



HAL
open science

Étude paléo-environnementale des dépôts manganésifère paléoprotérozoïque (2.1 Ga-GABON)

Grace Daniella Guiyeligou

► **To cite this version:**

Grace Daniella Guiyeligou. Étude paléo-environnementale des dépôts manganésifère paléoprotérozoïque (2.1 Ga-GABON). Géochimie. Université de Poitiers, 2019. Français. NNT : 2019POIT2321 . tel-03165340

HAL Id: tel-03165340

<https://theses.hal.science/tel-03165340v1>

Submitted on 10 Mar 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

Pour l'obtention du Grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS
(Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées)
(Diplôme National - Arrêté du 25 mai 2016)

Ecole Doctorale : Chimie-Ecologie-Géosciences-Agrosciences- « Th. Monod »

Secteur de Recherche : Structure et évolution de la Terre et autres planètes

Présentée par :

Grâce Daniella GUIYELIGOU

ETUDE PALEO-ENVIRONNEMENTALE DES DEPOTS MANGANESIFERES PALEOPROTEROZOIQUE (2,1 Ga) GABON

Directeurs de Thèse :

Abderrazak EL ALBANI : Professeur, Université de Poitiers (Directeur de thèse)

Alain TRENTESAUX : Professeur, Université de Lille (Co-directeur de thèse)

Soutenue le 13 décembre 2019 devant le jury composé de :

Rapporteurs :

Nicolas TRIBOVILLARD : Professeur à l'Université de Lille

Claire ROLLION-BARD : Ingénieure de recherche - HDR-CNRS, (IPGP)

Examineurs :

Abderrazak EL ALBANI : Professeur, Université de Poitiers

Alain TRENTESAUX : Professeur, Université de Lille

Jean-Yves REYNAUD : Professeur, Université de Lille

Olabode BANKOLE : Ingénieur de recherche, Université de Poitiers

*A toi André GUIYELIGOU et
cette merveilleuse rencontre du 16/04/17.*

REMERCIEMENTS

« Ne t'arrête jamais là où tu ne dois pas t'arrêter » me répétait sans cesse celui qui est aujourd'hui comme un père Patrice NYAMY.

Ce fut trois années difficiles, de challenge, de persévérance. La thèse est un chemin, une école. Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont soutenu et accompagné tout au long de ce projet ainsi que les institutions qui ont participé à la réalisation de ce travail.

Merci à l'agence nationale de bourse gabonaise (ANBG) pour avoir financé ce projet de thèse. Mais aussi les parcs nationaux, l'ambassade de France au Gabon d'avoir pourvu au déplacement au Gabon pour récupérer les échantillons. Merci à la compagnie minière COMILOG d'avoir accepté que je puisse échantillonner, grand merci à Florent PAMBO pour son accueil et au directeur de la cartothèque Raphaël PACTA. Merci aux laboratoires IC2MP et LOG, mes deux structures d'accueil pour cette thèse.



Mes sincères remerciements à mes directeurs Abderrazak EL ALBANI et Alain TRENTESAUX pour votre GRANDE patience avec moi. Merci de m'avoir soutenue jusqu'au bout.

Mes remerciements vont également aux membres du jury, aux rapporteurs Claire ROLLION-BARD, Nicolas TRIBOVILLARD, Olabode BANKOLE et Jean Yves REYNAUD pour avoir accepté de juger mon travail.

Merci infiniment à mon troisième directeur de thèse comme je le taquinais souvent une personne en or au grand cœur papa Bode pour ses encouragements, son aide précieuse dans la réalisation de ce travail. Merci également à Jean Yves REYNAUD pour son accompagnement sur le terrain ainsi qu'à Ernest CHI-FRU.

Merci à mes collègues de laboratoire doctorant Jérémie, Marine, Thomas, Julie pour la bonne ambiance, les fous rires partagés et aux autres membres de l'équipe Claude LAFOREST (allias papa Claude), Claude FONTAINE, François, Nathalie, Claire, Laurent, Céline, Paule,

Les mots ne suffiront pas pour dire un GRAND merci à cette nouvelle famille de l'association *Jeunesse et Vie* merci à Papa Constant YONKE pour tes sages conseils quand je n'y arrivais plus. Merci Victoria, Jill et mes amis qui se sont toujours tenus à la brèche les « Eternals Friends » (Fred, Malvina, Mirindra, Kibam et Grâce B). Merci les amis Stéline, Nathaëlle, Erphie, Maeva, Paule, Valère, Pamela.

Merci à mes parents, mon papa me soutenant depuis son lit de malade, merci maman Flore et mes frères et sœurs Jean-Félix, Stéphane, Mylène, Anaïs, Joandre, Gloria, Emmanuel et Ruth.

Et pour finir j'aimerais remercier mon tendre époux Harizo pour son soutien dans cette thèse, merci pour ses encouragements et sa grande confiance en moi. Tu es précieux.

RESUME

Le Paléoproterozoïque est une période cruciale de l'histoire de la Terre. Un des événements importants enregistré à cette époque est celui connu sous le nom de *Great Oxidation Event* (GOE) de 2,45 à 2,32 Ga. Cet événement va entraîner des changements globaux à l'échelle de la planète. Il va impacter les conditions physico-chimiques en favorisant une altération oxydante des continents. Cette dernière est à l'origine de l'explosion progressive des cyanobactéries photosynthétiques responsables d'une oxydation importante du milieu. Une vie multicellulaire complexe et organisée s'est développée suite à cet événement. Le bassin paléoproterozoïque (2,1 à 2,0 Ga) de Franceville, situé au Sud-est du Gabon montre des dépôts sédimentaires en très bon état de conservation et constitue une archive exceptionnelle pour retracer les processus de dépôt de cette période. La série sédimentaire francevillienne est composée de quatre formations lithostratigraphiques de FA à FD. Les accumulations de manganèse sont spécifiquement visibles au niveau des zones de plateaux où les plus importantes réserves sont situées dans les plateaux de Bangombé et d'Okouma. Ce travail accorde une attention particulière à la Formation FB et plus particulièrement aux sous-unités FB1b et FB1c situées sur le site Okouma où sont retrouvés des dépôts de fer, de phosphore et de manganèse. Une étude pluridisciplinaire et multi-échelle s'est portée sur sept sondages d'Okouma, mis à disposition par la compagnie minière Eramet-Comilog. L'étude sédimentologique des différents échantillons a permis de diviser les sondages en trois unités : 1- inférieure constituée de faciès détritiques et notamment les pélites rubanées (FB1b), 2- une unité dite de transition qui marque le passage des formations FB1b à FB1c avec des faciès carbonatés riches en pyrite appelé dans ce travail black shales pyriteux et carbonates ferrifères et 3- une unité supérieure représentée par des black shales manganésifères ou s'intercalent des grès fins à moyens. Ces faciès témoignent de la mise en place dans un environnement marin d'une phase de transgression ayant débuté à la transition FA-FB. Les analyses pétrographiques et minéralogiques ont mis en évidence des minéraux argileux composés d'illite, de chlorite et d'interstratifiés illite/ smectite. La réaction d'illitisation est quasiment achevée (90 % d'illite) comme en témoigne les interstratifiés ordonnés (R3). Les analyses géochimiques montrent que la formation FB1b est dominée par des matériaux détritiques tandis que ceux de la formation au-dessus FB1c par des processus chimiques. De même la plupart des éléments sensibles au redox (Mn, Zn, Ni, Co, Mo, Cd et Cu) montrent un changement redox passant d'un environnement oxygène (FB1b) à anoxique (FB1c).

Mots-clés : Paléoproterozoïque, bassin de Franceville, plateau d'Okouma, carbonate ferrifère, manganèse, environnement marin, redox.

ABSTRACT

Paleoproterozoic is a crucial period in the Earth history. One of the major events recorded at that time corresponds to the Great Oxidation Event (GOE) from 2.45 to 2.32 Ga. This event led to global changes at a global scale. It impacted the physico-chemical conditions by promoting oxidative alteration of the continents. The latter is at the origin of the progressive explosion of photosynthetic cyanobacteria responsible for a significant oxidation of the environment. A complex and organized multicellular life developed as a result of this event. The Franceville Paleoproterozoic basin (2.1 to 2.0 Ga) located in southeastern Gabon, displays sedimentary deposits in a very good state of conservation and constitutes an exceptional archive to trace the deposition processes of this period. The Francevillian sedimentary series is composed of four lithostratigraphic formations named FA to FD. Manganese accumulations are specifically visible in the plateau areas where the largest reserves are located in the Bangombé and Okouma plateaus. This work pays particular attention to the FB Formation and more particularly the FB1b and FB1c subunits located on the Okouma site where iron, phosphorus and manganese deposits are found. A multidisciplinary and multi-scale study was carried out on seven Okouma holes, provided by the mining company Eramet-Comilog. The sedimentological study of the various samples made it possible to divide the holes into three units: 1- lower unit, consisting of detrital facies and in particular banded heterolithic (FB1b), 2- a so-called transition unit that marks the passage of the FB1b to FB1c formations with carbonate facies rich in pyrite called in this work black shales pyriteux and iron carbonates and 3- an upper unit represented by manganiferous black shales <-with fine to medium sandstones intercalations. These facies testify to the establishment of a marine environment during a transgression phase that began at the FA-FB transition. Petrographic and mineralogical analyses have revealed that clay minerals are composed of illite, chlorite and interlayered illite/smectite. The illitization reaction is almost complete (90% illite) as shown by the ordered interlayered (R3). Geochemical analyses show that the FB1b Formation is dominated by detrital materials while those of the above FB1c Formation are dominated by chemical processes. Similarly, most redox sensitive elements (Mn, Zn, Ni, Co, Co, Mo, Cd and Cu) show a redox change from an oxic environment (FB1b) to anoxic (FB1c).

Keywords: Paleoproterozoic, Franceville basin, Okouma plateau, iron carbonate, manganese, marine environment, redox.

SOMMAIRE REMERCIEMENTS	4
RESUME	6
ABSTRACT	7
SOMMAIRE	8
LISTE DE FIGURES	11
LISTE DE TABLEAUX.....	14
Chapitre I : INTRODUCTION ET CADRE D'ETUDE	15
INTRODUCTION	16
OBJECTIFS.....	16
STRUCTURE DE LA THESE	17
I. L'EVOLUTION DE LA TERRE PRECAMBRIENNE.....	18
I.1. Evolution de la surface de la Terre	18
I.2. Oxygénation de l'atmosphère	18
I.3. Chimie de l'océan protérozoïque.....	20
II. LES DEPOTS DE FER, DE MANGANESE ET DE PHOSPHATE AU PROTEROZOIQUE	21
II.1. Les dépôts de fer	21
II.2. Les dépôts de manganèse	23
II.3. LES DEPOTS DE PHOSPHORE	25
III. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU FRANCEVILLIEN.....	26
III.1. Généralités sur le Gabon	26
III.2. Le bassin Francevillien	27
IV. CADRE GEOLOGIQUE DU BASSIN FRANCEVILLIEN.....	29
IV.1. Généralités	29
IV.2. Tectonique du bassin	30
IV.3. Les formations sédimentaires du bassin	32
IV.3.1. Formation FA.....	33
IV.3.2. Formation FB	33
IV.3.3. Formation FC	35
IV.3.4. Formation FD.....	35
IV.4. Histoire diagénétique du bassin	36
IV.5. Les datations	36
IV.6. Les plateaux du bassin de Franceville et les dépôts associés	37
IV.6.1. Les plateaux du groupe Francevillien	37
IV.6.2. Les dépôts de manganèse, de fer et de phosphore dans le bassin de Franceville	39

Chapitre II : MATERIELS ET METHODES.....	43
I. ECHANTILLONAGES.....	44
II. METHODES D'ANALYSES	45
II.1. Analyses sédimentologiques	45
II.2. Pétrographie	45
II.2.1. Microscopie optique	45
II.2.2. Cathodoluminescence	45
II.2.3. Microscopie électronique à balayage (MEB)	45
II.3. Minéralogie	46
II.3.1. Diffractions de rayons X (DRX)	46
II.3.2. Préparations des échantillons.....	46
II.4. Géochimie	49
II.4.1. Facteur d'enrichissement :	49
II.4.2. Normalisation	49
Chapitre III : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU PLATEAU D'OKOUMA	51
I. SEDIMENTOLOGIE DU PLATEAU D'OKOUMA	52
I.1. Zone d'étude	52
II.5. Successions lithologiques dans la zone d'Okouma.....	54
II.5.1. Le forage de référence KO42028	54
II.5.2. Descriptions des autres sondages	56
III. ETUDE DETAILLEE DES FACIES DE LA ZONE D'OKOUMA	60
III.1. Les pélites rubanées (FB1b).....	60
III.2. Les black shales (FB1c)	62
III.2.1. Les black shales pyriteux	62
III.2.2. Les black shales Fissiles et compacts.....	62
III.3. Les carbonates ferrifères (FB1c).....	63
III.4. Les grès (FB1c).....	64
III.5. Interprétation.....	68
Chapitre IV : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FORMATIONS ETUDIEES	71
I. PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES DE LA ZONE D'OKOUMA	72
I.1. Pétrographies et minéralogies des différentes unités d'Okouma.....	72
I.1.1. Les pélites rubanées (PR) : unité inférieure	72
I.1.2. Les black shales à Pyrite argilite (black shale Py) et carbonate ferrifère : unité de transition.....	74

I.1.3. Les argilites noires manganésifère riche en matière organique (black shale Mn) et les grès : unité supérieure.....	78
I.1.4. Les minéraux secondaires	81
I.2. Minéralogies de Bangombé	89
I.3. Interprétation et discussion	91
II. CORRELATIONS LITHOLOGIQUES DANS LES PLATEAUX MANGANESIFERES DU BASSIN DE FRANCEVILLE.....	94
II.1. Corrélations lithologiques dans le plateau d’Okouma	95
II.2. Corrélations lithologiques dans le plateau de Bangombé	99
II.3. Corrélations lithologiques entre les plateaux d’Okouma et Bangombé	101
II.4. Interprétations.....	103
Chapitre V : GEOCHIMIE ELEMENTAIRE	105
I. GEOCHIMIE	106
II. Etudes des différents éléments majeurs traces et terres rares	107
II.1. Les éléments majeurs	107
II.1.1. Eléments traces	109
II.1.2. Les terres rares (REE) + Y	112
II.2. Interprétations et discussions	114
II.2.1. Evaluations de l’influence détritique et des perturbations post-dépôts	114
II.2.2. Paléo-conditions redox	122
II.2.3. Implications pour le gisement de manganèse dans le bassin de Franceville ...	124
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	129
CONCLUSION GENERALE.....	130
PERSPECTIVES	133
BIBLIOGRAPHIE	169
ANNEXES.....	180

LISTE DE FIGURES

Figure I-1 : Schéma de l'évolution des teneurs en oxygène au cours de l'histoire de la Terre. Les zones de couleur représentent l'évolution biologique et les lignes bleues représentent les grandes glaciations. Les dépôts du bassin paléoprotérozoïque de Franceville se positionnent dans la période Great Oxydation Event (GOE), qui inclut également une période de glaciation globale de la planète : la glaciation huronienne. Autour de 2,1 Ga, les bassins enregistrent le dépôt de black shales enrichis en carbonates de Mn (modifié d'après Eriksson, 1983).	19
Figure I-2 : Les liens possibles entre périodes mondiales. a = Les liens possibles entre périodes mondiales d'accroissement des concentrations en fer et en phosphate et les grands évènements de la planète Terre (Glenn et al., 1994, Kholodov et Butuzova, 2004, Condie et al., 2001, Klein, 2005 et Bekker et al., 2010). OP=Apparition de la photosynthèse oxygénée, GOE= Great oxydation Oxydation Event, BB= Boring billion et CE= Explosion Cambrienne. Les différentes glaciations : 1=Mésoarchéen, 2= Huronienne, 3=Paléoprotérozoïque, 4=Néoprotérozoïque 'snow ball', 5= Ordovicien, 6= Permien, 7= Néogène (Modifié à partir de Pufahl (2010)). b = Abondance des BIF déposés durant le Paléoprotérozoïque (Isley et Abott, 1999 ; Poulton et Canfield, 2011).	22
Figure I-3 : Stabilité des dépôts d'oxyde de Mn et de carbonates de Mn dans l'eau naturelle. Les lignes en pointillés et en gras indiquent respectivement 10^{-4} et 10^{-6} M Mn^{2+} . Les lignes pointillées délimitent la limite de l'eau naturelle. Les concentrations totales de carbonates et de soufre sont respectivement de 1 et 10^{-6} M. Les données sont tirées de Krauskopf (1979).	23
Figure I-4 : Modèle de formation des dépôts de manganèse basé sur les conditions d'oxydo-réduction du milieu. Elle conduit d'abord à la précipitation des oxydes de manganèse, puis à la recombinaison sous forme de carbonates de manganèse par dégradation de la matière organique (d'après Roy, 1992 ; 2000).	24
Figure I-5 : Répartition des roches paléoprotérozoïques et des unités géologiques avec leurs âges respectifs. Pour ceux contenant des phosphorites (D'après Lepland et al. ; 2013 ; Données provenant de compilation de Papineau (2010)).	25
Figure I-6 : Carte géographique du Gabon avec en bleu les deux bassins principaux. Le bassin côtier à l'ouest du pays et bassin de Franceville à l'est. Le tracé orange représente la trajectoire de l'Ogooué, fleuve principal du pays. En vert les noms des provinces et en bleu ceux des chefs-lieux.	27
Figure I-7 : Carte synthétique du Gabon montrant en rose le Francevillien avec les quatre sous bassins le constituant (modifié d'après Chevallier et al., 2002).	28
Figure I-8 : Carte structurale du bassin de Franceville avec les différentes formations sédimentaires	29
Figure I-9 : Synthèse géodynamique de l'ouverture des bassins de Boué, Lastourville, Franceville, et Okondja en relation avec la mise en place de la WACB (West African Central Belt). D'après Feybesse et al. (1998) et Pambo et al. (2006).	31
Figure I-10 : Log lithostratigraphique des formations francevillienne allant du FA à FC avec les environnements de dépôts associés (Reynaud et al., 2017).	32
Figure I-11 : Les différents plateaux du groupe Francevillien dans la zone de Moanda et dans la zone de Franceville (D'après Pambo 2004), b : zoom des plateaux enrichis en oxydes de manganèse dans la zone de Moanda (d'après Dubois, 2017, Image-lidar Eramet-Comilog, 2013).	38
Figure I-12 :Modèle de formation des gisements de Mn dans le bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003).	40
Figure I-13 : Les différentes générations de phosphates dans le FB1c selon le forage OKP du plateau d'Okouma (Pambo 2004).	41
Figure II-1 :Carte géologique avec la localisation des sondages étudiés sur les plateaux d'Okouma et de Bangombé.	44
Figure III-1 : Carte de localisation du plateau d'Okouma, (a). Zoom de la zone des 7 sondages d'études (b).	53
Figure III-2 : Log lithologique du forage Okouma KO42028 montrant les différentes successions lithologiques. La série commence par des Pérites rubanéesElle est suivie par des black shales pyriteux, des carbonates massifs souvent bréchiques et des grès fins à moyens. Les 17 mètres supérieurs correspondent à des niveaux pisolitiques.	55
Figure III-3 : Logs lithostratigraphiques des 6 autres sondages du plateau d'Okouma. La partie supérieure non figurée correspond à la zone de pisolites.	59
Figure III-4 : Faciès des pérites rubanées appartenant à l'unité inférieure de la zone d'Okouma. A = Aspect des carottes (la hauteur des caisses permet de recevoir des sections de 1,5 m), B : Détails permettant d'illustrer des	

<i>convolutés ; C : Microfractures ; D : HCS, laminations planes et surfaces d'érosions ; E : Lamination planes et load-casts associés à des structures en flammées.</i>	61
Figure III-5: Les types de black shales rencontrés à Okouma. A = vu des trois types black shales fissiles, black shales pyriteux et black shale compact. B et C = black shales avec la pyrite confondue aux lamines et amas de pyrite ; D = black shales compact montrant un slump.	63
Figure III-6: Les carbonates ferrifères. A = Vue générale. La hauteur fait 1,5 m. B = Alternance entre les trois niveaux de couleurs différentes : noir, blanc et marron/rouille avec intercalation d'éléments bréchiques (zoom image F) et les deux autres types de ce niveau C : Laminations obliques D : Claste de silice (chert) et E : Passées gréseuses et silicifiées.	64
Figure III-7: Grès visibles dans les sondages d'Okouma. A : Vue dans les caisses de la cartothèque, B : Grès fins à clastes argileux, C : Grès fins à moyens à dish structures (en cuvette).	65
Figure III-8: Les dépôts de grès entre les black shales. A : Vue des caisses en cartothèque ; B et C : Echantillons montrant les grès et D : Contact entre les grès et les black shales.	66
Figure III-9: Modèle général de mise en place du réseau d'injection pendant les dépôts des sédiments FB1b et FB1c dans le plateau de Bangombé (Dubois 2016).	67
Figure IV-1: Faciès pétrographiques des pélites rubanées A : Vue d'ensemble des pélites montrant les rubanements blanc et noir ; B : Grains détritiques sont disséminés dans un fond opaque constitué de matière organique ; C : Détail de la partie blanche avec l'orientation des micas ; D : Matrice carbonatée dans la partie blanche ; E : Quartz corrodés sans surcroissance ; F : Albite visible dans la partie blanche avec de la muscovite.	73
Figure IV-2: Diffractogrammes sur poudres désorientés de la roche totale (CuK α). Pour des échantillons représentatifs des unités inférieure de transition et supérieure de la série FB du bassin d'Okouma : Chl=chlorite, I/M=illite/micas, A=argiles ; Alb=albite, Q=quartz, Py=pyrite, An=ankérite, Do=dolomite, Rh=rhodochrosite.	74
Figure IV-3: Faciès pétrographique des argilites noires pyriteuses du niveau 77,95m du sondage KO42028. A : Vue d'ensemble de la roche, B : Détail montrant un claste avec la zone silicifiée au cœur et de la dolomite aux bordures.	75
Figure IV-4: Faciès pétrographique du niveau des carbonates ferrifères. A : Carbonate ferrifère avec brèche. B Carbonate ferrifère laminé.; C : Carbonate ferrifère à claste ; D : Zoom sur le claste au cœur de silice et entouré de dolomite.; E Vue d'ensemble des carbonates avec alternance de niveaux riches en silice (blanc), en pyrite (noir) et en carbonate (marron/rouille) ; F Zoom de la partie blanche montrant le micro-quartz. G : Partie blanche montrant le niveau silicifié entouré de dolomite . I : Zoom de la partie marron qui correspond à des carbonates avec en K une vue au MEB qui montre les différents types de carbonates retrouvés. J : Vue au MEB de la dolomite zonée. K : Vue au MEB de la partie marron contenant les différents types de carbonate du phosphore apatite. L : Zoom de l'organisation de certaines dolomites riches en manganèse enrobées par de la pyrite.	77
Figure IV-5 : Faciès pétrographiques des black shales Mn. A : Vue d'ensemble de la lame, B Matrice carbonatée. C : Zoom sur les deux zones celle argilo-silteuse et silteuse. D : Zoom dans la zone silteuse.	78
Figure IV-6 : Faciès pétrographiques des grès. A : Vue d'ensemble des grès, B : Matrice carbonatée avec des grains individuels, C : Illite et mucovite visible entre les grains, D : Plagioclases (albite), E= matrice carbonatée et cristallisation, F : Fragments de claste altéré dans le grès.	80
Figure IV-7 : Les carbonates dans les différents faciès d'Okouma. A : Mosaique de cristaux xénomorphes de dolomite ; B : Zoom de l'image A ; C : Matrice avec différents types de carbonate dans les carbonates ferrifères à apatite ; D : Feldspath (albite) dissout dans la matrice dolomitique ainsi que le quartz dans les grès.	82
Figure IV-8: Composition chimique des carbonates dans la Formation FB du plateau d'Okouma.	82
Figure IV-9: Les différentes formes de pyrites retrouvées dans les faciès d'Okouma, images en binoculaire (A et E), MEB (F). A : En cristaux isolés ; B : En forme de collier de perles ; C : En fluage ; D : Confondus à la stratification ; E : entourant les clastes de silice, F : Pyrite fracturée.	83
Figure IV-10 : Pétrographie des grès de l'unité supérieure montrant l'illite retrouvé dans la matrice.	84
Figure IV-11: Diffractogrammes de l'assemblage minéralogique à < 2 μ m des échantillons représentatifs de l'unité inférieure, de transition et supérieure de la zone d'Okouma en préparations orientées. En noir le spectre en air-dry (AD) et en rouge en éthylène-glycol (EG).	84
Figure IV-12 : Décomposition des diffractogrammes des fractions < 2 μ m grâce au logiciel Fytik permettant de déterminer les interstratifiés I/S la teneur en illite de ces échantillons. A et B : Décomposition de l'échantillon à 44,7 m de profondeur des black shale Mn de l'unité supérieure ; C et D : Décomposition de l'échantillon à 279,1 m de profondeur des PR de l'unité inférieure.	85

Figure IV-13 : Diffractogrammes représentatifs des polytypes de la chlorite en préparations désorientées de l'assemblage minéralogique < 2 μm	86
Figure IV-17 : Tableau récapitulatif des différents minéraux retrouvés dans les deux plateaux d'Okouma et de Bangombé.	90
Figure IV-18 : Champs de stabilité des différentes espèces minérales et du fer en solution (Boggs, 2001).	92
Figure IV-19 : Carte géologique du bassin francevillien avec localisation des deux plateaux manganésifères et forages Okouma (KOXXXXX), forages de Bangombé (COXXXXX, BC8) étudiés.	94
Figure IV-20 : Forages d'Okouma montrant le transect AA'choisi pour les corrélations.	95
Figure IV-21 : Corrélation lithologique à partir des sept sondages du plateau d'Okouma.	96
Figure IV-22 : Zoom des sondages de l'unité de transition d'Okouma.	98
Figure IV-23 : Corrélation lithologique avec les trois sondages du plateau de Bangombé.	100
Figure IV-24 : Corrélation lithologique dans les plateaux d'Okouma et de Bangombé.	102
Figure IV-25 : Positionnement des failles après observations des profils de corrélation, les failles du plateau de Bangombé à partir de Dubois (2017).	104
Figure V-1 : Variations des teneurs des éléments majeurs en fonction de la profondeur dans le plateau d'Okouma.	108
Figure V-2 : Diagrammes binaires des éléments traces Si, Mn, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti et P en fonction de l'Al.	109
Figure V-3 : Concentration des éléments traces après normalisation au PAAS.	110
Figure V-4 : Variations des teneurs des éléments traces en fonction de la profondeur dans le plateau d'Okouma.	111
Figure V-6 : Concentration d'enrichissement des éléments majeurs en fonction de la profondeur.	115
Figure V-7 : Evaluations de l'influence détritique de certains éléments traces et REE+Y.	118
Figure V-8 : Profils de variation en profondeur des éléments traces sensibles au redox et Al-normalisés dans les sondages d'Okouma. Les lignes en pointillées rouges sont des valeurs PAAS Al-normalisées (Taylor et McLennan, 2001).	119
Figure V-9 : Diagrammes binaires de certaines terres rares afin de voir les perturbations post-dépôts.	122
Figure V-10 : Projection des anomalies en Ce* versus anomalies en Pr* des échantillons des unités inférieures, de transition et supérieure du plateau d'Okouma.	124
Figure V-11 : Diagrammes binaires entre les teneurs de Cr, U et V et Al ₂ O ₃ du plateau d'Okouma.	125
Figure V-12 : Diagrammes binaires représentant le Fe ₂ O ₃ Vs MnO ; CaO vs MnO, REE+Y Vs MnO et Ce/Ce* Vs MnO.	127
Figure V-13 : Digramme binaires montrant les corrélations entre Al ₂ O ₃ et Eu* Vs MnO.	128

LISTE DE TABLEAUX

<i>Tableau II-1 : Positions (en radiation CuKα) des réflexions utilisées pour estimer le pourcentage d'illite dans un interstratifié illite/smectite (Środoń 1984).</i>	48
<i>Tableau III-1 : Localisation des 7 forages du plateau d'Okouma utilisés dans ce travail. Les coordonnées sont fournies en UTM, et les longueurs en mètres.</i>	52
<i>Tableau III-2 : Tableau récapitulatif des faciès, structures sédimentaires, environnements de dépôts et observations dans le plateau d'Okouma.</i>	69
<i>Tableau IV-1 : Caractéristiques des forages du plateau de Bangombé. Coordonnées en UTM, zone -33. Altitudes en mètres.</i>	99

CHAPITRE I : INTRODUCTION ET CADRE D'ETUDE

INTRODUCTION

Le Précambrien est une période qui, entre son début à 4,55 Ga et sa fin à 0,542 Ga, couvre une grande partie de l'histoire de la Terre. L'oxygénation atmosphérique est l'un des éléments les plus marquants. Elle est appelée le grand événement d'oxydation traduit du terme anglais *Great Oxydation Event* (GOE) (Holland, 2002 ; Holland, 2006). C'est également au cours du Précambrien qu'apparaissent les premières traces de vie. En effet, à l'Archéen le niveau d'oxygène est faible, inférieur à 10^{-5} PAL. PAL (*Present Atmospheric Level*) correspond au niveau actuel de l'oxygène dans l'atmosphère, qui est de 0,21 atm (Pavlov & Kasting, 2002). Crowe et al. (2013), quant à eux, proposent une valeur de $3,10^{-4}$ PAL. Au cours du Paléoprotérozoïque entre 2,45 et 2,32 Ga la teneur en oxygène augmente et montre des concentrations plus élevées comprises entre 10^{-2} et 10^{-1} PAL (Holland, 2004 ; Canfield, 2005 ; Holland, 2006). Durant cette période d'augmentation des teneurs en oxygène atmosphérique, de nombreux **dépôts de manganèse** se forment dans la Formation Hotazel qui appartient au Super groupe du Transvaal en Afrique du Sud (Tsikos & Moore, 1997 ; Tsikos et al., 2003), dans la Formation FB de la Série Francevillienne au Gabon (Gauthier-Lafaye & Weber, 2003). Cette importante formation de séries manganifères coïncide avec une diminution dramatique des **dépôts ferrifères** (Isley & Abbott, 1999), mais aussi des **dépôts phosphatiques** (Pufahl et Hiatt, 2012).

Le bassin de Franceville au Gabon contient des roches datées du Paléoprotérozoïque (2,1 Ga). Il présente un potentiel économique important en raison de gisements où la concentration en uranium est élevée (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989) et des dépôts de fer et de manganèse (Weber 1968 ; Gauthier-Lafaye & Weber, 2003 ; Pambo 2004 ; Gauthier-Lafaye, 2006). Ces dépôts de manganèse sont accumulés dans les zones de plateau exploitées depuis 1962, par la compagnie minière Comilog du groupe ERAMET classant le Gabon cinquième exportateur mondiale. Deux plateaux principaux montrent un potentiel économique important. Ce sont les plateaux de Bangombé et d'Okouma. Le plateau de Bangombé est le seul en exploitation depuis plusieurs années et a fait l'objet de nombreuses études afin de mieux connaître cette zone tandis que le plateau d'Okouma reste non exploité et peu étudié. L'étude des différents sondages a montré que les gisements de manganèse sont précédés d'une assise ferrifère se caractérisant par des faciès rubanés silto-carbonatés riches en fer (jusqu'à 42 % de Fe_2O_3) et en phosphore (2,7 % de P_2O_5) (Weber 1968, Pambo 2004).

OBJECTIFS

Le but premier de cette thèse est de réaliser **une étude sédimentologique, pétrographique et minéralogique des faciès du plateau d'Okouma**. En effet, à l'exception des travaux de Pambo (2004) qui a travaillé à partir des données d'un seul forage, le forage OKP, aucune étude de détail n'a été effectuée sur ce plateau, voisin de celui de Bangombé. Le premier objectif est d'établir une description de la série lithostratigraphique type de cette zone d'étude et de la replacer dans le contexte stratigraphique régional. A partir de ces informations, nous travaillerons à **reconstituer les paléoenvironnements ainsi que les conditions de dépôts** des différents ensembles. Le second objectif est de corréler les deux plateaux manganifères : celui d'Okouma et de Bangombé. En étudiant l'organisation et les variations latérales de faciès, nous ferons l'analyse des différences et des similitudes sachant

que les deux plateaux ne sont distants l'un de l'autre que de cinq kilomètres. Troisièmement, en utilisant les éléments sensibles aux redox, nous évaluerons l'état et les fluctuations des teneurs en oxygène sur le fond et dans la colonne d'eau.

STRUCTURE DE LA THESE

Pour répondre à ces différentes interrogations, le travail a été divisé en cinq parties :

- La première partie sera une introduction générale présentant les objectifs de ce travail de thèse puis l'état des connaissances. Il présente dans une première partie une revue sur l'oxygénation de la Terre et des océans et dans la deuxième une analyse des travaux antérieurs sur le bassin de Franceville en se focalisant sur la formation FB1 correspondant à la zone d'étude.
- La deuxième partie montrera en détails les différents outils et les méthodes utilisées pour répondre aux interrogations de ce travail.
- La troisième partie sera constituée des résultats sédimentologiques avec les levés de colonnes lithostratigraphiques des sept sondages d'Okouma, montrant le type de roche, les structures sédimentaires associées permettant de caractériser les paléoenvironnements et les processus de formation de ces roches.
- La quatrième partie portera sur l'étude à plus petite échelle des différentes phases minérales de ces roches à partir de lames minces. Cette seconde échelle donnera les éléments de corrélation entre les deux plateaux manganifères.
- La cinquième partie sera consacrée à l'étude géochimique. Elle présentera les résultats des éléments majeurs, traces et terres rares pour voir, grâce aux éléments sensibles au redox, dans quels environnements redox se sont déposés ces sédiments à Okouma.

I. L'EVOLUTION DE LA TERRE PRECAMBRIENNE

I.1. Evolution de la surface de la Terre

La planète Terre ne montre que très peu d'éléments de son histoire géologique avant environ 4 Ga (fin de l'Hadéen et début de l'Archéen). On peut citer les zircons des Jack Hills en Australie dont les âges U-Pb maximum sont de 4,4 Ga ou les orthogneiss d'Atasca au Canada datés de 4,03 Ga. Les premières preuves géologiques deviennent plus nombreuses à la fin de l'Hadéen à début de l'Archéen.

Les affleurements étant très réduits sur la surface actuelle de la Terre, les reconstitutions de la répartition des masses continentales et marines est complexe. Les mécanismes de fabrication de la croûte continentale sont également peu contraints. Les modèles les plus consensuels proposent une mise en place des premières croûtes continentales entre 4,1 et 3,9 Ga (Taylor et McLennan, 1995), suivie d'une phase rapide de production de croûte. A la fin de l'Archéen, la masse de croûte continentale est proche de la masse actuelle. On passe alors d'un système sans subduction à un système de subduction chaude puis froide comme nous le connaissons actuellement à fur et à mesure que le manteau supérieur appauvri s'épaissit (Hawkesworth et al., 2016). En analysant les pics de fréquence des zircons détritiques, les études de Hawkesworth et al. (2010) semblent confirmé que les premiers supercontinents précambriens se mettent en place vers 2,7 Ga (supercontinent Superia/Slavia) au début du système de subduction chaude, puis vers 1,9 Ga (supercontinent Nuna) alors que le système de subduction est bien établi avec une température du manteau qui décroît.

I.2. Oxygénation de l'atmosphère

Durant l'Archéen, l'atmosphère était en grande partie ou entièrement anoxique (Fig. I-1) tout comme les océans, à l'exception des océans peu profonds (Holland, 2006) en raison des réactions chimiques consommant de l'oxygène qui empêchaient la montée de ce dernier, produit par la photosynthèse. Puis, la Terre a évolué au Protérozoïque où l'atmosphère est devenue oxydante. En effet, durant le passage de l'Archéen au Protérozoïque, les niveaux d'oxygène atmosphérique ont atteint des valeurs estimées entre 0,02 et 0,04 atm (1 PAL correspond à la pression partielle d'oxygène dans l'atmosphère actuelle qui compte 21% d'O₂ pour une pression de 1 atm, donc 0,21 atm d'oxygène). Les océans peu profonds sont légèrement oxygénés tandis que les océans profonds sont continuellement anoxiques (Holland, 2006). Le changement des conditions de l'atmosphère est appelé « Grand Evènement d'Oxydation » ou GOE (pour *Great Oxydation Event* ; Holland, 2002, 2006). C'est l'un des changements les plus importants dans la chimie de l'atmosphère et de l'hydrosphère au cours de l'histoire de la Terre. Cet évènement s'est produit durant la glaciation majeure Huronienne. Certains articles indiquent que l'oxygène produit par des cyanobactéries lors de la photosynthèse serait la cause première à l'origine du GOE (Hedges et al., 2001 ; Kopp et al., 2005; Schirmermeister et al., 2013) tandis que d'autres pensent que les cyanobactéries se sont développées bien avant la montée des teneurs en d'oxygène (Holland, 2009; Kasting et al., 1993; Kump et al., 2001). Une chose reste problématique : qu'en est-il du temps et de l'évolution des cyanobactéries ? En effet, les biomarqueurs indiquent que les cyanobactéries peuvent être présentes dès 2,9 Ga et étaient déjà abondantes vers 2,7 Ga

(Canfield, 2005 ; Buick, 2008), soit environ 400 Ma avant le début du GOE. L'enregistrement sédimentaire de l'évènement du GOE s'étend sur 200 Ma au cours desquels les changements géochimiques globaux sont nombreux. Les marques du début du GOE répertoriées sont les changements minéralogiques avec la disparition des minéraux détritiques sensibles au redox tels que la pyrite, l'uraninite et la sidérite dans les roches sédimentaires (Roscoe & Minter, 1993 ; Rasmussen & Buick, 1999). La première apparition des couches rouges « *red beds* », qui indiquent l'établissement des processus d'oxydation dans les environnements de surface de la Terre (Holland, 1984). Il en est de même pour la forte augmentation de dépôt de fer formant des BIF (*Banded Iron Formations* ou formations de fer rubané en français) vers 2,5 Ga qui a ensuite décliné largement vers 2,3 Ga.

