement par l'influence de l'ouverture marine, ce qui amène à conclure sur son positionnement plus avancé sur la plate-forme, comparativement aux autres dépôts.

6.4.2.3. Analyse factorielle des correspondances des échantillons d'Onigbolo et Massè réalisée à partir de 5 variables (Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, K_2O, Na_2O)

Cette analyse qui exclut les échantillons de Fongba (échantillons des milieux côtiers) a été réalisée dans le but de vérifier la distribution des échantillons de Massè et Onigbolo sur le plan factoriel. La figure 45 présente le plan factoriel (95,14 % de la variance) formé par les axes 1 et 2 dont 66,19 % pour l'axe 1 et 28,95 % pour l'axe 2.

On obtient la même répartition des échantillons à celle de la figure 45. L'axe 1 oppose Mg et Na du côté positif à Fe du côté négatif. Cet axe semble traduire un gradient de salinité croissant ou des conditions favorables à la sédimentation chimique du côté positif et l'altération, la proximité des apports détritiques ou l'oxydation du côté négatif. L'axe 2 oppose Mn_2O_3 du côté positif à K du côté négatif, ce qui pourrait traduire l'influence marine franche du côté positif et l'alcalinité des paléomilieux du côté négatif.

L'analyse de la figure 45 permet d'identifier les quatre milieux de la figure 44.

- (a) milieu alcalin ;
- (b) milieu à salinité élevée ;
- (c) milieu à faible salinité, recevant des apports détritiques proches ;
- et (d) milieu à l'influence marine plus franche.

Il ressort de cette analyse que les échantillons des calcaires de Fongba ont une indépendance totale dans l'analyse discriminatoire des milieux de dépôt.

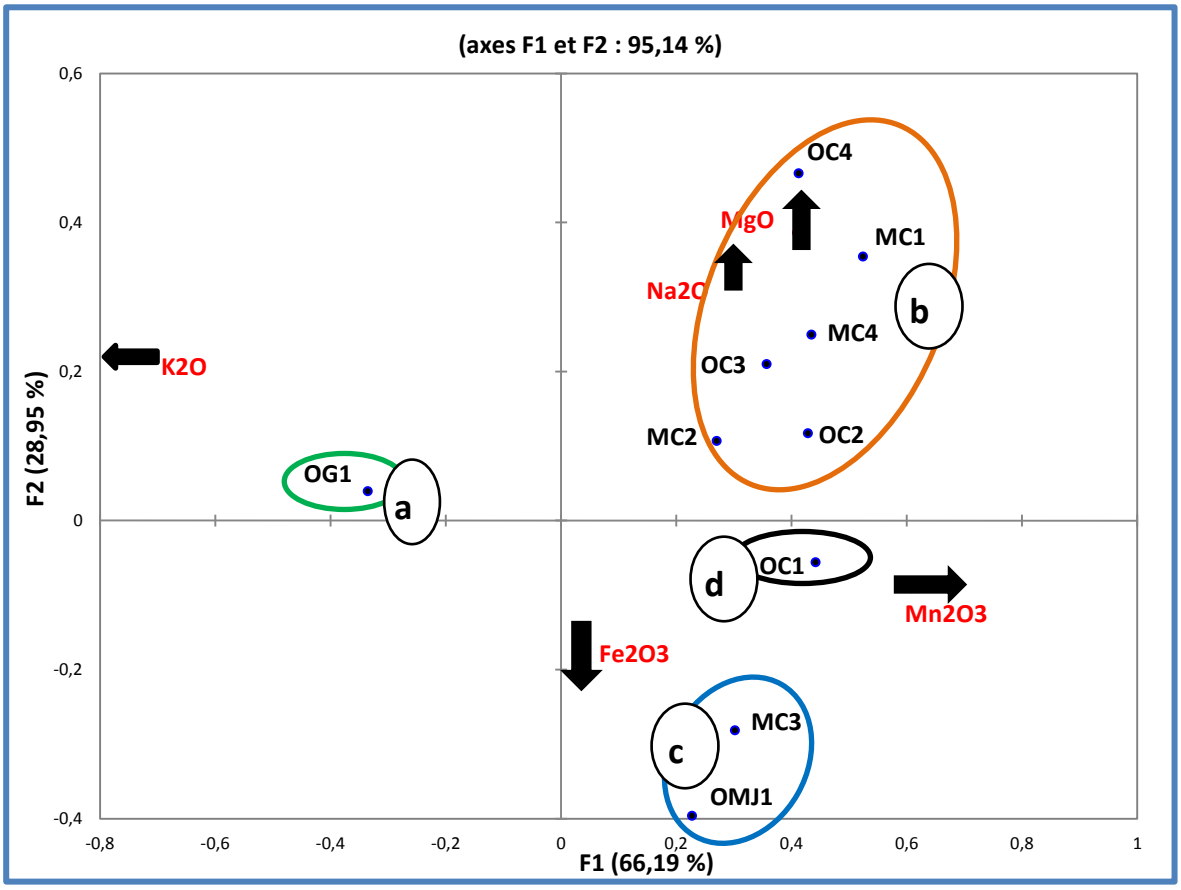


Figure 38: Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 5 variables a : milieu alcalin ; b : milieu à salinité forte ; c : milieu à détritisme élevé ; d : milieu marin ouvert (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième, couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure)

6.5. Discussion

6.5.1. Signature géochimique des dépôts et origine des sédiments

Les coefficients de corrélation les plus significatifs entre les éléments chimiques contenus dans les calcaires échantillonnés ont mis en évidence trois tendances de variation. La première positive et forte ($0,8 \leq r \leq 1$) est établie entre CaO et PAF. La deuxième tendance, positive et forte, s'observe entre SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et Mg. La troisième tendance, négative mais forte ($0,8 \leq r \leq 1$), est généralement observée entre CaO et PAF d'un côté et le groupe des éléments chimiques comme SiO_2, Al_2O_3, Mn_2O_3, Fe_2O_3 et Mg de l'autre. Cette troisième tendance est aussi illustrée par

l'évolution antagoniste et symétrique des courbes de variation de CaO et SiO_2. Na_2O, K_2O, TiO_2 et Mn_2O_3, quant à eux, ne sont caractéristiques d'aucune variation. Ces variations caractérisent les processus sédimentaires ou les origines détritique et chimique des sédiments. Sur la base de ces variations, deux processus sédimentaires antagonistes ont été relevés : la sédimentation détritique pour les éléments comme SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, Mn_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2 et Mg et la sédimentation chimique/biochimique à l'origine de CaO. La fraction détritique, dominée par la silice, provient de l'héritage continental ou d'une transformation postérieure au dépôt des sédiments. La fraction chimique ou biochimique est essentiellement produite par la précipitation de la chaux à partir de l'eau de mer ou par la production organique. La silice et la chaux sont les sédiments caractéristiques de la composition chimique des roches de la plate-forme carbonatée. La variation de ces deux fractions sédimentaires n'est cependant pas caractéristique du milieu de dépôt, surtout lorsqu'il s'agit des calcaires coquillés. En effet, il est admis que la silice est de plus en plus abondante au fur et à mesure que la sédimentation évolue vers le littoral. Mais les calcaires coquillés, dépôts littoraux par essence, contiennent très peu de silice. A l'opposé, dans les grandes profondeurs, la fraction siliceuse fournie par les organismes (diatomées et radiolaires) peut avoir une importante proportion. La production carbonatée, quant à elle, devient essentiellement chimique au-delà de la CCD (calcite compensation depth ou niveau de compensation de la calcite), limite au-delà de laquelle tout l'apport de calcaire est compensé par la dissolution. En conséquence, les sédiments carbonatés au large des marges continentales sont d'origine chimique et produits par l'océan lui-même (Bellier *et al.*, 2010).

Ces sédiments détritiques, notamment les argiles, proviennent de roches modérément altérées. La figure 42 et la figure 46 montrent que le minéral argileux le plus abondant dans ces sédiments est la kaolinite. Les sédiments ayant conduit à la formation de ces dépôts argileux ne sont pas matures et proviennent de la dégradation des roches acides du socle d'âge Précambrien. En effet, la kaolinite est un minéral argileux abondamment produit lors de l'altération des roches acides en climat tropical.

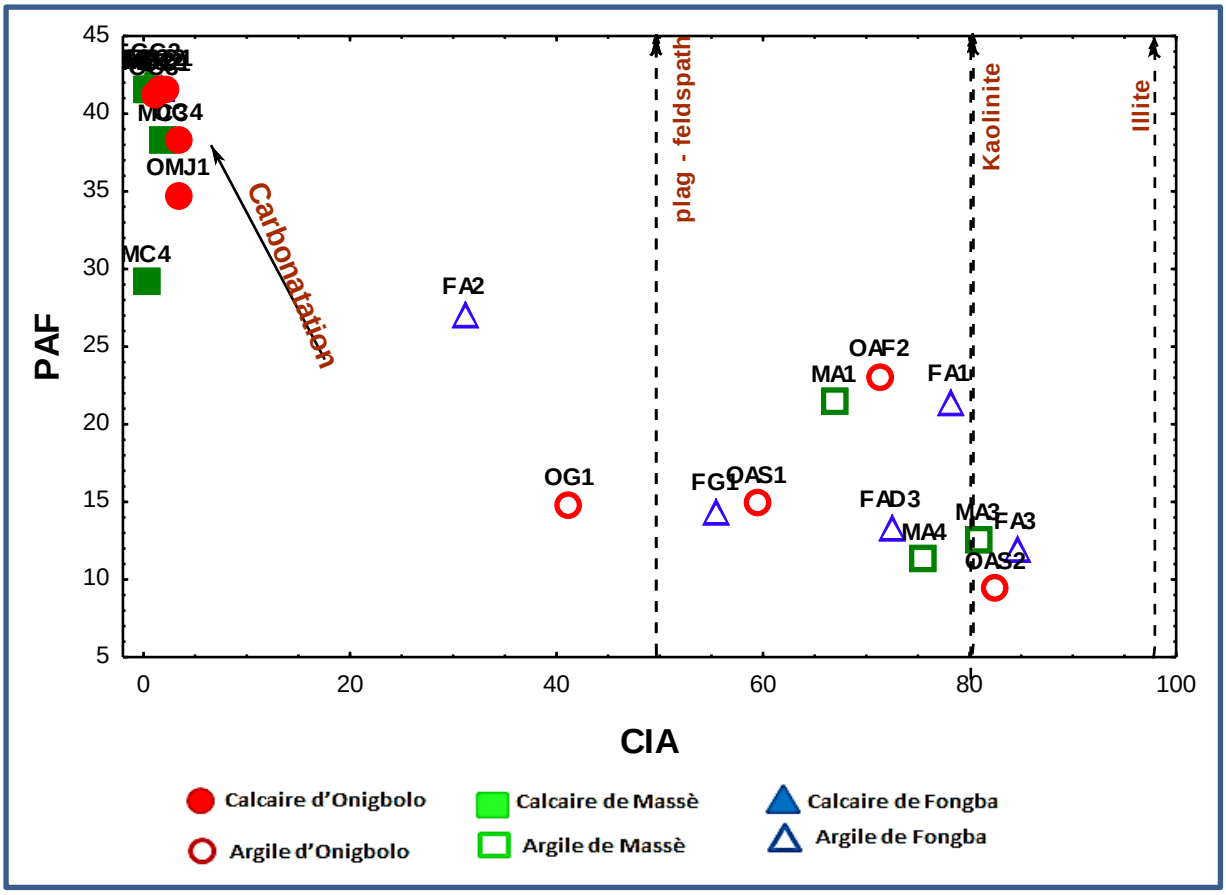


Figure 46 : Diagramme binaire donnant la classification minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième, couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre les bancs calcaires ; MA1 = argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4= argile de séparation entre les bancs calcaires ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argiles calcareuses de la couche inférieure)

Le diagramme ternaire CaO-Fe_2O_3-MgO de la figure 47 indique que le CaO est la fraction minéralisée la plus représentée. L'abondance de ce minéral qui peut être de la calcite ou de l'aragonite dans les niveaux carbonatés concernés s'explique par son abondance dans les tests de certains organismes marins comme les gastéropodes, les coraux et les bivalves (Vincent, 2001), qui sont aussi abondants dans les calcaires étudiés. Cette hypoThèse semble être confirmée par le rapport CaO en fonction des autres éléments chimiques dont les taux sont plus élevés dans les calcaires coquillés ou

lumachelliques de Fongba. Ce diagramme met aussi en évidence deux différentes catégories d'argiles :

- la première, projetée au centre du triangle, est constituée des échantillons MA1 et OAF2 issus des argiles feuilletées situées au-dessus des calcaires d'Onigbolo et Massè. Elle est caractérisée par une composition somme toute équilibrée (60% sidérite, 60% magnésite et 40% calcite) ;
- la seconde, constituée par les échantillons FG1, OG1, FAD3, FA1, FA3, MA3, MA3 et OAS2 est pauvre en calcite (20 à 30 %) et magnésite (5 à 40 %) et relativement riche en sidérite (70 à 80 %).

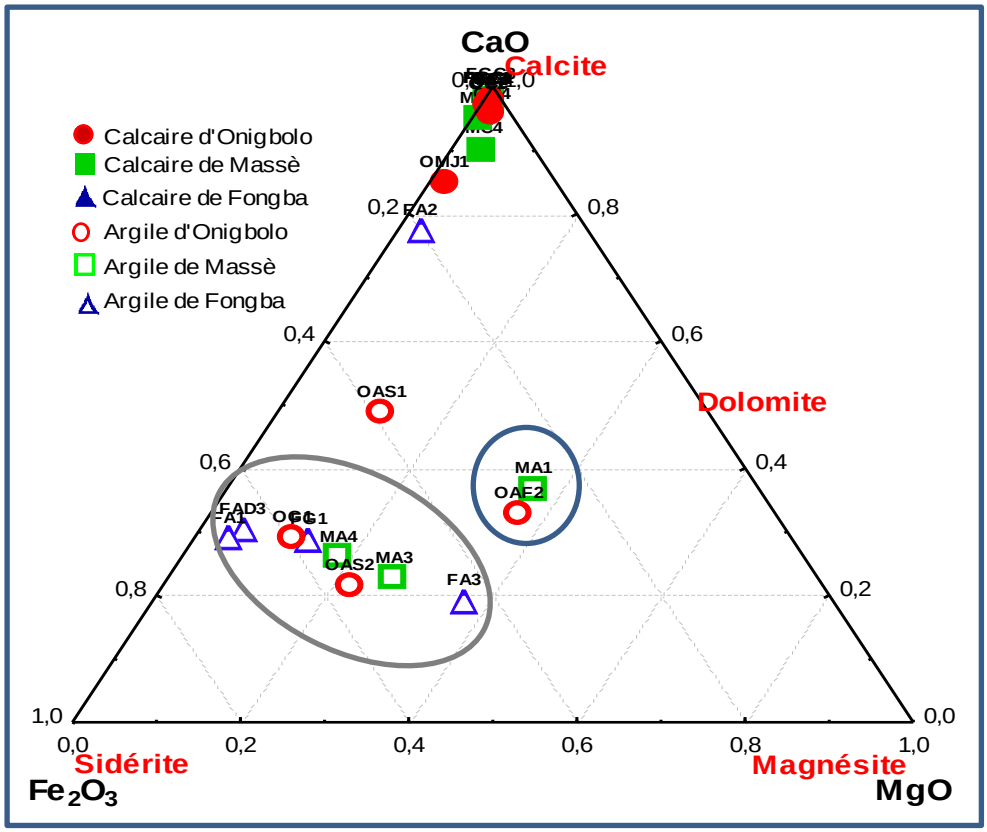


Figure 39 : Diagramme ternaire CaO-Fe2O3-MgO donnant la composition minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième, couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre les bancs calcaires ; MA1= argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4= argile de séparation entre les bancs calcaires ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argile calcareuse de la couche inférieure)

Les calcaires d'Onigbolo et de Fongba contiennent une faible fraction détritique ($1 < SiO_2 < 8$ %), contrairement à ceux de Massè ($SiO_2 > 25$ %). La corrélation des éléments chimiques des calcaires d'Onigbolo et de Massè et la figure 48 indiquent deux sources génétiques.

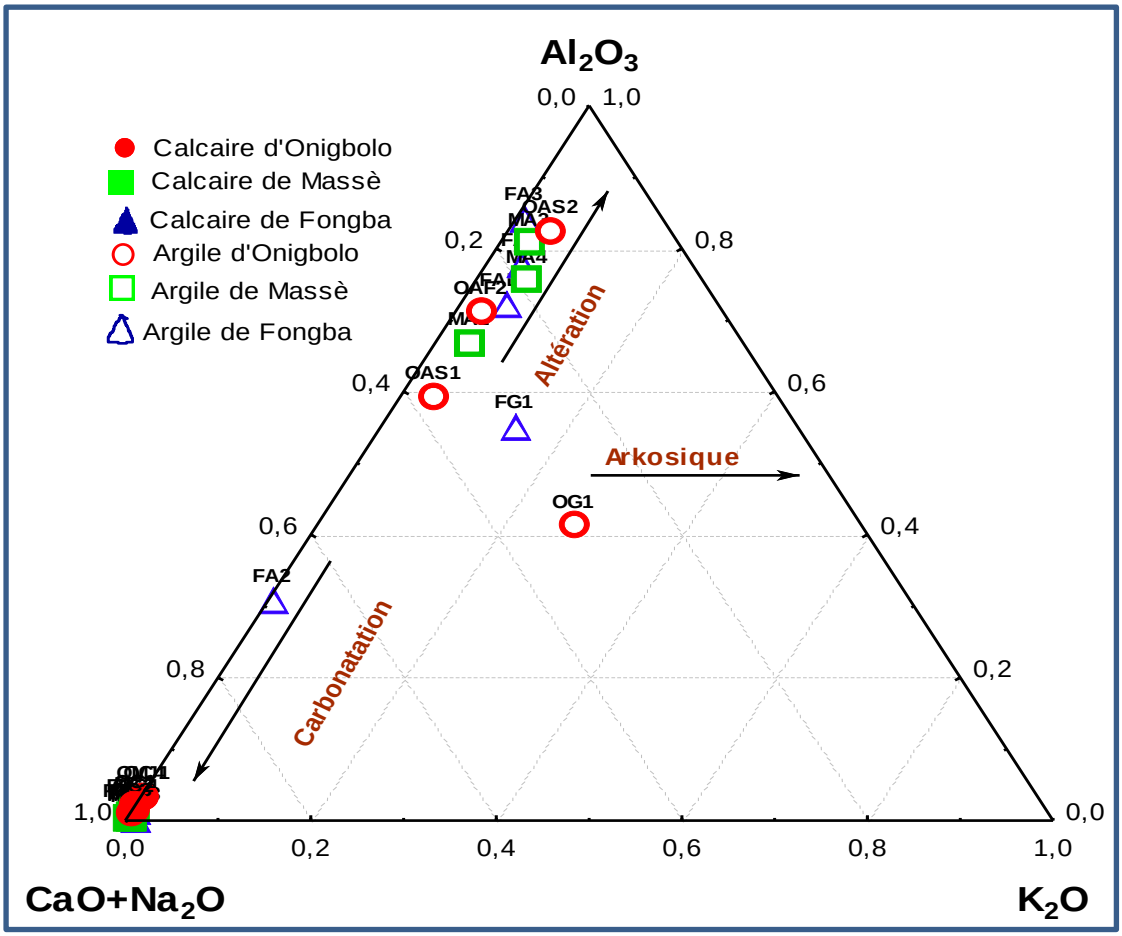


Figure 48 : Diagramme ternaire Al_2O_3 - $CaO+Na_2O$ - K_2O donnant la classification minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba (OMJ1= calcaire marneux ; OG1= niveau glauconieux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième , couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FG1= niveau glauconieux ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre les bancs calcaires ; MA1= argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4= argile de séparation entre les bancs calcaires ; FAD3= argile feuilletée ; FA3= argile calcareuse de la première couche ; FA2= argile calcareuse de la deuxième couche ; FA1 = argiles calcareuses de la couche inférieure)

La première source, détritique, est suggérée par la corrélation positive du silicium au titane, magnésium, aluminium et parfois sodium et potassium. La seconde source suggère la carbonatation et engage la corrélation négative de la chaux à la silice, au souffre et à la perte au feu. La matrice de corrélation des éléments chimiques des calcaires de Fongba a donné des corrélations généralement non significatives,

conduisant à conclure à une diversité des processus de sédimentation et à l'importance du fractionnement biologique. Ainsi, les fortes corrélations positives avec la silice sont interprétées comme liées à la phase détritique alors que les fortes corrélations négatives sont d'origine chimique ou biochimique. La composition en éléments majeurs et mineurs des échantillons analysés ont mis en évidence l'existence de trois groupes géochimiques dans les carrières de Massè et Fongba et quatre groupes dans la carrière d'Onigbolo. Le quatrième groupe géochimique présent dans la carrière d'Onigbolo correspond au niveau marneux surmontant la glauconie, un niveau marneux absent dans les autres carrières.

6.5.2. Paléoécologie des milieux de dépôt

L'analyse des composantes principales des échantillons calcaires des carrières d'Onigbolo et de Massè a montré que ces calcaires ont des signatures géochimiques proches. Les variables K_2O, SiO2, TiO_2, Al_2O_3 et MgO sont regroupées du côté négatif de l'axe F_2 alors que SO_3, CaO et PAF se regroupent du côté positif, à quelques différences près.

Le diagramme des individus de calcaires d'Onigbolo, Massè et Fongba, réalisé pour quatorze échantillons (figure 48) a mis en évidence quatre familles de calcaires, même si la signature géochimique des calcaires de Fongba est fondamentalement différente de celle donnée par les calcaires des deux autres carrières. Ces résultats, compatibles aux données du diagramme triangulaire de Murray et l'abaque de l'indice de diversité avec lesquelles ils sont complémentaires, ont permis d'estimer la salinité des paléoenvironnements de formation de chaque dépôt. Les résultats de l'analyse factorielle des correspondances des échantillons ont montré que seules les variables Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, Na_2O et K_2O sont utiles pour la différenciation des paléogéographies. Na et Mg caractérisent la salinité, Fe la proximité du continent, Mn l'ouverture marine et K l'alcalinité. Quatre paléoenvironnements ont été mis en évidence par l'analyse factorielle des correspondances : milieu lagunaire à salinité élevée, milieu lagunaire à faible salinité mais recevant des apports détritiques importants, milieu marin ouvert et milieu confiné, alcalin :

- milieu alcalin : les niveaux glauconieux (OG1 et FG1). Les dépôts glauconieux caractérisent un milieu confiné et alcalin dans le secteur de Massè-Onigbolo (pH= 8,3 en eau et 7,2 en KCl). Mais l'existence de glauconie très acide dans la localité de Hlagba-Dénou située au centre du bassin côtier a été démontré (pH=3,3 en eau et 3,1 en KCl) (Yalo *et al.*, 2008). Ces différences chimiques des glauconies sont la conséquence des différences écologiques qui existent entre leurs environnements de dépôt ;
- milieu à faible salinité : ce milieu, recevant des apports détritiques provenant du continent proche, a enregistré le dépôt des calcaires MC3 de Massè, le niveau marneux d'Onigbolo (OMJ1) et tous les calcaires de Fongba (sauf FGC3) ;
- milieu à salinité élevée : dans ce milieu, se sont formés tous les calcaires de Massè (sauf MC3) et les niveaux inférieurs des calcaires d'Onigbolo (OC2, OC3 et OC4) ;
- milieu salé à influence marine plus franche : il est représenté par l'échantillon OC1 du calcaire supérieur de la carrière d'Onigbolo. Il se caractérise uniquement par l'influence de l'ouverture marine, ce qui amène à conclure sur son positionnement plus avancé sur la plate-forme, comparativement aux autres dépôts.

6.5.3. Diagenèse

Tous les échantillons calcaires étudiés ne contiennent que de la calcite, la dolomite est absente. Cette absence de dolomie pourrait traduire un faible apport de magnésium, mais aussi une absence de modifications diagénétiques.

Les différentes phases de la diagenèse ont lieu au cours de trois grands moments (Choquette et Pray, 1972) : (1) lors du dépôt des sédiments et/ou immédiatement après (éogenèse), (2) pendant l'enfouissement ou période post-dépôt (mésogenèse) ou (3) lors de la dénudation des séries sédimentaires et à leur retour en surface après l'enfouissement (télogenèse). Compte tenu du faible enfouissement des dépôts étudiés, de l'ordre de la dizaine de mètre, seules les transformations éogenétiques nous semblent logiquement possibles. Au cours de l'éogenèse, la micritisation est la première phase, elle est suivie par les cimentations

synsédimentaires et par le remplacement néomorphique de l'aragonite (Vicent, 2001). La micritisation a été observée au niveau des clastes des calcaires inférieurs de Massè et Onigbolo. Elle évoque l'activité microbienne qui affecte les clastes pour générer des cavités (Bathurst, 1975). C'est l'œuvre de microperforants, d'algues endolithiques, de champignons ou de bactéries. Elle peut débuter directement sur le fond marin ou sous la surface des sédiments, mais se prolonge quoi qu'il en soit durant un certain intervalle de temps après le recouvrement. La micritisation a été abondamment observée dans les différents carbonates étudiés. Quant aux veines synsédimentaires, elles sont plutôt rares, sauf dans le niveau glauconieux de Massè où des filonnets synsédimentaires ont été observés.

Dans les carbonates, la dolomitisation, substitution du magnésium au fer ou au calcium après la formation des dépôts, est un phénomène courant qui survient pendant la diagenèse. L'importance de la dolomitisation permet ainsi d'évaluer sommairement l'ampleur du phénomène diagénétique. Au cours de l'éogenèse, on peut aussi observer le replacement de l'aragonite des tests par la calcite (Vincent, 2001). L'aragonite des tests est métastable dans l'eau de mer, elle se dissout rapidement après la mort des organismes (Palmer *et al.*, 1988 ; Durlet, 1996). De telles transformations peuvent parfois intervenir très rapidement. Elles marquent la limite entre la sédimentation et l'amorce diagénétique (Hendry *et al.*, 1995).

6.5.4. Corrélations géochimiques des niveaux calcaires

L'analyse en composantes principales des différents niveaux (calcaires et argiles) (figure 49 et figure 50) a permis de regrouper les calcaires en quatre catégories selon leurs caractéristiques géochimiques (figure 50, p.60) :

- la première concerne seulement le calcaire gréseux du niveau inférieur dans le secteur de Massè (MC4) ;
- la deuxième regroupe les niveaux à calcaire ocre de Massè, le calcaire gréseux inférieur et le niveau marneux d'Onigbolo (MC3, OC4 et OMJ1) ;

- la troisième catégorie rassemble tous les calcaires de Fongba, les deux niveaux supérieurs des calcaires de Massè, Fongba et la partie inférieure du second niveau calcaire d'Onigbolo (FGC3, FGC2, FGC1, MC1, MC2 et OC3) ;
- la quatrième catégorie est constituée par le niveau de calcaire supérieur et la partie supérieure du second niveau du calcaire d'Onigbolo (OC1 et OC2).

En ce qui concerne les argiles (figure 49), deux groupes géochimiques se sont différenciés. Le premier (1) est constitué des argiles feuilletées de Massè et Onigbolo (MA1 et OAF2) et le second (2) regroupe toutes les argiles intermédiaires et les argiles de couverture de Fongba (OAS1, OAS2, MA3, MA4 et FAD3).

Quant aux glauconies (FG1 et OG1), elles constituent naturellement une famille (3) différente des autres (figure 49).

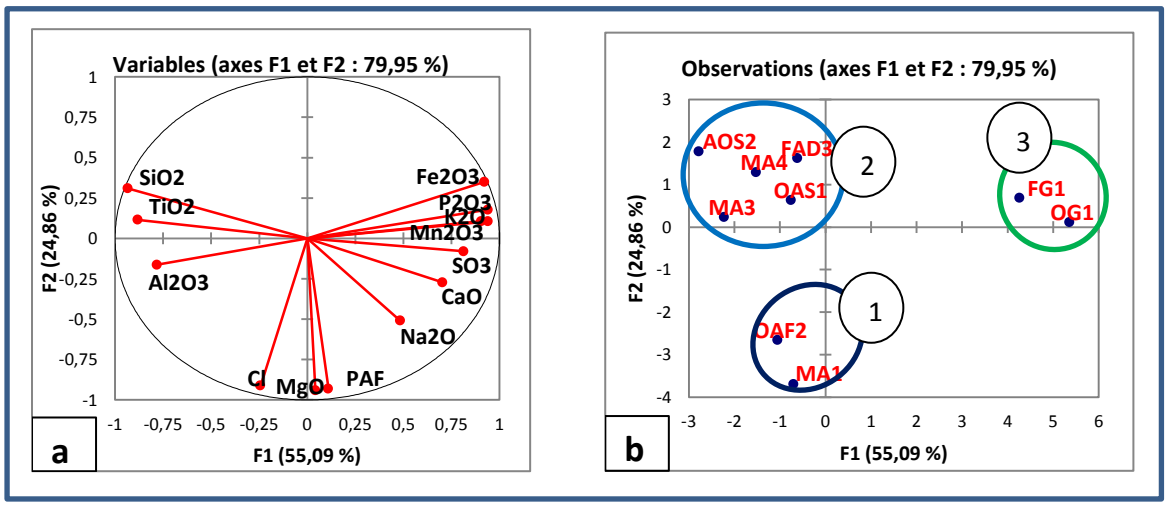


Figure 49 : Diagramme d'analyse en composantes principales des argiles d'Onigbolo, de Massè et de Fongba (a : argiles intermédiaires ; b : glauconie ; c : argiles feuilletées)

(OG1= niveau glauconieux ; OAF2= argile feuilletée ; OAS1 et OAS2= argiles de séparation entre les bancs calcaires ; MA1 = argile calcareuse de la première couche ; MA3 et MA4= argile de séparation entre bancs calcaires ; FG1= niveau glauconieux ; FAD3= argile feuilletée)

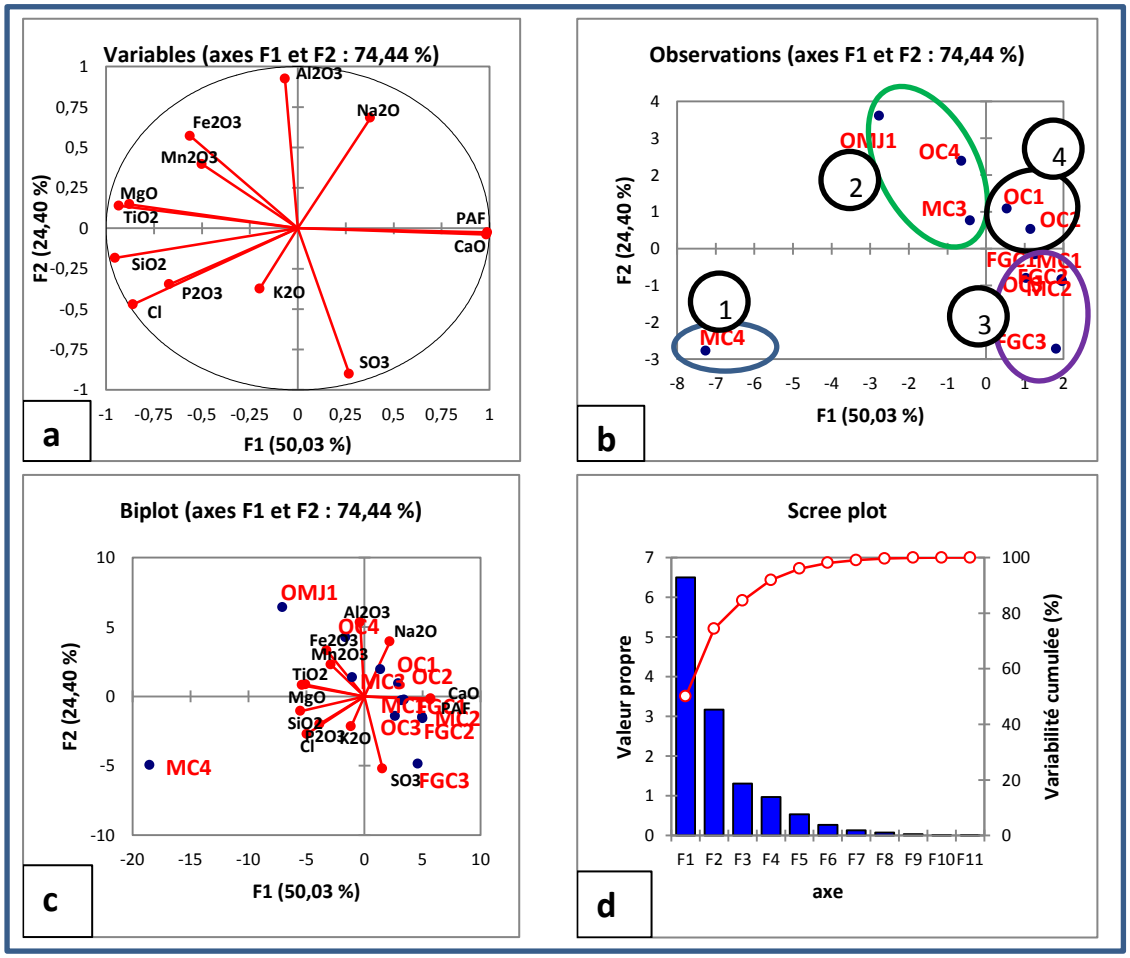


Figure 50 : Diagramme d'analyse en composantes principales des calcaires d'Onigbolo, de Massè et de Fongba

(OMJ1= calcaire marneux ; OC1= calcaire de la première couche ; OC2 et OC3=calcaires de la deuxième couche ; OC4= calcaire inférieur ; MC1 et MC2= calcaires de la première couche ; MC3= calcaire de la deuxième , couche ; MC4= calcaires de la couche inférieure ; FGC1= calcaires de la première couche ; FGC2= calcaire de la deuxième couche ; FGC3= calcaire inférieur)

Conclusion partielle

Les calcaires d'Onigbolo et de Fongba contiennent essentiellement de calcite, la dolomite étant presqu'absente. La corrélation des éléments chimiques des calcaires d'Onigbolo et de Massè indique deux sources génétiques. La matrice de corrélation des éléments chimiques des calcaires de Fongba a donné des valeurs non significatives, assimilables à une diversité des sources des éléments chimiques, des processus de sédimentation. La composition en éléments majeurs et mineurs des échantillons analysés a mis en évidence l'existence de trois unités géochimiques dans les carrières de Massè et Fongba et quatre unités dans la carrière d'Onigbolo. Cette

quatrième unité géochimique présente dans la carrière d'Onigbolo correspond au niveau marneux surmontant la glauconie.

L'analyse des composantes principales des échantillons calcaires des carrières d'Onigbolo et de Massè permet de conclure que les calcaires ont des signatures géochimiques proches. Les résultats de l'analyse factorielle des correspondances de 12 échantillons ont montré que seules les variables Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, Na_2O et K_2O sont utiles pour la différenciation des paléogéographies. En ce sens, Na et Mg caractérisent la salinité, Fe la proximité du continent, Mn l'ouverture marine et K l'alcalinité. Quatre paléoenvironnements ont été mis en évidence par l'analyse factorielle des correspondances. Sur le plan bathymétrique, les calcaires de Massè se sont déposés dans un milieu relativement plus profond que celui de Fongba, la carrière d'Onigbolo étant le milieu le plus superficiel.

Chapitre 7 : ESSAI D'ANALYSES SEQUENTIELLE ET GENETIQUE

Les résultats de l'analyse biostratigraphique et l'empilement vertical des faciès ont été interprétés pour obtenir des cycles de rétrogradation ou de progradation. Ces cycles traduisent les variations d'espace disponible et le rapport entre les vitesses de création, d'accommodation et de sédimentation (figure 4, p.22).

En général, ce sont les cycles dits de haute fréquence (cycles de 4ème, 5ème ou 6ème ordre) qui sont déterminés en fonction du pouvoir de résolution sédimentologique. Ces cycles dits de comblement apparaissent comme une succession verticale de demi cycles de diminution d'espace disponible, séparés les uns des autres par des maxima de régression (Vincent, 2001). Les cycles dits de haute fréquence s'emboîtent en cycles de moyenne fréquence ou cycles intermédiaires, alors que les cycles intermédiaires s'emboîtent en cycles de basse fréquence (Vincent, 2001).

Dans les cycles de comblement, les maxima de régression peuvent correspondre soit à des dépôts subtidaux, lorsqu'il s'agit des cycles subtidaux (Osleger, 1991), soit à des dépôts intertidaux lors du comblement total ou l'arrêt de la production carbonatée par manque d'espace, ou encore à des dépôts supratidaux pendant la chute eustatique du niveau marin (Strasser, 1991).

7.1. Séquences de dépôt dans la carrière d'Onigbolo

Dans la carrière d'Onigbolo, une seule chute du niveau marin relatif a été identifiée. Cette chute majeure du niveau marin, située au toit du faciès glauconieux (faciès OT4), est caractérisée par la superposition du niveau glauconieux détritique sur les calcaires oolithiques. Cette chute du niveau marin est considérée comme un maximum de régression du niveau marin. En effet, le toit des calcaires est caractérisé par l'abondance des critères d'émersion. Cette chute majeure du niveau marin est considérée comme une limite de séquence et interprétée comme une discontinuité sédimentaire.

En dessous de cette limite de séquence, trois (03) cycles de haute fréquence (3ème ordre) constitués de dépôts de rétrogradation et de progradation ont été identifiés le

long de la série carbonatée. Deux de ces cycles sont inclus dans l'association de faciès AF2 (figure 18, p.84), au sein de laquelle un maximum d'inondation est placé dans le faciès OT6. Cette surface sépare les deux cycles constitués chacun de dépôts de rétrogradation et de progradation. Le troisième cycle de rétrogradation et de progradation est formé par l'association de faciès AF1 (figure 18).

Les faciès OT5 et OT7 de la carrière d'Onigbolo représentent deux intervalles transgressifs. Le faciès OT3, quant à lui, est un intervalle condensé situé à la base d'un cortège de bas niveau qui commence par le faciès OT2.

Le découpage séquentiel que nous proposons met en évidence six cortèges de dépôt dans la série carbonatée et un cortège dans la série argileuse (Figure 51) :

- deux cortèges de bas niveau, le premier (LST 1) est situé à la base de la série calcaire ; il correspond aux faciès OT7 et OT8 et le second (LST 2) correspond aux faciès OT1 et OT2, qui sont des dépôts d'argile reposant sur les calcaires ;
- un cortège transgressif (TST) situé au-dessus du cortège (LST1) précédent et correspondant à la base du faciès OT6 ;
- deux cortèges de haut niveau (HST), correspondant pour le premier au faciès OT4 et au faciès OT6 pour le second ;
- deux sections condensées (SC) situées au niveau du faciès glauconieux (OT3) et du faciès OT5.

L'analyse de courbe lithologique des faciès de la carrière d'Onigbolo (figure 51) montre que la série carbonatée est constituée de cortèges de dépôt retraçant un cycle global de progradation et de rétrogradation. En effet, les dépôts correspondant aux faciès OT8, OT7 et à la base du faciès OT6 retracent la phase de progradation alors que la phase de rétrogradation correspond aux faciès de la partie supérieure OT6, OT5, OT4 et OT3.

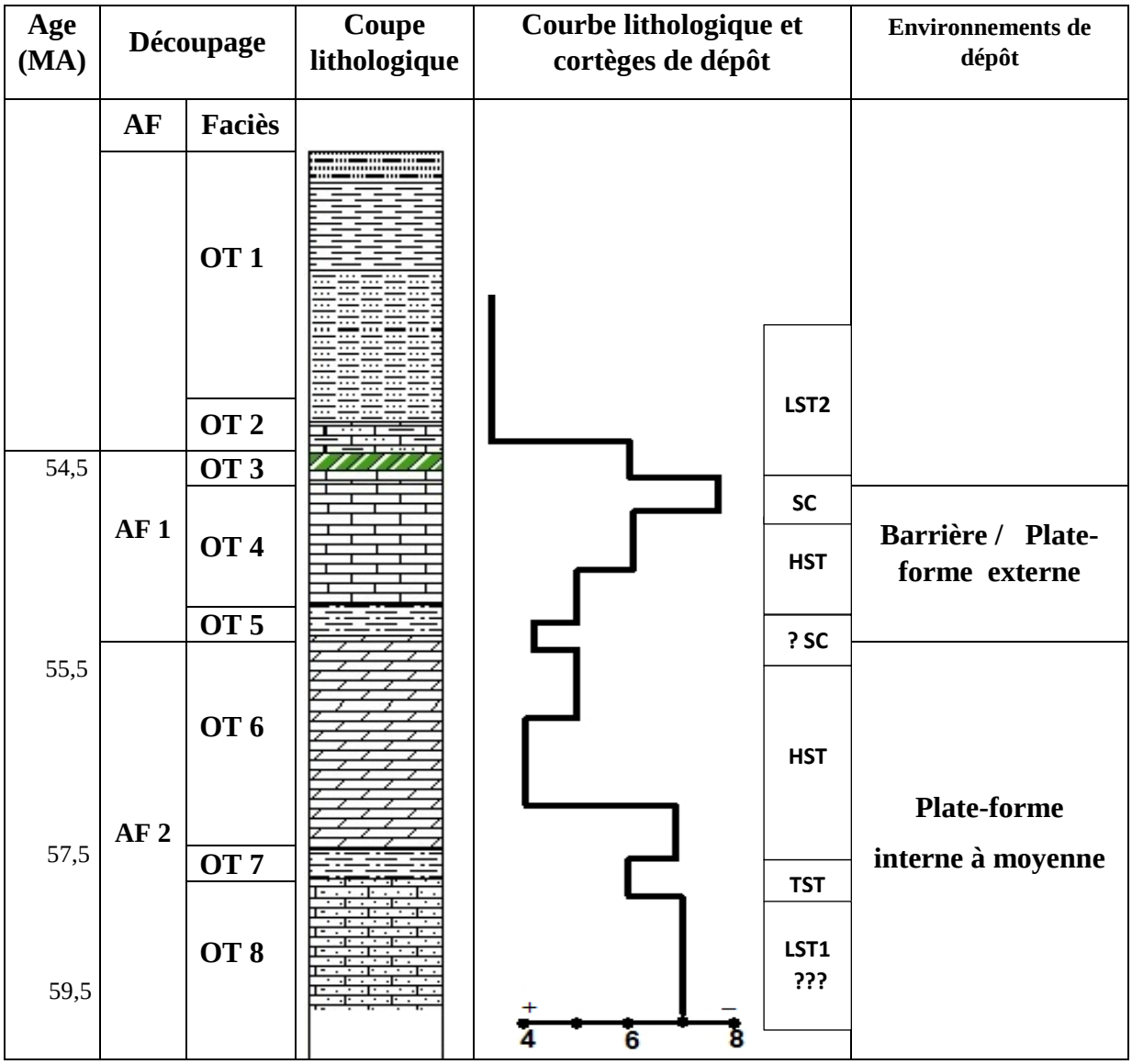


Figure 40 : Faciès et principaux cortèges de dépôt dans la carrière d'Onigbolo (**AF = Association de faciès**)

7.2. Séquences de dépôt dans la carrière de Massè

Dans la carrière de Massè, comme à Onigbolo, une seule chute du niveau marin relatif a été identifiée. Cette chute majeure du niveau marin est située au toit du calcaire (faciès MT3) et placé au sein du niveau glauconieux détritique. Cette chute du niveau marin est considérée comme un maximum de régression du niveau marin. Elle est une discontinuité sédimentaire majeure considérée comme une limite de séquence.

En dessous de cette limite de séquence, trois (03) cycles de haute fréquence (3ème ordre) de rétrogradation et de progradation ont été identifiés le long de la série

carbonatée. Ces cycles sont regroupés dans l'association de faciès AF1 (figure 21, p.95).