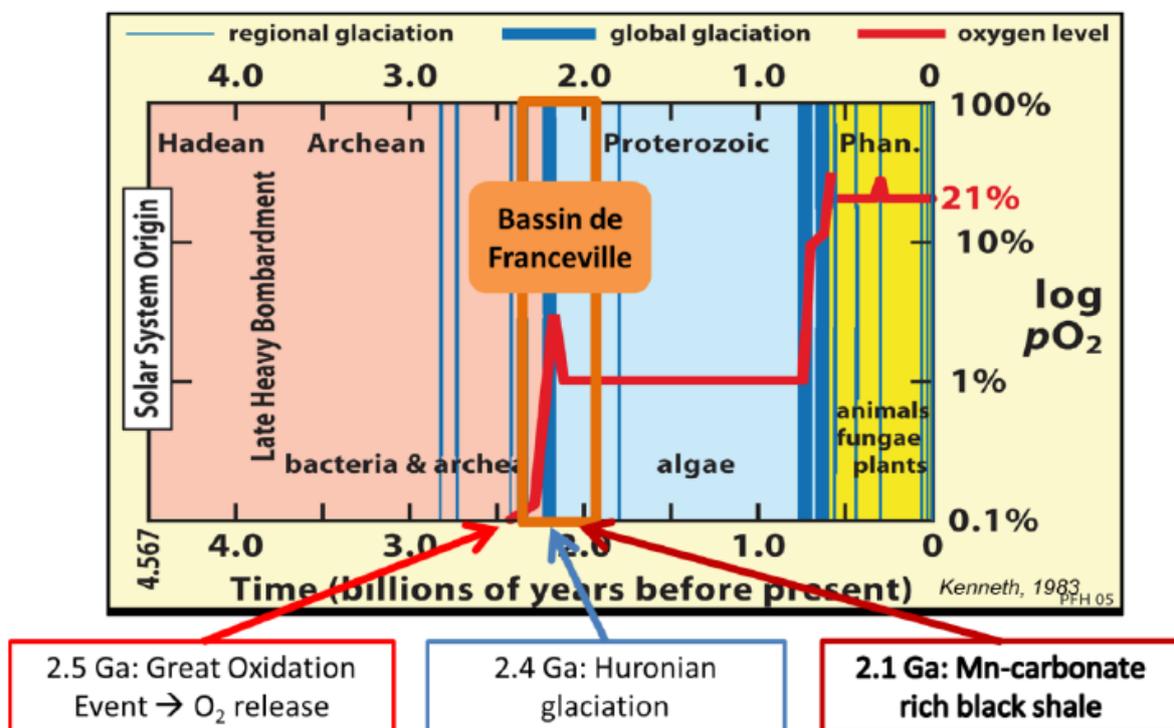


Figure I-1 : Schéma de l'évolution des teneurs en oxygène au cours de l'histoire de la Terre. Les zones de couleur représentent l'évolution biologique et les lignes bleues représentent les grandes glaciations. Les dépôts du bassin paléoproterozoïque de Franceville se positionnent dans la période Great Oxidation Event (GOE), qui inclut également une période de glaciation globale de la planète : la glaciation huronienne. Autour de 2,1 Ga, les bassins enregistrent le dépôt de black shales enrichis en carbonates de Mn (modifié d'après Eriksson, 1983).

I.3. Chimie de l'océan protérozoïque

La salinité, l'acidité et l'état redox sont trois paramètres permettant de caractériser la chimie d'un océan. La salinité a été évaluée grâce aux nombreuses évaporites et saumures piégées dans les cratons archéens, puis par les inclusions fluides dans des quartz et carbonates issus des cratons archéens qui ont affiché un taux élevé de salinité au Précambrien (Channer et al., 1997 ; Foriel et al., 2004). Les interactions entre les océans chauds et l'atmosphère riche en CO₂ donnent à cet océan une certaine acidité (Rouchon & Orberger, 2008). L'océan serait ainsi passé d'un environnement acide (pH < 7) à un environnement légèrement basique (pH~8) grâce au dégazage volcanique au niveau des sources hydrothermales sous-marines (Condie, 1997).

Des preuves montrent l'existence d'un océan depuis le début du Précambrien. Il s'agit de : (1) de 4,28 - 4,0 Ga avec les traces des plus anciens zircons (Mojzsis et al., 2001; Wilde et al., 2001; Cavosie, 2004), (2) des roches sédimentaires telles que les BIFs (3,8 Ga) qui sont des roches déposées dans les environnements océaniques (Nutman et al., 1997), (3) les roches sédimentaires pélagiques métamorphisées d'Isua (3,8 Ga) découvertes au Groenland (Rosing et al., 1996), (4) les cherts de Barberton et des Pilbara (3,5 Ga) découverts en Afrique du Sud et en Australie (Sugitani et al., 1998). Les conditions redox des océans ont considérablement évolué principalement dès l'arrivée de l'oxygène (Holland, 1984). L'absence de BIF entre 2,4 et 2,0 Ga montre que les eaux de fond n'étaient sans doute pas anoxiques et riches en Fe²⁺. D'autres données indiquent la présence d'euxinie (Scott et al., 2008) dans le fond des océans durant ce même intervalle de temps ce qui montrerait que le flux de sulfates vers les océans était élevé avec un fond oxygéné (Canfield, 1998, Scott et al., 2008).

Un des traceurs géochimiques utilisé est l'anomalie en cérium. Son absence à l'Archéen montre que l'océan était anoxique. En effet dans les océans actuels, l'oxydation du milieu réduit la solubilité du cérium et entraîne un appauvrissement des fluides océaniques (Bau, 1996 ; Bau et al., 1996). L'absence d'anomalie du cérium est donc en accord avec un océan essentiellement réducteur à cette époque. Si de nombreux traceurs géochimiques suggèrent une production plus ou moins épisodique/localisée d'oxygène à l'Archéen, c'est seulement à partir du GOE que la tranche superficielle de l'océan est devenue oxygénée de manière permanente (Lyons et al., 2014).

II. LES DEPOTS DE FER, DE MANGANESE ET DE PHOSPHATE AU PROTEROZOIQUE

Une évidence sédimentaire remarquable de l'oxygénation au Paléoproterozoïque est l'apparition de dépôts importants de fer et de manganèse ainsi que de phosphorites.

II.1. Les dépôts de fer

La première évidence d'un début de l'oxygénation correspond aux dépôts importants de Fe et de P_2O_5 après le GOE (Fig.I-2). Avant le Paléoproterozoïque des dépôts de fer sont déjà visibles ce qui a conduit à subdiviser en deux groupes les formations ferrifères : le premier groupe plus abondant de l'Archéen jusqu'au Paléoproterozoïque correspond aux BIFs (*Banded Iron Formations*) et le deuxième plus visible au Paléoproterozoïque aux GIFs (*Granular Iron Formations*) (Bekker et al., 2010). Une roche ferrifère est définie comme appartenant aux groupes des roches sédimentaires d'origine marine. Elles correspondent à une famille de roches finement laminées et litées composées d'au moins 15% de fer dans lesquelles les minéraux ferrifères (magnétite et hématite) alternent avec des carbonates (sidérite et ankérite), de la silice (chert, greenalite et stilpnomélane), des sulfures (pyrite, pyrrhotite) déposé dans des zones tectoniquement actives autour des centres d'épandage associés aux arcs volcaniques (James 1954 ; Klein 2005).

L'augmentation spectaculaire de la formation de fer à 2,8 Ga (Fig.I-2) peut correspondre à l'évolution de la photosynthèse oxygénée (Nisbet et al., 2007) et à la précipitation du fer dans l'océan archéen. D'après Holland (2006), les BIF de 2,6 à 2,3 Ga sont formés dans des conditions oxydantes par précipitation du fer réduit Fe^{2+} présent en solution. Puis à 2,4 Ga il est observé une importante diminution des BIFs qui concorde avec l'arrivée de l'oxygène dans l'atmosphère (Holland, 2006). Cela a profondément bouleversé la chimie des océans entre 2,4 et 2,0 Ga contribuant à la disparition du fer dans les eaux de fond.

Ainsi, bien avant l'évènement du GOE, l'oxygène était très limité. Il était alors probable que la présence du Fe^{2+} était importante dans l'océan. Cependant, le début du GOE marqué par la libération de l'oxygène dans l'atmosphère, peut altérer les sulfures de fer au niveau des continents. Ce qui libère des sulfates dans l'océan, qui, une fois réduits par sulfato-réduction bactérienne, piègent le Fe^{2+} en précipitant de la pyrite (Canfield, 1998). On obtient la formation d'océans chimiquement stratifiés avec :

- Une couche superficielle de production de matière organique et d'oxygène par photosynthèse, sans Fe^{2+} .

- Une couche intermédiaire « euxinique » où les sulfates produits sur les continents sont réduits par sulfato-réduction bactérienne (qui se nourrit de la matière organique produite par la photosynthèse). Dans cette couche, le Fe^{2+} est directement précipité en pyrite par le soufre ainsi réduit.

- Une couche profonde pauvre en O_2 , pauvre en soufre, mais riche en Fe^{2+} (ferrugineuse) (Lyons et al., 2014).

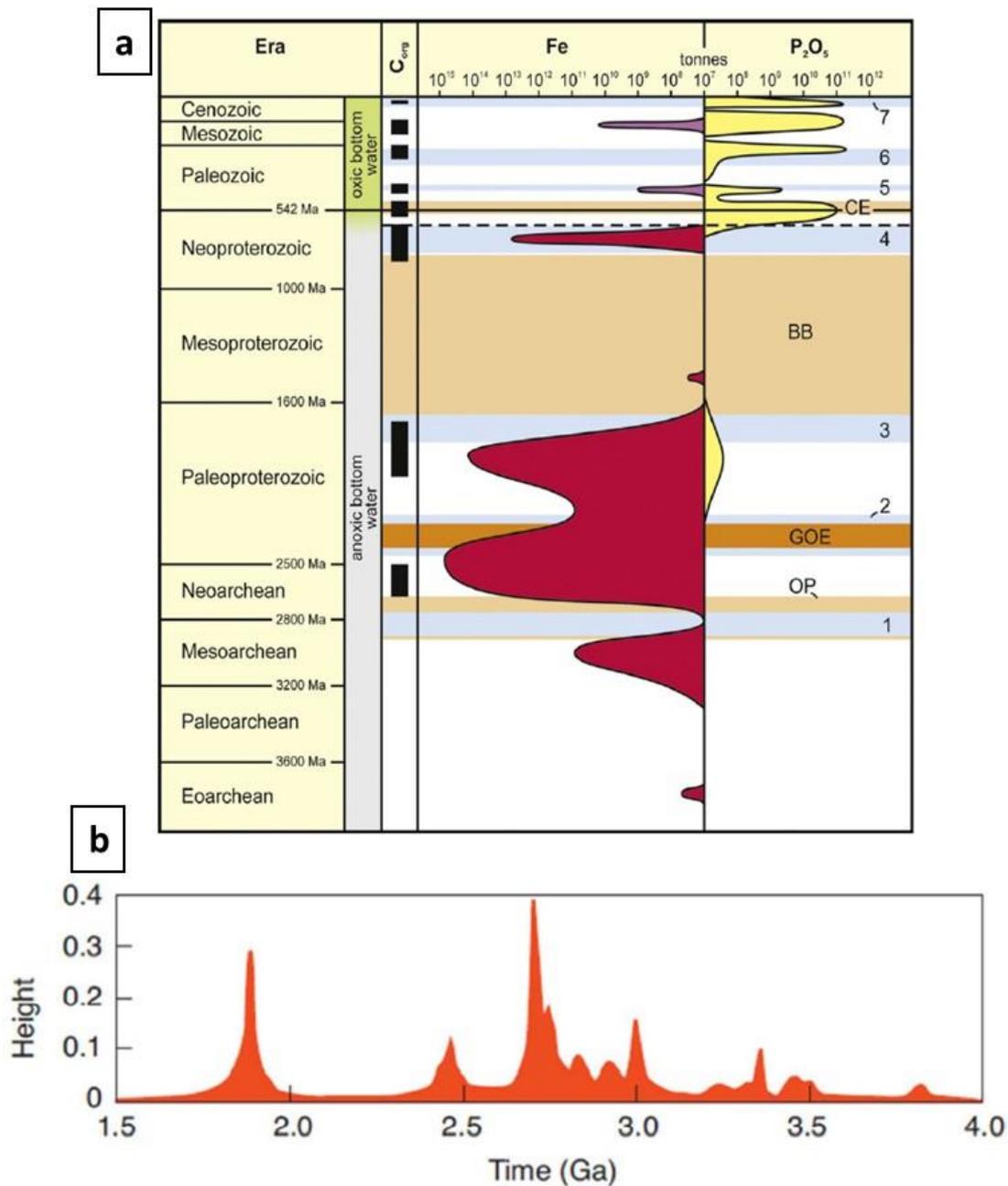


Figure I-2 : Les liens possibles entre périodes mondiales. a = Les liens possibles entre périodes mondiales d'accroissement des concentrations en fer et en phosphate et les grands évènements de la planète Terre (Glenn et al., 1994, Kholodov et Butuzova, 2004, Condie et al., 2001, Klein, 2005 et Bekker et al., 2010). OP=Apparition de la photosynthèse oxygénée, GOE= Great oxydation Oxydation Event, BB= Boring billion et CE= Explosion Cambrienne. Les différentes glaciations : 1=Mésoarchéen, 2= Huronienne, 3=Paléoprotérozoïque, 4=Néoprotérozoïque 'snow ball', 5= Ordovicien, 6= Permien, 7= Néogène (Modifié à partir de Pufahl (2010)). b = Abondance des BIF déposés durant le Paléoprotérozoïque (Isley et Abott, 1999 ; Poulton et Canfield, 2011).

II.2. Les dépôts de manganèse

Le manganèse peut être fourni aux bassins marins à la fois par solution hydrothermale endogène et par des processus exogènes sur les continents et dans les zones côtières. Des analyses thermodynamiques théoriques et des études sur les conditions naturelles dans les bassins modernes (mer Noire, mer Baltique, bras de mer Saannich, fosse de Cariaco) montrent que l'Eh-pH des systèmes aqueux inorganiques exerce un contrôle primaire sur la solution et les dépôts de manganèses (Fig. I-3 ; Krauskopf, 1957). Au cours de l'Archéen tardif, les dépôts de manganèse sont très modestes. Par contre le Paléoprotérozoïque regorge de dépôts géants (Roy, 2006) qui ont été possibles grâce à l'oxygénation de l'atmosphère et à la stabilisation de l'océan stratifié. A cette époque, le Mn^{2+} dissous était concentré dans des eaux profondes anoxiques et la source était hydrothermale ou terrigène (Roy, 2017). En outre, lors du Protérozoïque moyen (1,9 - 0,9 Ga) il est observé une diminution des dépôts manganifères attribuée à l'oxygénation totale de l'hydrosphère et, à la fin du Protérozoïque, une renaissance due à plusieurs épisodes interglaciaires, mais aussi au retour des océans stratifiés et des zones à minimum d'oxygène (Roy, 2017).

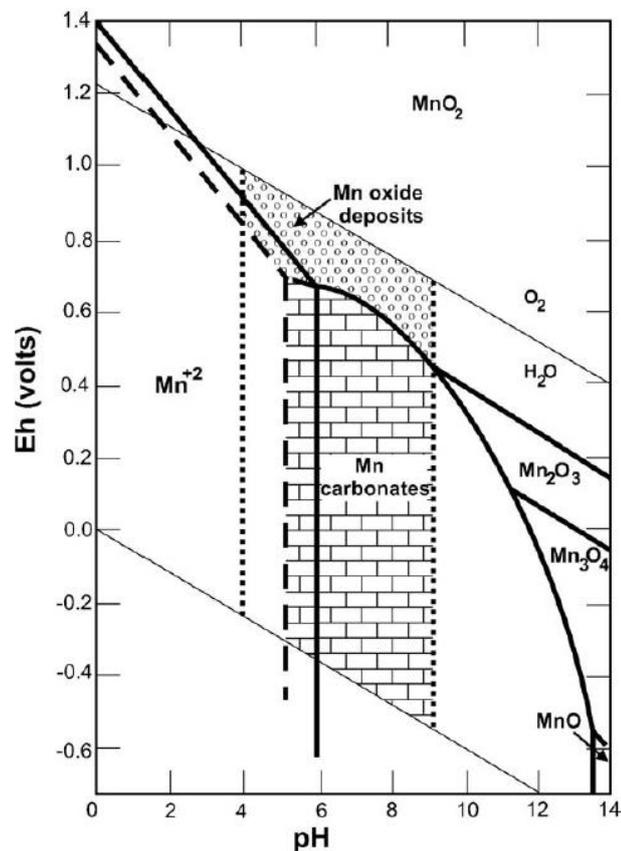


Figure I-3 : Stabilité des dépôts d'oxyde de Mn et de carbonates de Mn dans l'eau naturelle. Les lignes en pointillés et en gras indiquent respectivement 10^{-4} et 10^{-6} M Mn^{2+} . Les lignes pointillées délimitent la limite de l'eau naturelle. Les concentrations totales de carbonates et de soufre sont respectivement de 1 et 10^{-6} M. Les données sont tirées de Krauskopf (1979).

La précipitation du manganèse se fait selon deux étapes pour les bassins stratiformes avec une couche inférieure anoxique et une couche superficielle photique enrichie en O₂ (Fig. I-4 ; Roy, 2006). La première étape montre que lors d'une modification du niveau de la mer, la couche inférieure voit le manganèse sous forme dissoute précipiter sous forme d'oxy-hydroxydes lors de la rencontre des eaux anoxiques avec des eaux oxiques. Ces processus favoriseraient le transfert de Mn vers la couche superficielle photique sous l'action de courants de fond plus froids et plus denses, chargés en O₂. La deuxième étape montre que les oxy-hydroxydes formés lors du premier stade sont dissous dans les eaux interstitielles des sédiments et conduit au retour aux conditions anoxiques, qui peuvent avoir lieu à la fin d'une transgression, lors de l'arrêt des courants de fond ou encore lors de l'enfouissement des black shales où la dégradation de la matière organique qui permet le développement de conditions anoxiques. Le Mn²⁺ va donc pouvoir réagir avec le CO₂ et/ou le HCO₃ pour former des carbonates de Mn dans ce milieu alcalin.

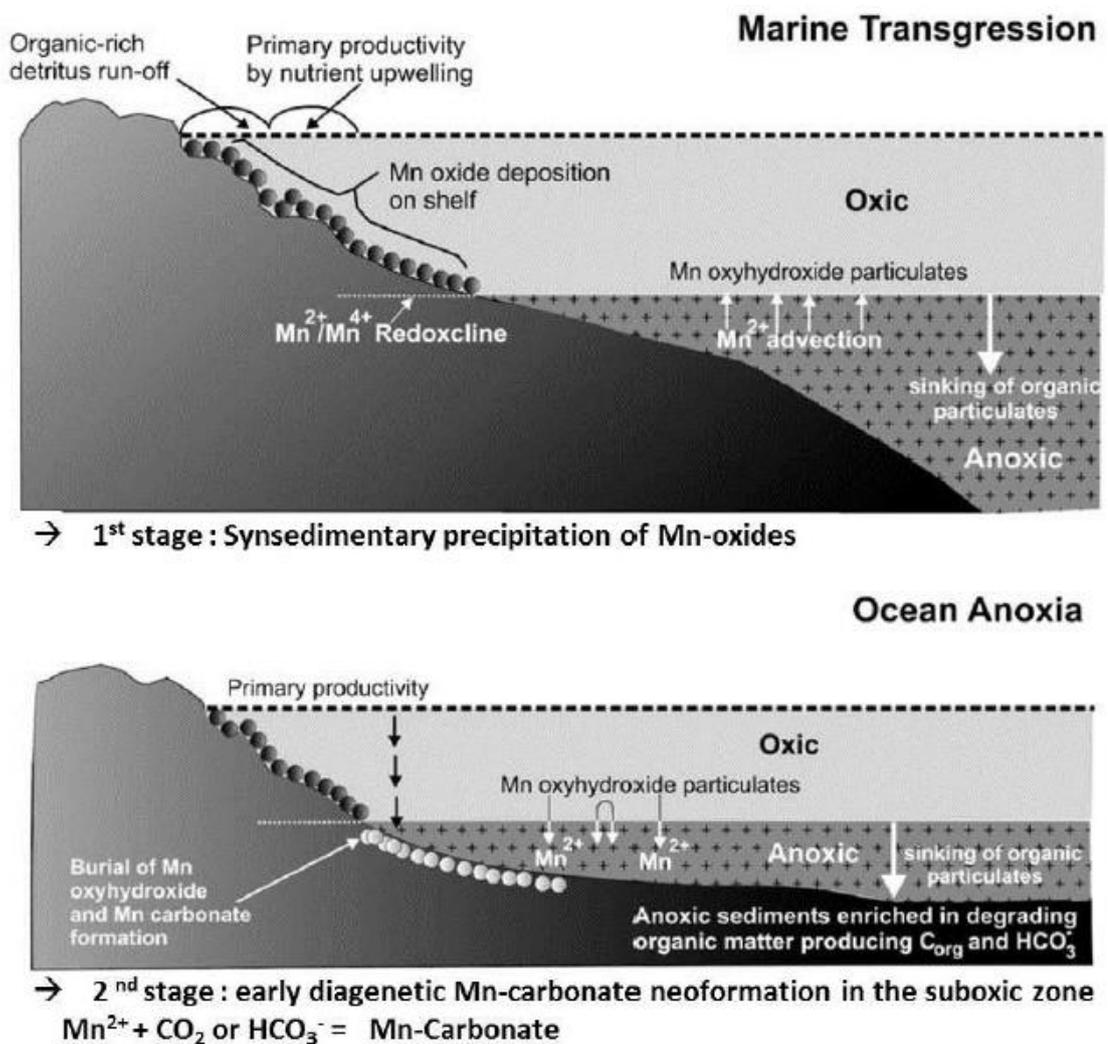


Figure I-4 : Modèle de formation des dépôts de manganèse basé sur les conditions d'oxydo-réduction du milieu. Elle conduit d'abord à la précipitation des oxydes de manganèse, puis à la recombinaison sous forme de carbonates de manganèse par dégradation de la matière organique (d'après Roy, 1992 ; 2000).

Dans le bassin de Franceville, le manganèse présent apparaît sur une puissance de 30 à 80 m. Il est enrichi en carbonate de Mn (5 à 30 % de Mn ; Weber 1968 ; Gauthier Lafaye et al. ; 2003 ; Dubois 2017). Le minéral contenant du manganèse est un triple carbonate de manganèse, de calcium et de magnésium. Le Mn et le Ca étant dominants sur le Mg. Dans le bassin de Franceville les dépôts riches en manganèse sont précédés dans le plateau d'Okouma, par environ 8 à 10 m d'épaisseur de « formation ferrifère ». Dans d'autres plateaux de la région, un enrichissement en fer est également noté à la base de l'horizon manganifère (ex. plateau de Bangombé). Cette formation ferrifère est composée de 25 à 35 % de Fe et par une faible teneur en Al (< 1%) ainsi qu'une forte teneur en P (> 1%). Cette partie va être vue plus en détails dans la partie suivante de la présentation générale de la zone.

II.3. LES DEPOTS DE PHOSPHORE

Les phosphorites sont totalement absentes durant l'Archéen. Leurs premières apparitions se fait au Paléoprotérozoïque et coïncide avec le GOE (Figs. I-2-5 ; Pufahl et Hiatt, 2012). Les phosphorites sont des roches sédimentaires définies comme étant riches en phosphore contenant au moins 18% de phosphate (P_2O_5). Une roche est dite phosphatée si elle contient entre 2 à et 18% de P_2O_5 . Elle est qualifiée d'abord par son composant principal (majeur) par exemple argilite phosphatée, en dessous de 2% la roche est dite à éléments phosphatée c'est-à-dire à grains phosphatées épars (Slansky, 1989). La plupart des publications traitant des phosphorites du Protérozoïque montrent que ce ne sont pas de vraies phosphorites car elles contiennent moins de 18% de P_2O_5 . Elles correspondent plutôt à des dépôts phosphatiques (Pufahl & Hiatt, 2012). Les phosphorites se forment par phosphatogenèse, lors de la précipitation de la francolite (carbonate dérivé de fluorapatite, il est hautement substitué par l'apatite dans les phosphorites) dans les sédiments juste en dessous des fonds marins (Pambo 2004). Il existe plusieurs phases de phosphatogenèse à travers l'histoire de la Terre au Paléoprotérozoïque, au Néoprotérozoïque et au Paléozoïque. Durant le Paléoprotérozoïque l'apport global de phosphore aux océans provenant de l'altération continentale est intimement lié aux perturbations tectoniques et climatiques. Ces conditions permettent une combinaison de la réduction bactérienne des sulfates et du pompage redox de Fe, pour concentrer le phosphore dans les sédiments (Nelson et al., 2010).

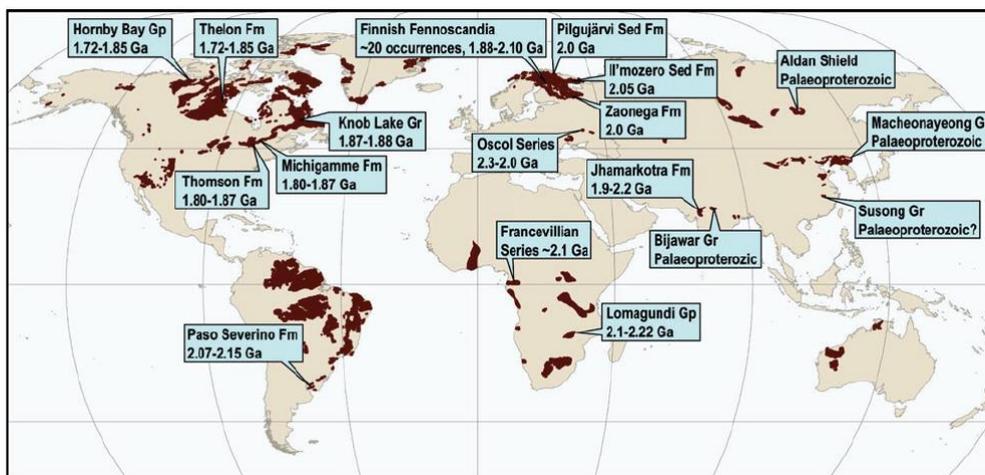


Figure I-5 : Répartition des roches paléoprotérozoïques et des unités géologiques avec leurs âges respectifs. Pour ceux contenant des phosphorites (D'après Lepland et al. ; 2013 ; Données provenant de compilation de Papineau (2010)).

III. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU FRANCEVILLIEN

III.1. Généralités sur le Gabon

Le Gabon est un pays situé en Afrique centrale qui est limité au Nord par le Cameroun, au nord-ouest par la Guinée Équatoriale, à l'Ouest par l'océan Atlantique et à l'Est et au Sud par le Congo et la République démocratique du Congo (RDC). Sa superficie est de 267.667 km². Il est affecté par un climat du type équatorial : chaud et humide avec deux courtes saisons sèches. De nombreux cours d'eau parcourent ce pays avec comme principal fleuve l'Ogooué qui parcourt la grande partie du pays sur 1200 km de long. Ce pays possède deux grands bassins sédimentaires très connus pour leurs ressources minérales : le bassin côtier qui est un bassin d'exploitation de pétrole et le bassin de Franceville connu pour ses exploitations actuelles de manganèse (Fig. I-6) et plus anciennes d'uranium.

Du point de vue géologique, le Gabon présente des terrains de différents âges et présente quatre domaines :

- Le premier est le domaine d'âge Archéen qui affleure dans les massifs du Nord et du Chaillu ;
- le deuxième localisé du centre à l'Est du pays d'âge Paléoproterozoïque comprend la série Francevilienne et le bloc de l'Ogooué ;
- le troisième celui du Néoproterozoïque et
- le dernier d'âge plus récent qui forme le bassin côtier atlantique à l'Ouest ainsi que le domaine des plateaux Batéké à l'Est du Gabon (Fig. I-7 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Ndongo et al., 2016).



Figure I-6: Carte géographique du Gabon avec en bleu les deux bassins principaux. Le bassin côtier à l'ouest du pays et bassin de Franceville à l'est. Le tracé orange représente la trajectoire de l'Ogooué, fleuve principal du pays. En vert les noms des provinces et en bleu ceux des chefs-lieux.

III.2. Le bassin Francevillien

Le bassin francevillien est localisé dans le sud-est du Gabon (Fig. I-6) et s'étend sur une superficie de 42.000 km². Il est limité au nord et au sud respectivement par des massifs du Nord Gabon et celui du Chaillu, à l'Est par les plateaux Batéké et à l'ouest par le bloc de l'Ogooué. Le Francevillien est présent dans quatre sous bassins : Booué, Lastourville, Franceville et Okondja (Fig. I-7), regroupant un ensemble de formations sédimentaires non métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque (2,2-2,0 Ga) qui repose en discordance sur le socle archéen granito-gneissique appartenant au massif du Chaillu (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989 ; Gauthier- Lafaye and Weber, 2003). Ce grand groupe présente de plusieurs intérêts :

- Economique par son potentiel uranifère (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989 ; Bros et al., 1992 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003), manganésifère (Weber, 1968 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003), et la présence des réacteurs nucléaires naturels.
- Scientifique par la découverte des formes de vie multicellulaire les plus anciennes jamais décrite dans les roches précambriennes datées de 2,1 Ga (El Albani et al., 2010 ; El Albani et al., 2014 ; El Albani et al., 2019).

Ces différents sous-bassins sont séparés par les horsts d'Ondili et d'Amiéni (Weber, 1969 ; Gauthier-Lafaye, 1986). C'est dans les régions de Franceville et d'Okondja que le francevillien montre la série à la fois la plus épaisse, et la plus complète (Fig. I-11).

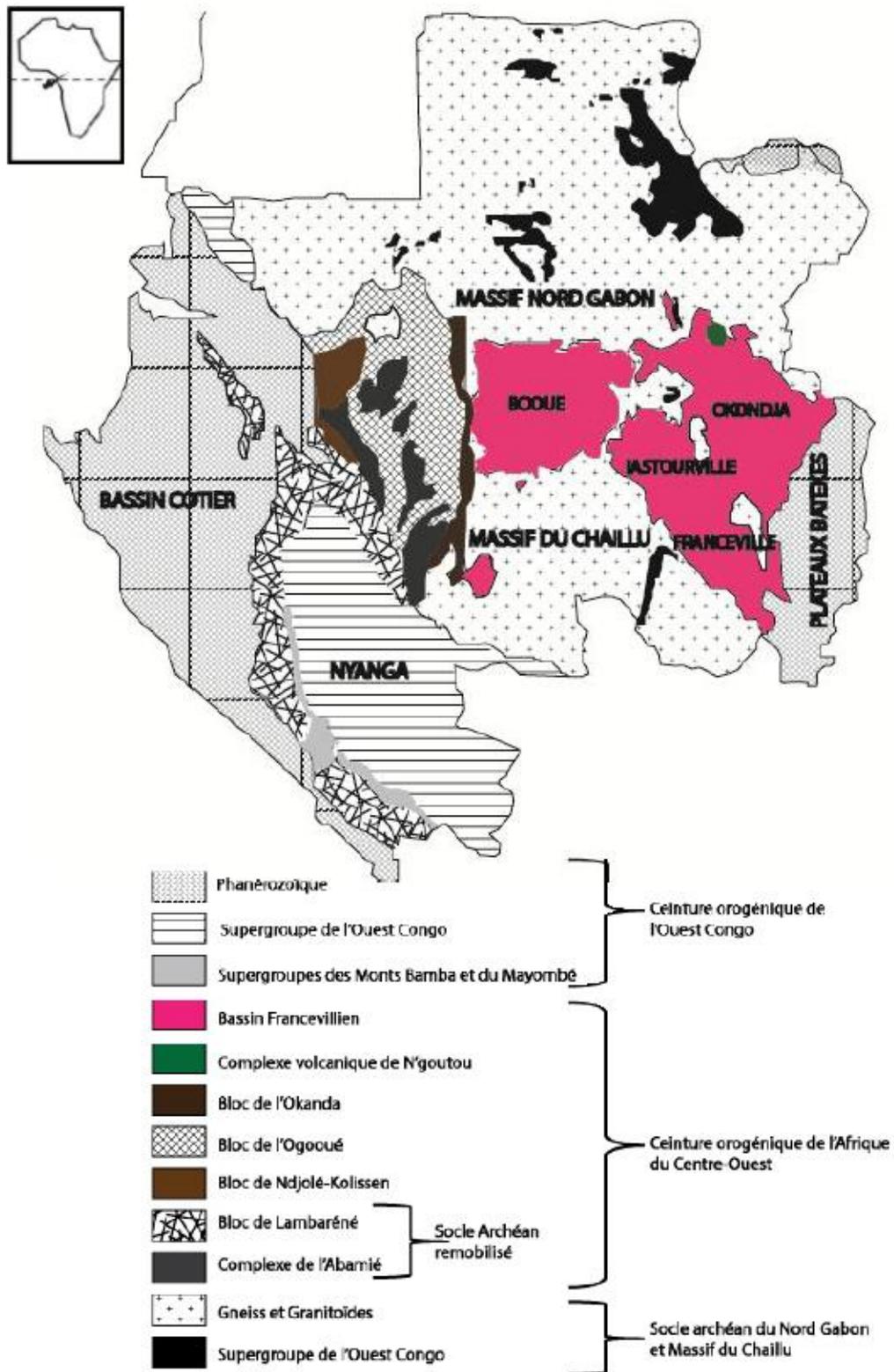


Figure I-7 : Carte synthétique du Gabon montrant en rose le Francevillien avec les quatre sous bassins le constituant (modifié d'après Chevallier et al., 2002).

IV. CADRE GEOLOGIQUE DU BASSIN FRANCEVILLIEN

IV.1. Généralités

Le bassin de Franceville a été l'un des sous-bassins les plus étudiés au Gabon. Il occupe une superficie de 35.000 km² entre les latitudes de 1°00'S et 2°00'S et les longitudes 13°00'E et 13°44'E (Fig.I-8) (Azzibrouck, 1986 ; Prémat et al., 2011).

D'âge Paléoprotérozoïque, ce bassin renferme des roches sédimentaires non métamorphisées. Weber (1968) a établi la colonne lithostratigraphique de référence de la série du Francevillien (Fig.I-12) à partir d'observations de nombreux affleurements répartis sur l'ensemble de ce bassin. La série est composée par l'empilement de cinq formations notées FA, FB, FC, FD, et FE. L'épaisseur des sédiments dans le bassin peut atteindre environ 2000 m (El Albani et al., 2010 ; Ossa Ossa et al., 2013) à 2500 m (Bouton et al., 2009 ; Thiéblemont et al., 2009). Cependant, l'existence d'une formation FE *sensu stricto* reste à ce jour encore très discutée. Préalablement définie comme un niveau gréseux dont les éléments constitutifs seraient issus du démantèlement de la ceinture orogénique de l'Ogooué (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003; Ossa Ossa et al., 2013; Weber et al., 2016), cette formation a été considérée par Thiéblemont et al., (2009) comme un ensemble de niveaux gréseux appartenant soit aux faciès pélitico-gréseux de la formation FD dans le bassin de Boué, soit au faciès gréseux de la formation FA, dans le bassin d'Okondja. Aussi, (Bouton et al., 2009) ne considèrent pas la formation FE. Ces auteurs observent un passage progressif entre les faciès à dominante pélitique du FD et ceux à dominante gréseuse qui a leurs yeux ne justifient pas la distinction d'une formation FE. La couverture végétale importante pouvant masquer les contacts et compliquer les corrélations, cette question n'est pas définitivement tranchée.

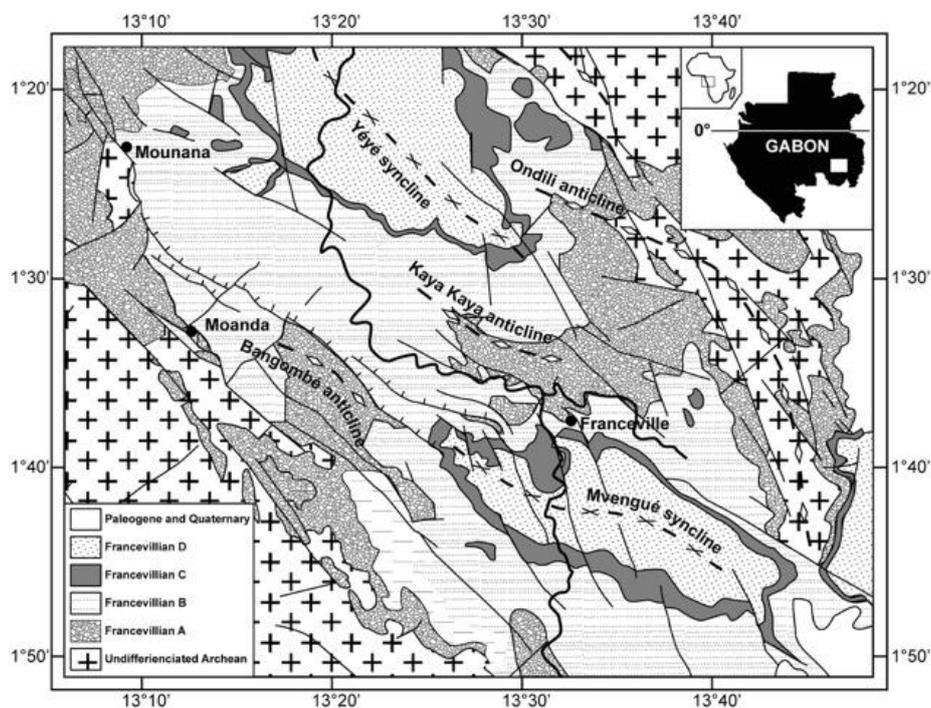


Figure I-8 : Carte structurale du bassin de Franceville avec les différentes formations sédimentaires (Modifiée par Chevallier et al., 2002).

IV.2. Tectonique du bassin

Le Paléoprotérozoïque est une période marquée par de grandes collisions produisant de nombreuses chaînes de montagnes et l'ouverture de bassins sédimentaires (Kröner, 1983). Le groupe Francevillien se trouve être le fruit de ces collisions. La période de 2,1 à 2,0 Ga est connue pour la formation qui s'étend du Cameroun au Congo dite West Central African Belt (WCAB) au cours de l'orogénèse éburnéenne. Le bassin de Franceville se situe l'est de la WCAB et serait plus précisément contemporain de l'orogénèse éburnéenne (Feybesse et al., 1998 ; Pambo et al., 2006). La tectonique du bassin correspond à trois phases tectoniques associées à des phases d'extensions séparées par des grandes discordances (Feybesse et al., 1998 ; Préat et al., 2011). Ses différentes évolutions tectoniques ont conduit peu à peu à l'individualisation de quatre sous bassins : Okondja au NE, Franceville et Lastourville au SW, ce dernier se prolongeant au NW par le sous bassin de Boué (Weber, 1968 ; Azziley Azzibrouck and Weber, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Ngombi-Pemba et al., 2014).

La première phase : est marquée par la collision entre le craton de Sao Francisco et le craton du Congo. Cela mène à la formation de la WCAB (Feybesse et al., 1998). Cette collision entraîne plus à l'Est un amincissement de la croûte suivant une série de failles normales NW-SE permettant l'ouverture des bassins du Francevillien (Feybesse et al., 1998 ; Pambo et al., 2006). Cette phase débute par une sédimentation continentale qui s'associe au dépôt de la formation FA (Fig. I-9a) dont l'extension de limite aux couloirs des fractures NW-SE qui correspondaient à l'époque de la zone de subsidence maximale (Feybesse et al., 1998 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003 ; Préat et al., 2011 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 2013).

La seconde phase (Fig. I-9b) : la charge sédimentaire des bassins du groupe Francevillien entraîne une forte subsidence des bassins. Elle marquée par des horst et graben (Feybesse et al., 1998). Cette phase débute dès la fin du dépôt de la formation FA. La charge sédimentaire importante entraîne l'effondrement généralisé du bassin et l'individualisation des différents sous bassins (Ossa Ossa et al., 2010). La sédimentation devient marine et correspond à l'ensemble des dépôts des formations FB et FC (Azziley Azzibrouck, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986) (Fig. I-9b). Les autres bassins continuent à évoluer suivant un modèle de graben. On peut aussi noter, à cette même période, la présence d'un volcanisme ultramafique alcalin marqué par la mise en place de laves basaltiques dans le bassin d'Okondja (Thiéblemont et al., 2014).

La troisième phase : est marquée par les dépôts des formations FC et FD (Fig. I-9c). La formation FC correspond à une quasi-émersion du bassin et des manifestations volcaniques dans divers endroits du bassin. Les dépôts marins deviennent typiques de milieux peu profonds. Ils sont par ailleurs continus et de vaste extension. La formation FD recouvre la totalité du bassin francevillien (Ossa Ossa et al., 2010). C'est la dernière phase compressive de la WACB, elle se caractérise par la formation de plis N-S à NE-SW et le jeu en mouvement inverse de certaines failles NW-SE (Feybesse et al., 1998).

Les sous-bassins de Franceville, de Lastourville et d'Okondja appartiennent à des zones subsidences dans lesquelles la sédimentation atteint environ 2500 m (Thiéblemont et al., 2009) d'épaisseur mais avec des variations latérales de faciès et d'épaisseurs très marquées. Le bassin d'Okondja montre une subsidence plus marquée importante ou l'épaisseur de la formation FB peut dépasser 1500 m tandis que dans le bassin de Franceville elle ne dépasse pas 1000 m (Azzibrouck, 1986).

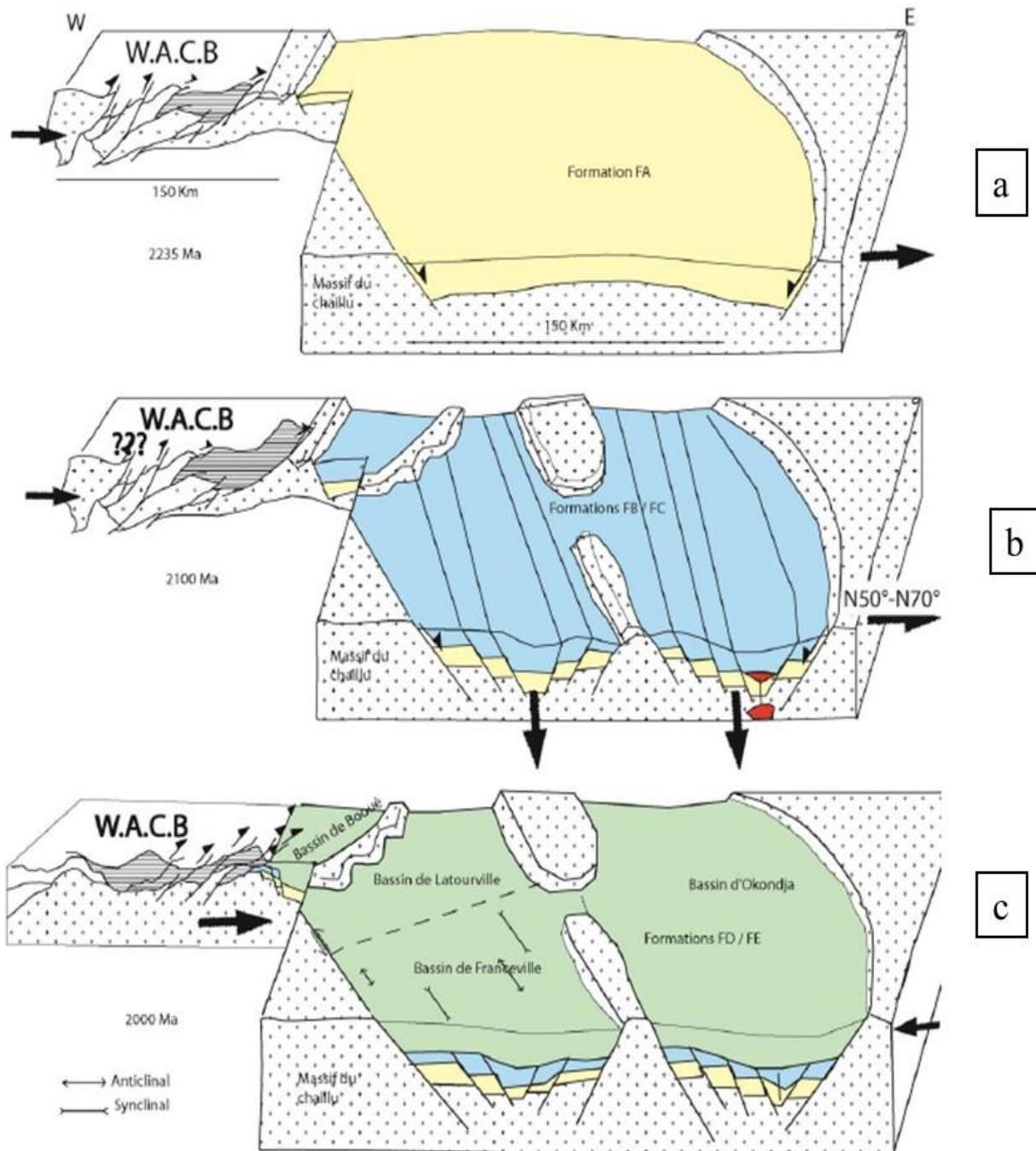


Figure I-9 : Synthèse géodynamique de l'ouverture des bassins de Boué, Lastourville, Franceville, et Okondja en relation avec la mise en place de la WACB (West African Central Belt). D'après Feybesse et al. (1998) et Pambo et al. (2006).

IV.3. Les formations sédimentaires du bassin

La lithostratigraphie a été établie par Weber (1968) grâce aux différents sondages réalisés dans le bassin de Franceville. Une complexité de corrélation a été vue entre ces différents forages, mais des niveaux répétitifs ont permis d'établir une colonne lithostratigraphique en cinq formations FA à FE (Fig. I-10). Dans ce travail seules les quatre premières formations FA, FB, FC et FD feront l'objet d'une description détaillée vue l'incertitude actuelle de la dernière formation (Bouton et al., 2009 ; Thiéblemont et al., 2009, 2014 ; Ngombi-Pemba et al., 2014). Les niveaux repères qui ont permis les corrélations sont :

-Le repère FA/FB marqué par une arrivée brutale de faciès fins qui marquent un changement d'environnement sédimentaire.

-Le repère FB1c marqué par le protore qui constitue la roche mère manganésifère qui commence par un niveau ferrifère d'environ une dizaine de mètres (Weber 1968 ; Pambo, 2004).

-Le repère FC avec des dépôts siliceux (cherts) et des stromatolithes.

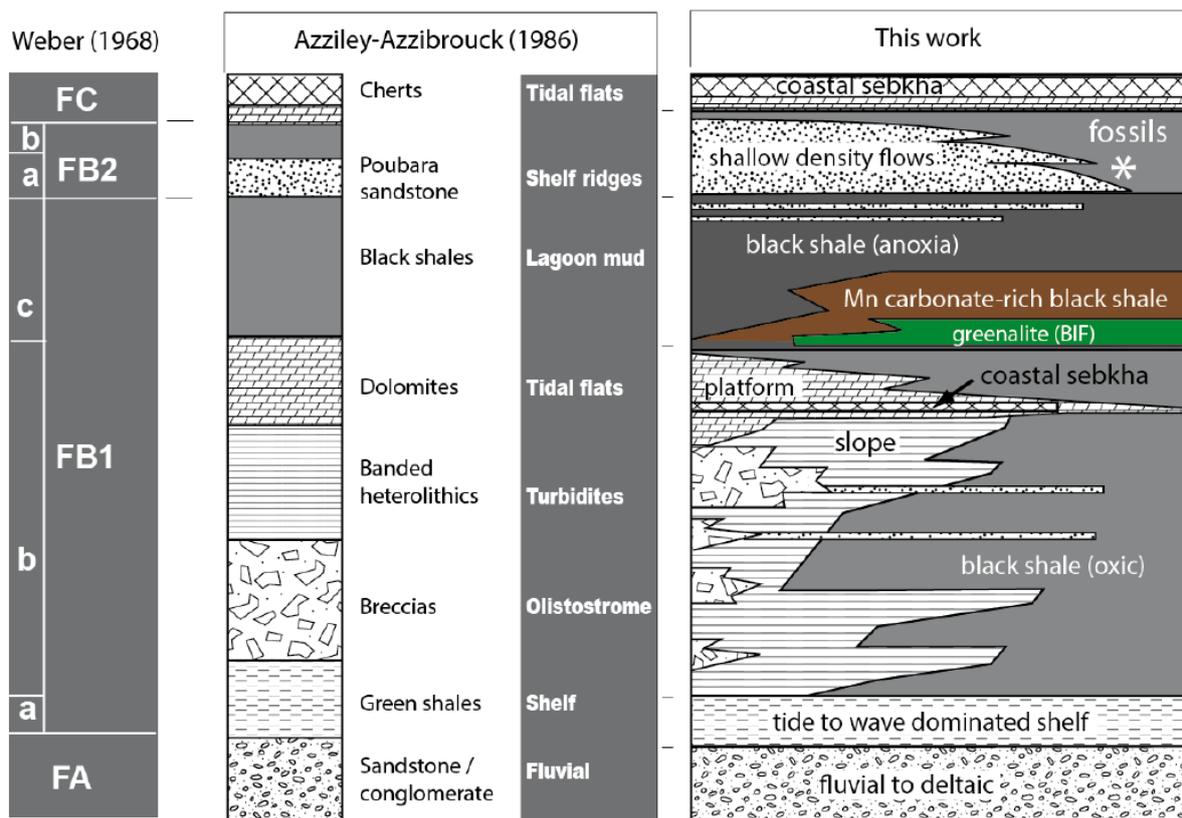


Figure I-10 : Log lithostratigraphique des formations francevillienne allant du FA à FC avec les environnements de dépôts associés (Reynaud et al., 2017).

IV.3.1. Formation FA

Constituant la base de la série francevilienne, cette formation repose en discordance sur un socle métamorphique archéen (datée de 3,0 à 2,5 Ga), composé de granitoïdes et de gneiss (Fig.I-10 ; Gauthier-Lafaye, 1986, 2006 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989 ; Bouton et al., 2009 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Prétat et al., 2011). Son épaisseur peut atteindre environ 1000 m dans les zones les plus épaisses car il est observé une variabilité considérable d'un sous-bassin à l'autre. Cette formation est caractérisée par des grès à passées conglomératiques caractéristiques d'un environnement fluvial, ensuite de grès moyens à fins parfois conglomératiques et pélitiques caractérisant un environnement deltaïque et cette série se finie par grès fins pélitiques associés à un environnement tidal (Ossa-ossa 2010). D'après Bankole et al., (2015), il existe au sommet de la formation FA un faciès à environnement tidal constitué de grès fin silteux. Cette formation se termine avec des concentrations uranifères qui atteignant des teneurs importantes d'uranium ayant permis le déclenchement naturel de réacteurs nucléaires (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989).

IV.3.2. Formation FB

Cette formation a fait l'objet de nombreuses études et des sondages ont été faits le long du bassin de Franceville afin d'étudier en profondeur cette formation (Azzibrouck, 1986) en raison de son grand potentiel économique. Cette formation renferme en effet des gisements de manganèse et de fer, mais aussi les plus anciens macro-organismes multicellulaires (Gauthier-Lafaye 1986, Pambo 2004, El Albani et al.; 2010). Elle est composée préférentiellement de dépôts marins sur une épaisseur allant de 400 à 1 000 m et témoigne de la première transgression marine sur le substratum francevillien (Azzibrouck, 1986). La formation FB présente de la base vers le sommet deux évolutions sédimentaires qui a conduit à une division en deux sous formations FB1 et FB2 (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1986 ; Pambo, 2004).

- Sous formation FB1 :

La base de cette sous formation est principalement constituée de sédiments fins tels que des argilites noires riches en matière organique et des pélites qui alternent avec des niveaux gréseux bréchiques carbonatés. Cette sous formation se retrouve subdivisée également en trois unités : FB1a, FB1b et FB1c.

- L'unité FB1a : Elle a une épaisseur de 20 à 40 m, et est marquée par des argilites (par niveaux silteux) pauvres en matière organique de couleur vert pâle nommé « pélite verte » (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986). Elles sont finement litées et essentiellement micacées, riches en phyllosilicates (illite et chlorite), avec comme autre élément du quartz et rarement des feldspaths (Ngombi Pemba, 2014). Les figures sédimentaires qui sont retrouvées sont des rides de vagues qui se sont probablement déposées dans un environnement marin soumis à l'action des vagues de tempêtes types offshore supérieur (Pambo et al., 2006).

- L'unité FB1b : D'environ 100 à 150 m d'épaisseur cette unité est caractérisée dans les premiers 30 m de plusieurs niveaux de brèches contenant des éléments remaniés des roches correspondant à la formation FA (Azzibrouck, 1986 ; Gauthier-Lafaye, 1986). Ces brèches présentent une matrice grés-dolomitique et parfois argileuse, les éléments remaniés retrouvés sont des fragments de roches du socle archéen (granite, gneiss) des bordures du bassin (dolomies) ou d'origine intraformationnelle (pélites). D'après Azzibrouck (1986) puis, Bouton et al. (2009), elles se sont mises en place sous forme de coulées de débris transitant par des canyons alimentant des cônes sous-marins lors du démantèlement de la marge du bassin après des périodes de chutes de niveau de base. Après les dépôts de ses brèches il apparaît une alternance entre des niveaux clairs correspondant à des grès dolomitiques et des niveaux noirs qui sont des argilites noires dolomitiques riches en matière organique ce faciès est nommé dans les travaux précédent « pélites rubanées » (Weber 1968, Azzibrouck, 1986). Ces grès sont principalement des arénites feldspathiques carbonatées, contenant du quartz et des micas (biotite chlorites) (Ngombi Pemba, 2014). Le milieu de dépôt de ces faciès a été auparavant défini comme correspondant à des dépôts gravitaires transportés épisodiquement dans des milieux de très peu agités (Azzibrouck, 1986) En affleurement, on y observe des figures de charges et des slumps (Ossa Ossa, 2010) traduisant un dépôt rapide le long d'une pente.

- L'unité FB1c : Elle s'étend sur environ 130 m d'épaisseur et est constituée de différents niveaux. A la base des bancs purement dolomitiques occasionnellement lenticulaires voire noduleux formant des concrétions isolées pluricentimétriques. Les travaux d'Azzibrouck, 1986 montrent plusieurs types de ce faciès dolomitique soit dolomie franche, siltites dolomitiques plus ou moins gréseuses ou des grès dolomitiques. A la suite de cette base, apparaît un niveau ferrifère d'une dizaine de mètres identifié sur le plateau d'Okouma-Bafoula décrit par Weber (1968) et Pambo (2004) qui se caractérise par des intercalations de niveaux millimétriques à centimétriques de cherts, de niveaux riches en phosphates ainsi que des argiles noires riches en matière organique et en fer. Le fer se trouve concentré dans les argilites noires riches en matières organiques et riches en pyrite, les roches carbonatées avec la sidérite comme phase dominante et sont interprétés comme appartenant aux BIFs protérozoïques car ils présentent des similitudes sédimentaires, chimiques et minéralogiques (Pambo (2004)). Ce niveau ferrifère, s'accumulent dans des hauts fonds, sur lesquels se déposent du fer et des phosphates au NE du secteur de Moanda. Les roches se présentent laminées horizontalement avec une texture très fine indiquant un faciès à très faible énergie en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes (Pambo, 2004). La suite correspond à la zone dite à protore d'environ 70 m d'épaisseur marquée par des argilites noires carbonatées très riches en matière organique et en manganèse avec des teneurs pouvant atteindre 30% (Weber, 1968 ; Gauthier Lafaye et Weber, 2003). Ce niveau est appelé protore car il constitue la roche-mère des oxydes de manganèses latéritiques exploités par la société minière COMILOG (2^{ème} réserve mondiale de manganèse). Le protore est parfois recoupé par des bancs centimétriques de grès fin à moyen pauvre en manganèse (Weber, 1968 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). Ces argilites sont formées d'une matrice argileuse très chargée en matière organique dans laquelle les carbonates sont disséminés. La pyrite se présente généralement en agrégats, généralement disposés selon les plans de stratification. Les minéraux détritiques tels que le quartz, les micas et les feldspaths sont en faible quantité. Différents types de carbonates

sont identifiés à ce niveau il s'agit de la dolomite pour la plupart du temps, de la dolomie manganésifères et, occasionnellement, de la rhodochrosite (Pambo et al 2004). Les figures sédimentaires qui sont retrouvées dans ce faciès correspondent à des lamines horizontales. Différents travaux ont montré que ces sédiments se sont mis en place dans un prisme de haut niveau marin lors d'une période de chute de niveau de base (Pambo 2004, Ngombi-Pemba 2014).

- **Sous formation FB2 :**

Cette formation d'environ 100 m d'épaisseur est caractérisée par deux sous formations FB2a et FB2b. La première (FB2a) correspond aux Grès de Poubara. Elle est constituée de bancs de grès fins massifs pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, très silicifiés parfois granoclassés à litage en auge et la présence de HCS « *Hummocky Cross stratification* ». Ces grès apparaissent de façon brutale et érodent l'unité FB1c (Azzibrouck (1986) et Pambo (2004). La deuxième sous formation FB2b correspond à une alternance entre des argilites noires riches en matière organique et des grès fins. C'est dans cette unité qu'ont été découverts les fossiles multicellulaires repoussant ainsi de 1,3 Ga dans le temps, la période d'émergence de la vie multicellulaire sur la Terre (El Albani et al., 2010).

IV.3.3. Formation FC

Avec une épaisseur variant de 10 à 50 m cette formation affleure sur la totalité du Francevillien (Gauthier-Lafaye, 1986). Elle est composée de jaspes et de dolomie à stromatolithes. D'après, Prétat et al, (2011) ces jaspes sont latéralement synchrones aux dolomies supérieures de la formation FB, ce qui remet en cause le caractère isochrone de la formation FC qui, dans ce cas, ne représenterait plus un marqueur stratigraphique tel que proposé par Weber (1968). Ces sédiments se seraient mis en place dans un environnement marin ouvert peu profond évaporitique, associé à un climat chaud et aride (Weber, 1968 ; Amard and Bertrand-Sarfati, 1997 ; Prétat et al., 2011).

IV.3.4. Formation FD

Cette formation est marquée par deux unités (Thiéblemont et al., 2009). La première ne dépassant pas 100 m d'épaisseur est composée d'argilites noires riches en matière organique plus ou moins silicifiées alternant avec des fines couches de grès silteux sombres. Parfois ses argilites ne sont pas silicifiées ce qui les rend difficilement différenciables de celles du FB. La deuxième unité par contre est plus épaisse allant jusqu'à 400 m est marquée par une alternance pélitico-gréseuse à intercalations de niveaux gréseux lenticulaires, de granulométrie et de puissance très variables. Cette formation correspond à une assise de dépôts volcano-sédimentaires, où alternent des argiles, des argiles riches en matière organique, des grès moyens à fins et dans sa partie supérieure des tufs (Gauthier- Lafaye and Weber, 2003 ; Prétat et al., 2011). Cette assise volcano-sédimentaire s'est déposée dans un environnement marin profond (Weber, 1968).

IV.4. Histoire diagénétique du bassin

Les sédiments du bassin ont été enfouis au maximum jusqu'à atteindre un métamorphisme de très faible grade. La diagenèse la plus intense observée dans les dépôts à la base de la formation FA se situe l'anchizone, c'est-à-dire la zone intermédiaire entre diagenèse et métamorphisme (Gauthier-Lafaye, 1986) ; plus précisément, la profondeur maximale atteinte serait de 4 km pour une température de 180-200°C et une pression de 1000 ± 200 bars (Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). L'histoire diagénétique du groupe Francevillien a été définie en trois grandes phases (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Michaud et Mathieu, 1998).

-La première phase est une diagenèse précoce argileuse et siliceuse. Les argilites noires riches en matière organique sont enfouies sous une épaisseur allant de 1 000 à 1 500 m et sont portées jusqu'à des températures de 180°C (Gauthier-Lafaye, 1986) à 225°C (Openshaw et al., 1978) conduisant à la cristallisation de chlorite et d'illite 1M (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003) en association avec une intense silicification des grès de la formation FA (Gauthier-Lafaye, 1986 ; Ossa Ossa, 2010), ainsi qu'à la formation d'hydrocarbures.

- La seconde est une phase de remontée du bassin ou la fracturation hydraulique liée à la pression des fluides est enregistrée. Celle-ci est due à la compaction des sédiments et à l'augmentation de la température. La fracturation hydraulique s'est principalement exercée parallèlement à la stratification à l'interface des formations FA et FB, du fait de leur différence de perméabilité (transition grès-argiles).

-La troisième et dernière phase correspond à une diagenèse carbonatée. Elle est considérée comme contemporaine du soulèvement et du refroidissement général du groupe Francevillien.

IV.5. Les datations

Le Francevillien a pu être daté grâce à son importance métallogénique par les minéralisations d'uranium, de manganèse et du fonctionnement des réacteurs nucléaires naturels. Ainsi divers travaux adaptés à la nature pétrographique des formations étudiées ont été réalisés : La méthode appliquée sur la minéralisation uranifère de la formation FA est celle de U-Pb datée 2050 ± 30 Ma (Gancarz, 1978). Des mesures Rb-Sr sur les syénites interstratifiées du complexe volcanique N'goutou de la formation FB ont donné un âge de 2143 ± 143 Ma (Bonhomme et al., 1982). Cette même méthode a été utilisée par déterminer l'âge de la formation FD à partir des zircons extraits des tufs ignimbrites positionnés au sommet de cette formation ; l'âge estimé est compris entre 2083 ± 6 Ma et 2072 ± 29 Ma (Bouton et al., 2009 ; Thiéblemont et al., 2009). A ce jour, seule la formation FC n'a fait l'objet d'aucune datation, son âge est connu de manière relative par l'encadrement des formations FB et FD ce qui correspond à une période comprise entre 2100 et 2000 Ma.

IV.6. Les plateaux du bassin de Franceville et les dépôts associés

Actuellement, les gisements de manganèse affleurent à la faveur de grands plateaux exploités ou cartographiés. Le bassin de Franceville présente plusieurs plateaux manganésifères dont deux principaux qui sont ceux de Bangombé et Okouma montrant un potentiel économique quasi égal.

IV.6.1. Les plateaux du groupe Francevillien

Le manganèse est présent dans deux zones du bassin Francevillien (Fig. I-11a). A proximité de la ville de Franceville avec les plateaux de Massengo, de Beniomi et de Menai-Oyali (Fig. I-11a) et dans la région de Moanda avec les plateaux de Massango, d'Okouma, de Bangombé, de Bafoula et de Yéyé (Fig. I-11b). Même si des exploitations sont ouvertes dans la zone proche de Franceville (Bonhoure et al., 2019), l'essentiel des réserves économiques exploitables se trouvent dans la région de Moanda (Weber, 1968 ; Pambo 2004) constitué du :

- **Plateau de Bangombé** : Il se situe au Nord-ouest du bassin de Franceville et s'étend sur 40 km² de superficie, et une altitude moyenne de 580 m. Il a fait l'objet de plusieurs études par Weber (1968), Azzibrouck-Azziley (1986), Gauthier-Lafaye (1986), Pambo (2004), Ngombi-Pemba (2014), Dubois (2017) etc. car il renferme des gisements de manganèse sur une surface de minéralisation de 19 km² (Weber 1968) en exploitation depuis 1962 par la compagnie minière COMILOG.

- **Plateau d'Okouma** : Séparé du plateau de Bangombé par une dépression de 4 à 5 km au fond de laquelle coule plusieurs rivières, l'altitude de ce plateau culmine à 606 m vers le sud-ouest et 540 m vers le nord-est. Encore en exploration à ce jour, ce plateau possède un intérêt économique semblable au plateau de Bangombé et sera la prochaine zone exploitée vers 2021 (R. Pacta, ERAMET, 2021, pers. Comm.) car elle renferme une zone de minéralisation de 13 km² (Pambo, 2004).

- **Plateaux de Bafoula, Yéyé et Massango** : Le plateau de Bafoula montre une surface de minéralisation de 5 km² et celui de Yéyé une altitude d'affleurement qui décroît de l'ouest avec 580 m à l'est avec 460 m environ. L'intérêt économique de ces deux plateaux est moindre que celui des deux plateaux précédents (Weber 1968) en raison de leur surface. Le plateau de Massango montre le prolongement du gisement d'Okouma vers le nord-ouest avec une surface de minéralisation de 2 km².

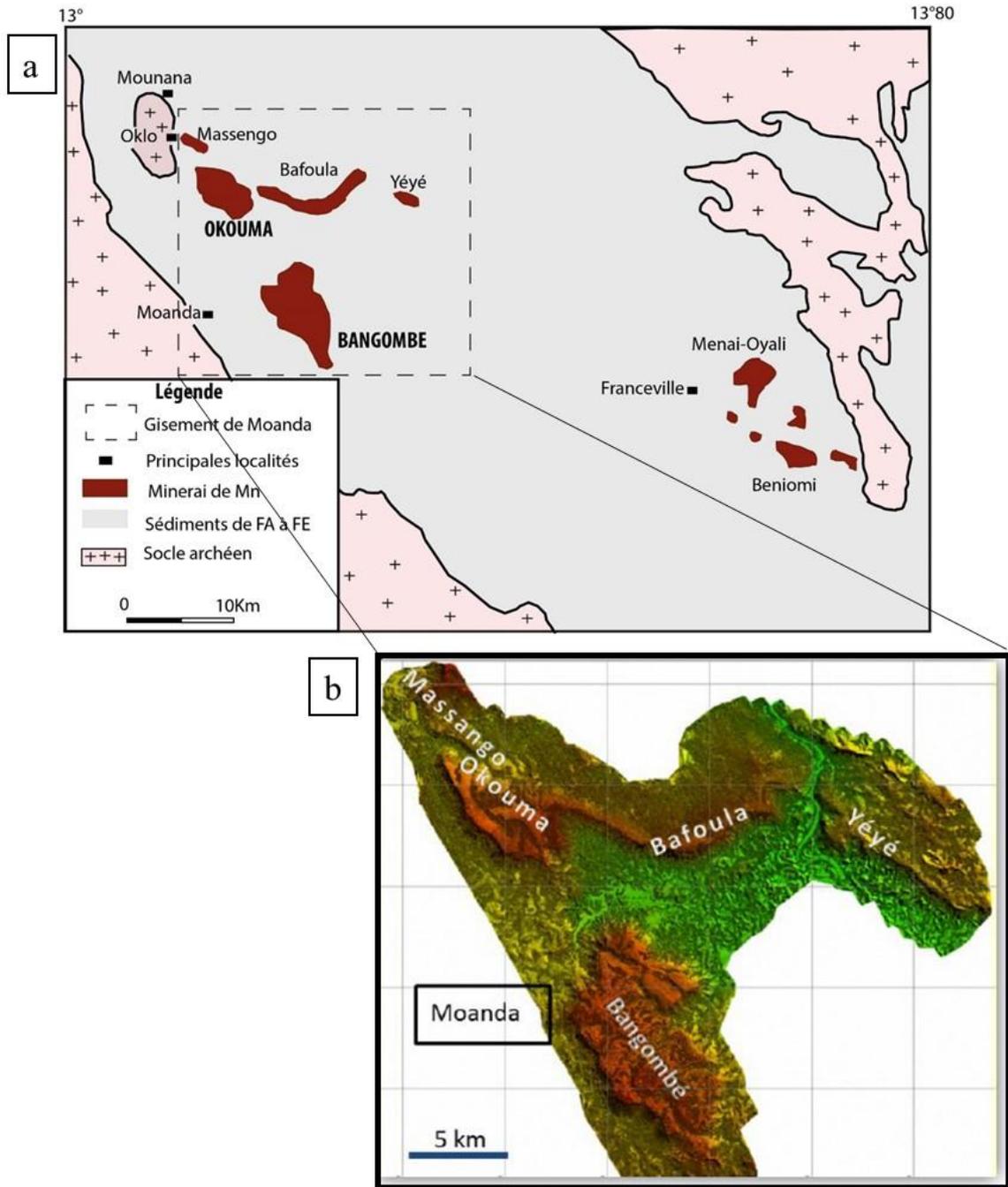


Figure I-11 : Les différents plateaux du groupe Francevillien dans la zone de Moanda et dans la zone de Franceville (D'après Pambo 2004), b : zoom des plateaux enrichis en oxydes de manganèse dans la zone de Moanda (d'après Dubois, 2017, Image-lidar Eramet-Comilog, 2013).

IV.6.2. Les dépôts de manganèse, de fer et de phosphore dans le bassin de Franceville

Le bassin de Franceville au Gabon, l'un des bassins paléoprotérozoïques, montre l'accumulation importante de dépôts de fer, de manganèse et de phosphate (Weber 1969, Pambo, 2004, Gauthier Lafaye et al 2003). Ces différents dépôts se concentrent, comme il a été vu, au niveau des zones de plateaux. Les deux plateaux étudiés sont ceux de Bangombé et d'Okouma.

IV.6.2.a. La formation des dépôts manganifères

Une caractéristique originale de la Formation FB est l'arrivée soudaine des carbonates. Elle se présente principalement sous la forme de dolomite ($\text{CaMg} [\text{CO}_3]_2$), mais elle est également visible sous forme d'ankérite ($\text{Ca} [\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}] [\text{CO}_3]_2$), sidérite (FeCO_3) puis sous forme d'espèce manganésifère rhodocrosite (MnCO_3). L'activité volcanique et hydrothermale dans le bassin voisin d'Okondja aurait contribué et fourni le manganèse et le fer dans l'eau de mer (Fig. I-12 ; Weber, 1968). La teneur de Mn de l'eau de mer était probablement très élevée ce qui produit également un rapport Mn/Fe élevé. En effet, à la fin de l'Archéen et au début du Protérozoïque de nombreux dépôts de fer se sont produits, mais les conditions de précipitation de manganèse n'ont pas été atteintes (Roy, 2000). Un modèle a été proposé par Gauthier-Lafaye & Weber (2003) et évoque une précipitation du Mn et du Fe sous forme d'oxydes sur une plateforme où la concentration en oxygène dissous était élevée en surface due à l'intense activité biologique et l'enfouissement rapide de la matière organique. Ceci a permis de libérer l'oxygène dans l'atmosphère durant le GOE (Fig. I-12). Les périodes de transgression ont favorisé le transport du Fe^{2+} et du Mn^{2+} vers la surface grâce aux courants d'upwelling. Durant les périodes régressives, ces éléments ont précipité sous forme d'oxydes. Etant donné que la précipitation du Mn^{2+} est inhibée par la présence du Fe^{2+} dans le milieu (Anbar & Holland, 1992 ; Roy, 1992), la chemocline $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ était atteinte avant celle de $\text{Mn}^{2+}/\text{Mn}^{4+}$, favorisant ainsi la mise en place des dépôts ferrifères en dessous du niveau manganésifère. Durant la diagenèse, ces éléments ont été incorporés dans les carbonates, les sulfures et les silicates. Le Mn^{2+} aurait réagi avec le CO_2 ou le HCO_3^- issu de la dégradation de la matière organique en dessous de l'interface réductrice eau de mer/sédiment, afin de former des carbonates de Mn (Gauthier-Lafaye & Weber, 2003).

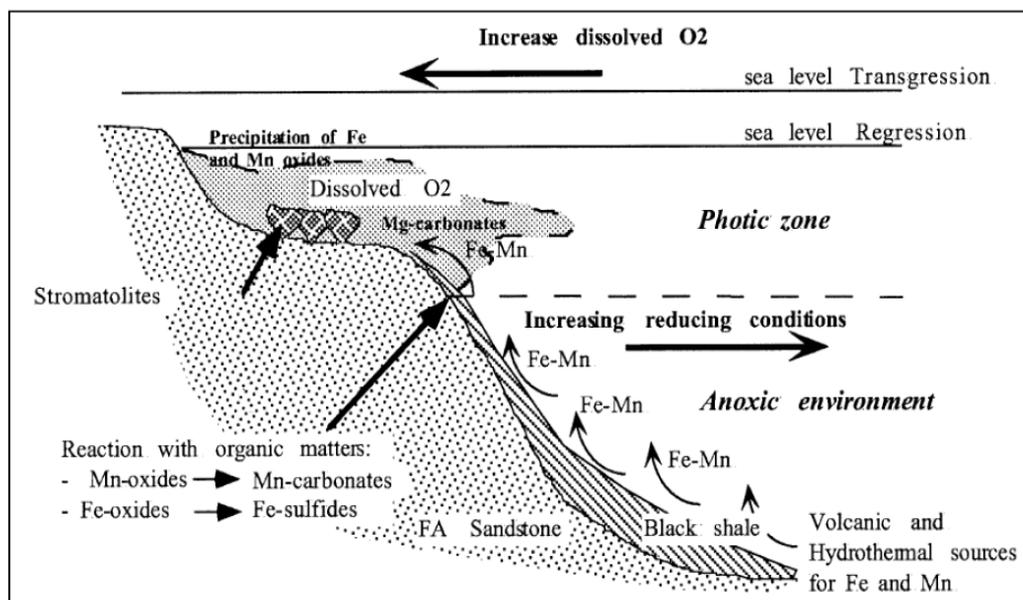


Figure I-12: Modèle de formation des gisements de Mn dans le bassin de Franceville (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003)

IV.6.2.b. La formation ferrifère

Dans le bassin de Franceville de petites concentrations de fer apparaissent et ont été repérées dans la plupart des sondages recoupant la Formation FB1. Ce sont, soit des petites concentrations de sidérite dans les pélites, soit des dolomies très pyriteuses à sidérose (Weber 1968). Ce niveau ferrifère a été étudié par Weber (1968) et Pambo (2004). Il précède les dépôts manganésifères à la base de la formation FB1 et atteint son expression maximale juste avant les niveaux de manganèse sous une épaisseur de 8 à 10 m. Étudiés par des échantillons provenant du forage OKP Pambo (2004), il les décrit comme un faciès siltocarbonaté, silicifié riche en fer qui montre une alternance entre des bandes noires représentant la sidérite associée aux lits de pyrite très abondants formant des lamines sub-horizontales avec des zones parfois bréchiques et les bandes grises claires qui représentent la silice. Ce niveau est beaucoup plus visible dans le plateau d'Okouma sous forme de sidérose et de pyrite ou de silicates, ainsi que par des oxydes : hématite ou limonite (Weber 1968). Ce faciès peut être interprété comme étant proche des BIFs (*Banded Iron Formations*) protérozoïques dont les accumulations majeures sont observées à l'Archéen (2,7-2,5 Ga) et au Protérozoïque inférieur (2,5-1,8 Ga). La similitude est visible par leur chimie et leur minéralogie. Par sa chimie composée jusqu'à 42,3 % de Fe, 20,72 % de Si moyenne des BIFs (40-50% de Fe et 20-35% Si (James, 1983)). Et, par sa minéralogie car le fer se concentre dans trois types de faciès : sulfuré avec des black shales riches en pyrite, carbonatées (avec la sidérite comme phase dominante) et silicatés (silicate de fer non alumineux berthiérine et la greenalite étant le minéral dominant). Les deux sources probables énumérées par Pambo (2004) seraient que ce fer proviendrait des sédiments détritiques après leur dépôt ou de l'activité volcanique et hydrothermale au début de la sédimentation de la Formation FB.