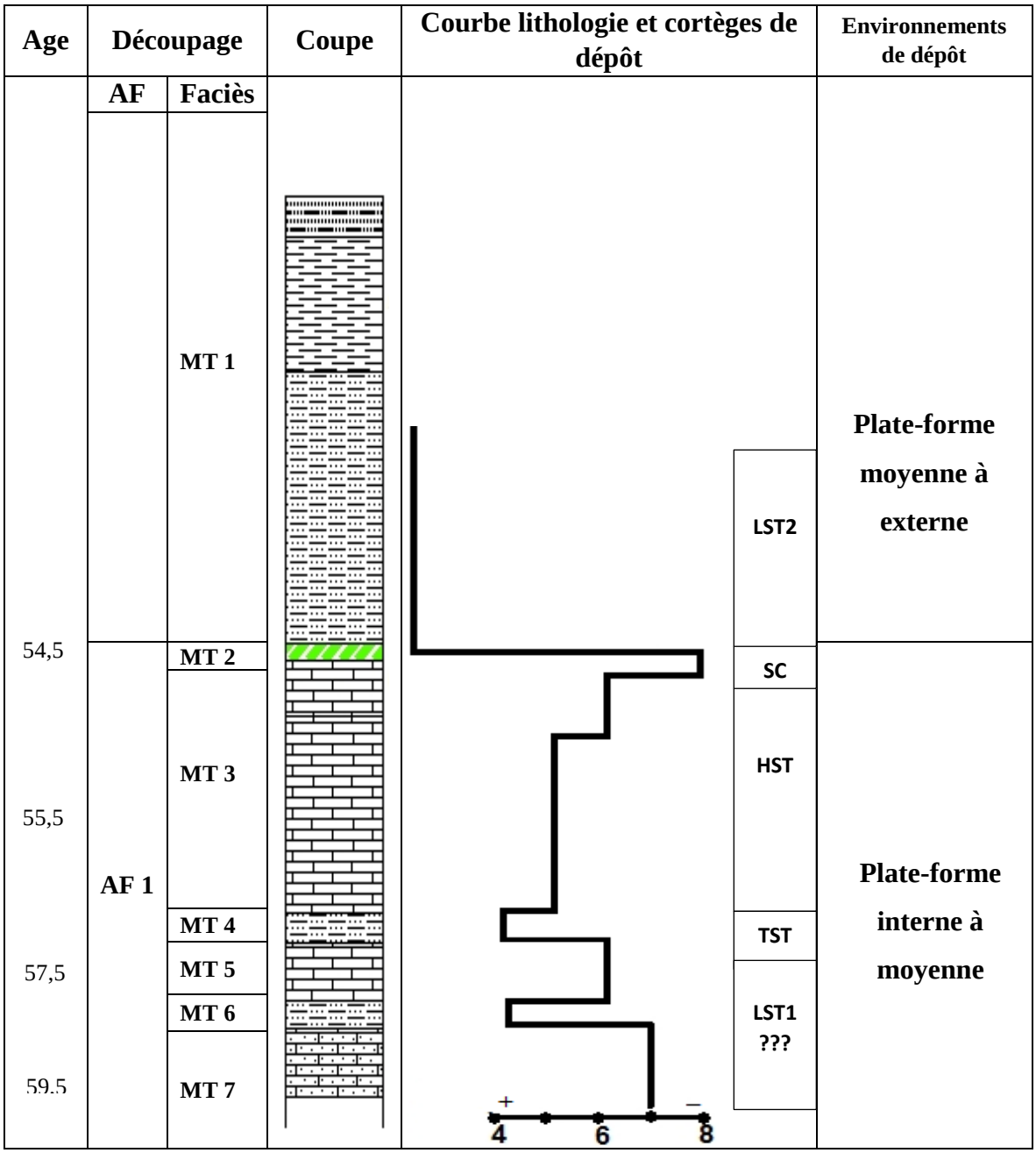


Figure 41 : Faciès et principaux cortèges de dépôt dans la carrière de Massè (**AF = Association de faciès**)

L'analyse de courbe lithologique des faciès de la carrière de Massè pemet de mettre en évidence un cycle global constitué de cortèges de dépôt retraçant une progradation et une rétrogradation dans la série carbonatée. En effet, les dépôts situés à la base (faciès MT7 à la base du faciès MT3) correspondent à la phase de progradation alors que la

phase de rétrogradation correspond aux faciès de la partie supérieure, faciès MT3 et faciès MT2 (figure 52, p.165).

Le découpage séquentiel proposé pour la carrière de Massè (Figure 52) met en évidence quatre cortèges de dépôt et une section condensée. Mais la série carbonatée en elle-même ne compte que trois cortèges :

- deux cortèges de bas niveau, le premier (LST 1) est situé à la base de la série calcaire (faciès MT5, MT6 et MT7) et le second (LST 2) correspond au faciès d'argile qui couvre les dépôts calcaires (faciès MT1) ;
- un cortège transgressif (TST) situé au-dessus du cortège (LST 1) précédent et correspondant (faciès MT4 et base du faciès MT3) ;
- un cortège de haut niveau (HST), correspondant à la partie supérieure du faciès MT4 ;
- une section condensée située au niveau du faciès glauconieux (MT2).

7.3. Séquences de dépôt dans la carrière de Fongba

Dans la carrière de Fongba, il n'a pas été possible de tracer une courbe lithologique de faciès, ni de réaliser un découpage séquentiel en raison de l'homogénéité relative des calcaires étudiés. En effet, les caractères sédimentologiques ont mis en évidence seulement des faciès calcaires gréseux, coquillés et lumachelliques, qui appartiennent tous au même microfaciès standard indiquant un seul type de milieu de dépôt. Ces caractéristiques ont été confirmées par la biostratigraphie qui a révélé le caractère mixte (type deltaîque) de l'environnement de dépôt.

7.4. Evolution sédimentaire paléogène du bassin

L'analyse des variations latérales et verticales des faciès, des épaisseurs des unités sédimentaires et de leurs caractéristiques géochimiques a permis de réaliser un découpage sédimentaire vertical et séquentiel de la lithologie de la zone étudiée.

7.4.1. Cortèges de bas niveau (LST)

- **LST 1** : il est situé à la base de la série calcaire et regroupe les faciès MT5, MT6, MT7 de Massè et les faciès OT7, OT8 d'Onigbolo. Ce cortège dont la

base n'a pas été repérée est caractérisé par l'abondance de la fraction détritique dans les dépôts calcaires. L'importance du quartz dans ces dépôts prouve la présence de cette fraction détritique ; elle a permis de les caractériser comme des calcaires gréseux. Les indices de pélagisme calculés sont nuls (Ip = 0) à Onigbolo et à Massè. La microfaune benthique est moins abondante et peu diversifiée à Onigbolo comparativement aux données fournies par les dépôts équivalents dans la région de Massè. Dans la carrière de Fongba, bien qu'aucun découpage séquentiel n'ait été fait, le cortège LST1 devrait correspondre au niveau de grès calcaire contenant des galets roulés et au banc sablo-gréseux situé en dessous de celui-ci.

- **LST 2** : il correspond au faciès MT1 de Massè et aux faciès OT1 et OT2 d'Onigbolo. Ce cortège est déposé au-dessus de la limite de séquence marquant le maximum de la chute du niveau marin. Il est essentellement constitué de dépôts argileux. Dans la carrière d'Onigbolo, à la base du LST2, se trouve un dépôt marneux qui met fin à la sédimentation carbonatée.

7.4.2. Cortèges transgressifs (TST)

Les cortèges transgressifs identifiés sont tous situés au-dessus des cortèges LST1 situés à la base des différentes coupes. Dans la carrière de Massè, le cortège transgressif correspond au faciès MT4 et à la base du faciès MT3. Dans la carrière d'Onigbolo, le cortège transgressif correspond au faciès OT7 et à la base du faciès OT6. Dans l'ensemble, les différents cortèges transgressifs sont caractérisés par la dimunition progressive de la proportion des sédiments détritiques (quartz) du bas vers le haut des coupes. Dans la carrière d'Onigbolo, les dépôts de ce cortège ont une architecture remaniée. Les valeurs des indices de pélagisme sont toutes nulles comme celles des cortèges de bas niveau qui les précédent.

7.4.3. Cortèges de haut niveau (HST)

Les cortèges de haut niveau correspondent à la partie supérieure du faciès MT3 de Massè et aux faciès OT4 et OT6 d'Onigbolo. Chacun de ces cortèges de haut niveau se termine par la chute du niveau marin. Celui-ci a été marquée par une émersion qui a

provoqué divers phénomènes d'érosion, d'exposition, d'oxydation pour ce qui est des faciès OT4 et MT3 et une bréchification des calcaires pour le cas du faciès OT6. Cette émersion a provoqué une érosion qui aurait entraîné la disparition des dépôts de la partie supérieure des calcaires supérieurs. Ce cortège est observé dans toutes les coupes de la zone d'étude. Lithologiquement, à Onigbolo, il est représenté par des calcaires à faciès relativement déposés en milieu peu profond et constitués de petits bancs décimétriques, marqués par des figures sédimentaires de type stratifications obliques surmontées par une stratification plane. Ce cortège fait suite à une surface d'inondation maximale (MFS). La valeur de l'indice de pélagisme est aussi nulle comme celle du dépôt précédent et la microfaune benthique moins abondante. Dans les carrières de Massè et Fongba, les caractéristiques visuelles de ce cortège sont moins précises. Toutefois, sa limite supérieure est toujours repérable par la présence du niveau glauconieux.

7.4.4. Section condensée (SC)

Elle est représentée par les faciès glauconieux FT4 de Fongba, MT2 de Massè et OT3 d'Onigbolo. Les sections condensées FT4, OT3 et MT2 sont situées au-dessus des cortèges de haut niveau sur lesqueles elles reposent par l'intermédiaire de la limite de séquence. Tous les niveaux glauconieux sont détritiques et renferment de nombreux morceaux hétérogranulaires de roches héritées du continent. Quant au faciès OT5, il pourrait s'agir aussi d'une section condensée. Ce faciès correspond à un ralentissement de la production carbonatée, lequel ralentissement serait induit par une remontée brusque du niveau marin qui étouffe la faune productrice de sédiments carbonatés. En général, de tels niveaux se caractérisent par une forte concentration de fossiles. Cette forte densité de fossiles a été notée dans la carrière II de Massè où le niveau concerné ne représente qu'un simple joint (planche 10b et planche 11, pp.91 et 92).

7.5. Cycles et surfaces stratigraphiques du Paléocène

Les séries des carbonates d'âge Paléocène des carrières de Massè et d'Onigbolo, en l'occurrence, ont été découpées chacune en trois cycles de 3ème ordre, formant un seul cycle de 2ème ordre.

7.5.1. Caractéristiques des cycles de 3ème ordre

Le découpage séquentiel réalisé dans les carrières met en évidence 3 cycles de 3ème ordre. Ces cycles identifiés sont mieux exprimés dans la carrière d'Onigbolo. Dans la carrière de Massè, seuls les cycles inférieurs sont reconnaissables tandis qu'ils sont difficilement repérables dans la carrière de Fongba :

- Cycle inférieur : il commence par le calcaire gréseux inférieur (faciès OT8) qui représenterait un demi-cycle ou la fin de la phase de progradation du cycle précédent. Le cycle proprement dit commence par une phase transgressive (faciès OT7) de courte durée. Cette phase de rétrogradation est immédiatement suivie d'une progradation qui a permis le dépôt du faciès OT6c. Dans la carrière de Massè, les faciès correspondant aux phases de ce cycle sont respectivement les faciès MT6 et MT5 pour la rétrogradation et la progradation ;
- Cycle médian : ce cycle débute par une rétrogradation (faciès OT6b) et se termine par une progradation (faciès OT6a). Dans la carrière de Massè, seule la phase de rétrogradation de ce cycle est bien exprimée par le dépôt du faciès MT4.
- Cycle supérieur : ce cycle correspond au dépôt des faciès OT5 et OT4 de la carrière d'Onigbolo. Il commence par une rétrogradation (faciès OT5) à laquelle succède une aggradation (faciès OT4b) et finit par une progradation (faciès OT4a).

Les trois cycles ainsi énumérés sont séparés les uns des autres par des surfaces d'inondation qui en constituent les surfaces stratigraphiques.

7.5.2. Caractéristiques du cycle de 2ème ordre

Un seul cycle de 2ème ordre a été identifié dans la série carbonatée. Ce cycle, constitué d'une phase de rétrogradation suivie d'une phase de progradation, a une durée de 5,5 Ma.

- Phase de rétrogradation : elle correspond au cycle médian et au cycle inférieur de 3ème ordre de la carrière d'Onigbolo. Cette phase est aussi bien exprimée

dans la carrière de Massè où elle correspond aux faciès de base (base du faciès MT3 au faciès MT7). Cette phase est représentée par des dépôts intertidaux.

- Phase de progradation : elle est représentée par le cycle supérieur de 3ème ordre de la carrière d'Onigbolo. Dans la carrière de Massè, cette phase correspond aux faciès calcaires supérieurs (partie sommitale du faciès MT3 et la totalité du faciès MT2). Cette phase est représentée par des dépôts subtidaux.

Au toit de la série carbonatée, les dépôts glauconieux terminent le cycle de 2ème ordre. Ce sont des dépôts supratidaux qui se sont formés pendant une phase de comblement total du bassin.

7.5.2. Caractéristiques des surfaces stratigraphiques

Trois types de surfaces stratigraphiques ont été identifiés sur la base des données sédimentologiques. Ces surfaces séparent les phases de rétrogradation et de progradation des différents cycles énumérés ci-haut.

- Surface d'inondation mineure : une seule surface d'inondation mineure a été mise en évidence. Cette surface sépare les phases de rétrogradation et de progradation du cycle supérieur de 3ème ordre. Elle est placée entre les faciès OT4a et OT4b de la carrière d'Onigbolo.
- Surface d'inondation maximale : la seule surface d'inondation maximale identifiée est localisée entre les faciès OT6a et OT6b. Elle sépare les phases de progradation et de rétrogradation du cycle de 2ème ordre.
- Limite de séquence : une seule limite de séquence a été identifiée. Cette limite est localisée au toit de la série carbonatée dans toutes les carrières (Fongba, Massè et Onigbolo). Elle est édifiée à la fin d'un cycle régressif de 2ème ordre. En effet, au maximum de la phase de régression, la plate-forme carbonatée a connu une émersion qui a engendré la formation des glauconies au toit des calcaires. Ces dépôts de sable glauconieux, alternant avec de petits lits de grès ferruginisés, renferment de nombreux éléments hérités du socle qui prouvent le caractère supratidal de leur milieu de formation. On y trouve aussi de nombreux

critères d'émersion qui confirment le comblement total du bassin au moment de la formation de ces dépôts glauconieux.

7.6. Discussion

La microfaune benthique de la région de Massè-Onigbolo est dominée par les genres *Lenticulina*, *Cibicidina* et *Anomalinoides*. Ces formes caractérisent un paléoenvironnement de plate-forme interne à moyenne ayant un caractère de lagon hypersalin. Des différences ont cependant été observées au niveau des dépôts, notamment sur la coloration des glauconies qui varient du vert foncé au vert pâle, passant par le brun pour une granulométrie comprise entre 0,05 à 0,1mm. Ces différences physiques et chimiques déjà soulignées par Yalo *et al.* (2008) sont la conséquence des différences écologiques qui existent entre leurs environnements de dépôt. En effet, Giresse *et al.* (1982), Giresse (1969), Giresse et Odin (1973) ont démontré que les petits grains de glauconie apparaissent dispersés en très faible quantité dans la matrice des faciès de milieux calmes, subtidaux à supratidaux, à salinité normale, semi-restreints ou restreints. Ils ont démontré aussi qu'au large du Golfe de Guinée, la couleur gris ocre ou franchement verte des glauconies authigènes est liée à la profondeur et la distance au rivage. Aussi les glauconies de couleur verte foncée seraient abondantes dans les grandes profondeurs au large du Golfe de Guinée (Odin, 1975). Les granules gris ocre sont plutôt présents à plus faible profondeur.

Ici, il est aussi important de rappeler le caractère détritique de ces glauconies (surtout celles de Massè) qui renferment de nombres débris hérités du continent. Toutes ces données confirment la proximité de leur lieu de formation avec le rivage et sa faible profondeur. De façon schématique, sur une plate-forme, la présence de ces glauconies indique qu'un isolement de cette plate-forme s'est produit et a favorisé leur formation. Une telle possibilité ne peut bien s'expliquer que par la survenue d'une régression due à une importante variation eustatique ou à des mouvements tectoniques de soulèvement de blocs ou d'un effet conjugué des deux facteurs.

L'esquisse de la variation du niveau marin révèle de la base vers le sommet un environnement peu profond, qui devient de plus en plus profond, avant de connaître une chute du niveau marin coïncidant au dépôt des calcaires supérieurs en contact

direct avec la glauconie. Bien que nuls dans l'ensemble, les indices de pélagisme reflètent aussi cette chutte du niveau marin, donc la faible bathymétrie des milieux. Néanmoins, au vu des courbes lithologiques de faciès, il est indéniable que de courtes phases de transgression et de régression se sont alternées pour cet intervalle de temps considéré, donnant lieu à trois cycles de moyenne fréquence de 3ème ordre qui s'emboitent en un cycle de basse fréquence de 2ème ordre (Figures 51, 52, 53 et 54).

En ce qui concerne la localité de Fongba, le milieu est de type littoral. L'absence totale de la microfaune (benthique et planctonique) est interprétée comme l'existence de conditions défavorables à la prolifération des organismes aussi bien benthiques que planctoniques. Certes, les planctoniques sont naturellement absents à proximité des rivages car, ils exigent des conditions physico-chimiques stables et ne supportent pas, en particulier, les nuisances liées aux eaux continentales. Quant aux benthiques, ils prolifèrent normalement dans les zones relativement peu profondes des plates-formes continentales en fonction de différents facteurs (remontée de nutriments ou éclairement important, etc.) et devraient donc être abondants. Leur absence à Fongba pourrait être la conséquence du manque de nutriments ou de la violence des courants.

En ce qui concerne le milieu de formation des calcaires, l'étude faciologique indique un environnement de plate-forme interne à plate-forme moyenne à Onigbolo et Massè et un environnement côtier deltaïque à Fongba, corroborant d'autres travaux dont Breda (1987), Bio-Lokoto (1991) et Bio Oumarou *et al.* (2017). Dans la carrière d'Onigbolo, deux environnements différents ont servi de cadre de formation des calcaires. Le premier, une lagune interne peu profonde soumise aux influences de la plate-forme et du continent, a enregistré le dépôt des calcaires des niveaux inférieur et moyen. Dans cette lagune, ont pu se développer quelques bancs sableux qui ont été colonisés, par la suite, par des organismes pour former un complexe de barrière dont la longueur va d'Onigbolo jusqu'à Massè. L'existence de bancs sableux dans cette unité avait déjà été proposée par Breda (1987). Cette barrière serait interrompue, par endroits, par des passes établissant la communication entre la lagune et l'océan. L'une de ces passes était située entre les deux carrières de Massè. Certaines de ces passes devraient correspondre aux zones de passage de faille. Le second milieu s'est

développé sur les reliques de cette barrière précédemment érigée. En effet, les courants marins devenus de plus en plus intenses créent des conditions défavorables aux organismes coloniaux, entraînant leur déclin. La barrière est par la suite démantelée sous l'effet de ces courants marins devenus plus forts et les dépôts sont remaniés, conduisant à la formation de calcaires remaniés. Au sommet de la série, ces courants ont provoqué la formation de gros oolithes arrondis et une stratification des dépôts. Une esquisse de l'évolution de la ligne de côte interprétée à partir de la succession verticale des microfaciès est proposée par les figures 53 et 54 ci-dessous.

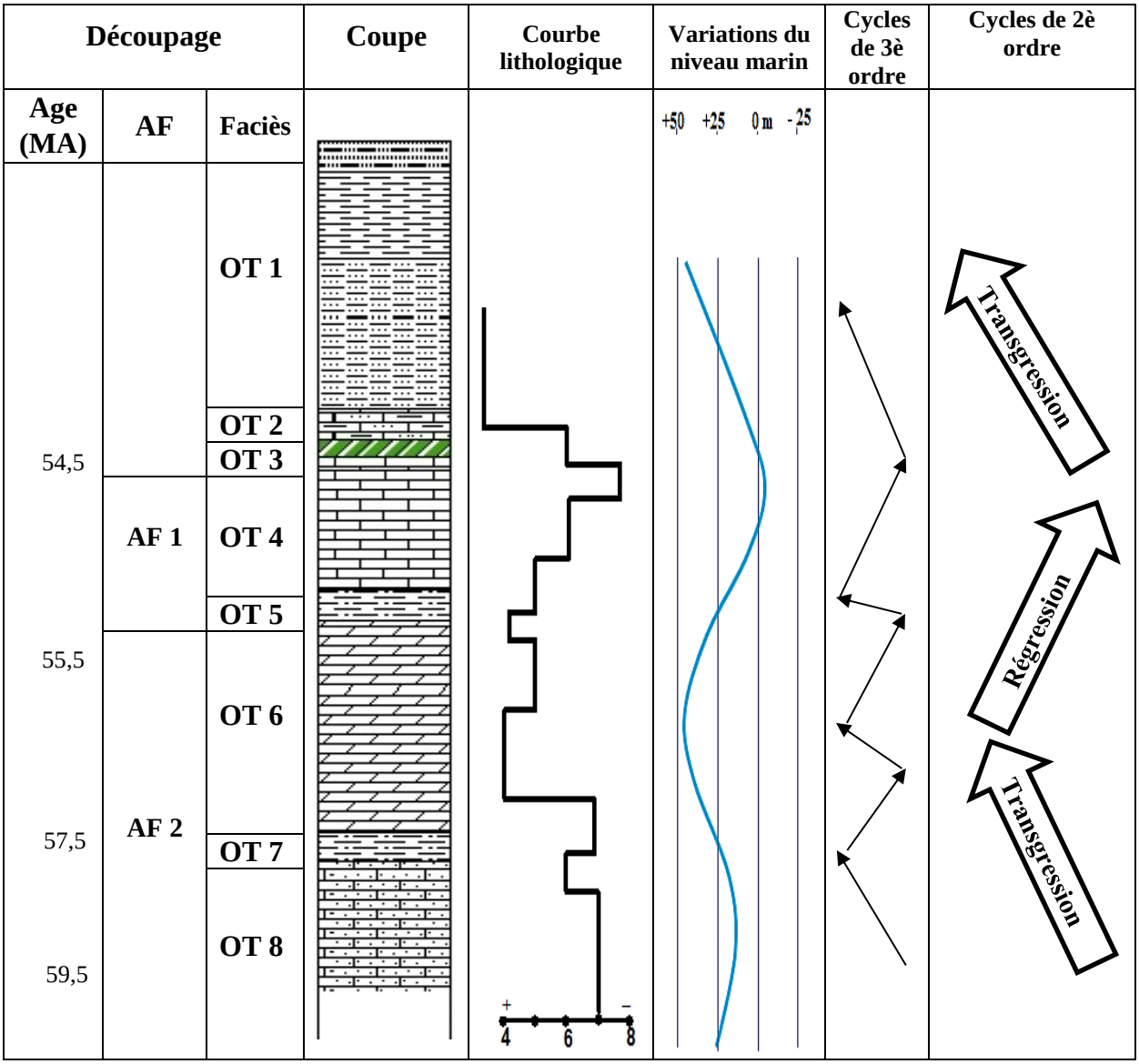


Figure *53* : Cycles de dépôt des calcairesdans la carrière d'Onigbolo

L'analyse des figures 53 et 54 montre que les variations du niveau marin à Onigbolo, qui sont représentées par trois cycles de 3ème ordre et un cycle de 2ème ordre, sont estimées à moins de 50 m. Les paramètres de ces variations sont presqu'identiques à Massè.