IV.6.2.c. Les dépôts de phosphore

Des lits riches en phosphore ont été retrouvés par Weber (1968) et Pambo (2004) dans le plateau d'Okouma dans les argilites dolomitiques manganésifères et dans le faciès ferrifère de la formation FB1. Les pourcentages en phosphore varient entre 0,10 et 3,26 %. L'apatite est la forme naturelle de phosphate la plus abondante sur la terre ; c'est une source majeure de phosphore représentant trois minéraux : la fluoroapatite $[Ca_5(PO_4)_3F]$, la chloroapatite $[Ca_5(PO_4)_3Cl]$ et l'hydroxylapatite $[Ca_5(PO_4)_3(OH)]$. Certains niveaux de faciès phosphatés présentent des teneurs en P_2O_5 supérieures à 2 % tandis que certains niveaux de la série présentent des faciès à grains épars avec des teneurs P_2O_5 en général inférieures à 2 %. De plus, trois générations de phosphates (Fig. I-13) sont localisées de la base du protore (base FB1c) jusqu'au minerai (partie supérieure FB1c) : la première dite phosphate primaire est représentée par les phosphates de calcium et les carbonates apatites, la deuxième dans la moitié supérieure du protore par les crandallites associées à des aluminophosphates secondaires (illite, quartz) et à la rhodochrosite. La troisième génération par des phosphates secondaires identifiés dans le minerai (strengite, crandallite, florencite, monazite, rhabdophane, et l'orthophosphate de Mn) et se présente sous forme de petit grains très solubles dans la matrice. Ces niveaux ne peuvent être assimilés à un gisement de phosphate, mais renferment des lits de phosphate presque purs mis en place quand des conditions propices à la phosphatogenèse devaient momentanément être remplies (Weber 1968).

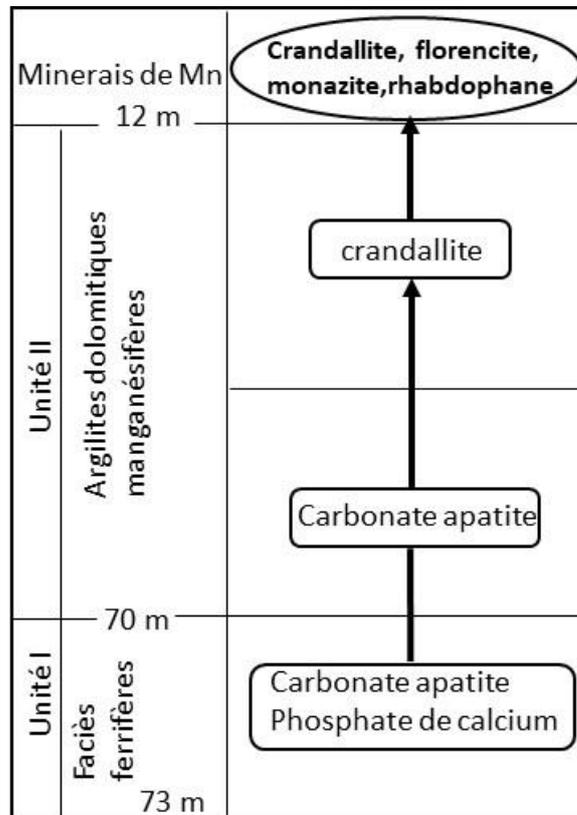


Figure I-13 : Les différentes générations de phosphates dans le FB1c selon le forage OKP du plateau d'Okouma (Pambo 2004).

CHAPITRE II : MATERIELS ET METHODES

II. METHODES D'ANALYSES

II.1. Analyses sédimentologiques

Dans le cadre de nos travaux, l'essentiel des données proviennent des 7 forages du plateau d'Okouma (Fig. II-1). L'accès à la carothèque de la Comilog nous a permis de décrire en détail la succession lithologique de chacun des forages carottés. La description lithologique est basée sur des observations macroscopiques et la définition d'une série de faciès caractéristiques. Les faciès ont été déterminés à partir des caractéristiques lithologiques des roches et un environnement de dépôt a été associé à chacun d'entre eux. L'analyse sédimentologique a été faite à partir des observations des échantillons vus sur le terrain, consistant à l'identification des roches, de leurs descriptions à partir de l'observation des figures sédimentaires, au levé d'une coupe pour chaque sondage et à l'interprétation des différents faciès afin de déterminer des environnements de dépôt.

II.2. Pétrographie

II.2.1. Microscopie optique

Lors des descriptions macroscopiques, il a été sélectionné des échantillons caractéristiques des grands faciès. De ces échantillons des lames minces non couvertes ont été réalisées et observées en lumière transmise polarisée non analysée (LPNA) et en lumière transmise polarisée analysée (LPA). A l'institut IC2MP de Poitiers, les observations ont été réalisées à l'aide du microscope Nikon Eclipse E600 Pol équipé d'une caméra Nikon *Digital Sight DS-U1* associée au logiciel d'exploitation *NIS-Elément D*. Au Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences de Lille (LOG), les analyses ont été faites sous microscope Olympus BX60 équipé d'une caméra *Diagnostic Instruments Spot Flex* associée au logiciel *Spot Software V.4.5*.

II.2.2. Cathodoluminescence

La microscopie par cathodoluminescence a pour but de caractériser la nature des carbonates, leurs associations et leurs différentes phases de croissance. Ces observations ont été effectuées sur le microscope Nikon Eclipse 50i relié à un moniteur Ceitl CL8200MK4 de l'institut IC2MP et est relié à une caméra Nikon *Digital Sight DS-U1* qui sert à numériser les images via le logiciel d'exploitation *NIS-Element D*.

II.2.3. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Une sélection de lames minces polies représentant les différents faciès des sondages d'Okouma ont été observées après métallisation au carbone avec un microscope électronique à balayage FEI, Quanta 2000, équipé d'un détecteur (EDS) X Flash 3001 Bruker, du LOG. C'est une technique qui a pour but de fournir des images de bonne résolution et une grande profondeur de champ de la surface de l'échantillon qu'on analyse. Cela permet d'obtenir des analyses élémentaires chimiques ponctuelles et une cartographie de répartition élémentaire de la zone étudiée par spectrométrie de rayons X. Le principe est de balayer la surface de

l'échantillon à l'aide d'un faisceau d'électrons afin d'obtenir une image. Deux types d'images selon deux modes ont été obtenus. Le premier type d'image est obtenu par un mode d'électrons secondaires, elle donne des informations sur la topographie de l'échantillon et le deuxième type par un mode d'électrons rétrodiffusés, donnant des informations sur la composition chimique de l'échantillon.

II.3. Minéralogie

II.3.1. Diffractions de rayons X (DRX)

La diffraction de rayons X est réalisée afin de déterminer les différents minéraux qui composent la roche sur les poudres fines de roches totales obtenues à l'aide des préparations dites désorientées. Cette technique permet également de déterminer les compositions en minéraux argileux des échantillons. L'analyse par diffraction des rayons X a été effectuée sur poudres de roche totales et sur les fractions argileuses < 2µm obtenues selon les procédures standards décrites par Brindley et Brown (1980) et Moore et Reynold (1997).

II.3.2. Préparations des échantillons

La préparation des échantillons s'est faite à partir de deux types de préparations. La première préparation est dite **préparations de poudres désorientées** de roches totales. Durant cette préparation une quantité de l'échantillon de roche est réduite en poudre fine et est ensuite déposée dans le creux d'une lame ou portoir. La poudre est ensuite aplanie afin d'obtenir une surface aussi plane que possible car en tassant la poudre cela conduit à réorienter les particules. Le deuxième type appartient aux **préparations orientées** ou des poudres de chaque échantillon sont obtenues par concassage avec un marteau pour limiter la création de particules fines artificielle générées lors du broyage automatique. Elles sont ensuite mises en suspension dans de l'eau distillée et agitées dans un bac à ultrasons Elmasonic S60. Les suspensions obtenues sont laissées au repos dans une salle à 20°C pendant 8 h au minimum pour permettre la décantation selon la loi de Stokes. Lorsque l'échantillon contient beaucoup de matière organique ou des carbonates des étapes supplémentaires sont faites à ce niveau pour éliminer ces phases néfastes à la préparation et à une bonne interprétation des résultats.

Il est parfois nécessaire d'établir certaines étapes lorsque des roches sont des types carbonatés ou riches en matière organique cela nécessite des destructions qui se déroulent comme suit :

- **La destruction de la matière organique.** Pour les échantillons riches en matière organique tels que les argilites noires il a fallu détruire la matière organique pour pouvoir analyser convenablement les argiles. Cette destruction est opérée par une attaque à froid par la mise en contact de 10 g d'échantillon humectés (par 100 ml d'eau osmosée) et de l'eau oxygénée [H₂O₂] pure (120 v). Lorsque le phénomène d'effervescence est terminé, l'attaque se poursuit sur plaque chauffante (50°C) et en ajoutant H₂O₂ dilué à 1/6 de façon à maintenir le volume au voisinage de 200 ml. La fin de l'attaque est visible lorsque les bulles ne sont plus observées, et nous finissons

par un lavage de la solution obtenue 3 à 4 fois à l'eau osmosée jusqu'à observer un début de défloculation (Jackson, 1979).

- **L'élimination des carbonates** a été indispensable pour les échantillons qui contiennent des carbonates en grandes quantité. C'est le cas dans quelque niveau de pélites rubanées, mais aussi pour le niveau de carbonate ferrifère. La destruction se fait par attaque à l'acide acétique [$C_2H_4O_2$] tamponné à pH₅ par ajout d'acétate de sodium [$C_2H_3O_2Na, 3H_2O$]. Le temps d'attaque est réduit en réalisant l'attaque à 70°C et en renouvelant la solution acide une fois toute les 4 heures. Lorsqu'il n'y a plus de dégagement gazeux, les éléments en suspension sont lavés également comme le cas de l'élimination de la matière organique plusieurs fois avec de l'eau osmosée jusqu'à observer un début de défloculation

Ensuite, après ces différentes éliminations, les solutions passent à la centrifugeuse JOUAN GR 422 réglée à 1000 tr/mn pour une durée de 2 mn 41 s à 20°C et donnent des suspensions contenant les fractions < 2µm.

La prochaine étape consiste à réaliser des préparations orientées en déposant la suspension contenant les particules < 2 µm sur la surface d'une lame de verre à l'aide d'une pipette. Après évaporation de l'eau à l'air libre, les dépôts argileux s'orientent statiquement selon leurs faces basales et les lames sont passées aux rayons X (Brindley et Brown, 1980 ; Moore et Reynold, 1997). Afin de déterminer le caractère gonflant ou non des argiles, les diffractogrammes des préparations orientées des fractions granulométriques < 2 µm obtenus après séchage à l'air (AD), sont saturés à l'éthylène glycol pendant au moins 24 h et avec des traitements thermiques à 350°C et 550°C, qui ont permis de caractériser les différents phyllosilicates présents à partir de leurs réflexions (001).

II.3.2.a. Acquisition des données

Les diffractogrammes des rayons X sont obtenus à l'aide d'un diffractomètre *Bruker D8 Advance* de l'université de Poitiers. La durée d'acquisition des diffractogrammes est fixée en fonction des différents objectifs pour les échantillons de poudre de roche totale sur une gamme de 2-65 °2θ et, une gamme angulaire de 2-30 °2θ, pour les préparations orientées de la fraction < 2µm. Ce diffractomètre est relié à un ordinateur par le logiciel d'exploitation EVA, et les diffractogrammes obtenus sont traités avec le logiciel *X'pert Highscore*.

II.3.2.b. Traitements des données

Les différents minéraux qui constituent l'échantillon étudié sont déterminés avec l'aide des intensités des pics selon le standard de Brindley and Brown (1980).

II.3.2.c. Identification des interstratifiés

Les interstratifiés sont des minéraux possédant une structure cristalline résultant d'un empilement régulier ou non de feuillets de natures minéralogiques différentes. L'identification de ces minéraux nécessite de prendre en compte la totalité du diffractogramme expérimental car la position, l'intensité de chaque pic, ainsi que sa largeur et sa symétrie, sont autant

d'éléments d'interprétation. La description complète d'un minéral interstratifié requiert la détermination des types de feuillets dans l'empilement, leur proportion respective et l'ordre ou le désordre dans leur empilement selon l'axe OZ. La théorie permettant de calculer les diffractogrammes de ces assemblages a été développée par McEwan (1958), puis améliorée par Moore et Reynolds (1997). Un meilleur aperçu des modèles de diffraction des minéraux interstratifiés a été conçu par Méring (1949) qui montre que ces minéraux apparaissent entre les positions nominales (001) de leur simple composante. La meilleure méthode pour les étudier est l'analyse comparée par diffraction des rayons X des préparations orientées séchées à l'air (AD) et par l'éthylène glycol (EG).

Les interstratifiés illite/smectite sont les plus abondants et les plus diversifiés rencontrés dans les sols et les roches sédimentaires. La position des pics obtenus avec les préparations séchées à l'air ne permet que d'estimer les compositions et sert de référence à comparer avec la position des pics obtenus pour les préparations glycolées. Si l'on observe des changements significatifs après saturation à l'éthylène-glycol cela indique qu'un composé smectique est présent. Aussi est-il possible de dire qu'il s'agit d'un minéral de type « X/smectite » et que le composé X peut être illite, chlorite etc. L'interstratification est probablement riche en smectite si le glycolage produit des pics au voisinage de $5,2^{\circ}2\theta$. Si l'on considère la préparation glycolée, en examinant le domaine 16 à $17,7^{\circ}2\theta$ du diffractogramme et que l'on y observe une réflexion (de type (002)/(003)), alors le composé X est de l'illite et l'interstratifié illite/smectite. Pour nommer les minéraux argileux interstratifiés on place en premier composant le nom de l'espèce possédant la plus petite valeur $d(001)$ (à l'état naturel), puis ajoute le nom des autres espèces en les séparant par une barre de division (/). Ainsi, un interstratifié illite-smectite est nommé illite/smectite (noté IS ou I/S dans la littérature). Enfin, on peut faire précéder le nom du minéral interstratifié par son *Reichweite* (R) qui donne le degré d'ordre (0, 1, 2) de l'empilement. La notation R1 signifie que l'on est en présence d'un minéral argileux interstratifié de type illite-smectite contenant 70 mol% d'illite pour 30 mol% de smectite, tandis qu'un interstratifié R3 possède et 90 mol% d'illite pour 10 mol% de smectite (Tab. II-1 ; Środoń 1984).

Tableau II-1 : Positions (en radiation $CuK\alpha$) des réflexions utilisées pour estimer le pourcentage d'illite dans un interstratifié illite/smectite (Środoń 1984).

Illite %	Reichweite R	(001)/(002)		(002)/(003)		$\Delta 2\theta$
		$d(\text{Å})$	$^{\circ}2\theta$	$d(\text{Å})$	$^{\circ}2\theta$	
10	0	8,58	10,31	5,61	15,80	5,49
20	0	8,67	10,20	5,58	15,88	5,68
30	0	8,77	10,09	5,53	16,03	5,94
40	0	8,89	9,95	5,50	16,11	6,16
50	0	9,05	9,77	5,44	16,29	6,52
60	1	9,22	9,59	5,34	16,60	7,01
70	1	9,40	9,41	5,28	16,79	7,38
80	1	9,64	9,17	5,20	17,05	7,88
90	3	9,82	9,01	5,10	17,39	8,38

II.4. Géochimie

Les analyses des éléments majeurs, traces et terres rares ont été effectuées sur une soixantaine d'échantillons (black shales, grès, pélites et carbonates ferrifères) par le service d'analyse des roches et des minéraux (SARM) du centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CRPG) du CNRS à Nancy en utilisant la spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (ICP). Un gramme de poudre de chaque échantillon est fondu au métaborate de lithium (LiBO₂) et dissout à l'acide nitrique (HNO₃). Les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti) montrent des résultats en poids d'oxydes ont été modérés à l'aide d'un ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectroscopy*) Thermo Fischer *Icap 6500* à torche radiale. Tandis que les éléments traces (As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Ge, Hf, In, Mo, Nb, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr) et terres rares (Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pm, Pr, Sm, Sc, Tb, Tm, Y, Yb) ont été mesurées par ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) Thermo X7 et les résultats des éléments traces et terres rares sont en ppm.

La limite de détermination (L.D) est calculée comme étant la moyenne +6 fois l'écart type absolu sur 100 mesures de blancs de préparation. L'incertitude sur la mesure est calculée pour 200 mg d'échantillon préparé. Elle devient importante (> 25 %) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué.

II.4.1. Facteur d'enrichissement :

Le facteur d'enrichissement des différents éléments (exemple Fe/EF) est calculé selon la formule : $X_{EF} = [(X/Al)_{\text{échantillon}} / (X/Al)_{\text{PAAS}}]$. Où X et Al sont des concentrations mesurées des éléments X et Al. Les échantillons ont été normalisés avec le standard *Post Archean Australian average Shales* de Taylor et Melema (1985). Les valeurs EF >1 suggèrent un enrichissement par rapport au PAAS lorsque $X_{EF} > 3$ reflètent un enrichissement détectable sur PAAS et $X_{EF} > 10$ indiquent un enrichissement substantiel d'un élément (Algeo and Tribouillard, 2009).

II.4.2. Normalisation

Les terres rares sont normalisées à partir d'un standard le PAAS (*Post Archean Australian Shales*) qui permet de situer la composition de l'échantillon par rapport à l'état de la Terre. Il sert à identifier la signature originale portée par les sédiments et à fournir des indices sur la chimie et les conditions redox des océans de l'époque. Des anomalies en terres rares sont calculées comme suit :

$$La/La^* = La_N / (3Pr_N + 2Nd_N) \dots \dots \dots Bolhar et al. (2006)$$

$$Ce/Ce^* = [Ce_N / (2Pr_N - Nd)] \dots \dots \dots Bolhar et al., 2004$$

$$Pr/Pr^* = Pr_N / 0,5 (Ce_N + Nd_N) \dots \dots \dots Planavsky et al. (2010)$$

$$Eu/Eu^* = Eu_N / 0,66 (Sm_N + 0,33 Tb_N) \dots \dots \dots Planavsky et al. (2010)$$

CHAPITRE III : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU PLATEAU D'OKOUMA

I. SEDIMENTOLOGIE DU PLATEAU D'OKOUMA

Il est primordial de faire une étude sédimentologique et pétrographique des différents sondages auxquels nous avons eu accès. L'étude sédimentologique revient à établir des caractéristiques spécifiques de la roche avec l'aide des échantillons des différents sondages tels que la lithologie, la couleur, les différentes structures sédimentaires retrouvées, la taille des grains etc. Quant à l'étude pétrographique elle permet d'identifier les minéraux présents dans ces roches, de déterminer leurs proportions et de déterminer la structure et la texture des roches. Tout cela permettra de déterminer les environnements sédimentaires des dépôts de ces sédiments.

Cette partie vise à fournir des descriptions détaillées des différents faciès qui caractérisent les sédiments de la formation FB dans le plateau d'Okouma, afin d'interpréter les processus sédimentaires et les environnements sédimentaires durant l'évolution de la formation.

I.1. Zone d'étude

La zone d'étude se situe sur le plateau d'Okouma (Fig. III-1a) au nord-ouest du bassin de Franceville dans la zone de Moanda, c'est le deuxième plateau non exploité qui présente d'après les travaux antérieurs un potentiel économique équivalent au plateau de Bangombé (Weber, 1968 ; Pambo, 2004). La compagnie minière COMILOG a établi un projet nommé "Carbonates de manganèse" qui a débuté en 2012 afin de caractériser le protore manganésifère du bassin de Franceville par sa distribution, pétrographie, la géochimie et les différentes propriétés minéralurgiques. Durant ce projet 31 forages carottés ont été acquis à différentes campagnes 2012, 2014 et 2015 sur les plateaux de Bangombé et d'Okouma. L'essentiel du travail se concentre sur les sept forages (Fig. III-1b) du plateau d'Okouma dont les données relatives sont représentées dans le tableau III-1.

Tableau III-1 : Localisation des 7 forages du plateau d'Okouma utilisés dans ce travail. Les coordonnées sont fournies en UTM, et les longueurs en mètres.

SONDAGES	X	Y	Z	LONGUEUR (M)
K030028	297732,885	9839741,39	560	140
K042028	298669,001	9838569,35	582	325
K054028	299605,117	9837397,3	588	145
K054040	300777,161	9838333,42	580	140
K054052	301949,204	9839269,54	564	140
K065035	301146,915	9836869	588	145
K042039	299743,374	9839427,45	534	150

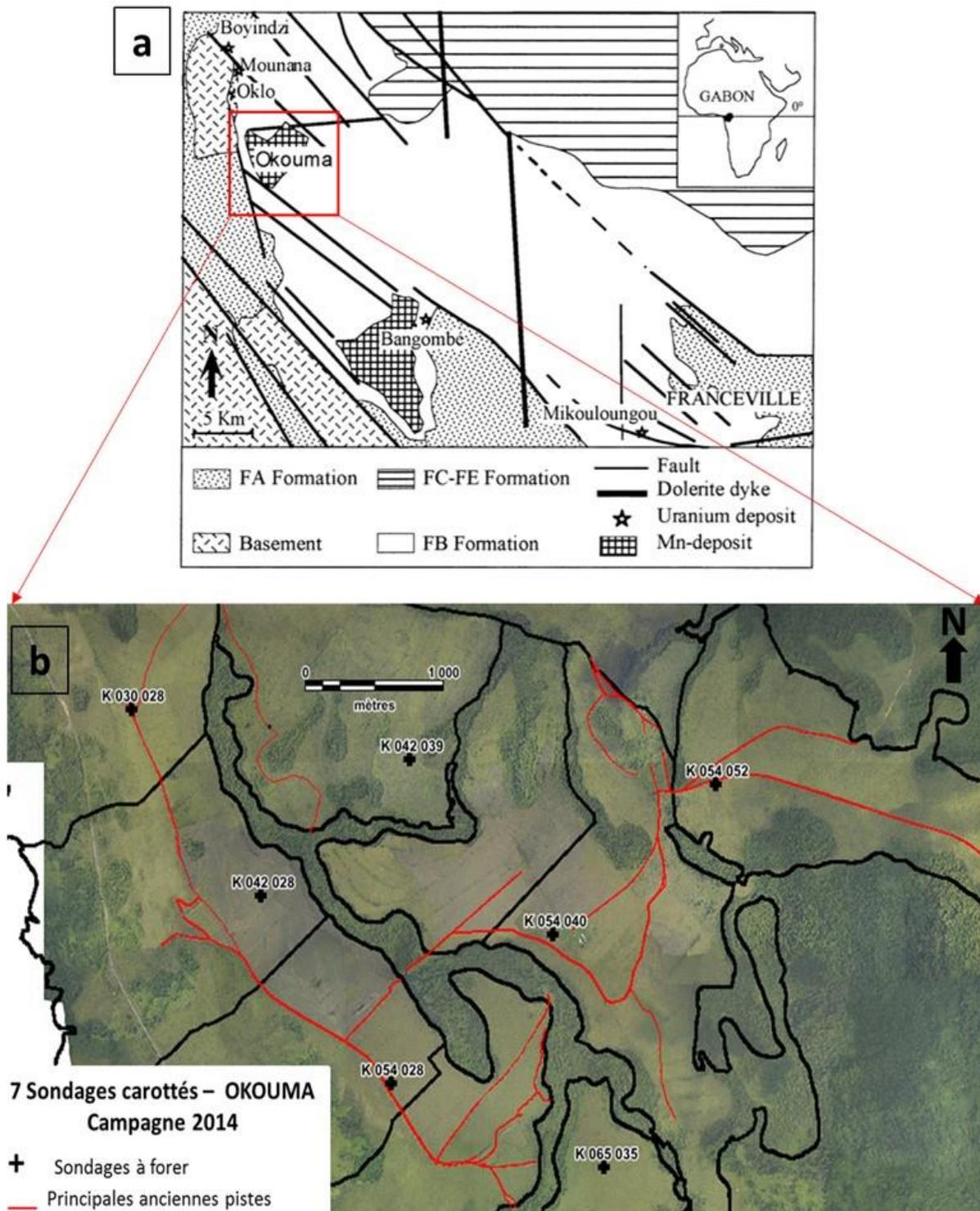


Figure III-1 : Carte de localisation du plateau d'Okouma, (a). Zoom de la zone des 7 sondages d'études (b).

II.5. Successions lithologiques dans la zone d'Okouma

Il est nécessaire avant de définir les conditions et environnements de dépôts des faciès, d'observer la succession lithologique des 7 sondages. Le sondage KO42028 est le plus long de tous en matière de profondeur (325 m) et a été choisi comme forage de référence de cette zone d'étude

II.5.1. Le forage de référence KO42028

Le sondage de référence KO42028 est décrit (Fig. III-2a) en partant de la base. Entre 325 et 85 m, il est constitué par des pélites finement laminées. Dans la littérature, ces faciès correspondent à ce qui est appelé les pélites rubanées (PR) en raison du grain très fin de la roche et des alternances de couleurs (rubanements) observées (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1986, Annexe I-1). En effet, ces roches sont constituées d'une alternance entre des lits horizontaux de pélite noire dolomitique (elles réagissent faiblement à HCl) avec des niveaux fins silteux clairs ou sont retrouvés par moments certaines structures sédimentaires telles que des figures d'échappement d'eau, des micros-failles normales, des micros figures de charges également et de la pyrite en amas ou disséminée. De 85 à 78 m le faciès évolue vers des argilites noires qui réagissent faiblement à HCl. La couleur très sombre de ces pélites qui tachent le doigt et réagissent à HCl font penser à des black shales avec une abondance de pyrite qui se retrouve soit incorporée aux lamines, soit enrobée autour d'auréoles claires ou encore sous forme d'amas. Ces argilites ne montrent pas de structure sédimentaire particulière sinon des laminations horizontales planes. Après le dépôt de ces black shales très riches en pyrite (black shale pyriteux), il y a environ 8 m (entre 78 m et 70 m) de faciès montrant des alternances de trois couleurs sous forme de lamines blanches, marrons et rouilles/jaunâtres. Un détail de cette zone a été fait afin de voir plus en détail la succession à ce niveau (Fig. III-2b). Ce changement d'échelle permet d'observer des successions entre des argilites noires avec parfois des niveaux fissiles très friables, des zones à éléments remaniés allongés ou arrondis sans direction préférentielle identifiable tels que des cherts ou des clastes d'argilites noires et des grès à grains fins avec des clastes sombres d'argilites et des filons de quartz incorporés. Ce grès ne présente pas de structure sédimentaire exceptées quelques lamines de pyrite. D'après Pambo (2004), les black shales pyriteux et les argilites à lamines sont des faciès ferrifères avec des niveaux silto-carbonatés, silicifiés et riches en fer. Au sommet de cet intervalle, sur une épaisseur de 44 m (de 70 à 26 m) alternent des grès à grains fins contenant des clastes d'argiles noires et des argilites noires réagissant à l'HCl et des argilites fissiles. Celles-ci sont en général en contact franc avec les grès sous la forme de surfaces horizontales planes ou légèrement ondulées. On trouve également des argilites noires compactes avec des lamines horizontales planes et des lits de pyrite de 1 à 2 mm d'épaisseur. Ces argilites sont parfois affectées par des figures de glissement (slumps). Le sondage se termine par un niveau de pisolites et le niveau superficiel d'altération de sol (Annexe 1). La partie contenant le sol et les pisolites, relativement mal échantillonnée lors du forage en raison du manque de stabilité de cette formation, est figurée par une croix sur le log.

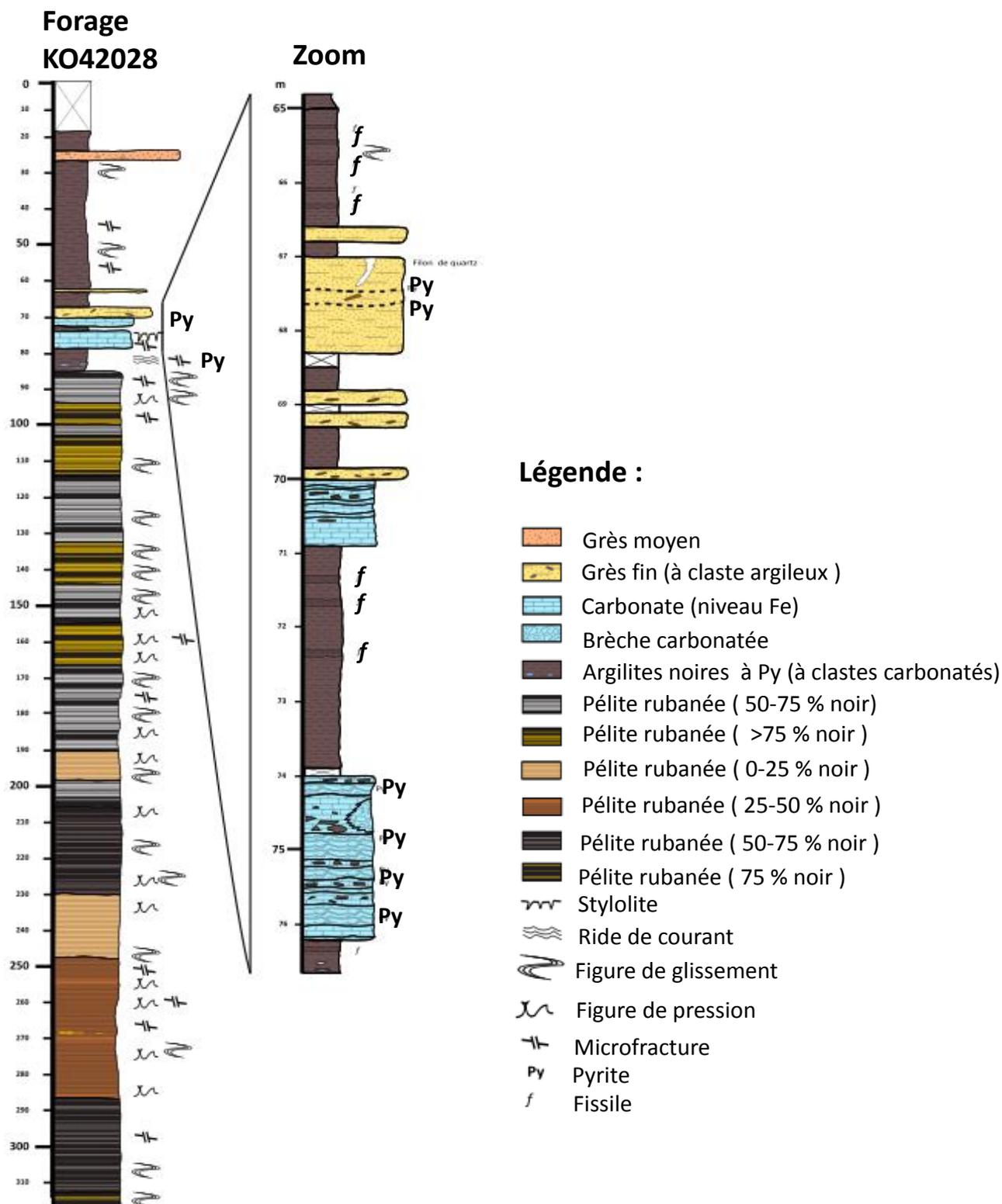


Figure III-2 : Log lithologique du forage Okouma KO42028 montrant les différentes successions lithologiques. La série commence par des Pélites rubanées Elle est suivie par des black shales pyriteux, des carbonates massifs souvent bréchiques et des grès fins à moyens. Les 17 mètres supérieurs correspondent à des niveaux pisolithiques.

II.5.2. Descriptions des autres sondages

II.5.2.a. Le forage K030028

Ce forage se situe à l'extrême nord du plateau Okouma et va jusqu'à environ 140 m de profondeur (Fig. III-3, Annexe I-1). Il est constitué du bas vers le haut par des pélites rubanées qui s'étendent de 140 à 47 m avec comme structures sédimentaires des figures d'échappement d'eau, des micros-failles normales et des figures de charges. Suivie de 5 m de black shales riches en pyrite la particularité de ce forage est que qu'il montre des clastes arrondis, ovales qui ressemblent à l'œil nu à des cherts. De 42 à 40 m de carbonate massif avec des laminations ondulées avec de 40 à 20 m alternances entre argilites noires riches en matière organique et des grès à grains fins à moyens à clastes argileux. Le sondage se poursuit par des argilites noires fissiles et des niveaux pisolitiques.

II.5.2.b. Le forage KO54028

Se situant vers le sud du plateau le sondage KO54028 va jusqu'à environ 140 m de profondeur (Fig. III-3, Annexe I-1). De 140 à 77 m il y a des pélites rubanées qui montrent des laminations obliques, planes, des figures d'échappement d'eau et de charge. Ce niveau est ensuite suivi de 7 m (77-70 m) de black shales riches en pyrite, ou la pyrite englobe parfois un niveau blanchâtre. Ensuite, de 70 à 60 m des carbonates massifs riches en pyrite montrant des rubanements parfois ondulés et des clastes comme des cherts. De 60 à 15 m des argilites noires riches en matière organique à aspect parfois fissile ou il est vu un banc de 2 m environ de grès fins à moyens à claste d'argile noire. Les pisolites viennent recouvrir le reste du sondage.

II.5.2.c. Le forage KO54052

Situé au nord-est du plateau d'Okouma ce forage fait 140 m de profondeur (Fig. III-3, Annexe I-1). Comme les précédents forages il montre tout d'abord des pélites rubanées de 142 à 92 m avec des figures de charges. Ensuite, environ 3 m de black shales pyriteux et jusqu'à 85 m des carbonates massifs avec des laminations ondulées, des clastes à aspect silicifié et des figures sédimentaires comme des stylolites. De 82 m à 22 m, on note une alternance avec des argilites noires riches en matière organique avec des grès fins moyen ou des grès moyens à grossier. Ce forage montre une alternance plus fréquente de grès que dans les autres forages et le niveau de carbonates massifs également beaucoup plus de niveaux à éléments bréchiques. Les pisolites viennent recouvrir le reste du sondage.

II.5.2.d. Le forage KO54040

En plein centre du plateau d'Okouma le forage KO54040 va jusqu'à 140 m de profondeur (Fig. III-3, Annexe I-1). De 140 à 91 m on y voit des pélites rubanées avec parfois des injections de grès, les figures sédimentaires retrouvées sont les laminations horizontales planes, des figures d'échappement d'eau et de charge. Ensuite, 5 m de black shales pyriteux suivis jusqu'à 72 m de carbonates massifs alternant avec des argilites noires et, de 72 à 19 m, des argilites noires riches en matière organique et parfois fissile qui alternent avec des grès à clastes argileux fins à moyens qui se terminent par des pisolites.