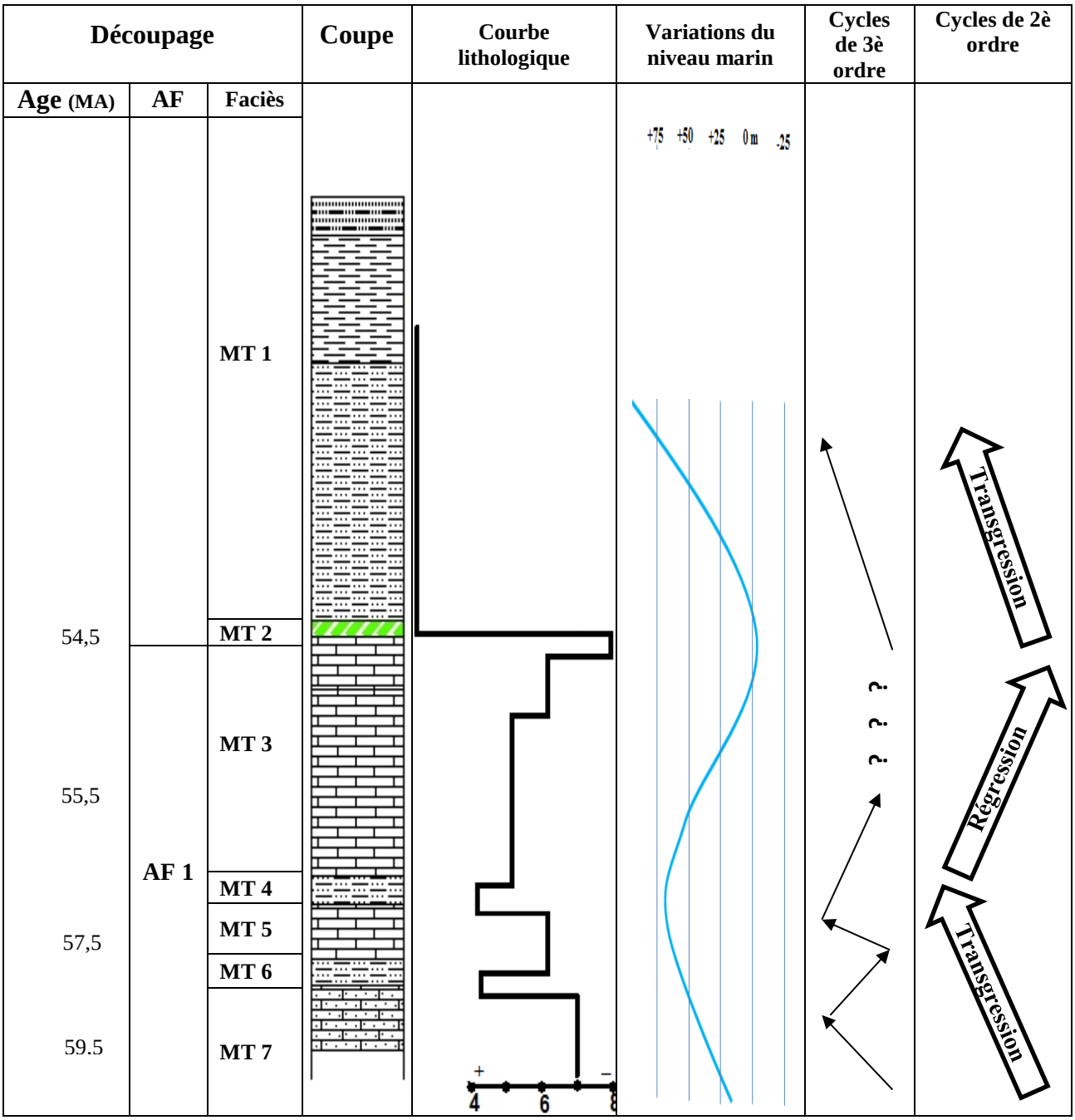


Figure 54 : Cycles de dépôt des calcairesdans la carrière de Massè

Dans la carrière de Massè, la faune est franchement celle des domaines de lagune subtidale avec des témoins de remaniement et de bioconstructions tels que des restes de polypiers. Quelques formes d'oursins ont été rencontrées (planche 11, p.92). La carrière de Massè est surtout caractérisée par la présence des grains de sable sur tous les niveaux calcaires, indiquant de ce fait l'apport détritique permanent. Aussi, au toit du niveau glauconieux, a-t-on pu remarquer l'abondance des éléments de socle et l'alternance toute aussi remarquable avec de fins lits gréseux rougeâtres et de fins lits glauconieux. Sur le plan bathymétrique, les calcaires de Massè se sont déposés dans un milieu relativement plus profond que celui de Fongba, la carrière d'Onigbolo étant le milieu le plus superficiel.

Sur le plan eustatique, à titre de comparaison, le Paléocène du bassin togolais est marqué par deux cycles de haute fréquence et deux demi-cycles de troisième ordre, séparés par une limite de séquence placée au sein des calcaires à *Togocyamus seefriedi* (Da Costa *et al.*, 2013). L'auteure a identifié du bas vers le haut, cinq cortèges de dépôt (intervalle transgressif, prisme de bordure de plate-forme, prisme de haut niveau, intervalle transgressif/intervalle condensé et prisme de haut niveau). Le présent travail a, quant à lui, identifié trois cycles de haute fréquence qui s'emboitent en un cycle de deuxième ordre dont la limite supérieure de séquence se trouve au toit des calcaires à *Togocyamus seefriedi*, commençant un nouveau cycle par les argilites feuilletées. Pour le même intervalle, cinq cortèges ou prisme ont été identifiés.

Dans le même ordre que précédemment, on note un cortège de bas niveau, un cortège transgressif, un cortège de haut niveau, un intervalle condensé et un cortège de bas niveau (Figure 55). Quoi qu'il en soit, ces résultats s'accordent non seulement sur la succession des cortèges transgressifs, des cortèges de haut niveau et de l'intervalle condensé, d'une part ; d'autre part, sur les différents environnements de dépôt mais aussi sur le caractère régressif des dépôts sommitaux du Paléocène supérieur et le climat chaud et humide correspondant à l'époque de ces dépôts. En effet, la minéralogie des argiles associées aux dépôts paléocènes et éocènes des bassins togolais et béninois est dominée par la kaolinite, un minéral qui se forme par dégradation des roches acides en climat tropical.

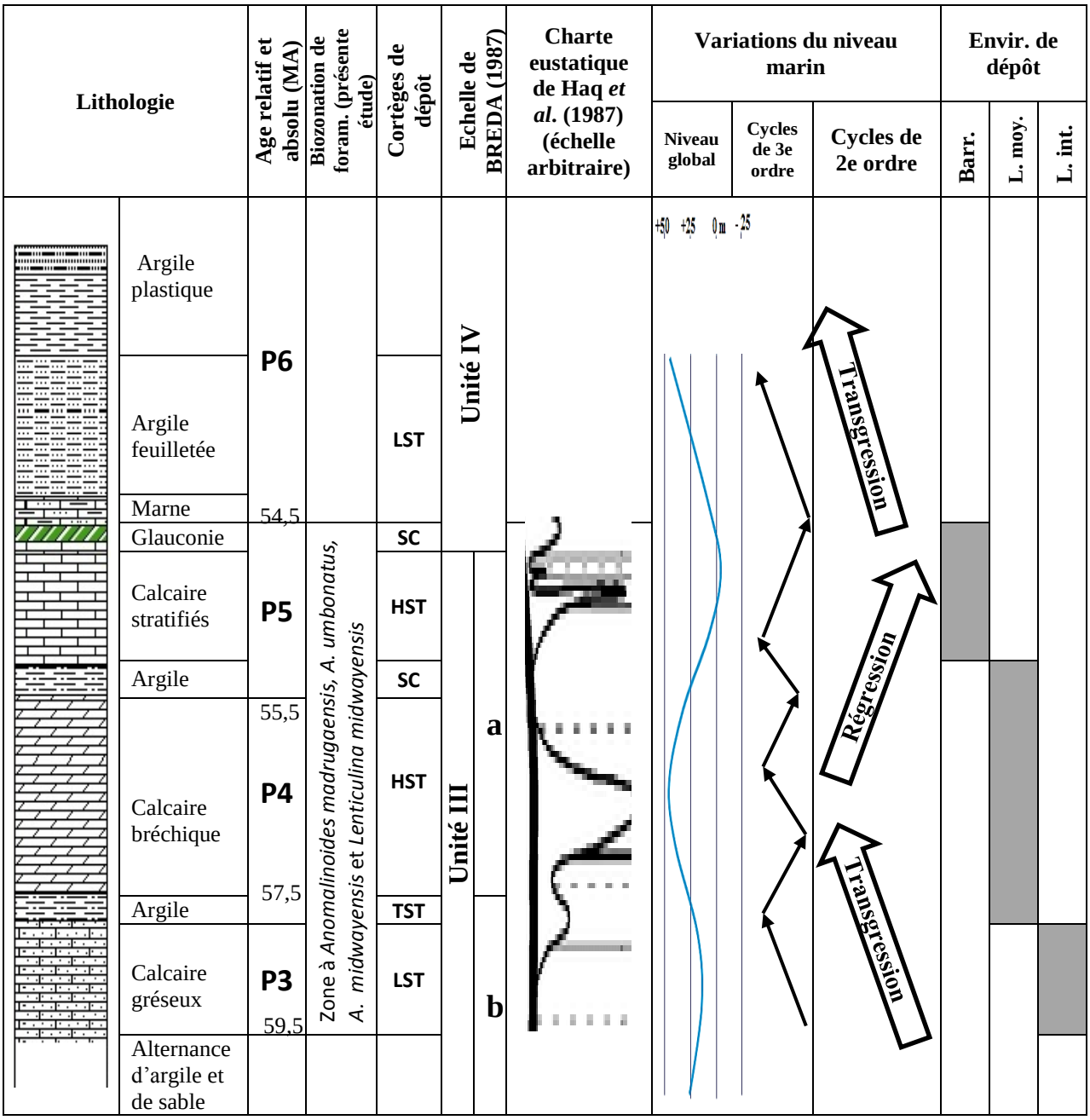


Figure *55* : Evolution sédimentologique du secteur d'Onigbolo - Massè au Paléocène-Eocène (Barr = barrière ; LMoy = lagune moyenne ; LInt = lagune interne)

L'analyse séquentielle des carrières d'Onigbolo et de Massè a mis en évidence une seule limite de séquence entre le toit du niveau calcaire supérieur et la base du niveau glauconieux. La même limite est présente dans la carrière de Fongba compte tenu de la disposition stratigraphique identique observée. En dessous de cette limite de séquence, trois (03) cycles de haute fréquence de rétrogradation et de progradation le long de la série carbonatée ont été identifiés dans les carrières d'Onigbolo et de Massè. Mais le

découpage séquentiel de la carrière d'Onigbolo semble plus précis, de par la succession logique des quatre cortèges de dépôt mis en évidence : deux cortèges de bas niveau, un cortège transgressif, un cortège de haut niveau et une section condensée.

La comparaison des présents résultats à ceux d'autres travaux dont ceux d'Adeonipekun *et al*. (2012) et Da-Costa *et al.* (2013), réalisés respectivement au Nigéria dans la carrière de calcaire de Shagamu dans la partie orientale de la Baie du Bénin (Sud-Ouest du Nigéria) et dans le bassin sédimentaire togolais, a permis de confirmer les similitudes dans le remplissage des différents bassins de cette baie au Paléogène. En effet, ces auteurs ont identifié dans l'ordre (du bas vers le haut), pour des formations de même âge et de mêmes caractéristiques lithostratigraphiques, presque le même nombre de cortèges de dépôt : cortège de haut niveau, cortège de bas niveau, intervalle condensé, cortège transgressif, cortège de haut niveau et cortège de bas niveau. Le dernier cortège de bas niveau est séparé des autres par une discontinuité, probablement une limite de séquence. En dehors du premier cortège de haut niveau (situé vers la base de la série) et de l'intervalle condensé, tous les autres sont correspondants à ceux identifiés dans le présent travail. De même, les paléoenvironnements signalés par ces auteurs sont de type plate-forme interne à moyenne, comme indiqué dans le présent travail.

Enfin, au terme de notre étude, un schéma synthétique des corrélations lithologique, biostratigraphique, géochimique et séquentielle a été proposé pour l'ensemble de la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin (Figure 56).

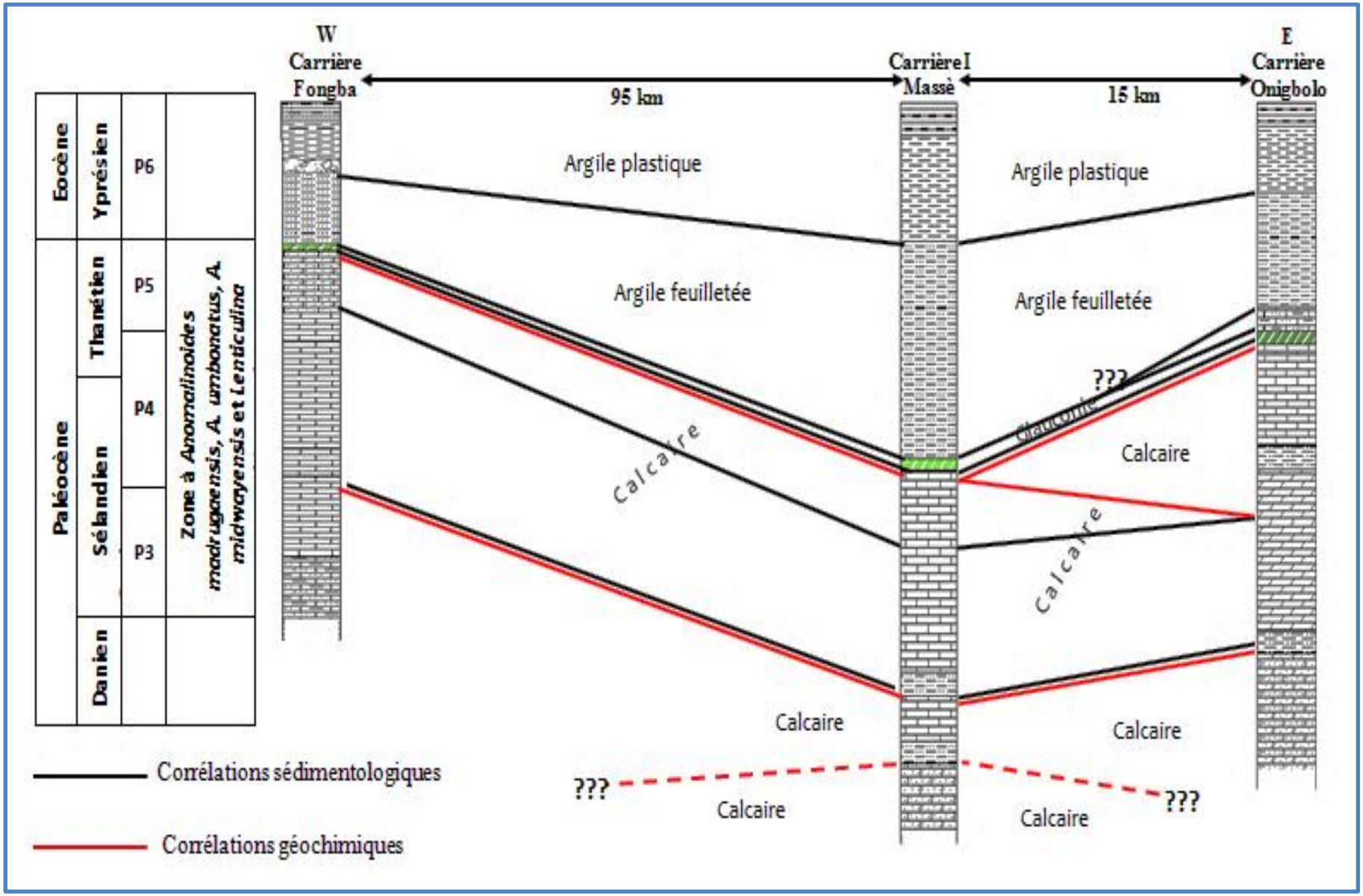


Figure 56 : Corrélations lithologiques, biostratigraphiques et géochimiques entre les secteurs de Fongba, Massè et Onigbolo

Conclusion partielle

Dans les carrières d'Onigbolo et de Massè, une seule limite de séquence a été mise en évidence. Cette limite est située entre le toit du niveau calcaire supérieur et la base du niveau glauconieux. La même limite est présente dans la carrière de Fongba. Ladite limite de séquence est caractérisée par de nombreux critères sédimentologiques. Elle constitue une surface érosive par laquelle le niveau glauconieux repose par un contact franc, sur les calcaires supérieurs dans toutes les carrières (Onigbolo, Massè et Fongba). Cette surface a donc été interprétée comme une discontinuité régressive au sens de Posamentier *et al.* (1988). En ce sens, elle caractérise une lacune d'érosion et/ou de sédimentation. Une surface d'inondation maximale a été aussi identidiée, elle est située au sein du niveau calcaire moyen (OT6) de la carrière d'Onigbolo et dans le faciès MT4 à Massè. En dessous de la limite de séquence, la série calcaire est constituée de trois (03) cycles de haute fréquence (3ème ordre) formant un seul cycle de 2ème ordre. L'agencement des cortèges marque dans l'ensemble une régression marine avec, cependant, de courtes phases de rétrogradation et de progradation.

CONCLUSION GENERALE

L'étude sédimentologique des faciès calcaires exploités dans les carrières d'Onigbolo, Massè et Fongba indique qu'ils sont tous bioclastiques. Ils se regroupent en quatre faciès caractéristiques des environnements de plate-forme interne à moyenne dans lesquels se sont formés les calcaires d'Onigbolo et de Massè et d'un environnement côtier deltaïque pour les calcaires de Fongba. Sur le plan géomorphologique, au Paléocène supérieur, la région de Massè-Onigbolo avait une configuration de plate-forme dans laquelle s'était établi un relief de haut fond. Ce relief, qui a permis le dépôt des calcaires oolithiques remaniés, a conservé quelques reliques des calcaires bioconstruits. Il jouait aussi le rôle d'une barrière et s'étendait latéralement d'Onigbolo à Massè et probablement au-delà. Dans cette barrière, entre la carrière II et la carrière I de Massè, s'ouvrait une passe. Cette configuration probablement imposée par la géodynamique interne et la tectonique est représentative de la morphologie de toute la zone de la Lama. En effet, de nombreuses failles découpent le bassin béninois en blocs ayant subi des mouvements de soulèvement pour les uns et d'abaissement pour les autres. Cette activité géodynamique interne est à mettre en relation avec le soulèvement du fond marin et les fréquentes variations du niveau marin lors de la formation des carbonates. Elle expliquerait en partie les rapides variations verticales et latérales des faciès au cours du Paléogène dans le bassin côtier béninois.

L'étude biostratigraphique a montré que les calcaires des carrières d'Onigbolo et de Massè renferment une faune benthique, indicatrice d'une faible bathymétrie et de la proximité du rivage. Les planctoniques sont absents. Les paramètres biotiques calculés sur la base des données issues de l'analyse paléontologique indiquent que le milieu a enrégistré, de la base vers le sommet de la série carbonatée, une trangression qui a été suivie d'un maximum de chute du niveau marin. Cette baisse reflète une tendance générale régressive. Toutefois, une alternace de courtes phases de transgression et de régression caractérise les dépôts. Dans son ensemble, le paléoenvironnement est une plate-forme à caractère de lagon hypo à hypersalin. La microfaune comprend entre autres les genres *Anomalinoides, Cibicidina* et *Lenticulina*. Les associations de

foraminifères recensés caractérisent un âge Paléocène moyen à supérieur, défini à travers une seule biozone de foraminifères benthiques.

Sur le plan géochimique, les calcaires d'Onigbolo, de Massè et de Fongba sont à peu prêt semblables, à l'exception du taux de silice trop faible dans les calcaires supérieurs d'Onigbolo. Ils sont tous constitués de calcite, la dolomite est absente. Les corrélations des éléments chimiques des calcaires d'Onigbolo et de Massè indiquent deux sources génétiques. La première, détritique, est déduite de la corrélation positive du silicium au titane, magnésium, aluminium et parfois au sodium et au potassium. La seconde source, la carbonatation, est traduite par la corrélation négative de la chaux à la silice, au souffre et à la perte au feu. La composition en éléments majeurs et mineurs des échantillons analysés ont mis en évidence l'existence de trois unités géochimiques dans les carrières d'Onigbolo, Massè et Fongba (cette classification exclut l'unité constituée par le niveau glauconieux). Les processus sédimentaires relevés sont distincts : une sédimentation détritique et une sédimentation biochimique (voire chimique). Les sédiments détritiques proviennent de roches modérément altérées du socle, avec des minéraux de feldspath et de quartz visibles à l'œil nu sur les échantillons. Les sédiments ayant conduit à la formation des argiles sont peu matures. Ils sont dominés par l'omniprésence de la kaolinite, alors que les sédiments calcaires sont dominés par la carbonatation. Les diagrammes des individus des calcaires d'Onigbolo et de Massè issus de l'analyse en composantes principales ont montré que ces calcaires ont des signatures géochimiques proches. Tous les calcaires peuvent être regroupés en trois unités (sans compter l'unité constituée par les niveaux glauconieux). La signature géochimique des calcaires de Fongba semble être fondamentalement différente de celle donnée par les calcaires des deux autres carrières. Cette différence peut être due au fait que ces calcaires soient lumachelliques, donc plus marqués par le fractionnement biologique. Les résultats de l'analyse factorielle des correspondances ont montré que seules les variables Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, Na_2O et K_2O sont significatives pour la différenciation des paléogéographies. Quatre paléoenvironnements, y compris celui de formation des niveaux glauconieux, ont été mis en évidence par l'analyse factorielle des correspondances : milieu lagunaire à salinité élevée, milieu lagunaire à faible salinité mais recevant des apports détritiques

importants, milieu marin ouvert et milieu alcalin et confiné. Sur le plan bathymétrique, les calcaires de Massè se sont déposés dans un milieu relativement plus profond que celui de la carrière d'Onigbolo, Fongba étant un milieu côtier, donc d'un type différent des deux autres.

Dans les carrières d'Onigbolo et de Massè, la limite de séquence régressive mise en évidence au toit du niveau calcaire supérieur et les deux surfaces d'inondation ont permis d'identifier trois (03) cycles de haute fréquence de troisième ordre. Ces cycles de rétrogradation et de progradation, qui comptent six cortèges de dépôt le long de la série carbonatée, forment un seul cycle de deuxième ordre dont la durée totale est estimée à 5,0 Ma. Le cycle supérieur plus court, a duré 1,0 Ma alors que les deux autres ont duré environ 2 Ma chacun.

Dans les perspectives, des analyses biostratigraphiques et géochimiques complémentaires devront être réalisées pour mieux caractériser les calcaires de la partie émergée du bassin sédimentaire côtier du Bénin. Des études biostratigraphiques, notamment les études palynologiques qui n'ont jamais été réalisées sur les formations paléogènes du Bénin, devront être effectuées pour mieux préciser le passage de la limite Paléocène-Eocène dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin. Les études géochimiques à venir permettront, quant à elles, de mieux apprécier les caractéristiques géochimiques de ces calcaires et des argiles de couverture, dans l'optique d'une exploitation plus durable qui valorise tous les gisements disponibles.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1- **Accarie H., Renard M., Deconnck J-F., Beaudoin B. et Fleury J.-J., (1989).** Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles de calcaires pélagiques sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). C. R. *Acad. Sc. Parid*, 309, série II, p.1679-1685.

2- **Adeonipekum P. A., Ehinola O. A., Yussuph I. A., Toluhi et Oyelami A., (2012).** Bio-Sequence Stratigraphy of Shagamu Quarry Outcrop, Benin Basin, Southwestern Nigeria. *World Applied Sciences Journal*, 18, 1, p.91-106.

3- **Akpiti S., Clauer N., Houessou A., Lang J. et Tisserand D. (1985).** Datation isotopique K-Ar d'un niveau de sable glauconieux à la limite Paléocène Eocène dans le bassin côtier béninois (Afrique de l'Ouest). *Journ. Afric. Earth Sci.*, 3, p.487-490.

4- **Arnaud-Vanneau A. et Arnaud H. (2004)**. Les microfacies des plates-formes carbonatées. In: Ecole d'été : *Carbonates récifaux et de plate-forme* (Eds A. Preat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud et S. Ferry), 45, *A.S.F*., Grenoble, p.53-101.

5- **Bathurst R. C. G. (1975)** - Carbonate sediments and their diagenesis.- Developments in Sedimentology, 12, Elsevier, Amsterdam, 658p.

6- **Bay-Nouailhat A., (2008)-** Description de *Turritella communis*, http://www.mer-littoral.org/14/turritella-communis.php.

7- **Bé A.W. H. (1977).** An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera. In: Ramsay A. T. S. Ed., *Oceanic Micropaleontology*, p.1-88.

8- **Bellier J.-P., Mathieu R. et Granier B. (2010) -**Court traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles) [Short Treatise on Foraminiferology (Essential on modern and fossil Foraminifera)].- Carnets de Géologie - Notebooks on Geology, Brest, Livre 2010/02 (CG2010_B02), 104 p.

9- **Berggren W. A. et Pearson P. N. (2006).** Tropical to subtropical planktonic foraminiferal zonation of the Eocene and Oligocene – In: Pearson P. N., Olsson R. K., Huber B. T., Hemleben C. et Berggren W. A. (Eds): Atlas of Eocene

planktonic foraminifera, Cushman *Found Spec. Publ.*, Fredericksburg, 41, p. 29-40.

10- **Bio Oumarou B. K., Kaki C., d'Almeida G. A. F., Tchokpon G. C. et Sokégbé G. B. M. (2017).** Pétrographie et environnements de dépôt des calcaires paléocènes du bassin sédimentaire côtier du Bénin, *Afrique SCIENCE*, 13, p.422–438.

11- **Bio-Lokoto A., (1991)**. Biostratigraphie et milieu de dépôts dans le bassin sédimentaire côtier béninois du Maestrichtien à l'Eocène inférieur (carrière d'Onigbolo et sondage de Ouinhi). Mémoire de DEA, Université de Dijon, 45p.

12- **Bio-Lokoto A., Carbonnel G., de Klasz I., de Klasz S., Lang J. and Salard-Cheboldaeff M. (1998)**. Donnees nouvelles biochronologiques et paléoécologiques sur le bassin sédimentaire côtier du Bénin entre le Crétacé supérieur et l'Eocène basal (Afrique de l'Ouest). *Revue de Micropaléontologie*, 41, p.29-57.

13- **Bolli H. M., Saunders et Perch-Nielsen J. B. (1985)**. Plankton stratigraphy. *Cambridge University Press*, 1032 p.

14- **Bonnot-Courtois C., (1981)**. Géochimie des Terres Rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles, Thèse, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 251p.

15- **Boulvain F., (2014).** Identification microscopique des principaux constituants des roches sédimentaires (notes de travaux pratiques), Univ. Liège, Dept. de Géologie - http://www.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm

16- **Boulvain F., (2017).** Eléments de Sédimentologie et de Pétrologie sédimentaire, Univ. Liège, Dept. de Géologiehttp://www.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm

17- **Bourdillon C., (1994)-** Les foraminifères benthiques comme bioindicateurs de pollution en milieu littoral. Rapport BRGM R 38186, 63p.

18- **Bromley R. G. (1990)**. Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Unwin Hyman Ltd, 280 p.

19- **Burke K. C. (1976)**. Neogene Quaternary tectonics of Nigeria. In C. A. Kogbe (ed.), *Geology of Nigeria*, p.363-369.

20-Camiré G. et Richer-LaFlèche M., (2010) - Recherche de gaz et de pétrole et mise en valeur de la Propriété Témiscouata, Géochimie des roches sédimentaires et reconnaissance de leur potentiel pétroligène -Zec Owen et Réserve faunique de Rimouski, Les Mines JAG ltée, Rapport d'étape, Phase 1, 80p.

21-Camiré Geneviève et Richer-LaFlèche Marc, (2010) - Propriété Charlevoix, recherche de pétrole et de gaz, Analyses géochimiques et analyses Rock Eval des roches sédimentaires, Les Mines JAG ltée, Rapport d'étape, Phase 1, 46p.

22-Carbonnel G. et Oyede L. M., (1991) Les ostracodes paléocènes d'Onigbolo (Bénin), leur place dans le bassin du Togo-Nigéria. *Annales de Paléontologie*, Vol. 77, fasc. 2, p.65 - 106.

23-Caron M. (1978). Cretaceous planctonic foraminifers from DSDP leg 40, southeastern Atlantic Ocean, *in* Bolli H. M. *et al*., DSDP initial reports: Washington, D.C., U.S. *Government Printing office,* 40, p.651-678.

24-Caron M. (1985). Cretaceous planktic foraminifera. *In:* Bolli H. M., Saunders et J. B., Perch-Nielsen Eds. (1985). Plankton stratigraphy. *Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press*, p.17-86.

25-Chafetz H. S. (1986). Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation.-*J. Sedim. Petrol.*, 56, p.812-817.

26-Chamley H. et Bonnot-Courtois C., (1981) Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Paciftque. NW (Legs 11 et 58 DSDP) : apport des terres rares, *Oceanol. Acta*, 1981, 4, p.229-238.

27-Chiaghanam O. I., Okengwu K. O., Okumoko D. P., Itiowe K., (2014). Biostratigraphic studies of X1 and X2 boreholes, X-formation, Dahomey Basin Nigeria, *IJSIT*, 3, p. 392-398.

28-Choquette P. W. et Pray L. C. (1972). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates- *In* "Carbonate rocks II : porosity and classification of reservoir rocks", *AAPG Reprint series*, 5, p.154-197.

29-Clari P. A., Delapierre F. et Martire L. (1995). Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some italian examples. *Sedimentary Geology*, 100, p.97-121.

30-Coker S. J. L., (2002): Field Excursion Guide to Tar Sand Outcrops in Benin Basin. *Nigerian Association of Petroleum Explorationists* Mini- Conference, 32p.

31-Collin P. Y., Courville P., Loreau J. P., Marchand D. et Thierry J. (1999). Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'ennoiement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. *Comptes-Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, 328, p.105-111.

32-Colombie C., (2002). Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants. Thèse N° 1380, *Multiprint SA, Fribourg, Géofocus*, Vol. 4, 161p.

33-d'Almeida G. A. Franck, Kaki C., Adeoye A. J. (2016)- Benin and Western Nigeria Offshore Basins : A Stratigraphic Nomenclature Comparison, *International Journal of Geosciences*, 7, p.177-188.

34-Da Costa P. Y. D., Johnson A. K. C. et Affaton P. (2013). Les terrains paléozoïques et mésozoïques du bassin côtier togolais : Stratigraphie et Paléogéographie. *Standard Scientific Research and Essays*, Vol. 14, p.415-429.

35-Da Costa P. Y. D., Affaton P., Salaj J., Johnson A. K. C. et Komlavi S. (2013). Biozonation des formations sédimentaires du bassin côtier du Togo (Afrique de l'Ouest) ; *Rev. Ivoir. Sci. Technol.,* 21et 22, p.45-73.

36-Da Costa D. Y. P., Medus J., Flicoteaux R., Salaj J., Harmsmid B., Affaton P., Seddoh K., (2013). Biostratigraphie de la bordure septentrionale du bassin côtier togolais. Apport des données palynologiques et structurales. *Sciences de la vie, de la terre et agronomie*, Vol. 1, p.6- 20.

37-Da Costa Y. D., (1992) - Biostratigraphie de la couverture sédimentaire de la région nord-est du bassin côtier du Togo. Mémoire de D.E.A. Université Cheikh Anta DIOP de Dakar, 54 p..

38-Da Costa Y. D., 2005 - Biostratigraphie et paléogéographie du bassin côtier du Togo. Thèse de Doctorat, Univ. Lomé, Togo, 405 p.

39-Da Costa Y. D. P., 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, p.275-291.

40-De Klasz I., Magné J. et Rerat D. (1963). Quelques formes nouvelles de *Buliminidae* caractéristiques du Crétacé supérieur du Gabon (Afrique équatoriale). *Rev. de Micropal.*, vol. 6, p.145-152.

41-De Klasz I., Marie P. et Rerat D. (1962). Deux nouvelles espèces du genre *Gabonella* (Foraminifères) du Crétacé du Gabon (Afrique équatoriale). *Rev. de Micropal.*, vol. 2, p.77-78.

42-De Klasz I., Marie P. et Meijer M. (1960). *Gabonella* nov. gen., un nouveau genre de Foraminifères du Crétacé supérieur et du Tertiare basal de l' Afrique Occidentale. *Rev. De Micropal.*, vol. 3, p.167-182.

43-Den Dulk M. (2000). Benthic Foraminiferal Response to Late Quaternary variations in Surface Water Productivity and Oxygenation in the Northern Arabian Sea. Universiteit Utrecht, Utrecht, 205p.

44-Digbehi Z. B., Doukoure M., Tea-Yassi J., Yao R. K., Yao N'Goran P., Kangah K. D. et Tahi I. (2012). Palynostratigraphy and palaeoenvironmental characterization and evidence of Oligocene in the terrestrial sedimentary basin, Bingerville area, Southern Côte d'Ivoire, Northern Gulf of Guinea. *African journal of Environmental Science and Technology*, 6, p.28 – 42.

45-Dunham R. J. (1969)- Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico.- *In* G. M. Friedman «Depositional environments in carbonate rocks», *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Pub.*, 14, p.139-181.

46-Durlet C. (1996)- Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléoenvironnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée – Exemple des « Calcaires à entroques » du seuil de Bourgogne (Aaléno-Bajocien).- *Thèse de 3ème cycle de l'Université de Bourgogne,* 444p.

47-Eicher D. L. (1967)- Foraminifera from Belle Fourche Shale and equivalents, Wyoming and Montana. *Journ. Paleontol*. 41, p.167-188.

48-Eicher D. L. et Worstell P. (1970). Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, *Unites States. Micropal*. 16, p.269-324.

49-Ekdale A. A. (1985). Paleoecology of the marine endobenthos. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol*, 50, p.63-81.

50-Emmanuel L. et Renard M. (1993)- Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian trough (SE France). *Bulletin des Centres de Recherches et d'exploration-Production Elf Aquitaine*, 17, p.205-221.

51-Fairhead J. D. (1986). Geophysical controls on sedimentation with the African Rift Systems. In: Sedimentation in the African Rifts. Frostick LE *et al.* (Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ*. 25, p.19-27.

52-Fayose E. A. et Asseez L. O. (1972). Micropaleontological investigation of Ewekoro area, southwestern Nigeria. *Micropal.*, 18, p.369-385.

53-Flügel E. (1982)- Microfacies analysis of limestones.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York, 633p.

54-Gebhart H., Kuhnt W., and Holburn A. (2004). Foraminiferal response to sea level change, organique flux and oxygen deficiency in the Cenomanian of the Tarfaya Basin, south Morocco. *Mar. Micropal*. 53. p.133-157.

55-GebhardT H., Olabissi A. et Olusegun S. A. (2010). Late Paleocene to initial Eocene Thermal Maximum (IETM) Foraminiferal, Biostratigraphie and Paleoecology of the Dahomey Basin, Southwestern Nigeria, *Jb. Geol. B.-A.*, 150, 3+4, p.407 – 419.

56-Ghibaudo G., Grandesso P., Massari F. et Uchman (1996). Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, p.261-279.

57-Gibson T. G. (1989). Planktonic benthique foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability. *Mar. Micropal*. 15, p.29-52.

58-Giresse P. (1969) - Etude des différents grains ferrugineux authigènes des sédiments sous-marins au large du delta de l'Ogooué (Gabon). *Sciences de la Terre*, 14, p.27-62.

59-Giresse P. (1982). La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le mésozoïque. *Sci. Géol. Bull*., 4, 35, p.183-206.

60-Giresse P. et Odin G. S. (1973) - Nature minéralogique et origine aes glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology*, 20, p.457-488.

61-Guiraud R., (1986)- Tectonique, séismicité et volcanisme de la plaque africaine depuis le Meso - Cenozoique. *ORSTOM*,

62-Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science 235*, 1156-1167.

63-Hart M. B. (1999). The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera. *Geobios*, 32, p.247-255.

64-Hendry J. P., Ditchfield P. W. et Marshall J. D. (1995)- Two-stage neomorphism of Jurassic aragonitic bivalves : implications for early digenesis. *J. Sedim. Res.*, A65, 1, p.214-224.

65-Hillgärtner H. (1998). Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68, p.1093-1108.

66-Holbourn A. E. L. and Kuhnt W. (1998). Turonien-Santonian benthic foraminiferal assemblages from Site 959D (Côte d'Ivoire- Ghana Transform Margin, Equatorial Atlantic): indication of a Late Cretaceous oxygen minimum zone. *In* Mascle J., Lohmann G. P. and Moullade M. (Eds). *Proc. Of the Oce. Dril. Program, Sci. Results*, 159, p.375-387.

67-Houessou A. (1974) -Etudes des formations détritiques de l'ouest du bassin sédimentaire côtier du Dahomey. Thèse 3e cycle Univ. Lille, fra. 138p.

68-Houessou A. et Lang J. (1978) – Contribution à l'étude du Continental Terminal dans le Bénin méridional. *Science Géologique*, 31, p. 137-149.

69-Institut de Recherche BREDA (1987). Eude de la cartographie géologique et prospection minière de reconnaissance au Sud du 9ème parallèle, projet Vè FED N° 5100.11.13.015. Annexe I et II sur la stratigraphie des sondages carottés dans le Bassin Sédimentaire Côtier.

70-Jocktane O., (1992) – Plate-forme carbonatée albienne dans le bassin côtier gabonais. Thèse de doctorat, Univ. Dijon, URA CNRS n°157, 405p.

71-Johnson C. A. K. et Da Costa D. Y. (2008). Le passage Paléocène-Eocène dans les bassins sédimentaires côtiers du Golfe du Bénin : Togo, Bénin et Nigéria, *Rev. Ivoir. Sci. Technol.*, 11, p.193- 205.

72-Johnson C. A., (1987). Le bassin sédimentaire côtier à phosphates du Togo, Thèse de doctorat, Univ. De Bourgogne, Univ. du Bénin (Togo), 360p.

73-Jones H. A. and Hockey R. D. (1964). The geology of part of South-western Nigeria, *Geol. Surv*, 31, p.1-87.

74-Kaki C., d'Almeida G. A. Franck et Bio Oumarou B. K., (2016) Particularités Sédimentologiques et Géochimiques des Calcaires d'Onigbolo (Sud-est du Benin), *European Journal of Scientific Research*, 137, p.182 – 196.

75-Koutsoukos E. A. M., Leary P. N. and Hart M. B. (1990). Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaoeogr., Palaeogclimatol., Palaeoecol.*, 77, p.145-177.

76-Lajnef B., Le Callonnec L., Yaich C., Renard M. et Benzarti R., (2005). L'intervalle Paléocène supérieur-Eocène inférieur sur un profil de la Tunisie centro-septentrionale : approches édimentologique et chimiostratigraphique. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section *Sciences de la Terre*, n°27, p.17-27.

77-Land L. S. et Hoops G. K. (1973). Sodium in carbonate sediments in rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions. *Jour. of Sed. Petrology*, 43, p.614-617.

78-Lang J., Anthony E. J. et Oyede L. M. (1995). Late Quaternary sediments in incised coastal valleys in Benin: A preliminary sequence-stratigraphic interpretation. *Quaternary International*, 29/30, p.31-39.

79-Laurin B., Garcia J.-P., Marchand D. et Thierry J. (1990). Hiérarchisation et datation des discontinuités sédimentaires : démarches et limites dans le Jurassique moyen de la plate-forme bourguignonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, p.975-983.

80-Leckie R. M. (1987). Paleocoloy of mid-Cretaceous foraminifera: a comparaison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropal.* 33, p.164-176.

81-Leckie R. M., Yuretich R. F., West O. L. O., Finkelstein D., Schmidt M. (1998). Paleoceanography of the Greenhon Cycle olong the southwestern margin of the Western Interior Sea. *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol*. 6, p.79-99.

82-Ly A. and Kuhnt W. (1994). Late Cretaceous benthic foraminiferal assemblages of the Casamance shelf (Senegal, N.W Africa). Indication of a minimum oxygen minimum zone: *Rev. de Micropal.* **7,** p.49-74.

83-Maillot H. (1983). Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud: Apports de la géochimie sédimentaire. *Soc. Géol. Nord*, Publ. N°9, Lille, 316p.

84-Mathieu R. (1988). Foraminifères actuels et résurgences côtières sur la marge continentale atlantique du Maroc- *Revue de Paléobiologie*, Genève, vol. spécial, n° 2, p.845-850.

85-Mbani J-N (2008). Micropaléontologie et géochimie organique du bassin côtier congolais au Crétacé supérieur : paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des paléoenvironnements des roches mères pétrolières. Thèse de doctorat, Earth Sciences. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. French. <NNT : 2008PA066191> <tel-00812448>. 381p.

86-Mbesse C. O. (2014). La limite Paléocène-Eocène dans le bassin de Douala : biostratigraphie et eassai de recconstitution des paléoenvironnements. Thèse de doctorat, Université de Yaoundé I et Universté de Liège, 175p.

87-Merzeraud G., Rausher R., Hoffert M. et Verdier, F. (2000). Mode d'empilement et distorsion de séquences génétiques en milieu marin restreint : faciès et architecture des dépôts hettangiens du Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, p.341-353.

88-Middleton G. V. J., (1973) Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 84, p.979-988.

89-Monciardini C. (1966). La sédimentation éocène du Sénégal. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, n°* 43, 65 p.

90-Monciardini C. (1972). Etude micropaléontologique de six sondages hydrauliques du Togo occidental. *Bul. Géol. Min.,* 72/4, ONU Projet 71/511.

91-Moore C. H., (2001). Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in Sedimentology*, 55, Elsevier, 444 p.

92-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. 111 p.

93-Murray J. W. (1991a). Ecology and distribution of benthic foraminifera. *In*: Lee J.J., Anderson O.R. (Eds.), Biology of Foraminifera. *Academic Press*, p.221-254.

94-Murray J. W. (1991b). Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera.- Longman *Scientific et Technical,* 397 p.

95-Obaje S. O., Okosun E. A. (2013). Benthic Foraminiferal Biozonation and Correlation of XY-1 Field, Offshore Western Niger Delta, Nigeria, *International Journal of Science and Technology*, Volume 2, p.536-542.

96-Obaje S. O. et Okosun E. A. (2013). Planktic Foraminiferal Biozonation and Correlation of XY-1 Field, Offshore Western Niger Delta, Nigeria, *International Journal of Science and Technology*, Volume 3, p.160-166.

97-Odin G. S. (1975). Les glauconies : Constitution, formation, âge. Thèse d'état, Univ. P. M. CURIE, Paris. 250 p.

98-Okosun E. A. and Alkali Y. B. (2012). The Paleocene-Early Eocene Foraminiferal Biostratigraphy of Eastern Dahomey Basin, SW Nigeria, *International Journal of Scientific et Engineering Research*, Volume 3, p.1-27.

99-Olsson R. K., Hemleben C., Berggren W. A. et Huber B. T. (1999). Atlas of Paleocene planktonic foraminifera-*Smithonian Contr Paleobiol*, 252p.

100- Osleger D. (1991). Subtidal carbonate cycles : implications for allocyclic vs. Autocyclic controls.- *Geology,* 19, p.917-920.

101- Ouddane B., Fischer J. C., Wartel M. (1992). Evaluation statistique de la répartition des métaux en traces Cd, Pb, Cu, Zn et Mn dans la Seine et son estuaire. *Oceanologica Acta*, 15, p.347-354.

102- Palmer T. J., Hudson J. D. et Wilson M. A. (1988). Palaeo ecological evidence for early aragonitic dissolution in ancient calcite seas. *Nature*, 335, p. 809-810.

103- Pascal A. (1985). Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptiens-Albien) sur la marge Nord Ibérique. Mém. Géol. Univ. Dijon, n°10, 569p.

104- Petters S. W. (1982). Central West African Cretaceous-Tertiary benthic foraminifera and stratigraphy. *Paleontographica Abt. A*, n°179, 104 p.

105- Pierre Rat (1972) « Etude sur la zone et son emploi en stratigraphie ». Comité Français de Stratigraphie, C.R., Dijon.

106- Pomerol B. (1975). Utilisation des éléments traces comme indicateurs des conditions de sédimentation et de diagenèse des carbonates. Exemple du Crétacé supérieur de haute Normandie. *9ème Congrès de Sédimentologie*, Nice, p.169-175.

107- Posamentier H. W., Jervey M. T. et Vail P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In : *Sea-level changes : an integrated approach* (Eds C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross et J. C. Van Wagoner), *S.E.P.M. spec. publ*., 42, p.109-124.