II.5.2.e. Le forage KO65035

Ce forage se trouve dans le sud-est du plateau il va 150 m de profondeur (Fig. III-3, Annexe I-1). Il commence par des pélites rubanées jusqu'à 68 m montrant des microfailles

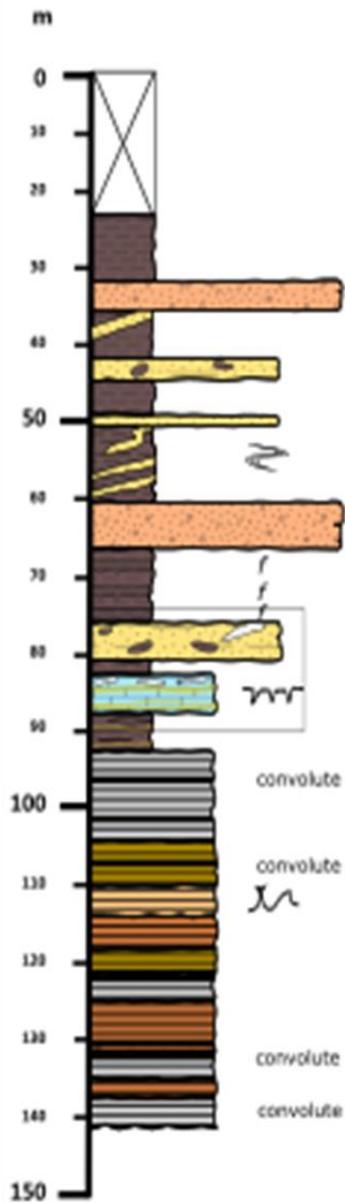
normales et des structures sédimentaires telles que des laminations horizontales planes, des figures de charges et d'échappements d'eau. Ensuite il est poursuivi jusqu'à 63 m par des black shales pyriteux ou, par intervalle, de la pyrite qui enrobe un niveau blanchâtre. De 63 m à 51 m des carbonates massifs lités avec par moment des niveaux d'éléments bréchiques. De 40 à environ 10 m des argilites noires riches en matière organique avec des grès fins à moyens de petite épaisseur et finit par des pisolites.

II.5.2.f. Le forage KO42039

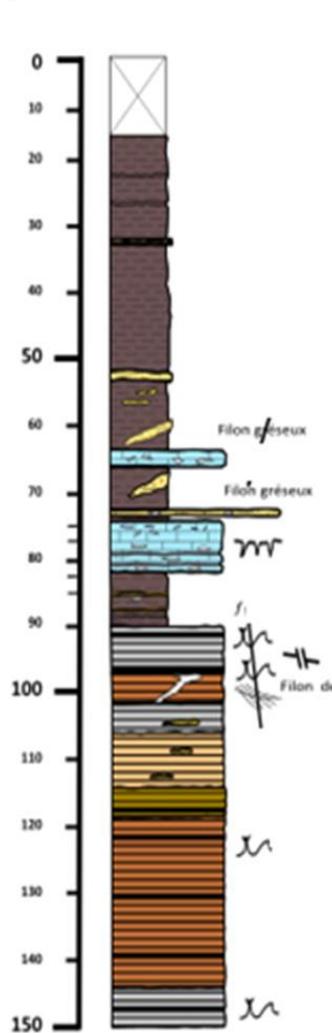
Situé au Nord-ouest du plateau ce forage fait 150 m de longueur (Fig. III-3a, Annexe I-1). Tout comme les autres il présente de 150 à 89 m de profondeur des faciès de pélites rubanées avec des laminations obliques, des surfaces érosives, des laminations planes, des figures de charges et d'échappements d'eau ainsi que quelques intervalles montrant des injections de grès fin. Ensuite 10 m de black shales pyriteux suivis jusqu'à 62 m d'une alternance entre des carbonates massifs avec parfois des niveaux de brèches, des grès fins à moyens et des argilites noires riches en matière organique. De 62 m à 15 m des argilites riches en matières organique montrant des injections de grès fins à claste argileux. Les pisolites viennent recouvrir le reste du sondage.

Les descriptions lithologiques des 7 sondages d'Okouma ont permis de distinguer : (1) des pélites rubanées, (2) des argilites noires de deux types riches en matière organique et dolomite encore nommées black shales et riches en pyrite (black shales pyriteux), (3) des carbonates massifs et pour finir (4) des grès fins à moyens ou moyens à grossiers. Ces différents faciès appartiennent à la Formation FB qui a été longtemps étudiée. Pour préciser leur appartenance stratigraphique, nous avons comparé ces résultats avec ceux de la littérature : Weber (1968), Azzibrouck (1986), Pambo (2004), Bouton et al (2009), Ossa Ossa (2010), Onanga Mavotchi (2016) et Dubois (2017). Ainsi, il apparaît que les pélites rubanées appartiennent à la sous-Formation FB1b et les black shales, les carbonates et les grès appartiennent à la sous-Formation FB1c (Weber 1968 ; Azzibrouck 1986 ; Pambo 2004).

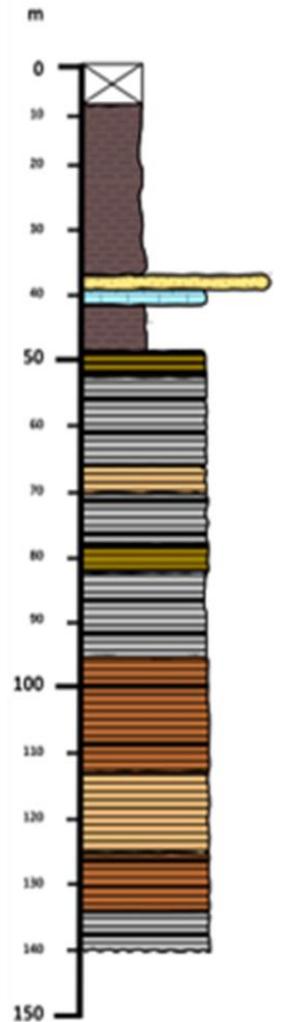
KO54052



KO42039



KO30028



Légende :

- Grès moyen
- Grès fin (à claste argileux)
- Carbonate (niveau Fe)
- Brèche carbonatée
- Argillites noires

- Pélite rubanée (50-75 % noir)
- Pélite rubanée (>75 % noir)
- Pélite rubanée (0-25 % noir)
- Pélite rubanée (25-50 % noir)
- Pélite rubanée (50-75 % noir)
- Pélite rubanée (75 % noir)

- Stylolite
- Ride de courant
- Figure de glissement
- Figure de pression
- Microfracture
- Pyrite
- Fissile

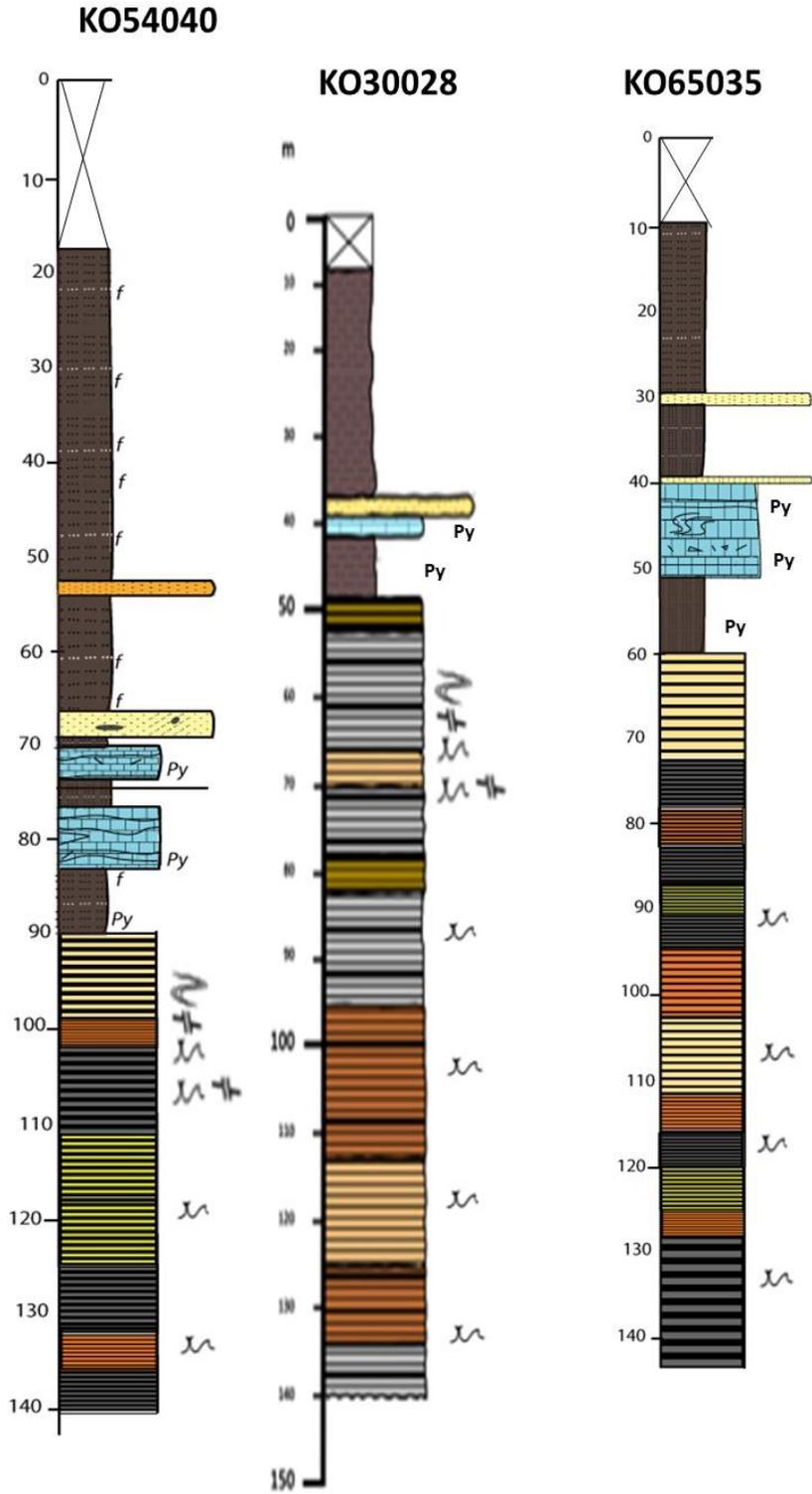


Figure III-3 : Logs lithostratigraphiques des 6 autres sondages du plateau d'Okouma. La partie supérieure non figurée correspond à la zone de pisolites.

III. ETUDE DETAILLEE DES FACIES DE LA ZONE D'OKOUMA

Après la description des sondages, une étude faciologique détaillée est nécessaire. En observant les différentes textures et figures sédimentaires qui constituent ces roches cela permettra de déterminer les environnements de dépôt dans lesquelles elles se sont déposées. Les sondages ont été divisés en trois unités en raison de la similitude des sondages et du type de sédimentation : une unité inférieure comprenant les pélites rubanées (FB1b), une unité de transition (FB1c) et une unité supérieure (FB1c).

III.1. Les pélites rubanées (FB1b)

Les pélites rubanées sont retrouvés dans la partie basse des différents sondages. Dans le forage de référence KO42028 elles représentent une épaisseur de 240 m (Fig. III-2). Les pélites rubanées montrent une rythmicité par une alternance entre des lits pélito-argileux riches en matière organique (lits noirs) et des lits silto-dolomitique (lits gris clair) (Fig. III-4D) et ne semblent pas être constantes. Elles varient en couleur en matière de pourcentage de noir ce qui a permis de définir une échelle fixe (légende Figs. III-2, III-3).

Plusieurs figures sédimentaires constituent ce faciès (Fig. III-4) il s'agit des laminations horizontales planes (Fig. III-4D-E) qui sont récurrentes marquées par des alternances plurimillimétriques à centimétriques sombres et claires, ou les lits sont soit continus ou discontinus et peuvent s'individualiser dans les parties plus claires silteuses pour former des lentilles sous forme de structure en *flaser-bedding*. Ensuite, des laminations obliques formant des rides de courant, figures de charge ou *load-casts* à la base des lits silteux qui sont souvent suivis par des structures en flammes (Fig. III-4D-E) dans les niveaux sombres d'argilites. Aussi, des structures de glissement ou *slumps*, des figures d'échappements d'eau ou convolutes (Fig. III-4A) et des surfaces d'érosion (Fig. III-4D) à la base des lits silteux par des contacts entre les niveaux d'argilites et de silts.

Ces structures sédimentaires montrent la présence des laminations planes qui pourrait traduire un écoulement unidirectionnel avec la répétition d'arrivées silteuses de haute énergie dans un milieu argileux calme de faible énergie. Elles peuvent aussi correspondre à des dépôts de décantation. Les laminations obliques, ainsi que les figures de glissements, montrent des dépôts qui se sont faits sur une pente faiblement inclinée, le dépôt de ces sédiments au bas de la pente entraîne la formation des convolutions syn-sédimentaires. La présence des figures de charge ou *load-cast*, montre qu'il y a une surcharge entre les deux sédiments silteux plus compétents et argileux cela crée une instabilité et conduit à la formation de ces figures sédimentaires qui s'associent souvent à des figures de flammes qui correspondent à des panaches de boue. Ces structures pourraient également indiquer des processus de décantations avec des variations hydrodynamiques, des moments calmes qui forment les lits pélito-argileux riches en matière organique. La sédimentation se fait assez rapidement (surcharge sédimentaire) dans un agencement gravitaire instable. Les figures de glissement (*slumps*), de surcharge sédimentaire montrent un mécanisme turbiditique. Azzibrouck (1986) évoque que la morphologie du bassin est une plateforme sur laquelle se déroulent des phénomènes turbiditiques. Ces dépôts présentent une sédimentation fine avec un taux de sédimentation rapide attestée par la présence des figures de charge et des structures en flamme et une instabilité avec des *slumps*, des érosions et des microfailles montrant que ses sédiments se

sont déposés dans un environnement calme en dessous des vagues de tempête du type offshore inférieur.

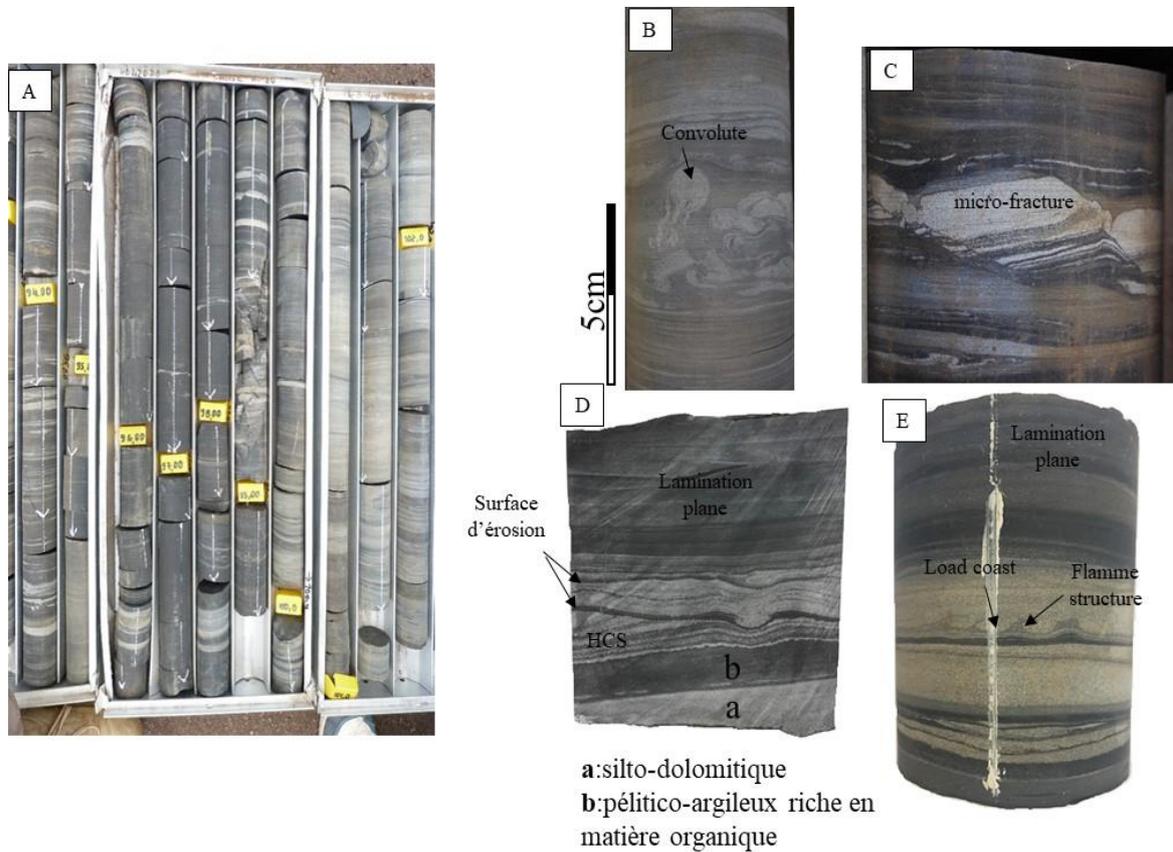


Figure III-4 : *Faciès des pélites rubanées appartenant à l'unité inférieure de la zone d'Okouma. A = Aspect des carottes (la hauteur des caisses permet de recevoir des sections de 1,5 m), B : Détails permettant d'illustrer des convolutes ; C : Microfractures ; D : HCS, laminations planes et surfaces d'érosions ; E : Lamination planes et load-casts associés à des structures en flammes.*

III.2. Les black shales (FB1c)

Les black shales sont retrouvés dans deux unités : celle de transition et la supérieure. Ils se présentent sous trois formes. Les black shales riches en pyrite les black shales fissiles et les black shales compact (Fig. III-5a).

III.2.1. Les black shales pyriteux

Les black shales pyriteux sont retrouvés juste après la sédimentation des pélites rubanées stratigraphiquement. Ils font partie de la Formation FB1c et représentent l'unité de transition. Comme le nom l'indique, cette roche est riche en matière organique et en pyrite. La pyrite se présente souvent confondue au lamine. Il est retrouvé des clastes blanchâtres ayant comme aspect des niveaux silteux avec des grès très fins qui sont entourés par la pyrite (Fig. III-5B). Aucune structure sédimentaire n'est visible dans ce faciès. L'accumulation de la matière organique et la disposition de la pyrite en lits, sont vraisemblablement des éléments dont la coexistence caractérise un milieu de sédimentation calme et de plus en plus réducteur.

III.2.2. Les black shales Fissiles et compacts

Les black shales fissiles sont retrouvés dans l'unité de transition et supérieure tandis que les black shales compacts le sont essentiellement dans l'unité supérieure et font partie de la Formation FB1C. Les black shales fissiles sont marqués par un débit en feuillet millimétrique (Fig. III-5A) très friables au toucher, s'accompagnant d'un toucher charbonneux qui tâche plus ou moins les doigts. Cette caractéristique s'explique généralement par des teneurs importantes en matière organique (jusqu'à 15 % de T.O.C ; Gauthier-Lafaye, 1986, Gauthier-Lafaye & Weber 2003). Les black shales compacts sont de couleur gris sombre à noir (Fig. III-A-D), ils réagissent fortement à l'HCl et montrent des surfaces de réactivation très discrètes avec des trainées silteuses contenant de petites rides de courant. Elles contiennent également par moments de la pyrite en amas (Fig. III-5C). Ces black shales compacts d'après les travaux antérieurs correspondent aux black shales manganifères.

Ces argilites présentent comme structures des laminations horizontales planes ou légèrement obliques parfois avec des trainées silteuses contenant des petites rides de courant (dans les black shales) et des slumps où peuvent s'associer des microfailles syn-sédimentaires. Les lamines horizontales planes peuvent montrer une décantation des particules en suspension dans un milieu à faible énergie hydrodynamique. Les passées plus silteuses indiquent une alternance entre des périodes de traction (dépôt de silt) et de décantation (dépôt d'argile) (Fig. III-5E). La présence de pyrite en amas par moments associés à la matière organique qui est abondante révèle que le milieu est devenu de plus en plus réducteur au cours de l'enfouissement (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1986 ; Pambo 2004). Ces figures sédimentaires témoignent d'une sédimentation en pente vue la présence de slumps dans un milieu restreint favorable à la préservation de la matière organique et de la pyrite avec des dépôts à caractère épisodique (alternance entre des périodes de décantation et des périodes de transport par traction) se dépose dans un environnement de type offshore supérieur.

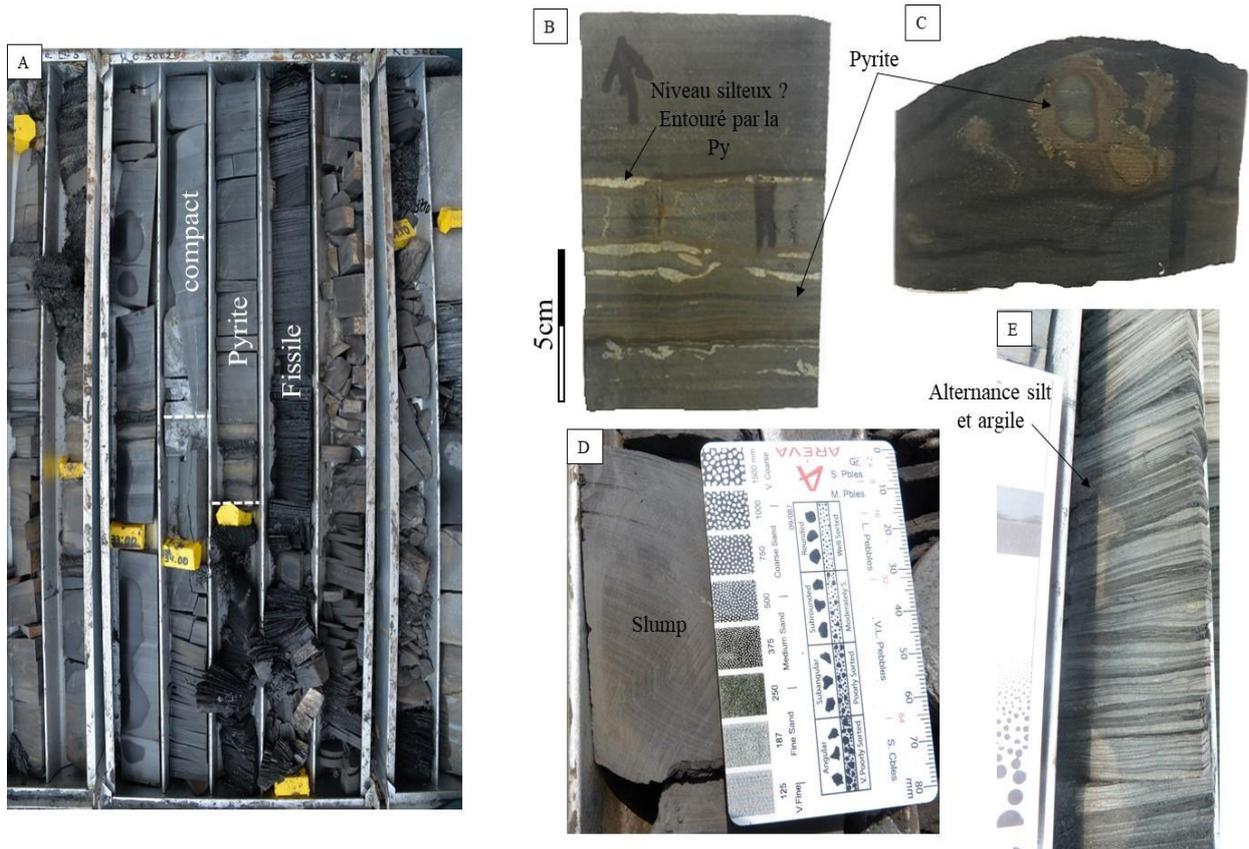


Figure III-5: Les types de black shales rencontrés à Okouma. A = vu des trois types black shales fissiles, black shales pyriteux et black shale compact. B et C = black shales avec la pyrite confondue aux lamines et amas de pyrite ; D = black shales compact montrant un slump.

III.3. Les carbonates ferrifères (FB1c)

Ce faciès montre une épaisseur variant de 3 m (sondage KO30028) à 11 m (sondage KO54028, KO54040). Il se caractérise par des rubanements millimétriques à centimétriques blancs, marrons (rouille) et noirs. Les niveaux noirs pourraient correspondre à des niveaux argileux, les blancs à des passées dolomitiques et les niveaux marrons (rouille) à de la pyrite altérée (Fig. III-6A-B). Ce faciès montre par moments entre ces rubanements des niveaux de clastes de différentes tailles en baguette, allongé, arrondis ne montrant pas de direction préférentielle et des intercalations de grès fins avec parfois des clastes d'argile (Fig. III -6B-D-F).

Les figures sédimentaires qui prédominent dans ce faciès sont les laminations horizontales souvent confondues aux lits de pyrite et/ou ondulés (Fig. III-6B-C). Dans certains niveaux des formes comme des stylolithes. L'absence de figure de vague et de courant montre que les dépôts se sont déposés dans une zone calme à faible énergie. Les passées bréchiques ainsi que celles gréseuses témoignent d'une mise en place sous l'influence de processus gravitaires ou correspondent à une bréchification *in situ*. Ce faciès s'est mis en place dans un milieu profond, calme du type offshore (Pambo, 2004).

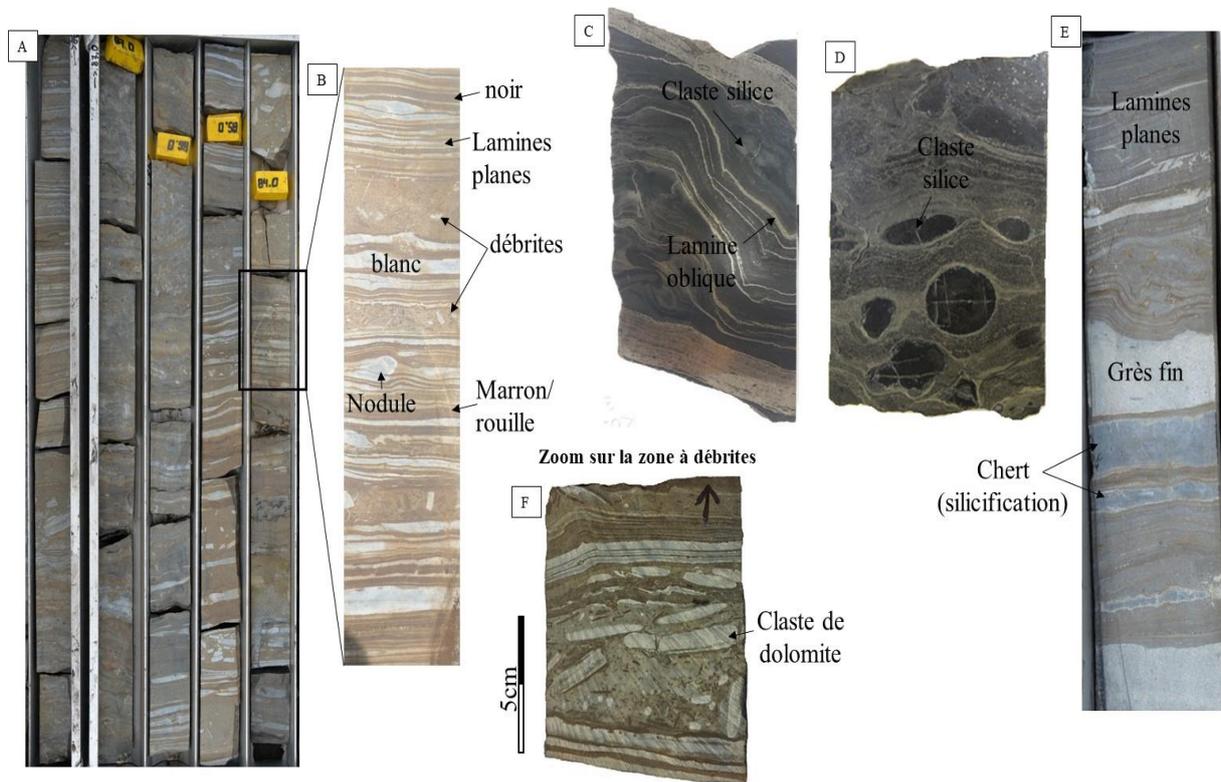


Figure III-6: Les carbonates ferrifères. A = Vue générale. La hauteur fait 1,5 m. B = Alternance entre les trois niveaux de couleurs différentes : noir, blanc et marron/rouille avec intercalation d'éléments bréchiques (zoom image F) et les deux autres types de ce niveau C : Laminations obliques D : Claste de silice (chert) et E : Passées gréseuses et silicifiées.

III.4. Les grès (FB1c)

Les grès sont retrouvés dans les différents sondages dans les formations FB1b et FB1c. Ils sont moins visibles dans la Formation FB1b et deviennent récurrents fur et à mesure que l'on remonte dans la série. Deux types de grès se distinguent en fonction par de la taille des grains et de la couleur, il s'agit de grès de couleur grise avec des grains fins (on y distingue à l'œil nu des minéraux en grains (quartz, feldspaths automorphes, pyrite) et des clastes argileux (Fig. III-7A (grès 1), B). Le deuxième type de grès rencontrés est de couleur grise à jaunâtre à grains fins à moyens présentant des structures en cuvettes appelé *dish structures* (Fig. III-7A (grès 2), C).

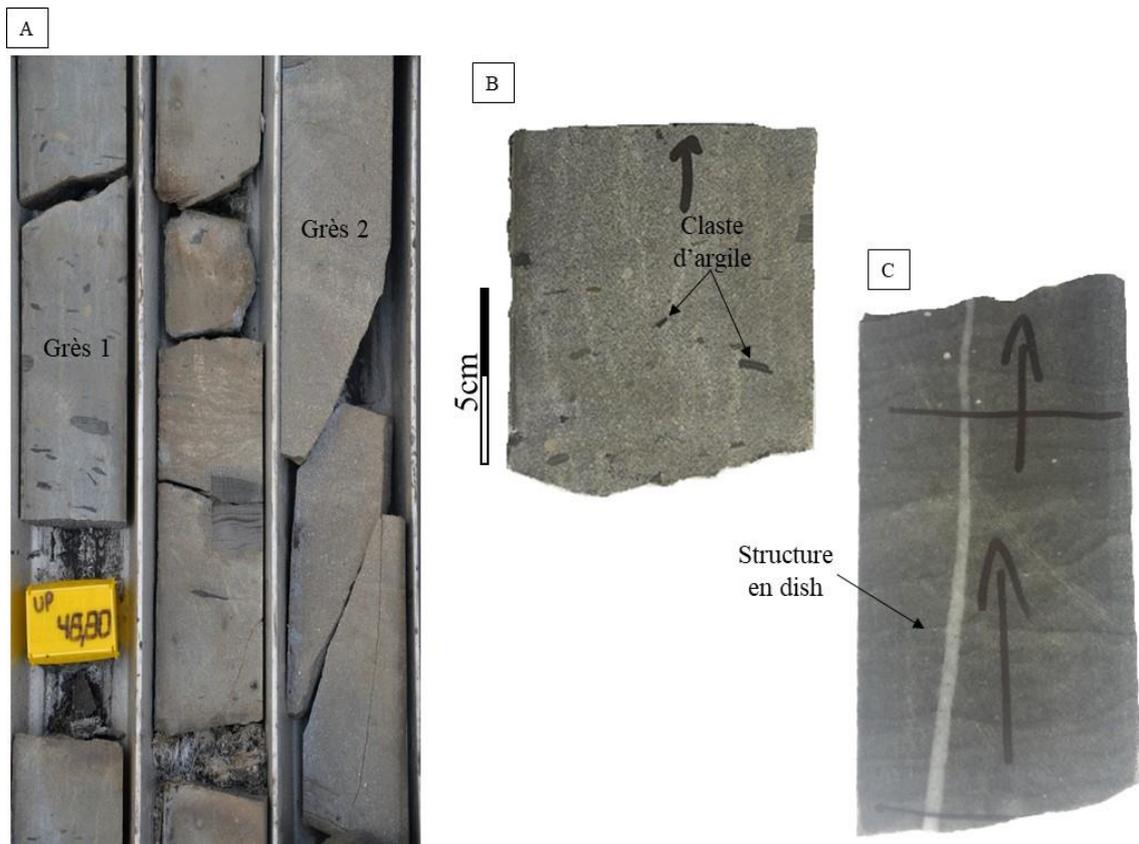


Figure III-7: Grès visibles dans les sondages d'Okouma. A : Vue dans les caisses de la cartothèque, B : Grès fins à clastes argileux, C : Grès fins à moyens à dish structures (en cuvette).

Il a été vu également dans certains sondages des intervalles gréseux à petite échelle (centimétrique). Il s'agit de grès de couleur grise de grains fins à moyen avec du quartz visible à l'œil nu, et parfois des clastes de différentes tailles d'argilites noires ne montrant pas de direction préférentielle (Fig. III-8). Ces grès montrent avec les black-shales sus-jacents un contact franc (Fig. III-8D). Ces dépôts ont été nommés d'après les précédentes études « grès intercalaires ». Ils correspondent à des turbidites grésocarbonatées de dépôts de matériaux transportés épisodiquement dans un milieu calme. Ce sont des occurrences détritiques de haute énergie déposées dans un environnement calme dans lequel se déposaient continuellement les argilites noires (Azzibrouck, 1986 ; Pambo, 2004 ; Ossa Ossa, 2010). Ainsi, les clastes d'argilites rencontrés dans ses grès proviennent de leurs encaissants.

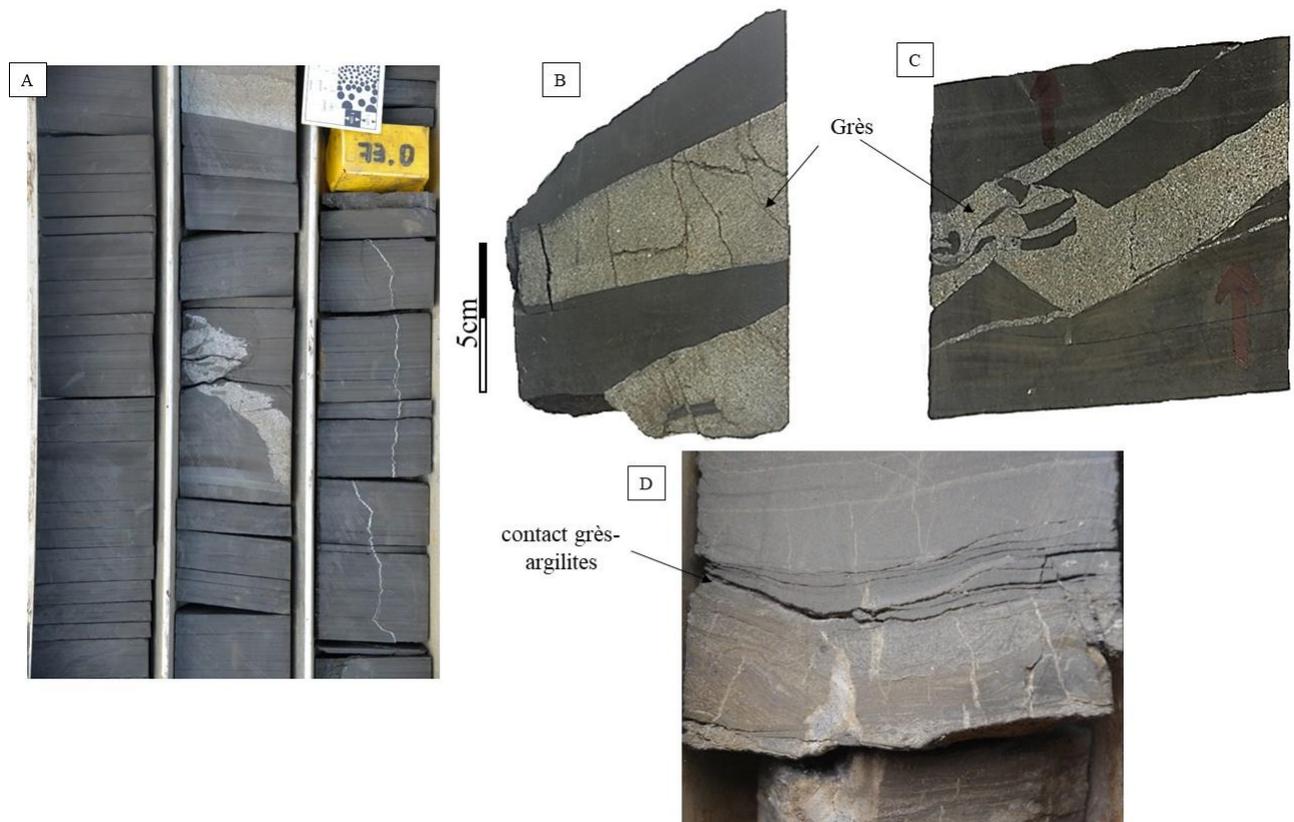


Figure III-8 : Les dépôts de grès entre les black shales. A : Vue des caisses en cartothèque ; B et C : Echantillons montrant les grès et D : Contact entre les grès et les black shales.