108- Posamentier H. W., Summerhayes C. P., Haq B. U. et Allen G. P. (Eds) **(1993).** Sequence stratigraphy and facies associations, *Assoc. Sedimentol*. *Spec.* Publ. 18, 644 p.

109- Posamentier W. H., Allen G. P., James D. P., Tesson M. (1992). Forced regression in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples, and exploration significance. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 76, p.1687-1709.

110- Premoli Silva I. and Sliter W. V. (1999). Cretaceous paleoceanography evidence from planktonic foraminiferal evolution. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am*. 332, p.301-328.

111- Sarr R. (1995). Etude biostratigraphique et paléoenvironnementale des séries d'âge Crétacé terminal a Eocène du Sénégal occidental. Systématique et migration des ostracodes, Thèse, Université Cheikh Anta Diop, 406 p.

112- Ratcliffe K. T., Wright A. M., Montgomery P., Palfrey A., Vonk A., Vermeulen J. et Barrett M. (2010). Application of chemo stratigraphy to the

Mungaroo Formation, the Gorgon Field, offshore Northwest Australia. *APPEA Journal 2010, 50th Anniversary Issue*, p.371-385.

113- Read J. F. (1985). Carbonate Platform Facies Models. *A. A. P. G. Bull*., v. 69, p.1-21.

114- Read J. F. et Grover G. A. (1977). Scalloped and planar erosion surfaces. Middle Ordovician limestones, Virginia : analogues of Holocene exposed karst or tidal rock platforms. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, p.956-972.

115- Renard M. (1985). Géochimie des carbonates pélagiques. Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140ma. Essai de chimiostratigraphie. Doc. BRGM, n°85, 650p.

116- Renard M., Delacotte O. et Letolle R., (1983). Le strontium et les isotopes stables dans les carbonates totaux de quelques sites de l'Atlantique et de la Téthys. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 14, n°3, p.519-534.

117- Reyment R. A., (1965). Aspect of the geology of Nigeria. Ibadan University Press, 145p.

118- Reyment R. A., (1966): Excursion to the Ewekoro area, Western Nigeria – 2nd West African Micropaleontological Colloqium, 275– 288, Ibadan.

119- Samson. I. Bankole, Schrank E. et Erdtmann, B-D. (2007). Palynology of the Paleogene Oshosun Formation in the Dahomey Basin, southwestern Nigeria. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 39, 1, p.29-44.

120- Sarg, J. F. (1988). Carbonates sequence stratigraphy. Part II. Sea-Level changes and sequence stratigraphy. *In*: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C.G.S., Posamentier H. W., Ross, C. A. et Van Wagoner J. G. (Eds): Sea-level changes: an integrated approach. *Society of Economic and Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, p.155-180.

121- Sartorio D. et Venturini S. (1988). Southern Tethys biofaciès- *Agip, San DonatoMilanese*, 235 p**.**

122- Scholle P. A., Bebout D. G. et Moore C. H. (Eds) 1983. Carbonate depositional environments, *A.A.P.G. Memoir*, 33, 780 p.

123- Slansky M. (1962). Contribution à l'étude géologique du Bassin Sédimentaire Côtier du Dahomey et du Togo. *Mémoire du BRGM*, n°11, 311p.

124- Strasser A. (1991). Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments : autocyclic and allocyclic processes.- *In* G. Einsele, W. Ricken et A. Seilacher eds. «Cycles and Events in Stratigraphy», p.709-721.

125- Strasser A., Strohmenger E., Davaud E. et Bach A. (1992). Sequential evolution and diagenesis of Pleistocene coral reefs (South Sinai, Egypt).- *Sedim. Geo*.78, p.59-79.

126- Taylor A., Goldring R. et Gowland S. (2003). Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Science Reviews*, 60, p.227-259.

127- Tronchetti G. (1981). Foraminifères crétacés dans les bassins ouest-africains : quelques représentants de la Super-famille Buliminacea. *Cah. Micropal*., 2, p.31-41.

128- Tucker M. E. et Wright V. P. (1992). Carbonate Sedimentology. Blackwell scientific publications, Oxford, 482p.

129- Tucker M. E. (1991). Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins ; models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society of London*, 148, p.1019-1036.

130- Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In*: Payton, C.W., ed., Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. *AAPG Memoir* 26, p.63-97.

131- Van Wagoner J. C., Mitchum R. M., Campion K. M. et Rahmanian V. D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *AAPG Methods Explor*., 55p.

132- Veizer J. et Demovic R. (1974). Strontium as a tool in facies analysis. *Journ. of Sed. Petrology*, v.44, n°1, p.93-115.

133- Vincent B., Emmanuel L., Loreau J-P. et Thierry J. (1997). Caractérisation et interprétation de cycles géochimiques sur la plate-forme bourguignonne (France) au Bajocien-Bathonien. C. R. *Acad. Sci. Paris*, 325, p.783-789.

134- Vincent B. (2001). Sédimentologie et Géochimie de la diagenèse des carbonates : application au Malm de la Bordure Est du Bassin de Paris, Thèse de doctorat, UMR CNRS 5561 – Dijon, 293p.

135- West O. L. O., Leckie R. M., Schmidt M. (1998). Foraminiferal paleocology and Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (late Cretaceous). *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol*. 6, p.101-128.

136- Williams C. B. (1964). Patterns in the Balance of Nature. Academic Press, London, 324 pp.

137- Yalo N., Lawin A. E., d'Almeida G. A. F., Gonçalves T. P. et Dagba G. F., (2013). Contribution de la gravimétrie à l'étude de la partie sud du bassin sédimentaire côtier onshore du Bénin. *Africa Geoscience Review*, Vol. 20, 3+4, p.67-81.

138- Yalo N., Adjanohoun A., Adissin Glodji L. et Kaki C. (2008) -Formations géologiques de la glauconie du bassin sédimentaire côtier du Bénin : possibilités d'utilisation pour la fertilisation des sols côtiers ; *Bulletin de la Recherche Agronomique du Bénin* ; n° 62, p.64-73

139- Youri H. (2004). Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des discontinuités sédimentaires. Exemple de la marge Ouest du Bassin du Sud-Est (France). Minéralogie. Thèse de doctorat, Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc. Français. <tel-00009709>.

140- Zévounou C. (1992). Géologie, quelques questions de biostratigraphie et de phosphatogenèse des formations cénozoïques de la Baie du Bénin (Afrique de l'Ouest). Thèse doctorat, Université de l'Amitié des Peuples, Russie, 216p.

141- Zévounou C., Kaki C., Laibi R. A. et Oyédé L. M. (2012). Caractéristiques pétro-stratigraphiques et conditions de genèse des phosphates du Paléogène dans le bassin sédimentaire côtier du Bénin (Golfe du Bénin), *Africa Geoscience Review*, Vol. 19, N° 1, p.35-48.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Codes et position des échantillons analysés sur les coupes 52

Tableau II : SynThèse de la composition en éléments majeurs et mineurs de 5 échantillons des calcaires d'Onigbolo 122

Tableau III : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires d'Onigbolo 122

Tableau IV : SynThèse de la composition en éléments majeurs et mineurs de 4 échantillons des calcaires de Massè..... 131

Tableau V : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires de Massè 132

Tablea XI : Composition en éléments majeurs et mineurs des calcaires de Fongba..... 139

Tableau XII : Matrice de corrélation des éléments majeurs et mineurs des calcaires de Fongba 139

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Exemple de découpage d'un ensemble lithologique en unités sédimentaires 9

Figure 2 : Relation entre environnements de dépôt et texture des carbonates 11

Figure 3 : Répartition des environnements sur un profil de morphologie des fonds marins 13

Figure 4 : Les différents types de cycles stratigraphiques formés par variation du rapport A/S et de l'espace di sponible 22

Figure 5 : Modèle schématique d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires . 24

Figure 6 : Limites de séquence et leur relation avec les cortèges sédimentaires 26

Figure 7 : Modèle de séquences de dépôt et lithofaciès en domaine carbonaté 28

Figure 8 : Paléogéographie de l'Atlantique Sud du Crétacé à Eocène inférieur 32

Figure 9 : Carte du bassin sédimentaire côtier du Bénin montrant les zones d'étude dans la dépression de la Lama 34

Figure 10 : Colonne lithostratigraphique synthétique de la partie émergée du BSC 38

Figure 11 : Abaque de l'indice de diversité spécifique 59

Figure 12 : Diagramme triangulaire caractérisant les environnements de lagunes, estuaires et de plate-forme 60

Figure 13 : Evolution de l'indice d'océanité en fonction de la bathymétrie 62

Figure 14 : Représentation de trois modèles de courbe lithologiques de microfaciès 68

Figure 15 : Modèle d'interprétation séquentielle 69

Figure 16 : Coupes lithologiques des fronts de taille de la carrière d'Onigbolo 73

Figure 17 : Coupe schématique synthétique montrant les lithofaciès observés dans la carrière d'Onigbolo et les discontinuités 74

Figure 18 : Associations de faciès dans la carrière d'Onigbolo 84

Figure 19 : Coupe lithologique synthétique de la carrière de Massè 85

Figure 20 : Découpage en différents faciès (MT) de la coupe lithologique de la carrière de Masssè 86

Figure 21 : Association de faciès dans la carrière de Massè 95

Figure 22 : Coupe lithologique synthétique de la carrière de Fongba 96

Figure 23 : Découpage en différents faciès (FT) de la coupe lithologique de la carrière de Fongba 97

Figure 24 : Association de faciès de la carrière de Fongba 101

Figure 25 : Distribution stratigraphique des foraminifères benthiques dans la carrière d'Onigbolo 109

Figure 26 : Distribution stratigraphique des foraminifères benthiques de la carrière de Massè 114

Figure 27 : Diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés aux contenus en silice des calcaires d'Onigbolo 124

Figure 28 : Courbes d'évolution du rapport SiO2/CaO dans les calcaires d'Onigbolo 125

Figure 29 : Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires et des argiles d'Onigbolo 126

Figure 31 : Diagrammes d'analyse en composantes principales des calcaires d'Onigbolo ... 129

Figure 32 : Diagrammes binaires des contenus en éléments majeurs rapportés aux contenus en silice des calcaires de Massè 133

Figure 38 : Courbes d'évolution du rapport SiO2/CaO dans les calcaires de Fongba 141

Figure 39 : Diagramme ternaire illustrant la composition minéralogique des calcaires et argiles de Fongba 142

Figure 40 : Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'altération chimique 144

Figure 41 : Diagrammes d'analyse en composantes principales des échantillons des calcaires de Fongba 145

Figure 42 : Courbes de variation du rapport Al/(Al+Fe) dans les calcaires d'Onigbolo et Massè 146

Figure 43 : Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 8 variables 148

Figure 44 : Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 5 variables 149

Figure 45 : Diagramme d'analyse des correspondances des données géochimiques des calcaires à partir de 5 variables 151

Figure 46 : Diagramme binaire donnant la classification minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba ……..……..153

Figure 47 : Diagramme ternaire CaO-Fe2O3-MgO donnant la composition minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba..... 154

Figure 48 : Diagramme ternaire Al_2O_3 - CaO+Na_2O - K_2O donnant la classification minéralogique des calcaires et argiles d'Onigbolo, Massè et Fongba ……...155

Figure 49 : Diagramme d'analyse en composantes principales des argiles d'Onigbolo, de Massè et de Fongba ……159

Figure 50 : Diagramme d'analyse en composantes principales des calcaires d'Onigbolo, de Massè et de Fongba ……..……..160

Figure 51 : Faciès et principaux cortèges de dépôt dans la carrière d'Onigbolo 164

Figure 52 : Faciès et principaux cortèges de dépôt dans la carrière de Massè..... 165

Figure 53 : Cycles de dépôt des calcairesdans la carrière d'Onigbolo …..……....173

Figure 424 : Cycles de dépôt des calcairesdans la carrière de Massè
…..……...173

Figure 55 : Evolution sédimentologique du secteur d'Onigbolo - Massè au Paléocène-Eocène
…….176

Figure 56 : Corrélations lithologiques, biostratigraphiques et géochimiques entre les secteurs de Fongba, Massè et Onigbolo …….….178

LISTE DES PLANCHES

Planche 1 : Quelques caractéristiques des surfaces stratigraphiques observées dans les carrières de Fongba, Massè et Onigbolo 72

Planche 2 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT 4a) 77

Planche 3 : Microphotographies (a et b) en lumière naturelle des calcaires oobiomicrosparitiques d'Onigbolo (faciès OT 4b) 78

Planche 4 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6a) 79

Planche 5 : Microphotographies (a et b) en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6b) 80

Planche 6 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT6c) 81

Planche 7 : Microphotographies en lumière naturelle (a) et polarisée (b) des calcaires biomicritiques d'Onigbolo (faciès OT8) 82

Planche 8 : Photographies (a, b et c) et microphotographies en lumière polarisée (d) des grès glauconieux de Massè 89

Planche 9 : Photographie (a) et microphotographie en lumière polarisée (b) des calcaires de Massè 90

Planche 10 : Photographies d'un front de taille (a), de macrofossiles (b) et microphotographies en lumière polarisée (c et d) des calcaires bioconstruits) de Massè 91

Planche 11 : Photographies de quelques structures calcaires 92

Planche 12 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicrosparitiques, faciès MT3 92

Planche 13 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires biomicritiques, faciès MT5 93

Planche 14 : Microphotographies en lumière polarisée des calcaires bioclastiques, faciès MT7 94

Planche 15 : Microphotographies en lumière polarisée du niveau glauconieux de Fongba . 98

Planche 16 : Photographies (a et b) et microphotographies en lumière polarisée (c et d) des calcaires bioclastiques (biomicritiques) 100

Planche 17 : Microphotographies des ostracodes et autres fossiles recensés dans la carrière d'Onigbolo 110

Planche 18 : Microphotographies des foraminifères benthiques recensés dans la carrière d'Onigbolo 111

Planche 19 : Microphotographies des ostracodes et de quelques foraminifères benthiques recensés dans la carrière de Massè 115

Planche 20 : Microphotographies des foraminifères benthiques recensés dans la carrière de Massè 116

Planche 21 : Microphotographies des fossiles (gastéropodes, foraminifères et ostracodes) recensés dans la carrière de Fongba 118

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS ---------- III

DEDICACE ---------- V

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES ---------- VI

RESUME ---------- VII

ABSTRACT ---------- VIII

INTRODUCTION GENERALE ---------- 1

PREMIERE PARTIE : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS, PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE ET APPROCHE METHODOLOGIQUE ---------- 4

CHAPITRE 1 : CADRE THEORIQUE ET DEFINITION DES CONCEPTS ---------- 5

1.1. DEFINITION DES CONCEPTS FONDAMENTAUX DE LA SEDIMENTOLOGIE ---------- 5

1.1.1. DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES ---------- 5

1.1.2. UNITES SEDIMENTAIRES ---------- 9

1.1.3. ELEMENTS D'ANALYSE FACIOLOGIQUE ---------- 10

1.1.3.1. NOTION DE FACIES ---------- 10

1.1.3.2. INTERPRETATION DES FACIES EN ENVIRONNEMENTS DE DEPOT ---------- 11

1.1.4. NOMENCLATURE DE ZONATION DES PALEOENVIRONNEMENTS ---------- 12

1.1.5. DETERMINATION DES PALEOENVIRONNEMENTS PAR LE CONTENU BIOLOGIQUE ---------- 13

1.2. GEOCHIMIE DES ELEMENTS DANS L'EAU DE MER ---------- 15

1.2.1. POTENTIEL D'OXYDO-REDUCTION ---------- 15

1.2.2. TEMPERATURE ---------- 16

1.2.3. SALINITE ET PH ---------- 16

1.2.4. FRACTIONNEMENT BIOLOGIQUE ---------- 16

1.2.5. RAPPORT ACCOMMODATION/SEDIMENTATION ---------- 17

1.2.6. MODES D'INCORPORATION CHIMIQUE DES ELEMENTS DANS LES CARBONATES ---------- 17

1.2.6.1. COPRECIPITATION ---------- 18

1.2.6.2. ADSORPTION ---------- 18

1.2.6.3. OCCLUSION ---------- 18

1.2.7. SIGNIFICATION GEOCHIMIQUE DES ELEMENTS MAJEURS DES CALCAIRES ---------- 18

1.2.7.1. MANGANESE (MN) ET FER (FE) ---------- 18

1.2.7.2. SODIUM (NA) ET MAGNESIUM (MG) ---------- 19

1.2.7.3. SILICIUM (SI), TITANE (TI) ET ALUMINIUM (AL) ---------- 20

1.2.7.4. POTASSIUM (K) ---------- 20

1.3. CONCEPTS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ---------- 20

1.3.1. ESPACE DISPONIBLE OU POTENTIEL D'ACCOMMODATION ---------- 20

1.3.2. SEQUENCE DE DEPOT ---------- 21

1.3.3. CORTEGES DE DEPOT ----23
1.3.3.1. CORTEGE DE BAS NIVEAU MARIN (CBN) OU LOWSTAND SYSTEM TRACT (LST)----23
1.3.3.2. CORTEGE DE BORDURE DE PLATE- FORME (CBP) OU SHELF MARGIN WEDGE SYSTEM TRACT (SMW OU SMST) ----23
1.3.3.3. CORTEGE TRANSGRESSIF (CT) OU TRANSGRESSIVE SYSTEM TRACT (TST) ----23
1.3.3.4. CORTEGE DE HAUT NIVEAU MARIN (CHN) OU HIGHSTAND SYSTEM TRACT (HST) 23
1.3.4. SURFACES STRATIGRAPHIQUES----25
1.3.4.1. LIMITES DE SEQUENCE (LS OU SB)----25
1.3.4.2. SURFACE D'INONDATION MAXIMALE (SIM OU MFS) ----25
1.3.5. HIERARCHISATION DES SEQUENCES DE DEPOT ----26
1.3.6. IDENTIFICATION DES CORTEGES SEDIMENTAIRES EN MILIEU CARBONATE ----27

CHAPITRE 2 : PRESENTATION DU CADRE DE L'ETUDE ----31
2.1. GOLFE DE GUINEE----31
2.2. BASSIN SEDIMENTAIRE COTIER DU BENIN----32
2.2.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ----32
2.2.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ----33
2.2.2.1. APERÇU DU BASSIN ----33
2.2.2.2. LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS DE LA PARTIE EMERGEE DU BASSIN SEDIMENTAIRE COTIER DU BENIN ----37
2.3. TRAVAUX ANTERIEURS ----45
2.3.1. TRAVAUX SEDIMENTOLOGIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES ----45
2.3.2. SYNTHESE DE QUELQUES TRAVAUX SEDIMENTOLOGIQUES RECENTS ----46
2.3.3. SYNTHESE DE QUELQUES TRAVAUX BIOSTRATIGRAPHQUES RECENTS ----47
2.3.3.1. FORMATIONS D'AGE CRETACE ----47
2.3.3.2. FORMATIONS D'AGE PALEOCENE ----48
2.3.3.3. FORMATIONS D'AGE EOCENE ----49
2.3.3.4. BIOZONATION DES DEPOTS D'AGE PALEOCENE-EOCENE ----50

CHAPITRE 3 : APPROCHE METHODOLOGIQUE ----52
3.1. ECHANTILLONNAGE----52
3.1.1. SITUATION DES ECHANTILLONS ETUDIES----52
3.1.2. CAMPAGNES DE TERRAIN ET D'ECHANTILLONNAGE ----53
3.2. JUSTIFICATION DU CHOIX METHODOLOGIQUE ----53
3.3. APPROCHE SEDIMENTOLOGIQUE----54
3.3.1. ANALYSE FACIOLOGIQUE ----55
3.3.2. CONFECTION ET OBSERVATION DES LAMES MINCES ----56
3.3.2.1. TECHNIQUE DE CONFECTION ----56
3.3.2.2. OBSERVATION ET DESCRIPTION DES LAMES MINCES ----56
3.4. APPROCHE BIOSTATIGRAPHIQUE ----56
3.4.1. TECHNIQUE DE LAVAGE DES SEDIMENTS ET TRI DE LA MICROFAUNE ----57
3.4.2. DETERMINATIONS DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET BENTHIQUES ----57
3.4.2.1. COMPTAGE DES FORAMINIFERES----57
3.4.2.2. CARACTERISTIQUES FAUNIQUES ----58

3.5. APPROCHE GEOCHIMIQUE ----------62
3.5.1. BUT DE L'APPROCHE GEOCHIMIQUE ----------62
3.5.2. PREPARATION DES ECHANTILLONS ET DOSAGE DES ELEMENTS CHIMIQUES ----------63
3.5.3. AVANTAGES ET INCONVENIENTS DE LA SPECTROMETRIE ----------64
3.5.4. TRAITEMENT DES DONNEES GEOCHIMIQUES ----------65
3.5.4.1. ANALYSE DES COMPOSANTES PRINCIPALES ----------65
3.5.4.2. ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES ----------66
3.6. APPROCHE SEQUENTIELLE----------67

DEUXIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSIONS ----------70

CHAPITRE 4 : CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES ----------71
4.1. CARACTERISATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES A PARTIR DES COUPES --------71
4.2. CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DE LA CARRIERE D'ONIGBOLO ----------73
4.2.1. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET DECOUPAGE ----------73
4.2.2. CARACTERISTIQUES FACIOLOGIQUES ----------76
4.2.2.1. MODELES DE FACIES----------76
4.2.2.2. ASSOCIATION DE MICROFACIES DANS LA CARRIERE D'ONIGBOLO ----------83
4.3. CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DE LA CARRIERE DE MASSE ----------84
4.3.1. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET DECOUPAGE ----------84
4.3.2. CARACTERISTIQUES FACIOLOGIQUES ----------87
4.3.2.1. MODELES DE FACIES----------87
4.3.2.2. ASSOCIATION DE FACIES ----------95
4.4. CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES DE LA CARRIERE DE FONGBA----------96
4.4.1. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET DECOUPAGE ----------96
4.4.2. CARACTERISTIQUES FACIOLOGIQUES ----------98
4.4.2.2. ASSOCIATION DE FACIES ---------- 100
4.5. ATTRIBUTIONS SEDIMENTOLOGIQUES DE QUELQUES PHENOMENES OBSERVES --------- 101
4.5.1. ENCROUTEMENT ---------- 101
4.5.2. OOÏDES ET ONCOÏDES ---------- 102
4.5.3. PELLETISATION---------- 103
4.5.4. GLAUCONITISATION ---------- 104
4.5.5. OXYDATION---------- 104
4.6. DICUSSION ---------- 105
CONCLUSION PARTIELLE---------- 106