Dubois (2016) qui a étudié certains sondages du plateau de Bangombé ainsi que des affleurements propose que ces dépôts de grès à structure en cuvette correspondent à un réseau d'injectites sableuses, dont la source est un système turbiditique déposé dans la partie inférieure du FB1. Le sable a été libéré durant l'enfouissement précoce sous l'effet de la charge sédimentaire et de la tectonique active alors que les argilites n'étaient pas encore consolidées. Le modèle de formation de ces injectites montre qu'elles se sont mises en place pendant les dépôts des sédiments de la Formation FB1b et FB1c et qu'elles trouvent leur origine dans la fluidisation et la surpression des grès qui sont en dessous de ces formations elles-mêmes sous consolidées et emprisonnées dans des corps turbiditiques isolés. Ces grès sont transportés sous pression le long des réseaux de failles synsédimentaires normales orientées NW-SE (Fig. III-9 ; Dubois 2016). En effet à l'échelle stratigraphique, l'étude sédimentologique montre le passage au sommet de la Formation FA à des dépôts siliciclastiques côtiers peu profond à des pélites noires riches en matière organique dans le FB confirmant un confinement du bassin avec des systèmes turbiditiques qui se forment en eau profonde (Dubois 2016). La présence des failles synsédimentaires montre une tectonique active qui aurait contribué à leur formation, et leur encaissant devait se trouver encore à l'état non consolidé car les lamines se voient déformées par les injectites. Il est possible de supposer que celles-ci se soient mises en place soit pendant les dépôts des argilites noires ou très peu de temps avant. Ainsi, le début des dépôts la Formation FB1b caractérise un approfondissement du bassin en domaine offshore et dans ce domaine se met progressivement en place des systèmes de chenaux turbiditiques qui formeront ces réseaux d'injections.

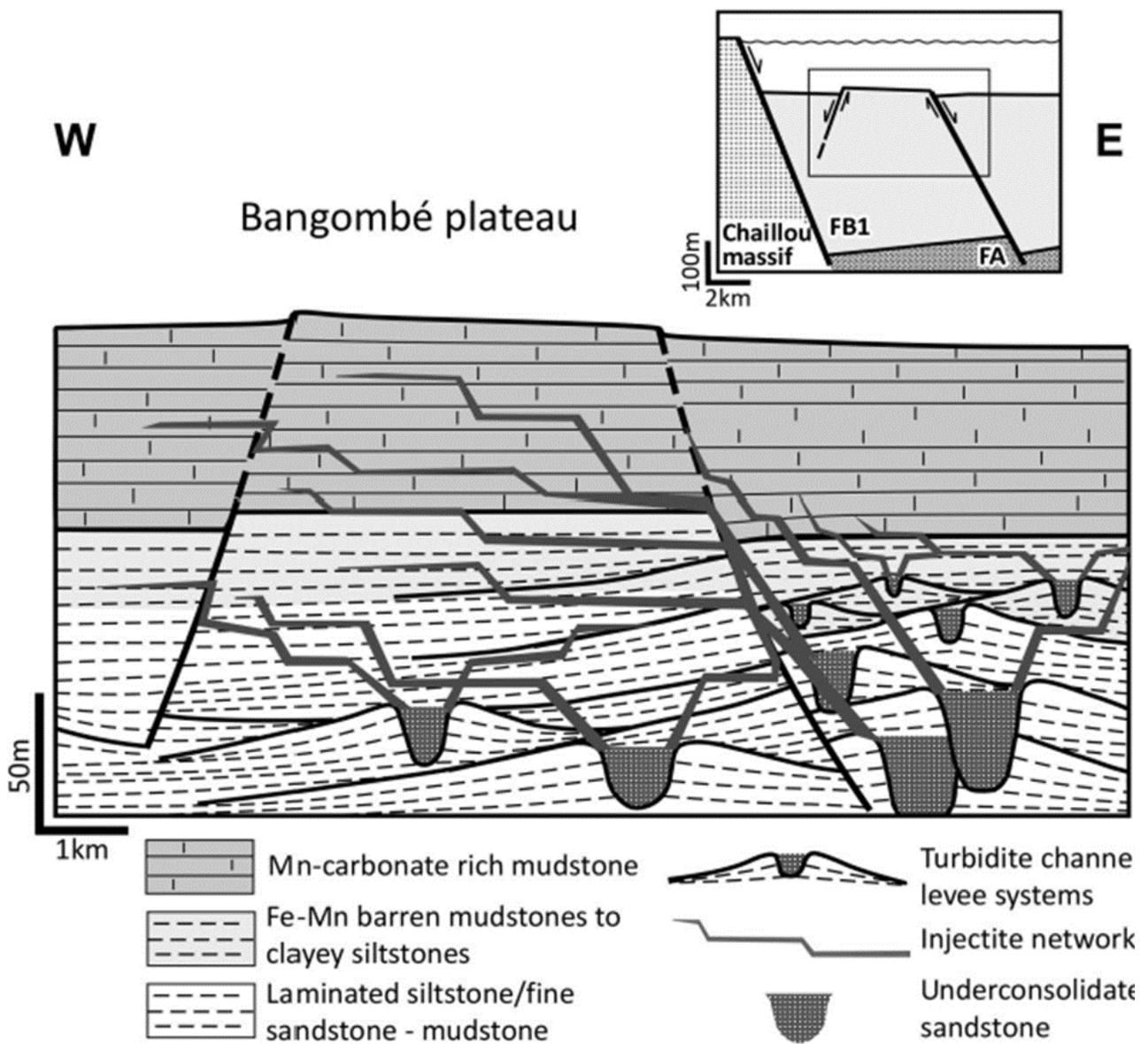


Figure III-9 : Modèle général de mise en place du réseau d'injection pendant les dépôts des sédiments FB1b et FB1c dans le plateau de Bangombé (Dubois 2016)

III.5. Interprétation

L'analyse sédimentologique des échantillons de la Formation FB1 dans le plateau d'Okouma a permis d'identifier plusieurs faciès composés de faciès détritiques, carbonatés riches en matière organique, ou en pyrite. La formation a été subdivisée en trois unités :

- L'unité inférieure (FB1b) caractérisée par un faciès silico-clastiques correspond à des pélites rubanées qui montrent une alternance entre des lits noirs pélito-argileux riches en matière organique et dolomite avec des lits clairs dolomitiques. Dans les sondages cette unité montre que plus on remonte la série plus elle montre des faciès rubanés de plus en plus sombres qui correspondent à un enrichissement en matière organique. Ainsi, cette unité marque un approfondissement du bassin caractérisé par les dépôts de pélites noires qui s'accroissent en remontant la série. L'alternance entre des lits noirs pélito-argileux riches en matière organique et en dolomite avec des lits clairs dolomitiques traduit une alternance des périodes calmes puis agitées où des apports sédimentaires plus grossiers s'écoulent le long d'une pente. De plus, l'abondance des faciès dolomitiques suggère que la sédimentation se produit dans un environnement marin relativement confiné influencé par la bathymétrie. Certains niveaux laissent paraître des injections déformées dans ses pélites montrant que dans cette unité les sédiments se mettent en place dans un environnement profond sous influence d'une pente vers l'offshore, dans lequel se met progressivement place un système de chenaux-levées turbiditiques (Fig. III-9 ; Dubois 2016).
- L'unité de transition (FB1c) avec des argilites noires pyriteuses riches en matière organique (black shale pyriteux) et un niveau de 8 à 10 m d'épaisseur de carbonate riche en pyrite dans ce travail nommé carbonate ferrifère (Carbonate Fe). Juste après les pélites rubanées de l'unité inférieure se déposent les black shales riches en pyrite, qui montrent parfois des clastes de dolomies (réaction positive à HCl) de différentes formes. Cette unité montre un changement des conditions de dépôt d'un environnement dominé par des processus physico-chimiques, de plus en plus réducteur avec l'abondance de pyrite. A certains niveaux dans les carbonates Fe des niveaux bréchiques sans doute arrachés et transportés dans la partie proximale sont déposés dans le fond du bassin. Les laminations planes montrent que ses sédiments se sont mis en place dans un environnement marin calme du type offshore soumis à des courants de fond.
- L'unité supérieure (FB1c) correspond au protore des travaux anciens du Francevillien. Elle présente une alternance entre des argilites noires riches en matière organique (black shale Mn) avec des passées de grès fins. Les différentes structures sédimentaires et le caractère des grès qui semblent être déformés parfois érosifs lors de leurs contacts avec les argilites noires montrent une instabilité sédimentaire. Ils se sont déposés avec un flux important lorsque le sédiment était encore meuble en contexte de pente ce qui permet de dire qu'ils se sont déposés dans un environnement du type shoreface à offshore (Tab. III.2).

Tableau III-2 : Tableau récapitulatif des faciès, structures sédimentaires, environnements de dépôts et observations dans le plateau d'Okouma.

	Unités	Forage KO42028	Lithologie	Structures sédimentaires	Environnements de dépôts	Observations
FB1c	Unité supérieure		<ul style="list-style-type: none"> Grès fins à moyens Argilites noires riche en matières organiques (Black shale Mn) Grès fins à moyens à claste argileux 	<ul style="list-style-type: none"> Lamination horizontale plane structure en flamme Dish slump 	Milieu marin en contexte de pente avec quelque débris passage de Shorface à Offshore	<p>Précipitation chimique Plus en plus de pyrite</p> <p>Réseau d'injective</p> <p>plus</p> <p>moins</p> <p>Roche de plus en plus sombres augmentation de la matière organique?</p>
	Unité de transition		<ul style="list-style-type: none"> Carbonate ferrifère massif Argilites noires pyriteuses (Black shale Py) 	<ul style="list-style-type: none"> Lamination horizontale plane Lamination oblique Bréchification 	Milieu profonds soumis à des courants de fonds offshore .	
FB1b	Unité inférieure		Pélites rubanées	<ul style="list-style-type: none"> Lamination horizontale plane Lamination oblique Load cast et structure en flamme Convolute 	Environnement soumis à l'action d'une pente ou se met en place des chenaux-levées turbiditique : Milieu offshore supérieure à inférieure	

CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FORMATIONS ETUDIEES

I. PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE DES FACIES DE LA ZONE D'OKOUMA

Il a été vu précédemment une subdivision en trois unités distinctes. Ainsi après l'étude macroscopique des échantillons des sondages Okouma, il importe de voir quels sont les différents minéraux constituant ces roches. L'objectif est de comprendre les caractéristiques propres de chaque faciès et de reconstruire les modifications post-dépôt qui ont affecté ce bassin sédimentaire. Des évaluations pétrographiques détaillées sont nécessaires. L'étude pétrographique inclut les relations entre les textures sédimentaires, les différents minéraux et leurs modifications diagénétiques. Cette partie traitera la pétrographie de quelques lames sélectionnées par faciès ainsi que leur étude minéralogique de la roche totale et de la fraction argileuse inférieure à deux micromètres ($< 2 \mu\text{m}$) pour voir la progression et l'évolution minéralogique verticale.

I.1. Pétrographies et minéralogies des différentes unités d'Okouma

I.1.1. Les pélites rubanées (PR) : unité inférieure

Les pélites rubanées sont caractérisées par des séquences d'alternance entre des lits argilo dolomitique (noirs) et des lits silto-dolomitique (clairs) à épaisseur variable. Les observations des lames minces et les données des roches totales au diffractomètre de rayon x (DRX) montrent que le quartz, plagioclase (albite) et les micas sont les grains détritiques tandis que la matrice est composée de la matière organique, de carbonate, pyrite et minéraux argileux (Figs. IV-1A-F ; IV-2). La partie noire contient moins des grains détritiques qui flottent dans une matrice essentiellement composée de matière organique (Fig. IV-1B) tandis que dans la partie claire, les grains détritiques sont plus abondants et dispersés par une matrice à dominance carbonatée (Figs. IV -1C et D). Le quartz présente des grains fins de forme irrégulière et la surface de ses grains ne présente aucune surcroissance mais sont souvent corrodés aux bordures par des carbonates (Figs. IV-1D et E). Les micas marqués par des muscovites sont parallèles à la stratification, non altérés, dispersés dans la matrice et parfois se retrouvent entre les grains de quartz (Figs. IV-1B, C et F). Les feldspaths sont essentiellement les plagioclases (albite ; Fig. IV-2) et sont préservés mais toutefois corrodés aux bordures par des carbonates (Fig. IV-1fF). Les carbonates sont essentiellement de la dolomie et un peu d'ankérite (Fig. IV-1D). Les minéraux argileux sont l'illite, la chlorite et des interstratifiées illites-smectite (I/S) (Fig. IV-2).

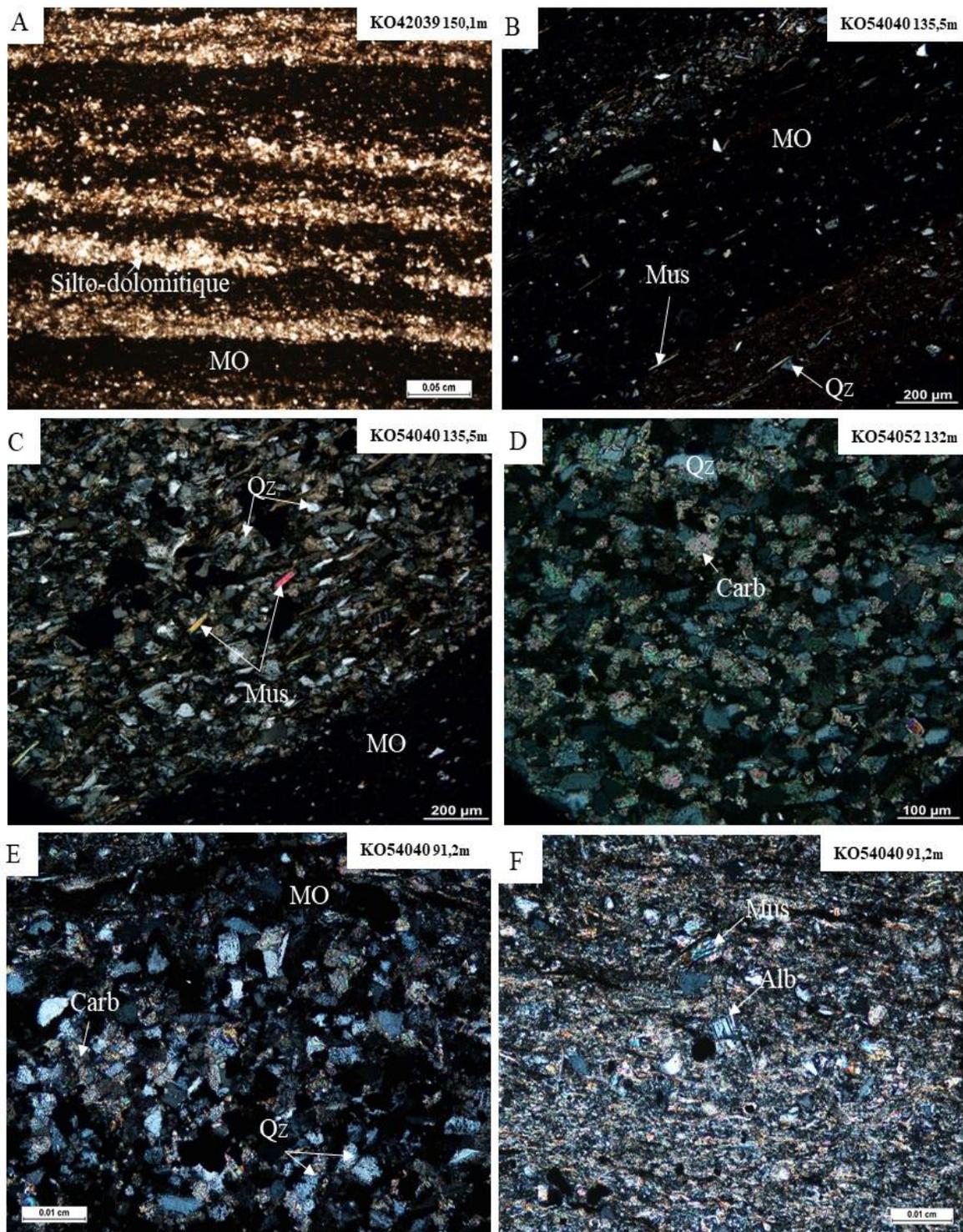


Figure IV-1 : Faciès pétrographiques des pélites rubanées A : Vue d'ensemble des pélites montrant les rubanements blanc et noir ; B : Grains détritiques sont disséminés dans un fond opaque constitué de matière organique ; C : Détail de la partie blanche avec l'orientation des micas ; D : Matrice carbonatée dans la partie blanche ; E : Quartz corrodés sans surcroissance ; F : Albite visible dans la partie blanche avec de la muscovite.

MO=matière organique, Mus = muscovite, Qz = quartz, Carb = carbonate, Alb = albite.

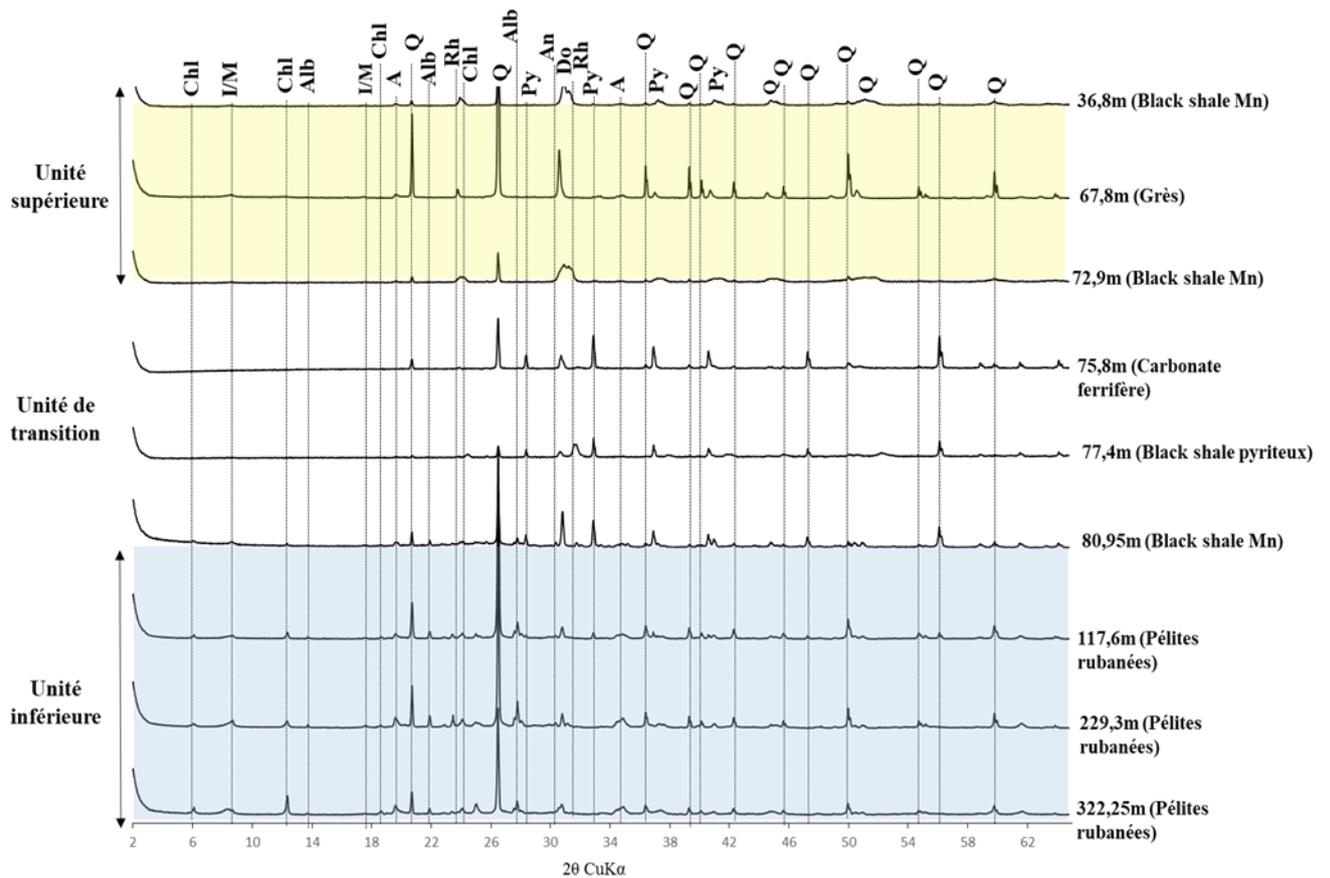


Figure IV-2 : Diffractogrammes sur poudres désorientés de la roche totale (CuK α). Pour des échantillons représentatifs des unités inférieure de transition et supérieure de la série FB du bassin d'Okouma : Chl=chlorite, I/M=illite/micas, A=argiles ; Alb=albite, Q=quartz, Py=pyrite, An=ankérite, Do=dolomite, Rh= rhodochrosite.

I.1.2. Les black shales à Pyrite argilite (black shale Py) et carbonate ferrifère : unité de transition.

Deux types de faciès constituent cette unité de transition il s'agit des argilites noires pyriteuses et les carbonates ferrifères. Les argilites noires montrent des niveaux riches en pyrites souvent confondues aux lamination planes horizontales ou parfois cette pyrite englobe un claste. Le claste dévoile au cœur une zone silicifiée avec des micro-quartz entourés par des rhomboèdres de dolomite plus grossière au centre qui diminue en taille vers les bordures (Figs. IV-3 A-B). Les données de DRX montrent que les carbonates sont la dolomite et l'ankérite (Fig. IV-2).

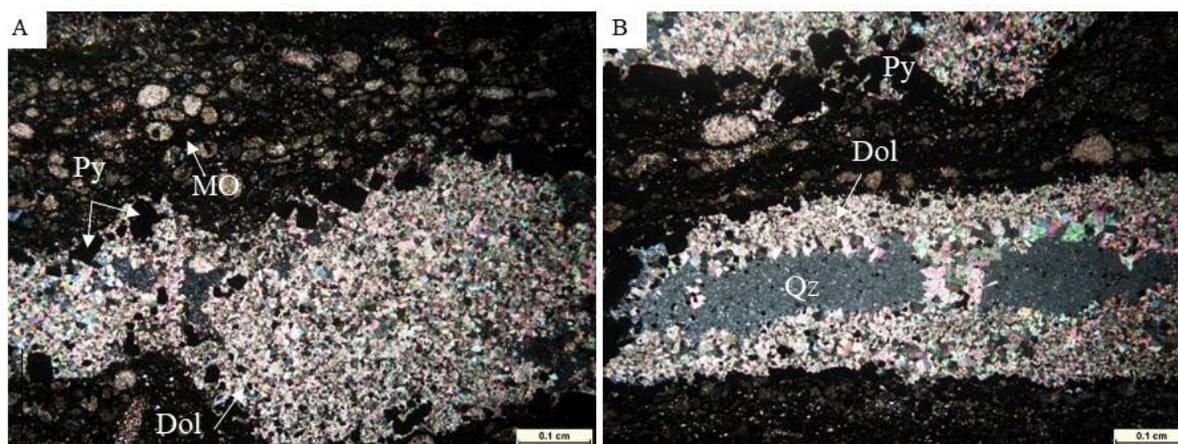
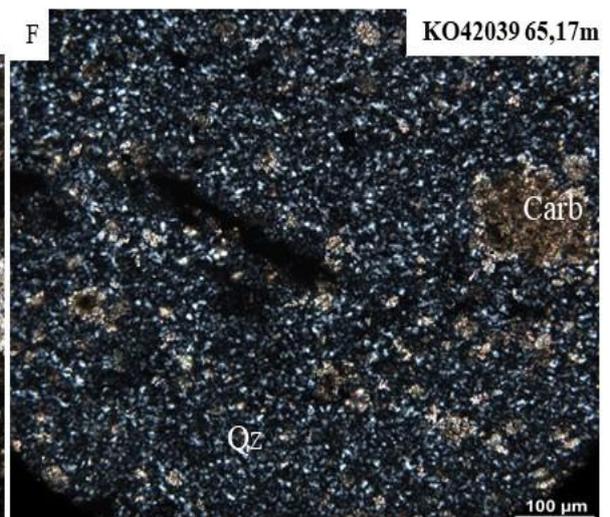
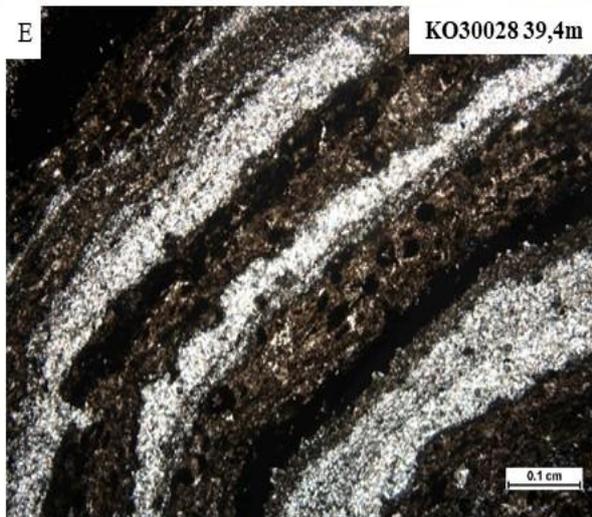
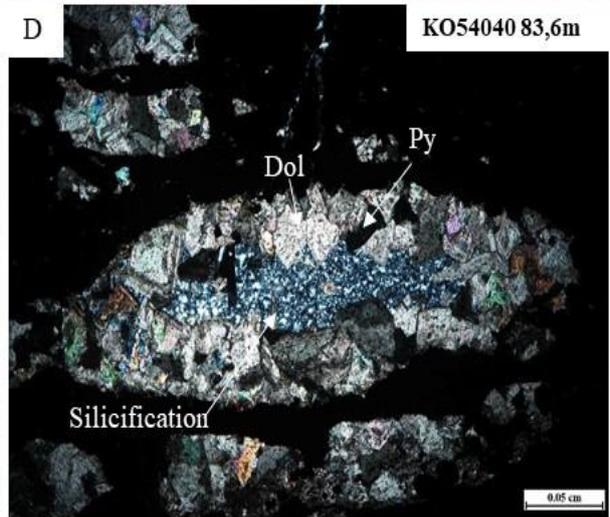
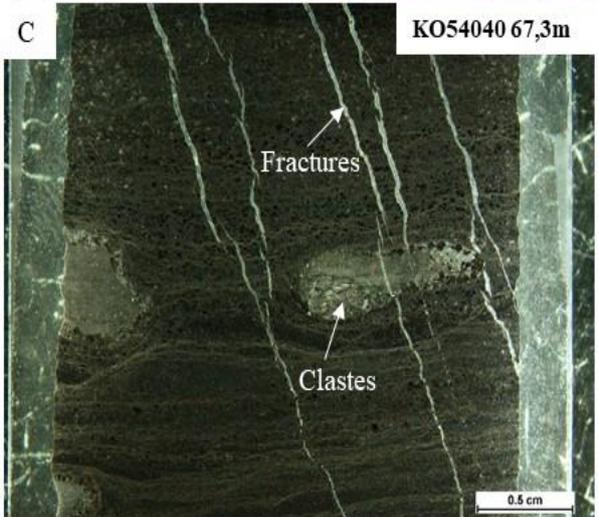
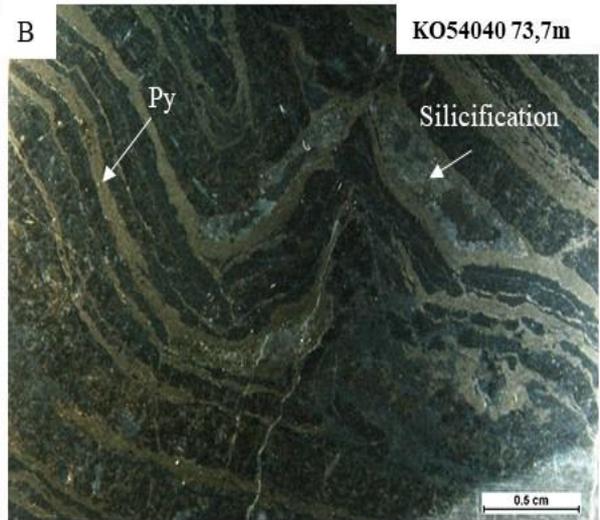
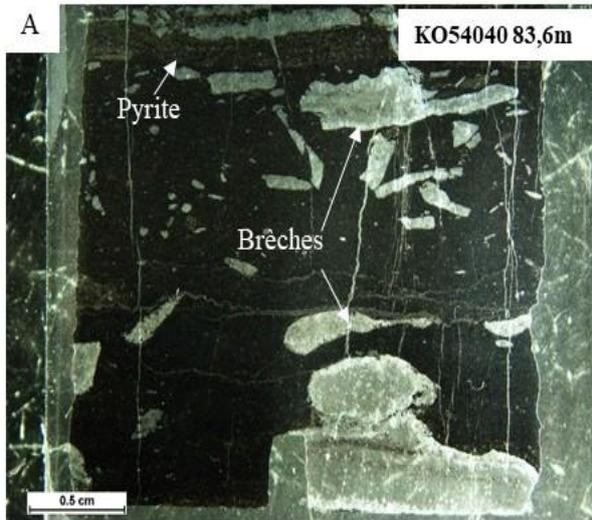


Figure IV-3: Faciès pétrographique des argilites noires pyriteuses du niveau 77,95m du sondage KO42028. A : Vue d'ensemble de la roche, B : Détail montrant un claste avec la zone silicifiée au cœur et de la dolomite aux bordures.

Les carbonates ferrifères (carbonate Fe) se présentent de deux manières : laminés (ondulés ou pas) et bréchiques avec parfois des fracturations remplies de matériaux dolomitiques (Figs. IV -4A-B). Lorsqu'il se présente avec des brèches et/ ou clastes il est reconnu par des éléments silicifiés au centre entouré de dolomites et de la pyrite automorphe (Figs.IV -4C-D). Ce faciès se caractérise par une alternance entre des niveaux riches en carbonate (marron/rouille), en matière organique et/ou pyrite (noir) et silicifiés dolomitique (blanc) (Fig. IV-4E).

La partie blanche est composée en grande partie du quartz à grains fins (micro-quartz) dont les limites entre les cristaux sont difficiles à caractériser à cause de la taille des cristaux qui est généralement petit, de l'ordre de quelques micromètres (Figs. IV -4F-G). Il est retrouvé également de la pyrite dans un ciment carbonaté et argileux (Fig. IV-4F) et une matrice argileuse carbonatée (Figs. IV-4F-G). Les parties noires quant à elles correspondent à de la pyrite et/ ou de la matière organique. La pyrite se présente le plus souvent en lits suivant la stratification (Fig. IV-4-H). La dernière partie localisée est celle qui est de couleur marron /rouille. Elle correspond à des carbonates (Fig. IV-4E). L'analyse au microscope électronique à balayage (MEB) de cette partie montre différents types de carbonates : la sidérite, la dolomite qui se présente zonée et plutôt riche en manganèse au niveau des bordures et en silice au centre (Figs. IV-4 J-K-L) ou plus riche en manganèse au centre enrobé par de la pyrite au niveau des bordures. Comme autres carbonates, sont présents la rhodochrosite de la dolomite ferrifère et de l'ankérite (Fig. IV-2). Ce faciès montre également des niveaux de phosphore apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) (Fig. IV-4K) détectable au MEB, ce qui permet de nommer ce niveau carbonate ferrifère à apatite de par son abondance de carbonate ; de sulfure par la pyrite et présence d'apatite. De façon générale cette unité montre très peu de minéraux argileux. Ces derniers sont représentés par de l'illite/mica (Fig. IV-2).



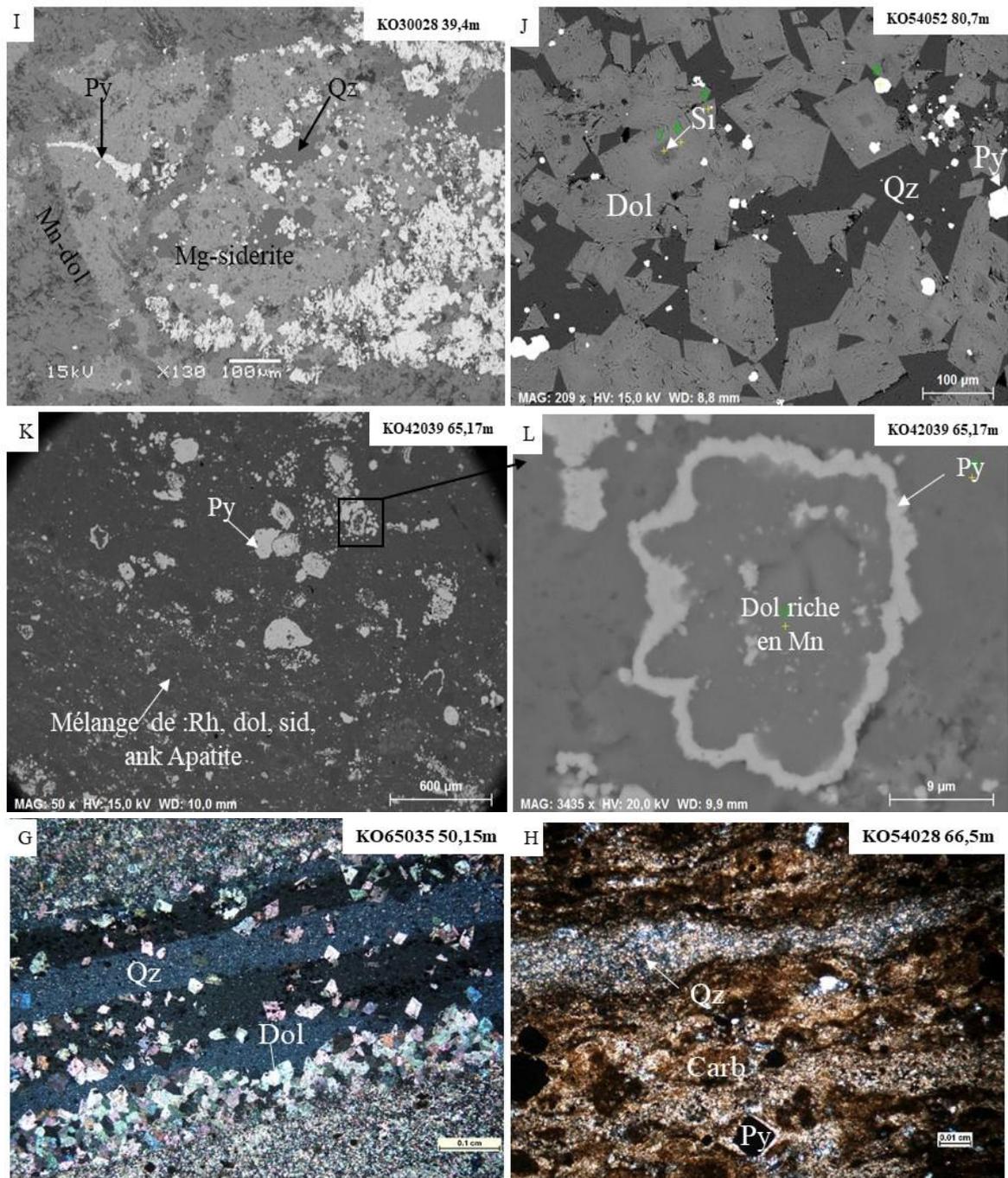


Figure IV-4 : Faciès pétrographique du niveau des carbonates ferrifères. A : Carbonate ferrifère avec brèche. B Carbonate ferrifère laminé.; C : Carbonate ferrifère à claste ; D : Zoom sur le claste au cœur de silice et entouré de dolomite.; E Vue d'ensemble des carbonates avec alternance de niveaux riches en silice (blanc), en pyrite (noir) et en carbonate (marron/rouille) ; F Zoom de la partie blanche montrant le micro-quartz. G : Partie blanche montrant le niveau silicifié entouré de dolomite . I : Zoom de la partie marron qui correspond à des carbonates avec en K une vue au MEB qui montre les différents types de carbonates retrouvés. J : Vue au MEB de la dolomite zonée. K : Vue au MEB de la partie marron contenant les différents types de carbonate du phosphore apatite. L : Zoom de l'organisation de certaines dolomites riches en manganèse enrobées par de la pyrite.

I.1.3. Les argilites noires manganésifère riche en matière organique (black shale Mn) et les grès : unité supérieure.

- Les argilites noires manganésifères (Black shale Mn)

Cette unité montre deux types de faciès : les argilites noires manganésifères (black shales Mn) riches en matière organique et les grès intercalaires. Les black shales Mn correspondent à un faciès argilo-silteux représenté par une alternance de niveau centimétrique de silts et de grès très fins carbonatés. Les grains détritiques visibles sont le quartz et les micas (Fig. IV-5D) tandis que la matrice est composée de matière organique, de carbonates associés (Fig. IV-5B) et de minéraux argileux (Fig. IV-5B, IV-2).

Les grains de quartz sont très fins, sub-arrondis à anguleux et flottent dans différentes matrices (Fig. IV-5D). Les micas se présentent en lamelles disposées parallèlement au litage et sont essentiellement de la muscovite (Fig. IV-5D). Les carbonates correspondent à de la dolomite et rhodochrosite et les minéraux argileux sont l'illite, la kaolinite et des interstratifiés illite-smectite (Fig. IV-2).

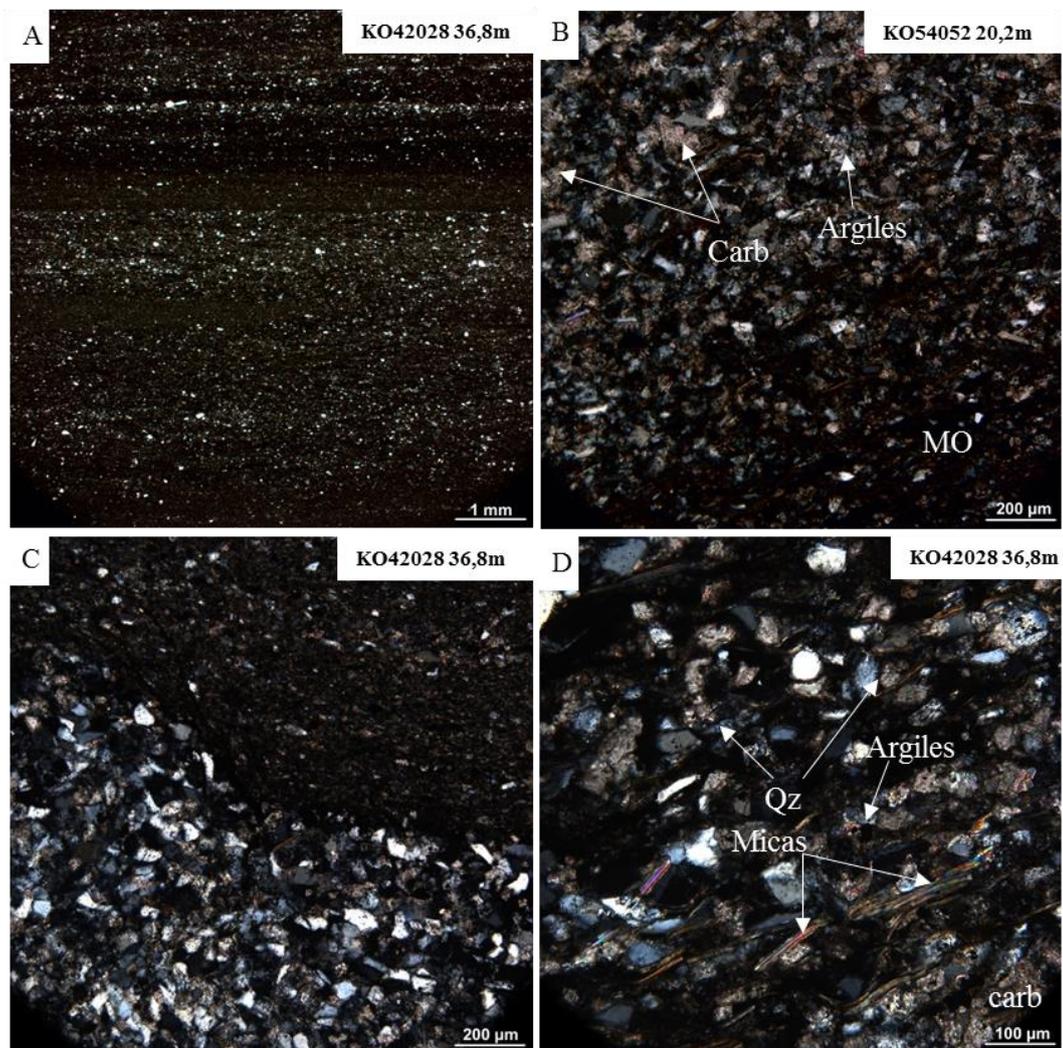


Figure IV-5 : Faciès pétrographiques des black shales Mn. A : Vue d'ensemble de la lame, B Matrice carbonatée. C : Zoom sur les deux zones celle argilo-silteuse et silteuse. D : Zoom dans la zone silteuse.

- Les grès

Les grès intercalaires montrent une taille de grains variant de fins à moyens, modérément à mal triés, sub-arrondis et parfois sub-anguleux (Fig. IV-6A). Les grains sont essentiellement dispersés dans la matrice (Figs. III-15A-B) et parfois, avec un contact léger entre les grains (Fig. IV-6A). Les grains détritiques sont préservés et parfois partiellement altérés et composés de quartz, d'albites et des micas (en général de la muscovite) sont modérément présents avec des fragments de roches en traces (Figs. IV-6A-E). Les quartz et les albites sont très peu altérés et se présentent parfois dissous et remplacés par de la dolomite avec des corrosions qui laissent les feldspaths sous un aspect déchiqueté (Figs. IV-6D-E) et/ou parfois rongés par la matière organique qui pénètre le long des microfatures. Les muscovites sont modérément préservées entre les grains de quartz (Fig. IV-6C) tandis que les fragments de roche sont altérés (Fig. IV-6F). La matrice est essentiellement composée de ciment dolomitique qui remplit les pores et remplace les grains détritiques (Figs. IV-6B, D et E) avec des petites quantités d'illites (Figs. IV-6C-D, III-11) et parfois de la pyrite (Fig. IV-6C). Les minéraux argileux sont de l'illite et des interstratifiés illite/smectite (Fig. IV-2).

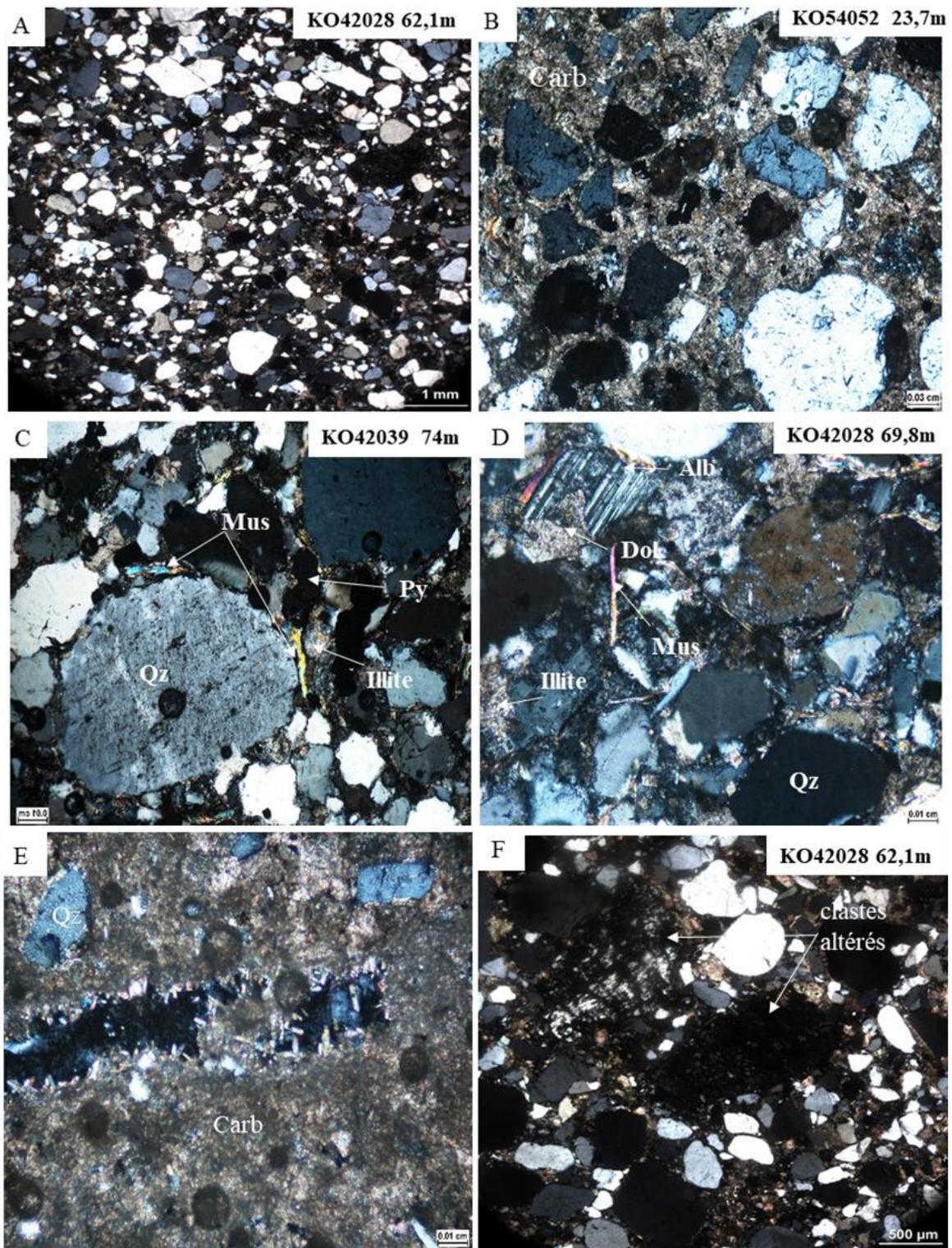


Figure IV-6 : Faciès pétrographiques des grès. A : Vue d'ensemble des grès, B : Matrice carbonatée avec des grains individuels, C : Illite et mucovite visible entre les grains, D : Plagioclases (albite), E= matrice carbonatée et cristallisation, F : Fragments de claste altéré dans le grès.

I.1.4. Les minéraux secondaires

Les principaux minéraux secondaires visibles dans l'ensemble des unités d'Okouma correspondent aux carbonates, à la pyrite et aux argiles ainsi que des apatites en faible quantité, essentiellement dans les carbonates ferrifères.

I.1.4.a. Les carbonates

Les carbonates sont trouvés dans toutes les unités et les faciès d'Okouma étudiés. Dans les pélites rubanées les carbonates sont les plus dispersés et se mélangent aux minéraux argileux qui enveloppent les petits grains détritiques de quartz et d'albite (Fig. IV-1F). Parfois, les carbonates corrodent les bords de ces grains détritiques. Les analyses de DRX et MEB montrent que les carbonates dans les PR sont dominés par la dolomite et ankérite.

Les black shales pyriteux et les carbonates ferrifères de l'unité de transition les carbonates retrouvés sont essentiellement rhomboédriques et se forment principalement associés aux argiles, au quartz et à la pyrite (Figs. IV-7B-C). Plusieurs preuves texturales montrent que les carbonates ont été précipités avant les pyrites parce que les cristaux de pyrite sont bien cristallisés sont surtout observés remplissant les pores secondaires de ces carbonates (Fig. IV-7C). Les carbonates se montrent enveloppant les minéraux argileux ce qui suggère leur précipitation après la formation des argiles (Figs. IV-7B-C). Cependant, il est difficile d'établir une relation claire entre les carbonates et le quartz. Les carbonates des faciès de l'unité de transition sont surtout de la dolomite ferrifère, de l'ankérite, de la sidérite et de la rhodochrosite dans quelques cas (Fig. IV-8).

Les black shales manganifères et les grès de l'unité supérieure montrent des carbonates essentiellement dans la matrice. Dans les black shales manganifères la phase dominante est la rhodochrosite tandis que dans les grès c'est la dolomite et la calcite dans les pores et enveloppant les grains de quartz parfois corrodés (Fig. III-16D).

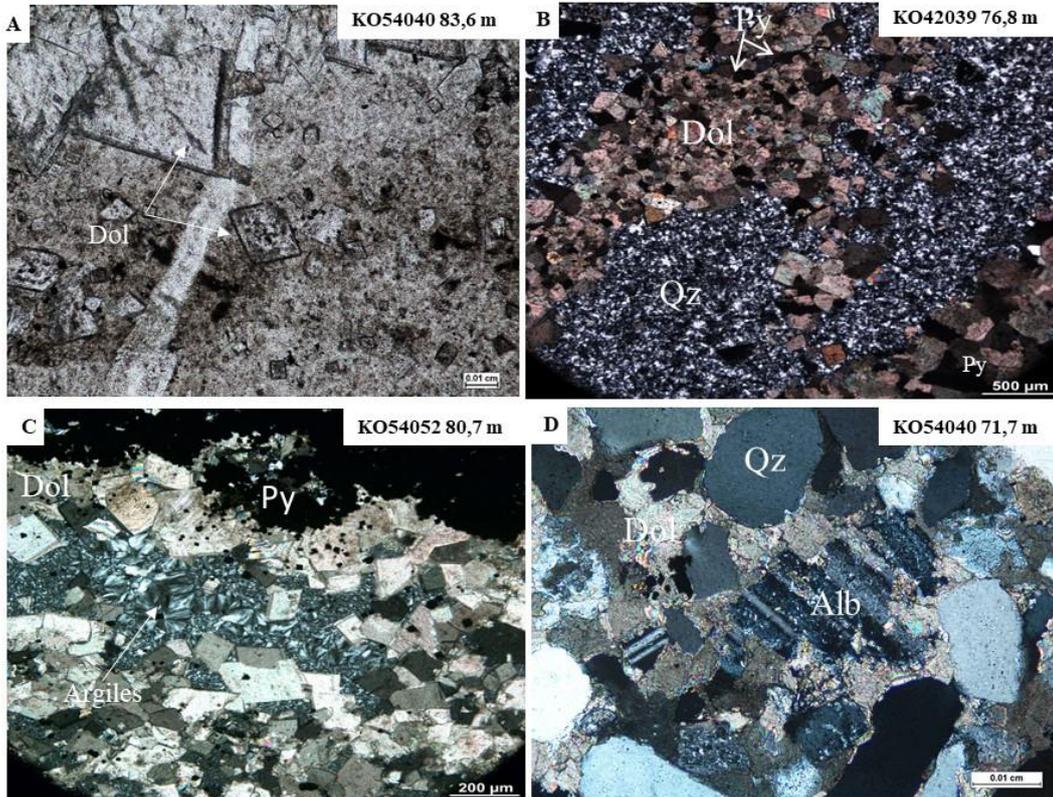


Figure IV-7 : Les carbonates dans les différents faciès d'Okouma. A : Mosaïque de cristaux xénomorphes de dolomite ; B : Zoom de l'image A ; C : Matrice avec différents types de carbonate dans les carbonates ferrifères à apatite ; D : Feldspath (albite) dissout dans la matrice dolomitique ainsi que le quartz dans les grès.

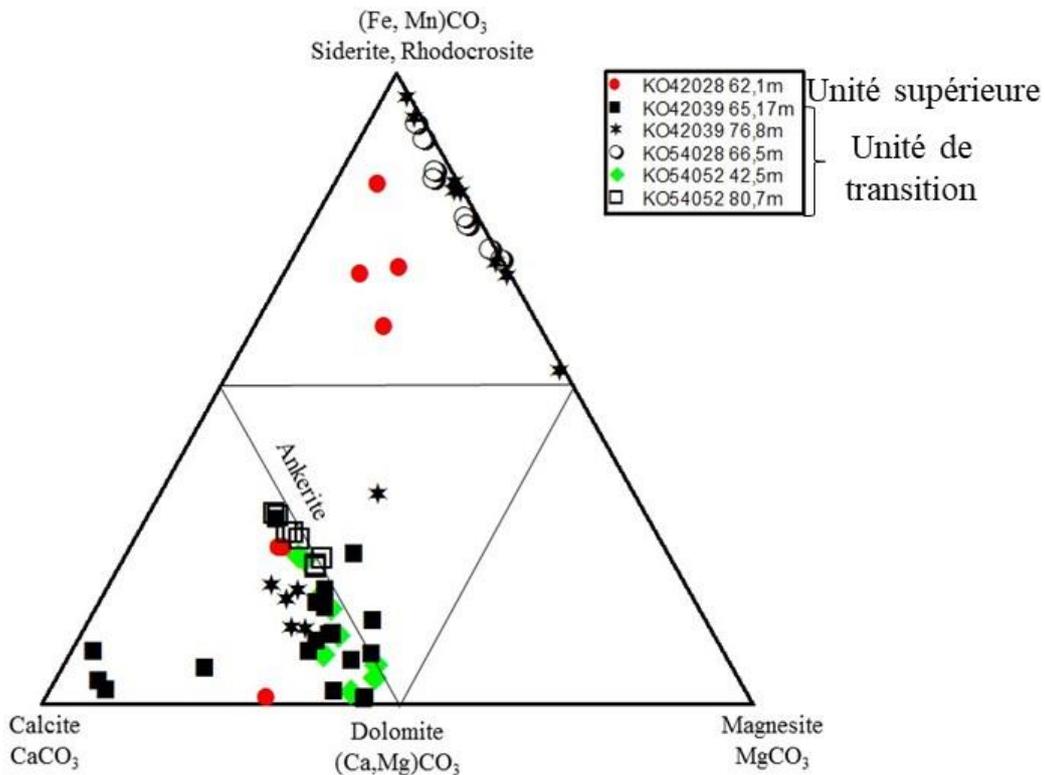


Figure IV-8 : Composition chimique des carbonates dans la Formation FB du plateau d'Okouma.

I.1.4.b. La pyrite

La pyrite est présente le long de la série d'Okouma et sa quantité varie en fonction du faciès. La plupart du temps, elle se présente en cristaux isolés dans une matrice dolomitique. Elle a plutôt une forme cubique montrant qu'elles sont bien cristallisées. Elle s'exprime parfois en lits parallèles à la stratification, formant comme un collier de perles ou encore comme en fluage (Figs. IV-9A, B et C). Les blacks shales pyriteux, comme le nom l'indique, montrent une abondance de pyrite souvent associée à de la dolomite en lamines parallèles à la stratification. Dans les carbonates ferrifères : dans le faciès à claste, les cristaux se montrent entourant les clastes de silice, dans le faciès laminé comme dans les blacks shale pyriteux confondu à la stratification (Fig. IV-9D et E). Un autre aspect est qu'elle est souvent également totalement fracturée en petit morceaux (Fig. IV-9F). Dans les blacks shales Mn et les grès de l'unité supérieure il y en a peu par rapport aux autres unités et elle se montre associée à la dolomite (Fig. IV-5C). L'ensemble de ces observations indique que la pyrite est antérieure à la compaction du sédiment. Il s'agirait d'une précipitation précoce de la pyrite peu après le dépôt des sédiments.

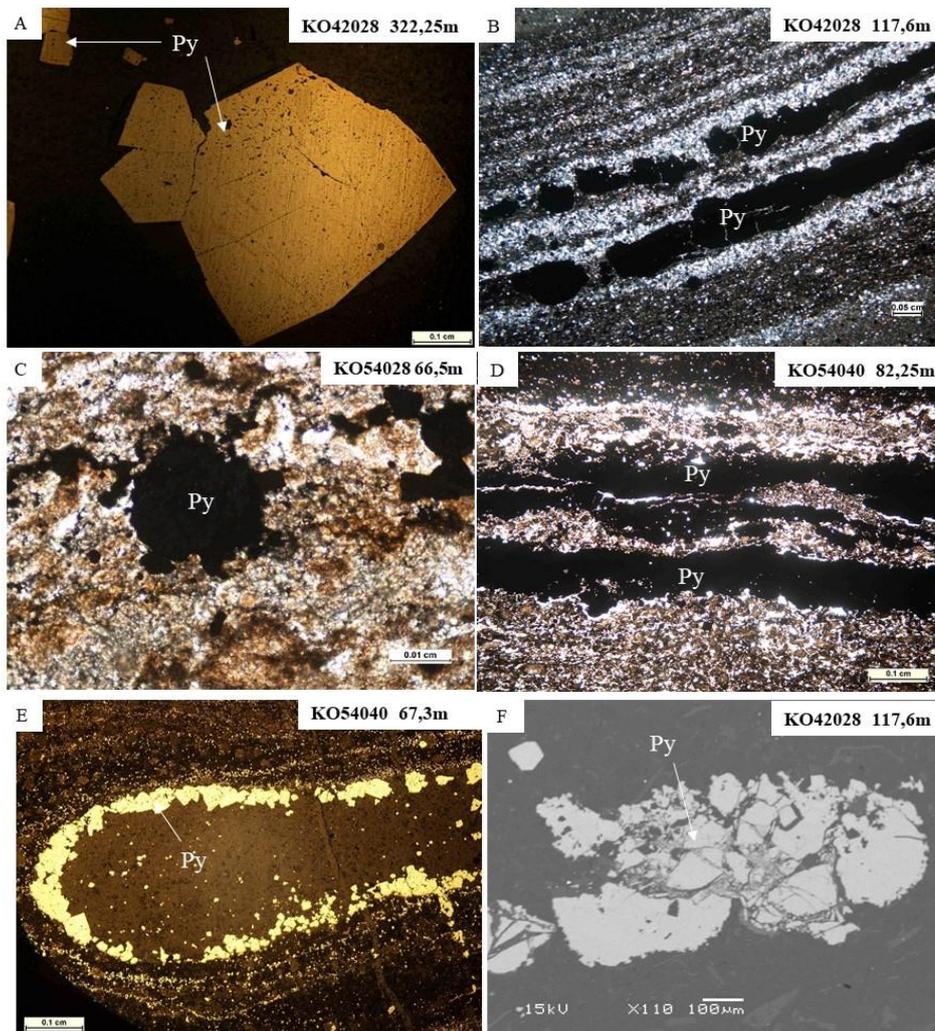


Figure IV-9: Les différentes formes de pyrites retrouvées dans les faciès d'Okouma, images en binoculaire (A et E), MEB (F). A : En cristaux isolés ; B : En forme de collier de perles ; C : En fluage ; D : Confondus à la stratification ; E : entourant les clastes de silice, F : Pyrite fracturée.

I.1.4.c. Les argiles

La quantité des minéraux argileux dans les échantillons d'Okouma est très faible. Ils se retrouvent plus dans la matrice et/ou remplissent l'espace poreux en traces (Fig. IV-7C, Figs. IV-10A-B). Les analyses DRX de la fraction < 2 µm montrent de la chlorite, de l'illite/mica et des interstratifiés illite/smectite (I/S) (Fig. IV-11). La kaolinite a été trouvée dans quelques échantillons de l'unité supérieure mais considérée comme le produit d'une altération récente.

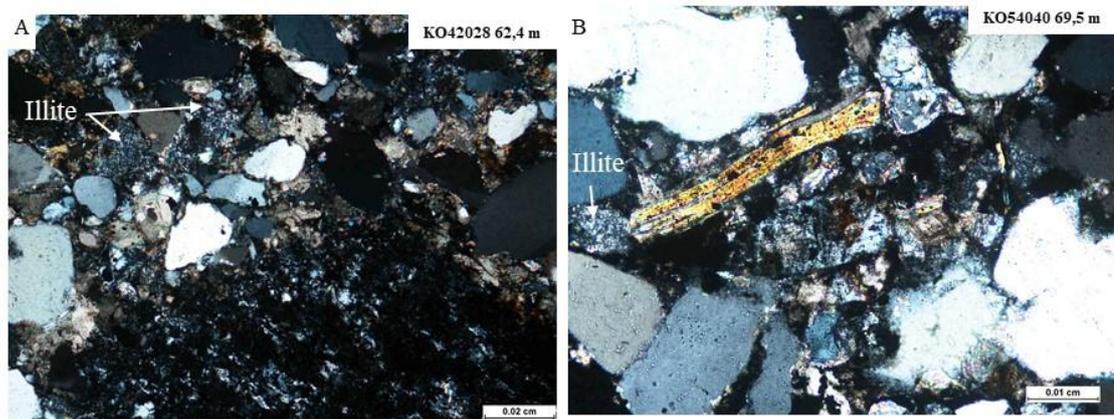


Figure IV-10 : Pétrographie des grès de l'unité supérieure montrant l'illite retrouvé dans la matrice.

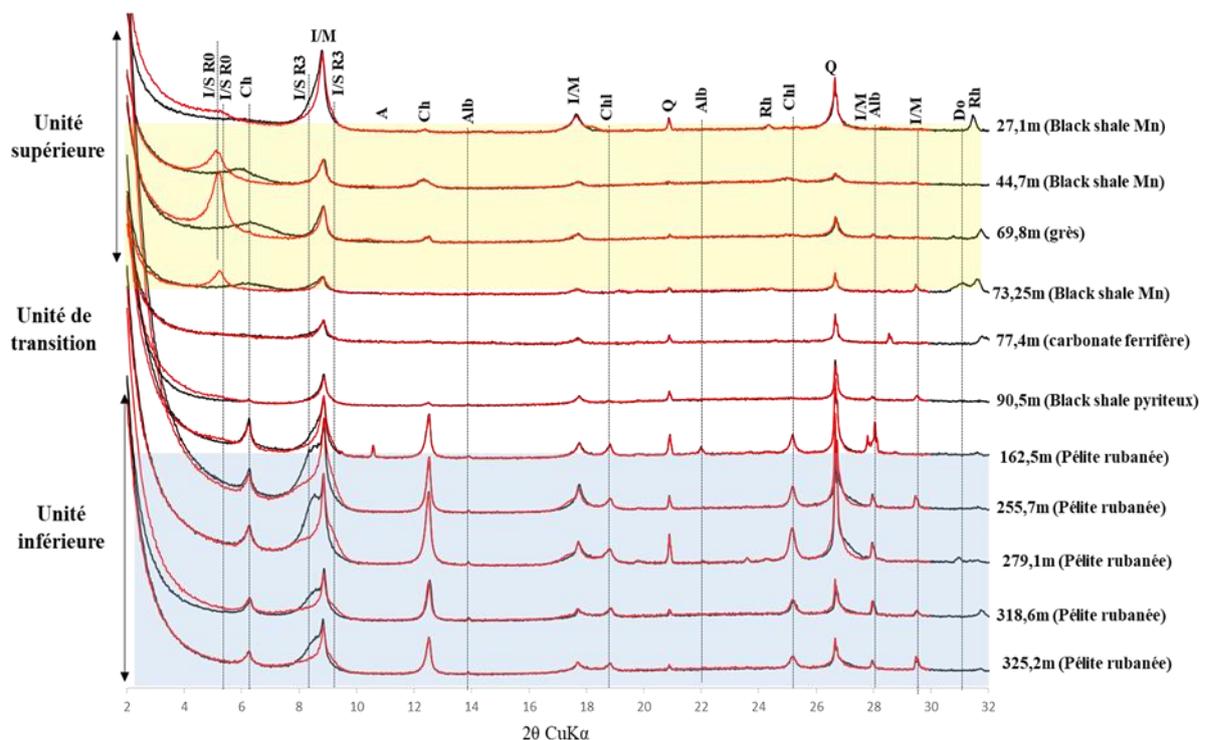


Figure IV-11: Diffractogrammes de l'assemblage minéralogique à < 2 µm des échantillons représentatifs de l'unité inférieure, de transition et supérieure de la zone d'Okouma en préparations orientées. En noir le spectre en air-dry (AD) et en rouge en éthylène-glycol (EG).

I.1.4.d. Interstratifiés illite/smectite (I/S)

Les interstratifiés I/S sont identifiés par les positions des pics à 10,13-14,8 Å en air-dry (AD) et un déplacement à 10,17-17,28 Å pour le glycol (EG) (Fig. IV-11; Reynolds, 1997). Ils sont retrouvés seulement dans les pélites rubanées de l'unité inférieure et dans les black shales manganifères et les grès de l'unité supérieure. Deux types d'I/S sont identifiés : R0 et R3. Le type R0 est trouvé dans l'unité supérieure et est caractérisé par la position de la réflexion majeure à 13,99-14,8 Å en AD et un déplacement à 17,12-17,28 Å en EG (Fig. IV-12A-B; Reynolds, 1997). La décomposition des diffractogrammes de la fraction < 2 µm montre que la teneur d'illite dans les I/S R0 va de 38 à 42 %. Le type R3 est trouvé dans l'unité inférieure et est caractérisé par la position de la réflexion majeure à 10,13-10,5 Å en AD et un déplacement à 10,17-9,93Å en EG (Fig. IV-12C-D ; Reynolds, 1997). La décomposition des diffractogrammes de la fraction < 2 µm montre que la teneur d'illite dans les I/S R3 va de 90 à 95 %.

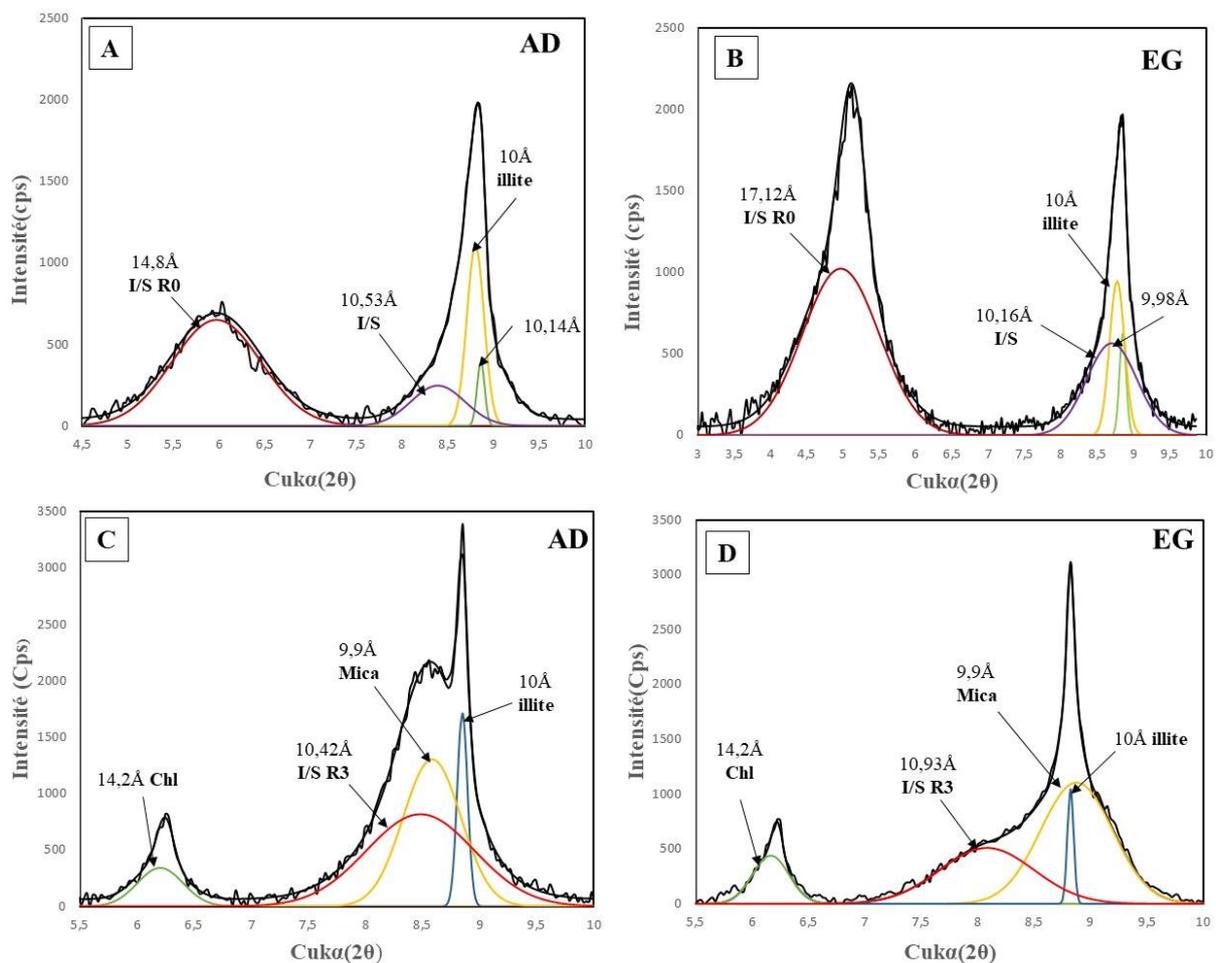


Figure IV-12 : Décomposition des diffractogrammes des fractions < 2 µm grâce au logiciel Fytik permettant de déterminer les interstratifiés I/S la teneur en illite de ces échantillons. A et B : Décomposition de l'échantillon à 44,7 m de profondeur des black shale Mn de l'unité supérieure ; C et D : Décomposition de l'échantillon à 279,1 m de profondeur des PR de l'unité inférieure.

I.1.4.e. Chlorite

La chlorite est caractérisée par une série de pics 14,2 Å, 7,2 Å, 4,73 Å et 3,54 Å correspondant aux harmoniques de 001 à 004 qui ne changent pas en EG (Fig. IV-11 ; Fig. IV-12). Par ailleurs, on observe que sa réflexion à 7 Å (002) a une intensité plus élevée que sa réflexion (001) ce qui indique un chlorite ferrifère (Reynolds, 1997). Elle est retrouvée seulement dans les PR de l'unité inférieure. La détermination des polytypes de chlorite de la fraction < 2 µm montre que la chlorite principalement identifiée est de type IIb (Hillier, 1993 ; Fig. IV-13).

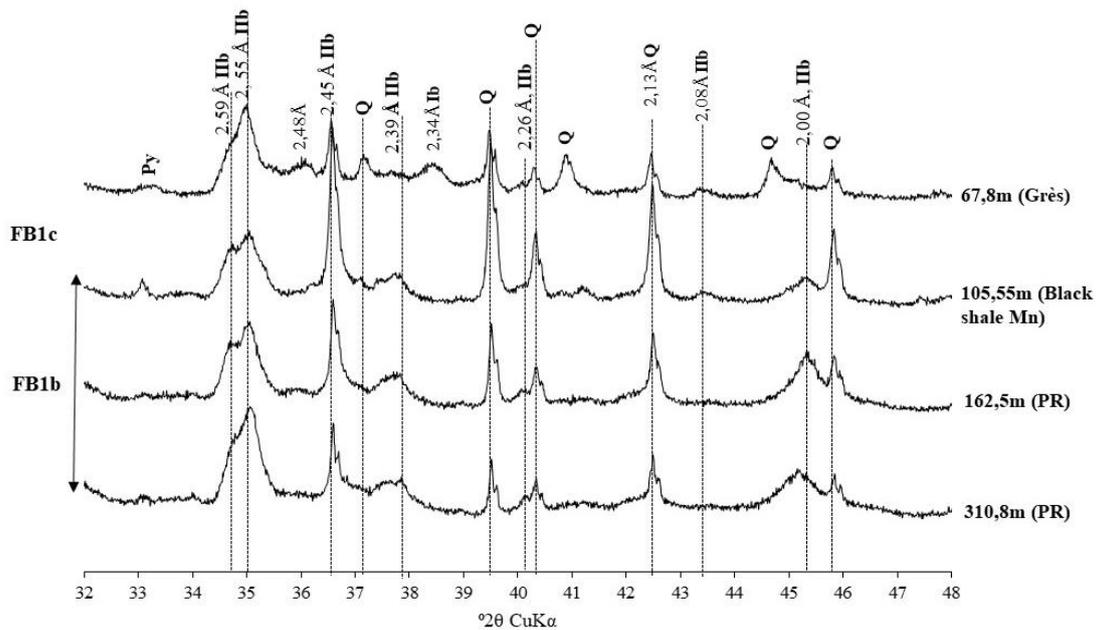


Figure IV-13 : Diffractogrammes représentatifs des polytypes de la chlorite en préparations désorientées de l'assemblage minéralogique < 2 µm.

I.1.4.f. L'illite

L'illite est identifiée par les pics à 10 Å (001) et 5 Å (002) en AD qui ne change pas en EG (Fig. IV-11). Elle est retrouvée dans l'ensemble des unités d'Okouma. La détermination du polytype montre que les illites sont principalement de type 2M1 et 1M (Pevear, 1999 ; Fig. IV-14).

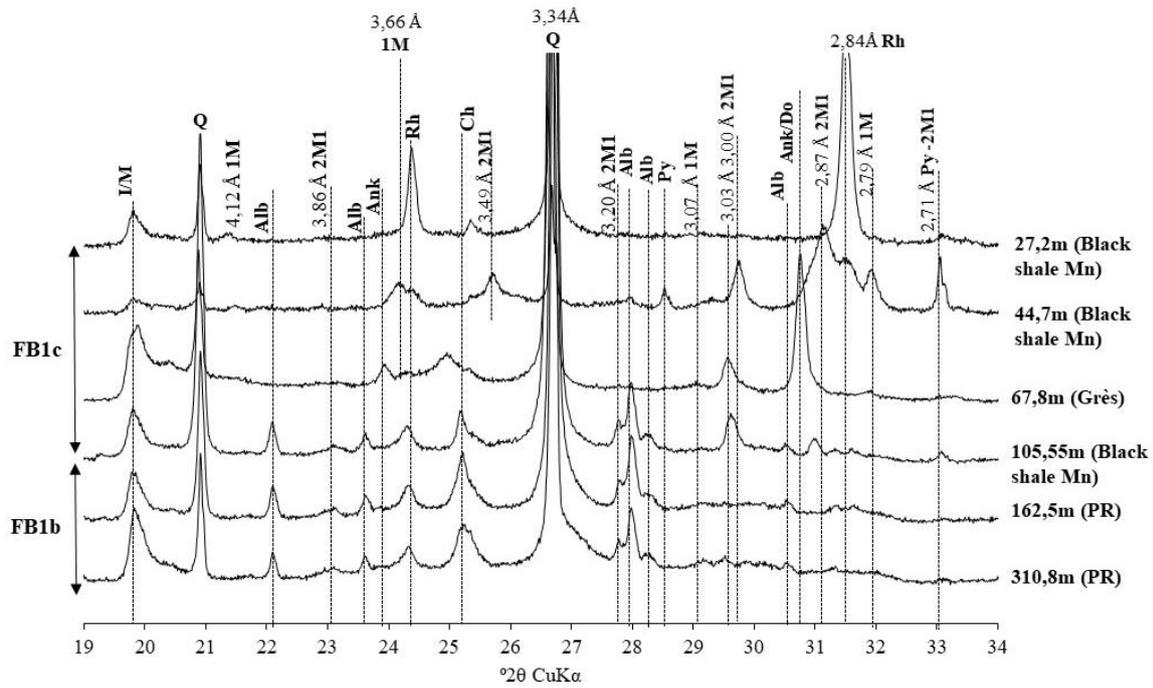


Figure IV-14 : Diffractogrammes représentatifs des polytypes de l'illite en préparations désorientées de l'assemblage minéralogique < 2 μm .