CHAPITRE 5 : CARACTERISTIQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES ---------- 107
5.1. RESULTATS BIOSTRATIGRAPHIQUES ---------- 107
5.1.1.1. BIOZONE A *ANOMALINOIDES MADRUGAENSIS, A. WELLERI* ET *CIBICIDINA SIMPLEX*--- 107
5.1.1.2. CARACTERISTIQUES PALEOENVIRONNEMENTALES ---------- 108
5.1.2. CARACTERISTIQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES DE LA CARRIERE DE MASSE ---------- 112
5.1.2.1. SUBZONE A *ANOMALINOIDES SP., A. CF. MIDWAYENSIS* ET *QUINQUELOCULINA SP.* -- 112
5.1.2.2. SUBZONE A *ANOMALINOIDES MADRUGAENSIS, A. UMBONATUS* ET *LENTICULINA MIDWAYENSIS* ---------- 113

5.1.2.3. Caracteristiques paleoenvironnementales ---------- 114
5.1.3. Caracteristiques biostratigraphiques de la carriere de Fongba---------- 117
5.1.3. Biozonation ---------- 117
5.1.3.2. Caracteristiques paleoenvironnementales ---------- 117
5.2. Discussion ---------- 119
Conclusion partielle---------- 120

Chapitre 6 : CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES---------- 121
6.1. Caracteristiques geochimiques des calcaires d'Onigbolo---------- 121
6.1.1. Variation des elements majeurs et mineurs ---------- 121
6.1.1.1. Statistiques simples---------- 121
6.1.1.2. Diagrammes binaires traduisant la variation des elements majeurs en fonction du SiO_2 ---------- 123
6.1.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO ---------- 124
6.1.3. Composition mineralogique des calcaires d'Onigbolo ---------- 126
6.1.4. Origine des sediments et degre d'alteration des roches sources---------- 127
6.1.5. Analyse en composantes principales des elements majeurs ---------- 129
6.2. Caracteristiques geochimiques des calcaires de Masse ---------- 130
6.2.1. Variation des elements majeurs et mineurs ---------- 131
6.2.1.1. Statistiques simples---------- 131
6.2.1.2. Diagrammes binaires traduisant la variation des elements majeurs en fonction du SiO_2 ---------- 132
6.2.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO ---------- 133
6.2.3. Composition mineralogique des calcaires de Masse ---------- 134
6.2.4. Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'alteration chimique ---------- 136
6.2.5. Analyse en composantes principales des elements majeurs ---------- 137
6.3. Caracteristiques geochimiques des calcaires de Fongba ---------- 138
6.3.1. Variation des elements majeurs et mineurs ---------- 138
6.3.1.1. Statistiques simples---------- 138
6.3.1.2. Variation des elements majeurs en fonction du SiO_2---------- 140
6.3.2. Evolution des teneurs en SiO_2 et CaO ---------- 141
6.3.3. Composition mineralogique des calcaires de Fongba ---------- 142
6.3.4. Diagramme binaire de la perte au feu (PAF) en fonction de l'indice d'alteration chimique ---------- 143
6.3.5. Analyse en composantes principales des elements majeurs ---------- 144
6.4. Environnements paleogeographiques de depot des calcaires---------- 146
6.4.1. Bathymetrie des milieux de depot---------- 146
6.4.2. Analyse factorielle des correspondances (AFC) ---------- 147
6.4.2.1. Analyse factorielle des correspondances de 14 echantillons et 8 variables ---------- 147
6.4.2.2. Analyse factorielle des correspondances de 14 echantillons et 5 variables ---------- 148

6.4.2.3. ANALYSE FACTORIELLE DES CORRESPONDANCES DES ECHANTILLONS D'ONIGBOLO ET MASSE REALISEE A PARTIR DE 5 VARIABLES (Fe_2O_3, MgO, Mn_2O_3, K_2O, Na_2O)---------- 150
6.5. DISCUSSION ---------- 151
6.5.1. SIGNATURE GEOCHIMIQUE DES DEPOTS ET ORIGINE DES SEDIMENTS ---------- 151
6.5.2. PALEOECOLOGIE DES MILIEUX DE DEPOT ---------- 156
6.5.3. DIAGENESE ---------- 157
6.5.4. CORRELATIONS GEOCHIMIQUES DES NIVEAUX CALCAIRES ---------- 158
CONCLUSION PARTIELLE---------- 160

CHAPITRE 7 : ESSAI D'ANALYSES SEQUENTIELLE ET GENETIQUE---------- 162
7.1. SEQUENCES DE DEPOT DANS LA CARRIERE D'ONIGBOLO---------- 162
7.2. SEQUENCES DE DEPOT DANS LA CARRIERE DE MASSE ---------- 164
7.3. SEQUENCES DE DEPOT DANS LA CARRIERE DE FONGBA ---------- 166
7.4. EVOLUTION SEDIMENTAIRE PALEOGENE DU BASSIN ---------- 166
7.4.1. CORTEGES DE BAS NIVEAU (LST)---------- 166
7.4.2. CORTEGES TRANSGRESSIFS (TST) ---------- 167
7.4.3. CORTEGES DE HAUT NIVEAU (HST) ---------- 167
7.4.4. SECTION CONDENSEE (SC)---------- 168
7.5. CYCLES ET SURFACES STRATIGRAPHIQUES DU PALEOCENE---------- 168
7.5.1. CARACTERISTIQUES DES CYCLES DE 3EME ORDRE ---------- 169
7.5.2. CARACTERISTIQUES DU CYCLE DE 2EME ORDRE---------- 169
7.5.2. CARACTERISTIQUES DES SURFACES STRATIGRAPHIQUES ---------- 170
7.6. DISCUSSION ---------- 171
CONCLUSION PARTIELLE---------- 179

CONCLUSION GENERALE---------- 180

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES---------- 183

LISTE DES TABLEAUX ---------- 197

LISTE DES FIGURES ---------- 198

LISTE DES PLANCHES ---------- 201

ANNEXES ---------- 208

ANNEXES

Annexe 1 : Tableau récapitulatif des données statistiques des analyses micropaléontologiques

		Anomalinoides midwayensis	*Anomalinoides madrugaensis*	*Anomalinoides cf. madrugaensis*	*Anomalinoides cf. midwayensis*	*Anomalinoides sp.*	*Anomalinoides umbonatus*	*Anomalinoides welleri*	*Bathysiphon sp.*	*Cibicidina simplex*	*Lenticulina cf. muensteri*	*Lenticulina midwayensis*	*Polymorphinella cylindracea*	*Quinqueloculina sp.*
ONIGBOLO	OG1													
	OAA1		**2**			**1**		**3**		**1**	**1**			
	OAC			**1**		**1**			**1**				**1**	
MASSE	MG1	**6**	**10**	**4**			**10**		**1**			**12**		
	MC2	**1**		**2**	**1**	**1**	**1**		**3**					**1**
	MC4		**1**				**1**							
FONGBA	FG1								**9**					
	FA3								**7**					
	F2A2								**3**					

Annexe 2 : Données brutes des analyses spectrométriques

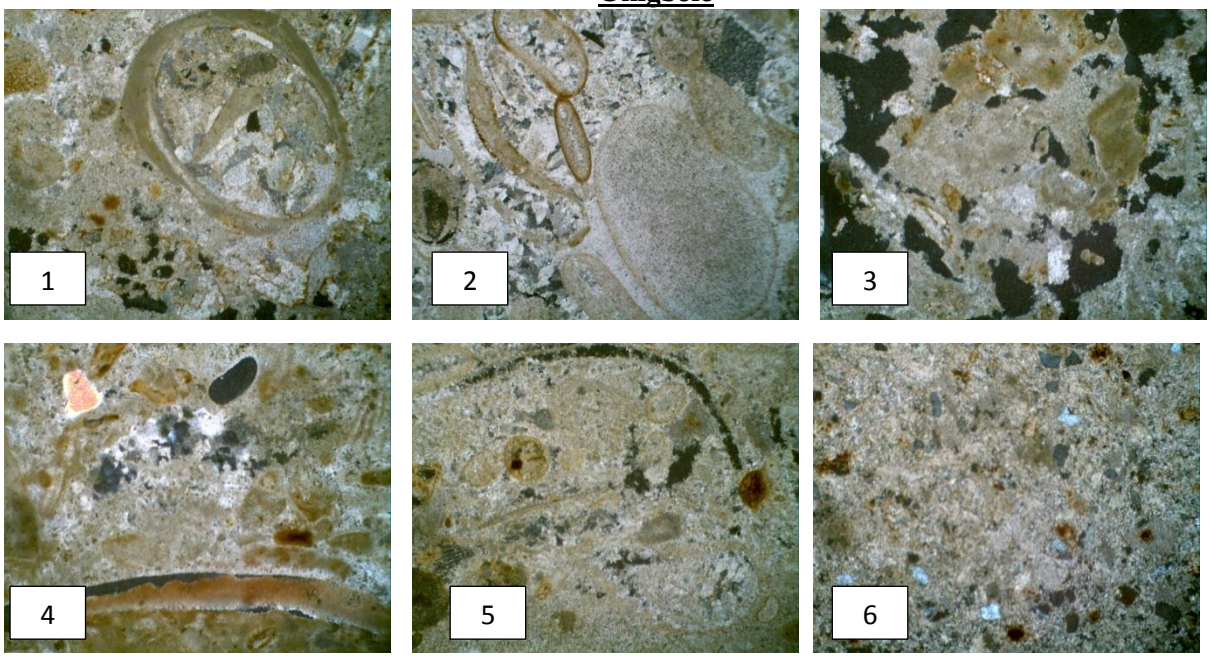
Code	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Mn2O3	TiO2	P2O3	K2O	Na2O	SO3	Cl	PAF
FG1	26,81	11,59	12,75	6,35	3,05	- 0,29	-6,24	7,99	2,98	-0,02	0,15	0,01	13,27
FAD3	60,1	15,19	10,12	4,74	0,79	0,08	-0,38	1,73	-1,04	0,04	0,05	0,01	14,61
OAF2	49,59	15,03	5,04	5,4	6,05	0,03	0,48	0,55	0,56	0,1	0,03	0,04	25,11
AOS2	67,77	15,58	6,37	2,42	2,51	0,02	1,28	0,15	0,86	0,02	0,03	0,01	10,12
OAS1	55,72	14,37	7,2	8,98	2,3	0	0,66	0,63	0,85	0,01	0,05	0,01	16,04
OG1	29,23	11,11	16,73	8,16	3,29	-0,26	-5,3	6,7	7,45	-0,22	0,11	0,01	15,41
FA3	52,51	15,91	6,2	2,7	5,22	0,04	0,89	0,12	-0,14	0,1	0,05	0,03	11,45
FA2	48,58	10,1	5,8	22,36	0,77	0	0,16	0,57	0,1	0,02	0,06	0,01	33,4
FA1	65,79	13,68	7,4	3,19	0,45	0,01	0,6	0,37	-0,63	0,04	0,06	0,02	25,54
MA4	61,24	11,83	6,26	2,93	2,11	0,01	0,82	0,52	0,86	0,03	0,06	0,02	11,03
MA3	54,41	14,09	6,09	2,73	3,25	0,02	1,11	0,15	0,54	0,08	0,05	0,02	11,98
MA1	43,6	13,47	4,27	5,83	5,8	0,04	0,64	0,15	0,73	0,12	0,09	0,06	20,41
MC4	27,18	-0,09	2,52	37,74	1,61	0,12	0,19	0,35	0,21	0,02	0,05	0,33	29,18
MC3	8,48	0,96	2,25	50,15	0,43	0,16	0,09	0,07	-0,07	0,03	0,04	0,01	39,05
MC2	1,55	0,36	0,88	55,65	0,37	0,08	0,03	0,08	0,14	0,04	0,06	0,01	42,3
FGC3	0,17	0,24	0,53	56,61	0,19	0,08	0,02	0,18	0,43	0,03	0,07	0,01	42,8
OMJ1	6,38	1,65	7,49	47,46	1	0,23	0,09	0,22	0,15	0,04	0,02	0,01	34,78
FGC2	1,01	0,5	0,92	56,17	0,17	0,05	0,03	0,13	0,03	0,03	0,05	0,01	42,54
OAB2	29,9	-4,04	4,1	31,14	8,09	0,05	0,33	1,7	0,51	0,03	0,03	0,68	28,98
OAA1	8,04	2,47	1,92	47,78	0,9	0,03	0,25	0,14	0,16	0,05	0	0,01	39,66
FGC1	2,6	0,88	0,84	54,07	0,25	0,05	0,06	0,13	0,05	0,03	0,04	0,01	42,36
OC4	8,07	1,71	1,2	49,11	1,05	0,03	0,12	0,11	0,2	0,05	0,02	0,01	38,84
OC3	2,73	0,54	0,74	54,39	0,4	0,06	0,04	0,29	0,1	0,04	0,05	0,01	41,75
OC2	1,79	0,84	1,05	54,46	0,51	0,09	0,06	0,14	0,07	0,04	0,04	0,01	42,1
OC1	3,64	1,16	1,19	52,81	0,42	0,1	0,12	0,13	0,02	0,04	0,04	0,01	42,34

Annexe 3 : Données normalisées des analyses spectrométriques

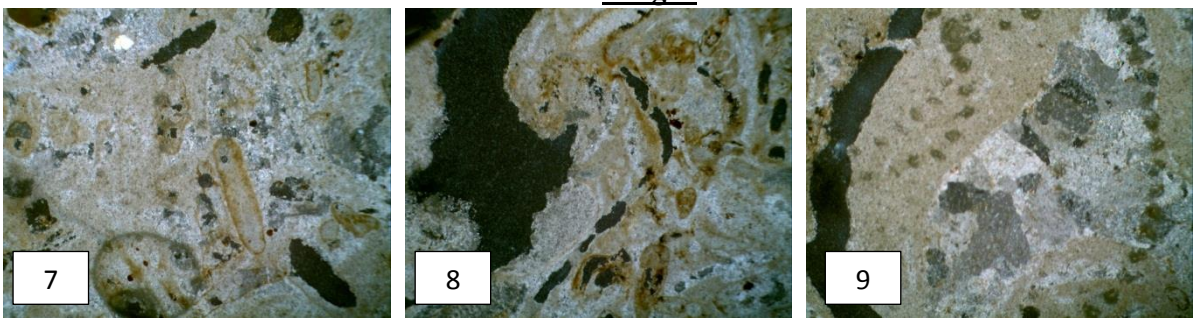
Code	SiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	MgO	Mn2O3	TiO2	P2O3	K2O	Na2O	SO3	Cl	PAF
FG1	29,22	12,63	13,90	6,92	3,32	0,32	6,80	8,71	3,25	0,02	0,16	0,01	14,46
FAD3	55,11	13,93	9,28	4,35	0,72	0,07	0,35	1,59	0,95	0,04	0,05	0,01	13,40
OAF2	45,62	13,83	4,64	4,97	5,57	0,03	0,44	0,51	0,52	0,09	0,03	0,04	23,10
AOS2	63,03	14,49	5,92	2,25	2,33	0,02	1,19	0,14	0,80	0,02	0,03	0,01	9,41
OAS1	51,82	13,36	6,70	8,35	2,14	0,00	0,61	0,59	0,79	0,01	0,05	0,01	14,92
OG1	28,06	10,67	16,06	7,83	3,16	0,25	5,09	6,43	7,15	0,21	0,11	0,01	14,79
FA3	54,98	16,66	6,49	2,83	5,47	0,04	0,93	0,13	0,15	0,10	0,05	0,03	11,99
FA2	39,45	8,20	4,71	18,16	0,63	0,00	0,13	0,46	0,08	0,02	0,05	0,01	27,12
FA1	55,40	11,52	6,23	2,69	0,38	0,01	0,51	0,31	0,53	0,03	0,05	0,02	21,50
MA4	62,65	12,10	6,40	3,00	2,16	0,01	0,84	0,53	0,88	0,03	0,06	0,02	11,28
MA3	57,13	14,79	6,39	2,87	3,41	0,02	1,17	0,16	0,57	0,08	0,05	0,02	12,58
MA1	45,78	14,14	4,48	6,12	6,09	0,04	0,67	0,16	0,77	0,13	0,09	0,06	21,43
MC4	27,18	0,09	2,52	37,74	1,61	0,12	0,19	0,35	0,21	0,02	0,05	0,33	29,18
MC3	8,31	0,94	2,21	49,15	0,42	0,16	0,09	0,07	0,07	0,03	0,04	0,01	38,27
MC2	1,52	0,35	0,87	54,70	0,36	0,08	0,03	0,08	0,14	0,04	0,06	0,01	41,58
FGC3	0,17	0,24	0,52	55,82	0,19	0,08	0,02	0,18	0,42	0,03	0,07	0,01	42,20
OMJ1	6,38	1,65	7,49	47,46	1	0,23	0,09	0,22	0,15	0,04	0,02	0,01	34,78
FGC2	0,99	0,49	0,90	55,22	0,17	0,05	0,03	0,13	0,03	0,03	0,05	0,01	41,82
OAB2	27,06	3,66	3,71	28,18	7,32	0,05	0,30	1,54	0,46	0,03	0,03	0,62	26,23
OAA1	7,92	2,43	1,89	47,06	0,89	0,03	0,25	0,14	0,16	0,05	0,00	0,01	39,07
FGC1	2,56	0,87	0,83	53,31	0,25	0,05	0,06	0,13	0,05	0,03	0,04	0,01	41,77
OC4	7,96	1,69	1,18	48,42	1,04	0,03	0,12	0,11	0,20	0,05	0,02	0,01	38,30
OC3	2,69	0,53	0,73	53,68	0,39	0,06	0,04	0,29	0,10	0,04	0,05	0,01	41,21
OC2	1,77	0,83	1,04	53,75	0,50	0,09	0,06	0,14	0,07	0,04	0,04	0,01	41,55
OC1	3,57	1,14	1,17	51,75	0,41	0,10	0,12	0,13	0,02	0,04	0,04	0,01	41,49

Annexe 4 : Quelques microphotographies au microscope de calcaires

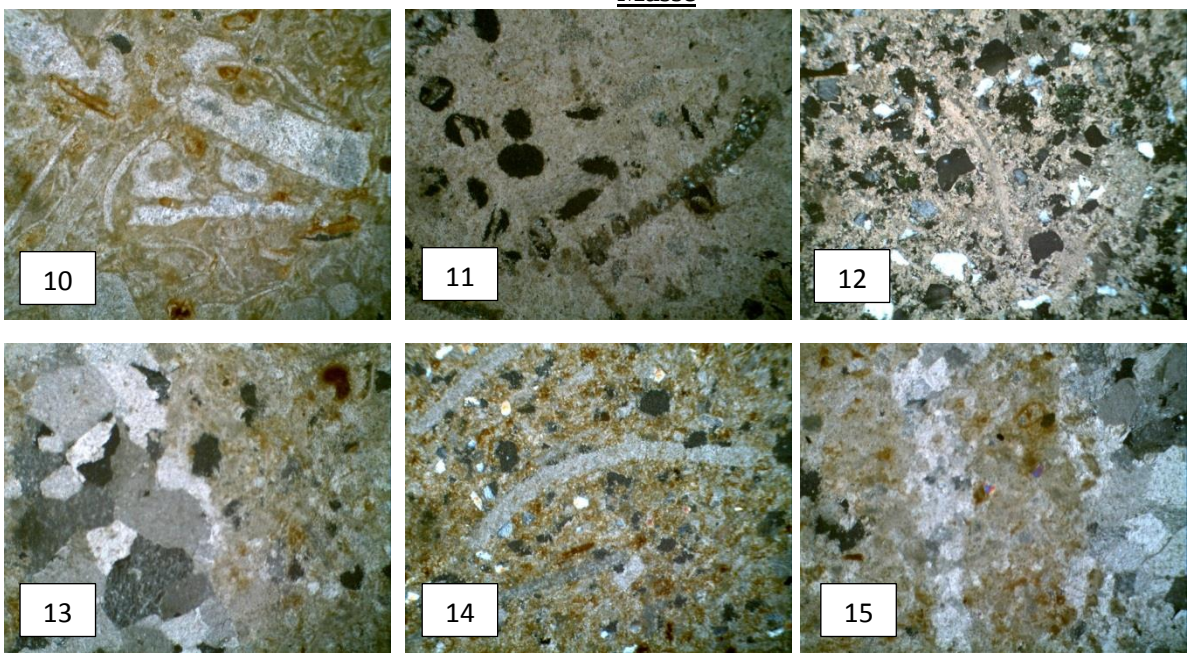
Onigbolo



Fongba



Massè



Légende

1 : calcaire biomicritique d'Onigbolo (faciès OT 4)

2 : calcaire oobiomicrosparitique d'Onigbolo (faciès OT 4)

3 : calcaire oobiomicritique d'Onigbolo (faciès OT 6)

4 : calcaire biomicritique d'Onigbolo (faciès OT 6)

5 : calcaire oobiomicritique d'Onigbolo (faciès OT 8)

6 : calcaire gréseux d'Onigbolo (faciès OT 8)

7 : calcaire bioclastiques de Fongba (faciès MT 5)

8 : calcaire bioclastiques de Fongba (faciès MT 5)

9 : calcaire bioclastiques de Fongba (faciès MT 7)

10 : calcaire bioconstruit de Massè (faciès MT 3)

11 : calcaire biomicrosparitique de Massè (faciès MT 5)

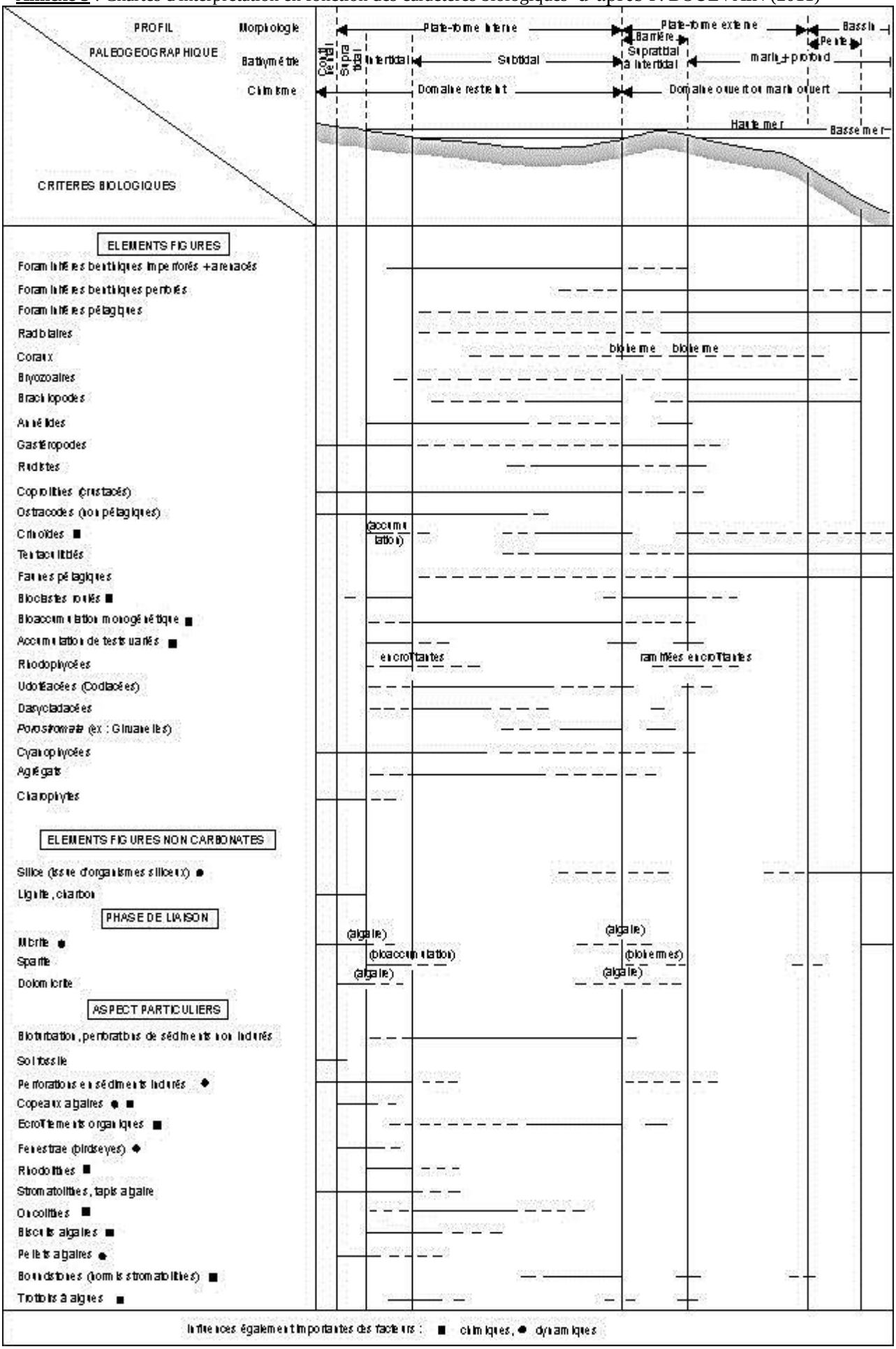
12 : calcaire gréseux biomicritique de Massè (faciès MT 7)

13 : calcaire ocre biomicritique de Massè (faciès MT 5)

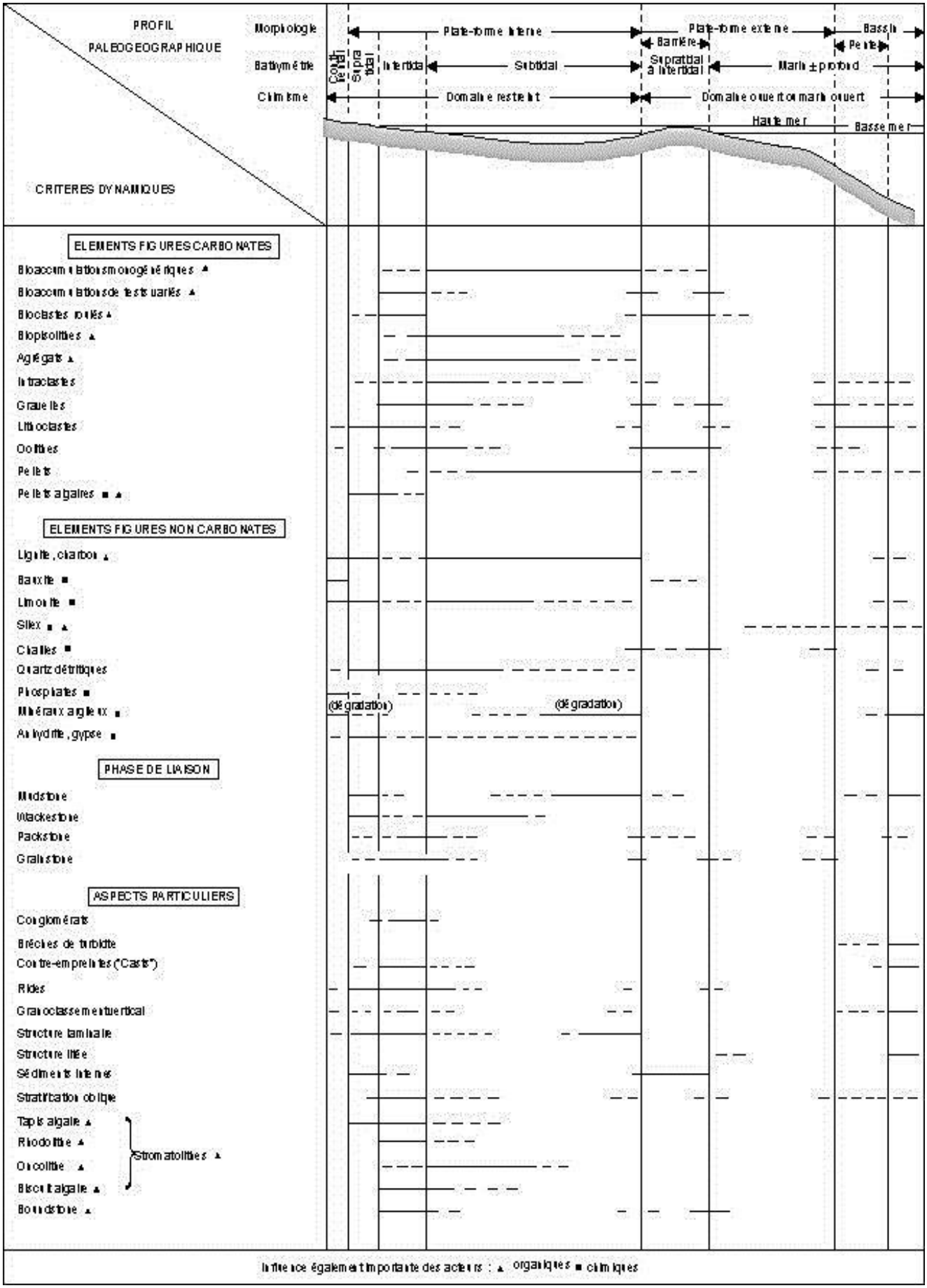
14 : calcaire ocre biomicritique de Massè (faciès MT 5)

15 : calcaire bioconstruit de Massè (faciès MT 3)

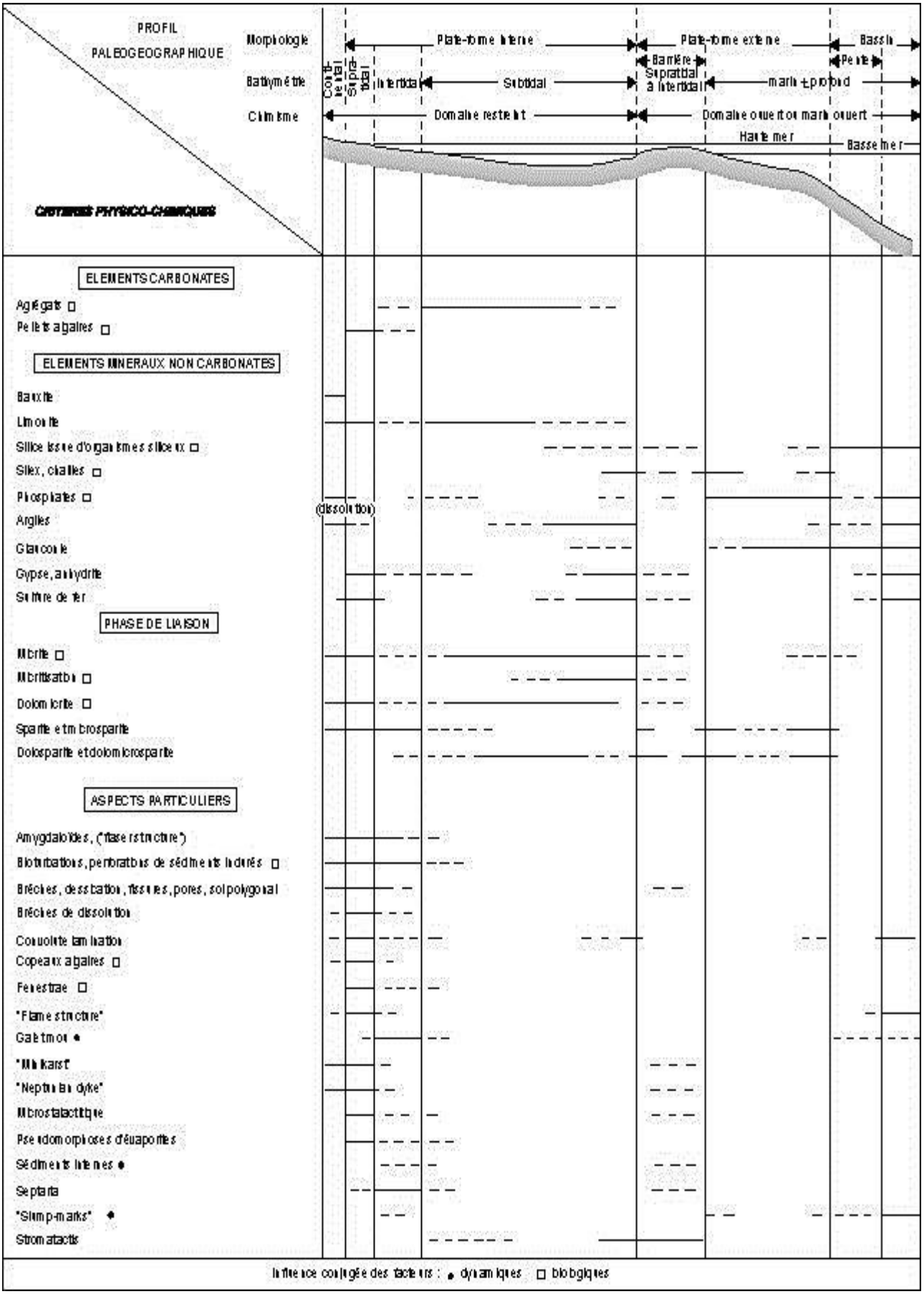
Annexe 5 : Chartes d'interprétation en fonction des caractères biologiques d'après F. BOULVAIN (2011)



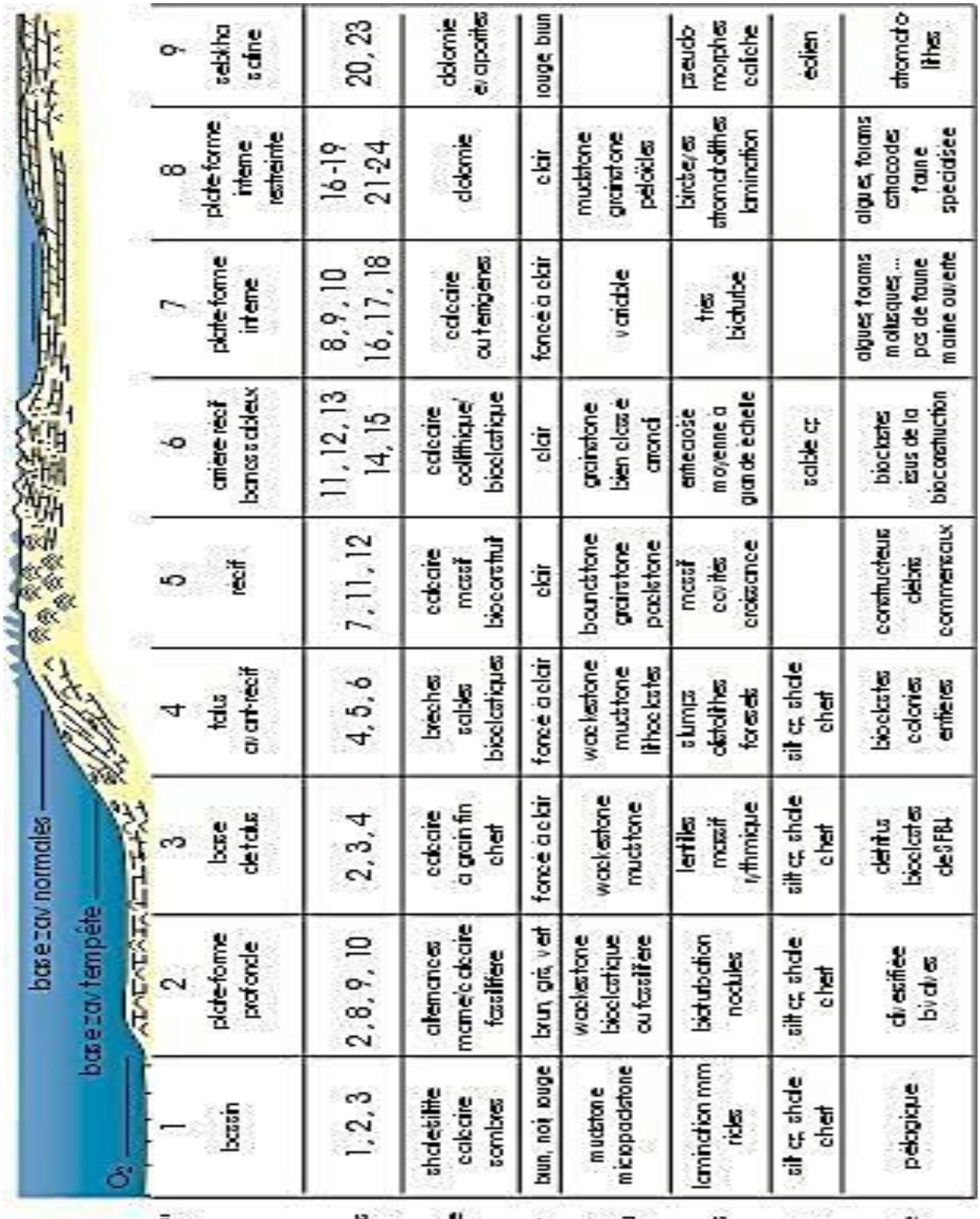
Annexe 6 : Chartes d'interprétation en fonction des caractères dynamiques d'après F. BOULVAIN (2011)



Annexe 7 : Chartes d'interprétation en fonction des caractères physico-chimiques d'après F. BOULVAIN (2011)



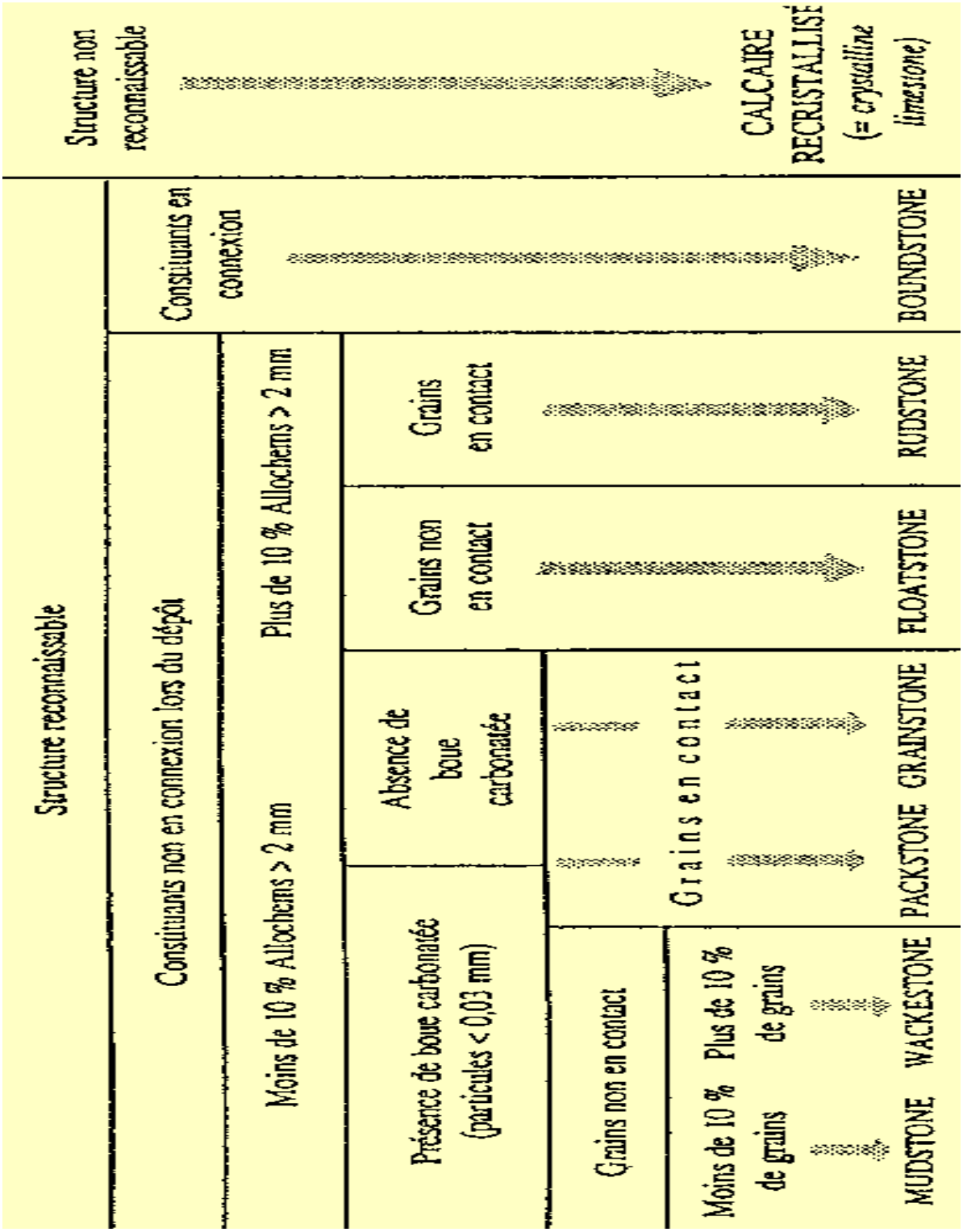
Annexe 8 : Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975) (hauteurs fortement exagérées)



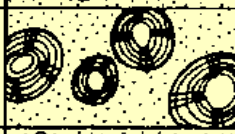
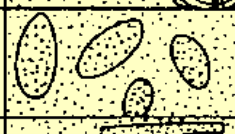
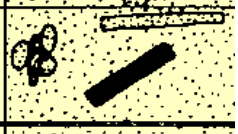
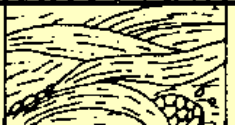
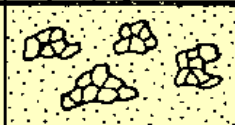
"SFB"	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	bassin	plate-forme profonde	base de talus	talus avant-récif	récif	arrière récif bancs à oolithes	plate-forme interne	plate-forme interne restreinte	sebkha saline
"SMF" microfaciès standards	1, 2, 3	2, 8, 9, 10	2, 3, 4	4, 5, 6	7, 11, 12	11, 12, 13 14, 15	8, 9, 10 16, 17, 18	16-19 21-24	20, 23
lithologie	shale/silt/ calcaire sombres	alternances marne/calcaire fossilifère	calcaire à grain fin chert	brèches salées bioclastiques	calcaire massif bioconstruit	calcaire oolithique/ bioclastique	calcaire ou tempestites	dolomie	dolomie/ évaporites
couleur	brun, noir, rouge	brun, gris, vert	foncé à clair	foncé à clair	clair	clair	foncé à clair	clair	rouge, brun
texture/ contenu	mudstone/ micropaléstone	wackestone bioclastique/ ou fossilifère	wackestone/ mudstone	wackestone/ mudstone/ lithoclastes	boundstone/ grainstone/ packstone	grainstone bien classé/ cimenté	variable	mudstone/ grainstone/ pelloïdes	
structures sédimentaires/ litage	lamination mm/ rides	bioturbation/ nodules	lentilles/ massif/ rythmique	slumps/ détritiques/ forsets	massif/ cavités/ croissance	entrecroisé/ moyenne à grande échelle	très bioturbé	birdseyes/ stromatolithes/ laminations	pseudo-morphes/ caliche
teneurs/	silt/ argile/ shale/ chert	silt/ argile/ shale/ chert	silt/ argile/ shale/ chert	silt/ argile/ shale/ chert		faible/ argile			évaporites
faune/flore	pélagique	diversifiée/ bivalves	détritus bioclastes des SFB4	bioclastes/ coloniaux entiers	constructeurs/ débris/ commensaux	bioclastes issus de la bioconstruction	algues, foraminifères, mollusques... pas de faune marine ouverte	algues, foraminifères/ charophytes/ faune spécialisée	stromatolithes

- SMF1: spiculite: mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.
- SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.
- SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains lamellibranches, etc.). SFB1, SFB3.
- SMF4: microbrèche ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant-talus.
- SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle dûs à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.
- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.
- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: loférite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

<u>Annexe 9</u> : Classification de Dunham (1962), élargie par Embry & Klovan (1971)



Annexe 10 : Classification de Folk, reposant sur la nature des grains (ou allochems), de la matrice et du ciment

Principaux allochems	LIANT A CRISTAUX > 4 µ		LIANT A CRISTAUX < 4 µ	
bioclastes (squelettes calcaires)	biosparite		biomicrite	
oolithes, ooïdes (< 2mm)	oosparite		oomicrite	
pelotes fécales, péloïdes(< 2mm)	pelsparite		pelmicrite	
intraclastes (clastes divers)	intrasparite		intramicrite	
calcaire formé in situ	biolithite (calcaire construit)		dismicrite (calcaire fenestré)	

Annexe 11 : Les roches les plus fréquentes sont les grainstones (oosparites et biosparites), les wackestones (biomicrites et pelmicrites) et les boundstones (biolithites).

MILIEUX MARINS LITTORAUX ET FACIES CARBONATÉS

<----*bassin* *continent*---->

plate-forme externe	*barrière*	*plate-forme interne*		
		subtidal	*intertidal*	*supratidal*
MUDSTONE RUDSTONE WACKESTONE FLOATSTONE MUDSTONE	BOUND--STONE	WACKESTONE PACKSTONE	GRAINSTONE PACKSTONE	WACKESTONE
biomicrite	biolithite	biopelmicrite	bio-oo-pel-sparite	pelmicrite dismicrite
calcilutite calcirudite calcilutite		calcilutite	calcarénite	

Artilces publiés