I.1.4.g. L'apatite

L'apatite a été identifiée uniquement au MEB dans les black shales pyriteux et les carbonates ferrières l'unité de transition (Fig. IV-15) se présentant en petite quantité dans la matrice carbonatée

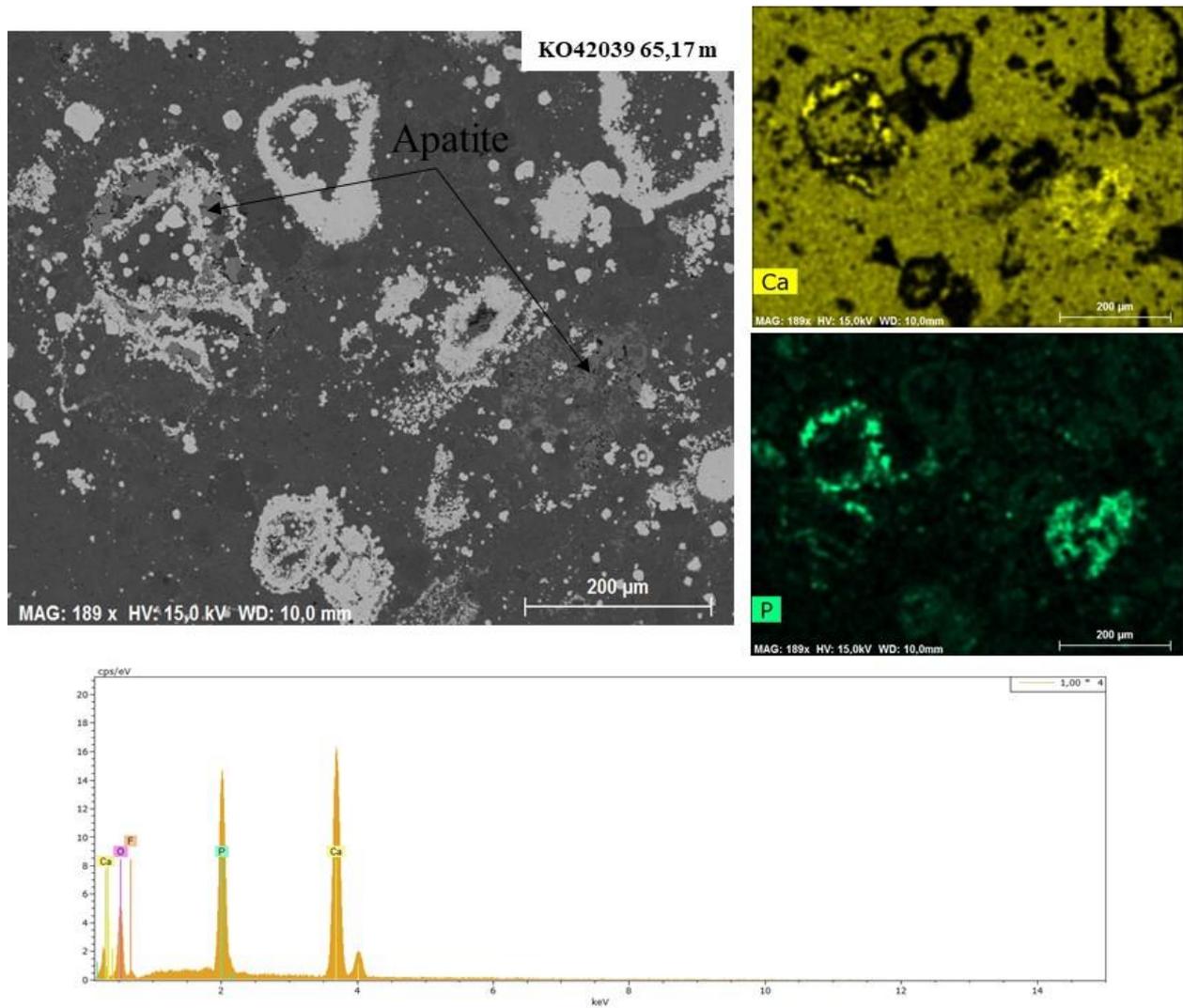


Figure IV-15 : Trace d'apatite visible dans les carbonates ferrifère de l'unité de transition avec le spectre d'élément ponctuel.

I.2. Minéralogies de Bangombé

Le plateau de Bangombé se trouve à 5 km du plateau d'Okouma. Quelques échantillons de trois sondages ont été sélectionnés afin de comparer leurs minéralogies. La minéralogie en roche totale et de la fraction argileuse dans le secteur de Bangombé montre dans deux sondages que la partie inférieure, correspondant au FB1b marqué par les pélites rubanées, est constituée de chlorite, d'illite, de quartz, de feldspaths plagioclases (albites), de dolomite, de pyrite et parfois d'interstratifiés I/S de type R1 (70 et 80% d'illite). Dans la partie de transition entre FB1b à FB1c, on observe une disparition de la chlorite et de l'albite mais une apparition de plusieurs types de carbonates différenciés en roche totale. Il s'agit de la dolomite, de la rhodochrosite, de la sidérite avec du quartz et de la pyrite. Le seul minéral argileux identifié est l'illite. Il n'apparaît pas comme à Okouma des carbonates massifs rubanés (carbonate ferrifère). Cette sous formation commence par des black shales pyriteux et se poursuit avec les mêmes éléments que dans l'unité supérieure d'Okouma avec des interstratifiés I/S de type R0 (40 à 50% d'illite) au sommet des sondages (Fig. IV-17, Annexe II.1).

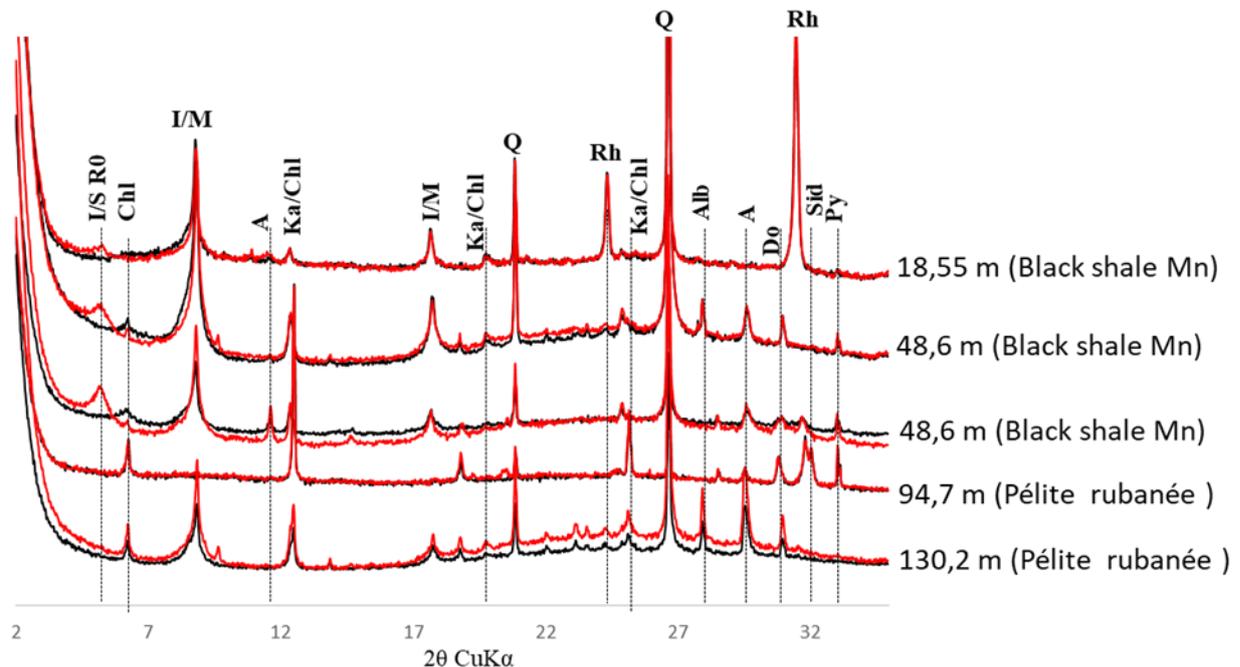


Figure IV-16 : Diffractogramme de l'assemblage minéralogique à $< 2 \mu\text{m}$ des échantillons du forage C038051 du plateau de Bangombé. Chl=chlorite, I/M=illite/micas, A=argiles ; Alb=albite, Q=quartz, Py=pyrite, An=ankérite, Do=dolomite, Rh= rhodochrosite.

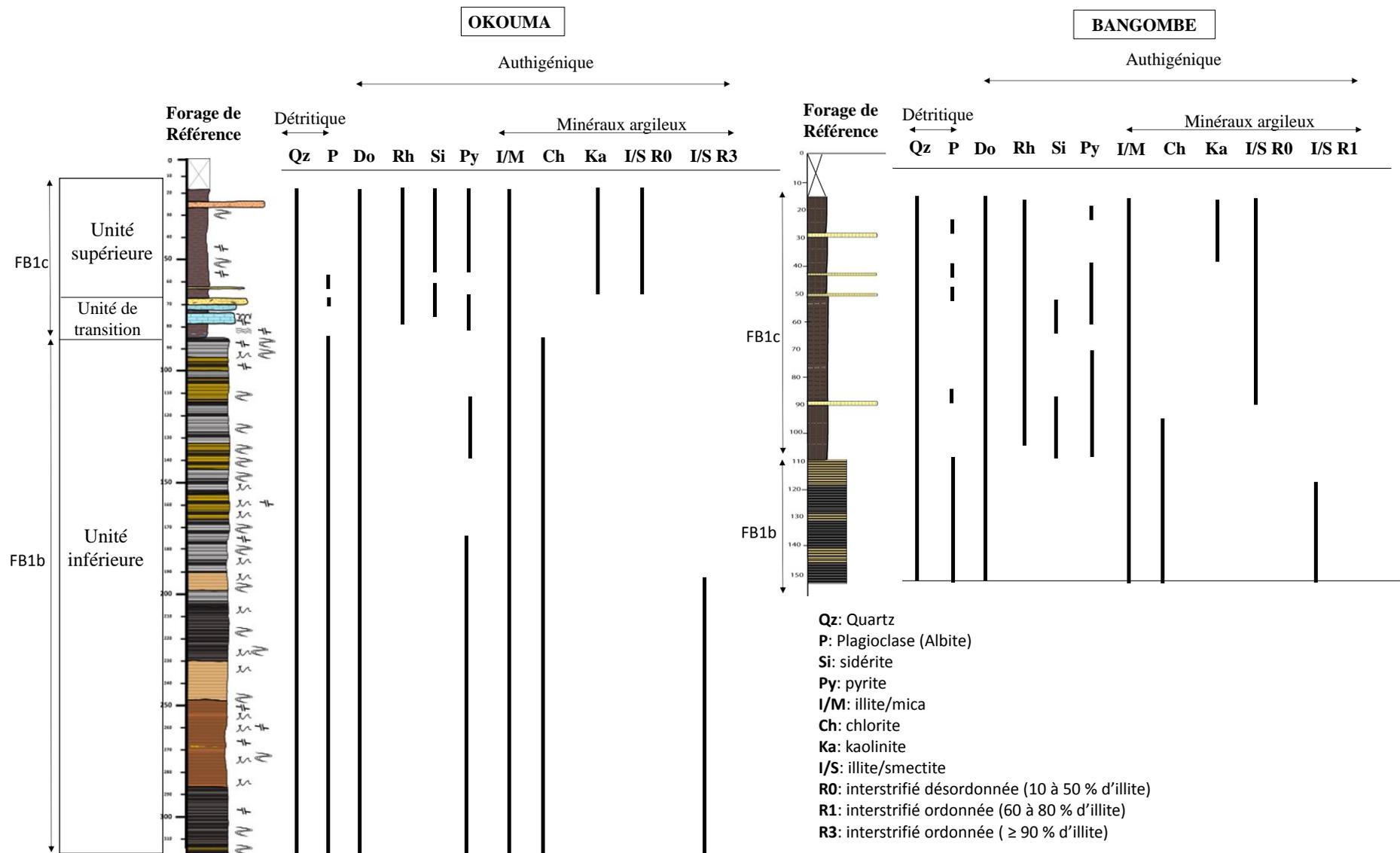


Figure IV-167: Tableau récapitulatif des différents minéraux retrouvés dans les deux plateaux d'Okouma et de Bangombé.

I.3. Interprétation et discussion

La minéralogie du plateau d'Okouma, de l'unité inférieure (FB1b) vers l'unité supérieure montre la présence de quartz, de muscovite, de pyrite, de dolomite, parfois d'ankérite, de l'illite et des interstratifiés I/S. Lors du passage de l'unité inférieure aux unités de transition et supérieure (FB1c) il est retrouvé du quartz, plusieurs types de carbonates (rhodochrosite, dolomite, ankérite et sidérite), mais aussi de la pyrite en plus grande quantité que dans l'unité inférieure. L'unité supérieure est composée d'illite, d'albites, de muscovite et d'interstratifiés I/S. L'une des observations évidentes de l'unité inférieure est la présence de chlorite, d'albite et des interstratifiés I/S qui se trouvent absents dans les unités de transition et supérieure. Néanmoins, les albites réapparaissent essentiellement dans les grès de l'unité supérieure.

La distribution des minéraux carbonatés varie considérablement à travers le profil stratigraphique d'Okouma avec la dolomite et l'ankérite dans l'unité inférieure, la sidérite, rhodochrosite, dolomite et ankérite dans l'unité de transition et la rhodochrosite, dolomite et ankérite dans l'unité supérieure. Ceci suggère que la présence de carbonates dépend du faciès. De la même façon, la relation texturale des carbonates avec les autres minéraux (Fig. III-16) montre clairement qu'il s'agit de carbonates authigènes formés secondairement. Pambo (2004) suggère que ces carbonates authigènes du protore (unité supérieure) sont issus de l'altération latéritique des oxydes et des hydroxydes qui constituent le minerai de manganèse exploité dans la région de Moanda et les carbonates de la zone ferrifère de transition seraient dus à une diagenèse précoce se formant à partir de Mn^{2+} issu de la dissolution des oxydes/hydroxydes de Mn.

La formation des carbonates authigènes dans les océans et les roches précambriennes a été examinée. Les carbonates authigènes (calcite, dolomite) sont formés dans les sédiments au cours de la diagenèse précoce la plus souvent associée à l'oxydation de la matière organique par réduction des sulfates et du fer ou encore par respiration aérobie (Coleman, 1985 ; Schrag et al., 2013). La dolomite précipitait naturellement dans les océans de l'époque présentant un ratio Mg/Ca, une pression partielle de CO_2 et une température plus élevée que les océans actuels où seule la calcite précipite naturellement (Baker et Kastner, 1981 ; Tucker, 1982). La dolomite et l'ankérite trouvées le long des sondages pourraient témoigner des conditions physico-chimiques des océans précambriens. L'apparition des carbonates dans cette zone d'étude coïncide approximativement avec celle de la matière organique (Weber 1968). Les niveaux riches en fer proviendraient de la pyrite secondaire et de la sidérite. En effet, on suppose l'atmosphère précambrienne pauvre en oxygène et plus riche en dioxyde de carbone. Cette richesse en CO_2 aurait joué en diminuant le pH des eaux de surface causant une altération continentale plus importante (Boggs, 2001). La conséquence de cela pourrait être la source de ses dépôts de fer et leurs aspects laminés liés à des phénomènes d'upwellings conduisant des eaux anoxiques riches en fer sur la plate-forme plus oxygénée.

Le pH agit conjointement avec l'Eh dans un milieu. Des champs de stabilité caractérisent les conditions de formation des minéraux. Il est vu qu'avec un $Eh > 0$, le milieu est dit oxydant et un $Eh < 0$ le milieu est réducteur (Fig. III-17). Les minéraux à base de fer sont des oxydes ferriques (Fe^{3+}) se stockant en milieu oxydant et les carbonates et sulfure de

fer (Fe^{2+}) se déposant en milieu réducteur. Le diagramme montre que la pyrite et la sidérite sont des minéraux qui précipitent en milieu réducteur (Fig. III-18 ; Worden & Burley, 2003).

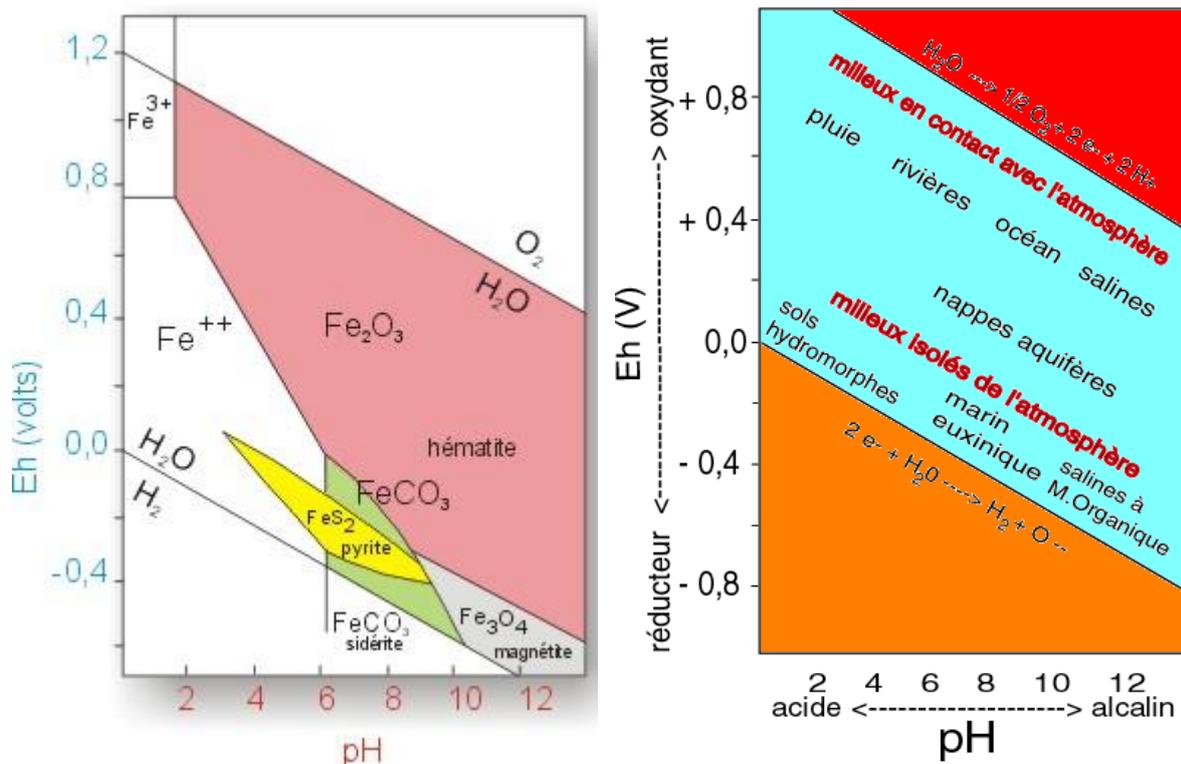


Figure IV-178: Champs de stabilité des différentes espèces minérales et du fer en solution (Boggs, 2001).

Les terrains archéens sont dominés par d'abondantes roches nommées TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) il s'agit de roches magmatiques intrusives de composition essentiellement granitique : quartz et feldspath principalement, dont seulement une petite proportion de feldspaths potassiques. Les autres minéraux sont la biotite et parfois de l'amphibole. Ces roches se distinguent des granites par leur très faible teneur en (voire même l'absence) feldspath potassique (Martin, 2005). L'absence de feldspaths potassiques et la présence unique des feldspaths sodiques dans le plateau d'Okouma indiquent une source des sédiments influencée par les TTG plutôt que des granites. La disparition des feldspaths lors du passage des sous-formations FB1b à FB1c, et leurs préservations uniques dans les grès de l'unité supérieure (FB1c) montre que l'érosion mécanique était importante tandis que hydrolyses étaient moindres sur l'altération chimique (Weber, 1968).

Un autre point qui a été noté est la disparition de la chlorite au même moment lors de cette transition entre les deux sous formations. Le changement du type de sédimentation peut en être la cause car la Formation FB1b est dominée par du détritisme tandis que la base de la Formation FB1c montre des dépôts de précipitation chimiques.

La présence des interstratifiés illite/smectite de type R3 dans le bas des forages d'Okouma et des I/S de type désordonnés riches en smectites R0 dans le haut de forage tandis que l'unité de transition n'en montre pas. Les minéraux interstratifiés sont des produits

intermédiaires des réactions comprenant des phases argileuses simples, provenant des environnements qui varient en fonction de certaines conditions de surface, hydrothermales ou de métamorphisme de faible grade (Ngombi et al., 2014). La formation et la conservation de ces I/S entraîne plusieurs interrogations car ils ont longtemps été considérés comme absents dans les roches précambriennes (Meunier, 2004) bien qu'elles aient été mises en évidence dans la Formation FB (Weber, 1968 ; Ossa Ossa, 2010 ; Ngombi, 2014 ; Bankole 2016). Leur formation requiert une quantité assez importante de potassium. Cependant, le FB ne montre pas de feldspath potassique mais plutôt de feldspath sodique ce qui amène à s'interroger sur la source même de potassium disponible pour les former. La présence d'illite supporte l'idée d'une réaction d'illitisation quasiment achevée (90 % d'illite) (Lanson, et al., 2009) en accord avec l'âge très ancien des formations concernées. Cette réaction consomme le potassium qui provient de la dissolution des minéraux potassiques et produits du fer et du magnésium qui participe certainement à la formation des carbonates massifs et d'importants dépôts de fer sous forme de pyrite, ankérite et sidérite dans la Formation FB d'Okouma.

Cependant, l'association de smectites avec des interstratifiés I/S désordonné à 42 % d'illite dans les faciès du FB1c et la présence de smectite quasi-pure coexistant avec des I/S R3 dans les black shales manganésifères du protore va à l'encontre des réactions d'illitisation progressives souvent décrites (Weaver, 1960 ; Burst, 1969 ; Shutov et al., 1969). La disponibilité du potassium nécessaire à cette réaction n'est pas avérée pour des raisons liées à la nature de la source des sédiments. La réaction d'illitisation pourrait ne pas avoir lieu ou n'être qu'incomplète (Ngombi, et al. 2014). La faible disponibilité du potassium dans ces roches qui n'a pas permis d'aller au bout de l'illitisation ; cette faible quantité de potassium est probablement dû à la faible dissolution des minéraux potassiques (mica intact ou à peine flexuré) voire leur absence (le microcline n'est pas observé dans le FB).

D'autres hypothèses de la présence de potassium dans ce bassin seraient que le potassium est emmené par les fluides en faible quantité à cause l'espace poreux des roches de la Formation FB qui semblent être remplis de matériel carbonaté, argileux et de la matière organique par moments ce qui les rend peu perméables. Mais aussi, des traces bactériennes ont été discuté par certains auteurs notamment dans la sous-formation FB1 (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1986 ; Dubois, 2017) et dans la formation au-dessus FB2 (El Albani et al., 2010 ; El Albani et al., 2014 ; Aubineau et al., 2018 ; Aubineau et al., 2019). Aubineau (2018). Ces auteurs proposent que le potassium dans la Formation FB soit produit par l'activité bactérienne qui le fixe en raison l'absence de feldspath potassique.

Ainsi, l'ensemble de la série étudiée a été soumise à des conditions de diagenèse illustrées par la réaction d'illitisation quasiment achevée (90 % d'illite). Cependant il a été montré que les réactions authigènes en lien avec les phases interstratifiées sont dépendantes de la disponibilité en potassium. Ceci est matérialisé par la coexistence des I/S R0 associés à la smectite symbole d'une diagenèse modérée et des I/S de type R3 dans les faciès basaux du FB1c. La présence de populations de smectites quasi pures associées à des I/S R3 dans les black shales du FB1c est inédite dans des séries sédimentaires aussi anciennes et supporte l'hypothèse d'un enfouissement modéré. Les feldspaths potassiques étant totalement absents de la série étudiée la réaction n'a pu être achevés (Lanson, et al., 2009).

II. CORRELATIONS LITHOLOGIQUES DANS LES PLATEAUX MANGANESIFERES DU BASSIN DE FRANCEVILLE

Le plateau de Bangombé est le premier plateau contenant du manganèse en exploitation depuis de nombreuses années, mais d'autres affleurements de roches riches en Mn ont été découverts, même si la connaissance précise du volume du gisement n'est pas connue. Le plateau d'Okouma est le plateau le plus proche de celui de Bangombé. Il est séparé par une dépression d'environ 5 km (Fig. IV-19). Au vu de leurs proximités il est possible de supposer que leur histoire est proche et que, globalement, les séries manganifères s'insèrent dans le même intervalle stratigraphique car la grande continuité des dépôts à Bangombé laisse penser que le gisement se poursuit vers Okouma. Le gisement en exploitation à Bangombé viendrait à disparaître suite à son exploitation ce qui emmène la COMILOG à évaluer les ressources des zones voisines telles que le plateau d'Okouma. Etant en phase d'exploration du gisement, cela implique la réalisation de forages longs qui n'existent plus ou sont difficiles d'accès sur le premier plateau. Nous avons ainsi à disposition la possibilité de décrire finement les conditions qui ont conduit à la formation de ce grand gisement de Mn. L'un des buts de ce travail est de faire des corrélations à l'échelle de chaque plateau puis de voir s'il est possible de corrélérer les deux plateaux et ainsi identifier si des variations latérales de faciès existent entre ceux-ci. Le bassin de Franceville, comme la plupart des bassins du Précambrien, montre une absence de fossiles qui sont d'excellents marqueurs. De plus, l'absence de données détaillées de sub-surface telles que des données sismiques ou diagraphiques de puits nous oblige à établir des corrélations en fonction de la lithologie. Différents faciès ont été identifiés, mais aussi trois unités principales (Cf. Chapitre III) qui serviront de base de corrélation. Pour cela, il sera tout d'abord établi des corrélations à l'échelle du plateau d'Okouma avec les sept forages, puis des corrélations sur Bangombé avec les trois forages et pour finir corrélérer les deux plateaux.

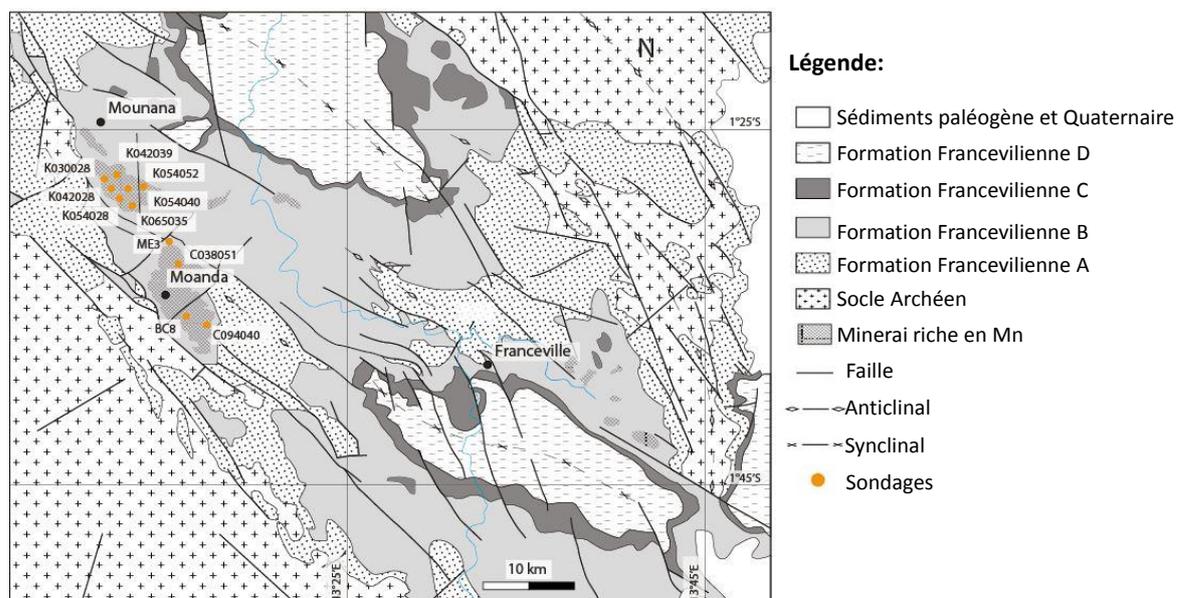


Figure IV-189 : Carte géologique du bassin francevillien avec localisation des deux plateaux manganésifères et forages Okouma (KOXXXXX), forages de Bangombé (COXXXXX, BC8) étudiés.

II.1. Corrélations lithologiques dans le plateau d'Okouma

Le profil de corrélation a été fait suivant le transect AA' allant de la bordure c'est-à-dire du nord-ouest vers le centre du bassin dans le sud-est et comprend les sondages KO30028, KO42028, KO42039, KO54028, KO54040, KO54052 et KO65035 (Fig. IV-20, Fig. IV-21).

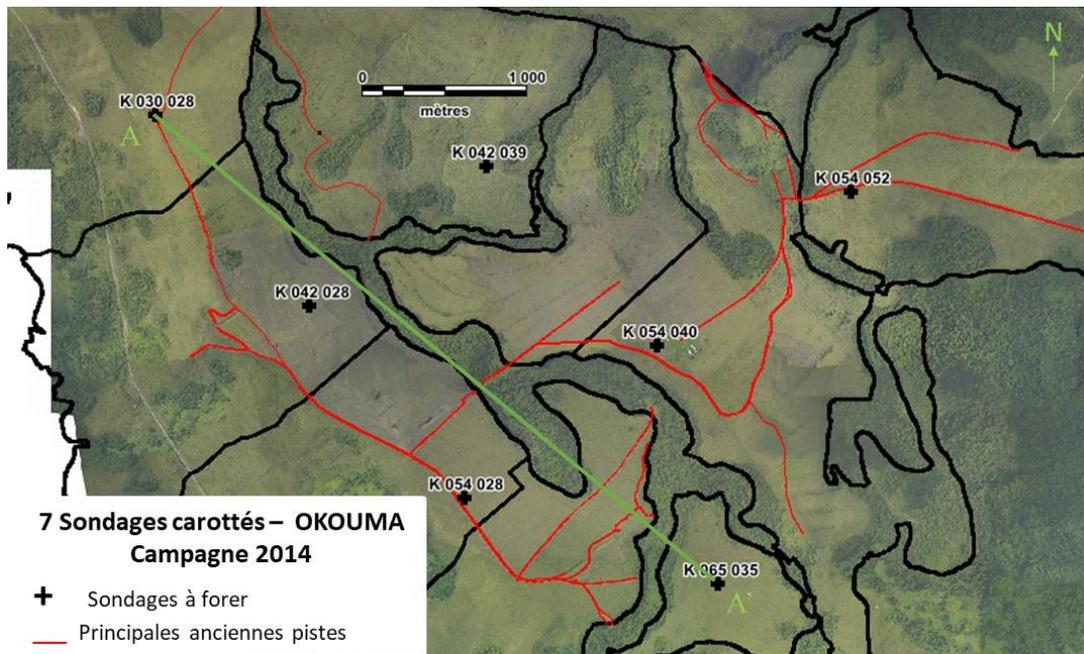


Figure IV-20 : Forages d'Okouma montrant le transect AA' choisi pour les corrélations.

Les sondages ont été placés selon leurs altitudes respectives, le profil de corrélation (Figure IV-21) montre que :

- L'unité inférieure avec les pélites rubanées (FB1b) est présente sur l'ensemble des sondages avec très peu de différences.
- L'unité de transition présente une épaisseur de black shales pyriteux assez constante tandis que les carbonates ferrifères sont moins importants en bordure du bassin faisant 1,5 à 3 m allant jusqu'à 11 m au centre du bassin. De plus, dans ce même niveau, les brèches semblent s'accroître au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre du bassin.
- L'unité supérieure présente une épaisseur des grès qui varie de la bordure au centre. La taille des bancs et leur fréquence est plus abondante dans le centre du bassin passant de deux à cinq bancs. L'augmentation de la taille des bancs montre une stratocroissance.

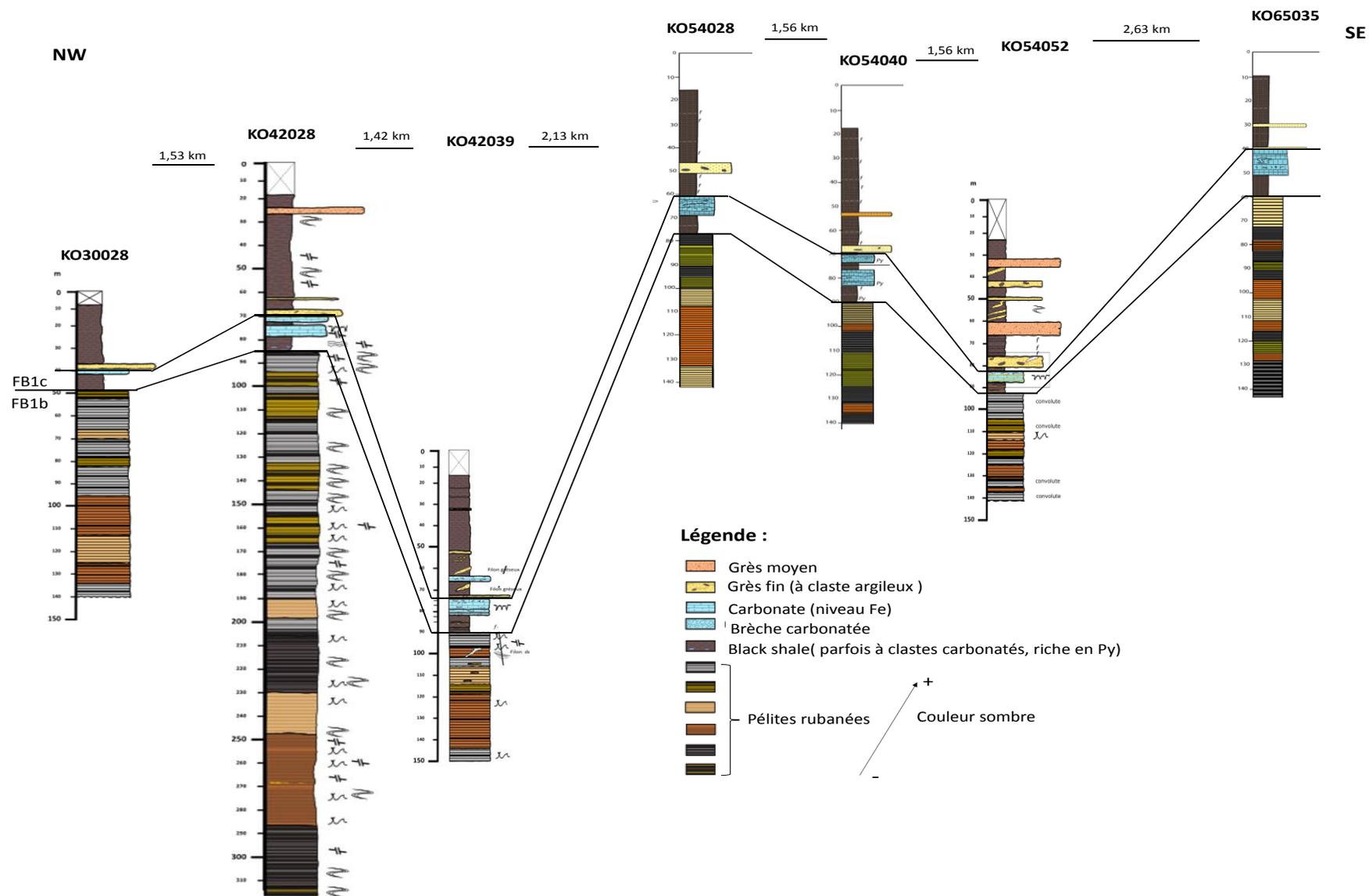


Figure IV-21: Corrélation lithologique à partir des sept sondages du plateau d'Okouma.

Les pélites rubanées sont constamment présentes et se poursuivent par des dépôts de black shales pyriteux, carbonates massifs et se terminent par une alternance entre des black shales et des grès.

Un zoom du niveau de transition a été fait pour chaque forage d'Okouma afin de voir dans le détail l'organisation de celui-ci (Fig. IV-22). Il montre que les carbonates augmentent en épaisseur de la bordure vers le centre du bassin. Ces carbonates augmentent aussi en nombre de bancs. Le fait que le volume de carbonate augmente et la présence de clastes tels que ceux composés de silice (cherts) peuvent indiquer que la subsidence est accentuée dans le centre et qu'un transport d'élément se fait de la bordure vers le centre du bassin. Ensuite, ce niveau se poursuit par deux mètres de grès fins à moyens contenant par moment des clastes d'argilites noires n'ayant aucune orientation préférentielle. Ces intercalations gréseuses sont de plus en plus nombreuses et leurs épaisseurs croissent relativement au fur et à mesure que l'on monte dans la série ceux-ci pourraient correspondre à des sédiments clastiques transportés de façon épisodique dans un milieu peu agité.

Même si la question de l'âge de cette subsidence n'est pas réglée, le profil de corrélation montre des zones subsidentes et d'autres hautes. La subsidence semble s'accroître dans les forages KO42039 et moins dans le KO54052. On note une augmentation de l'épaisseur des carbonates dès le sondage KO42039. Il correspond au passage progressif d'une sédimentation silicoclastique à une sédimentation chimique.

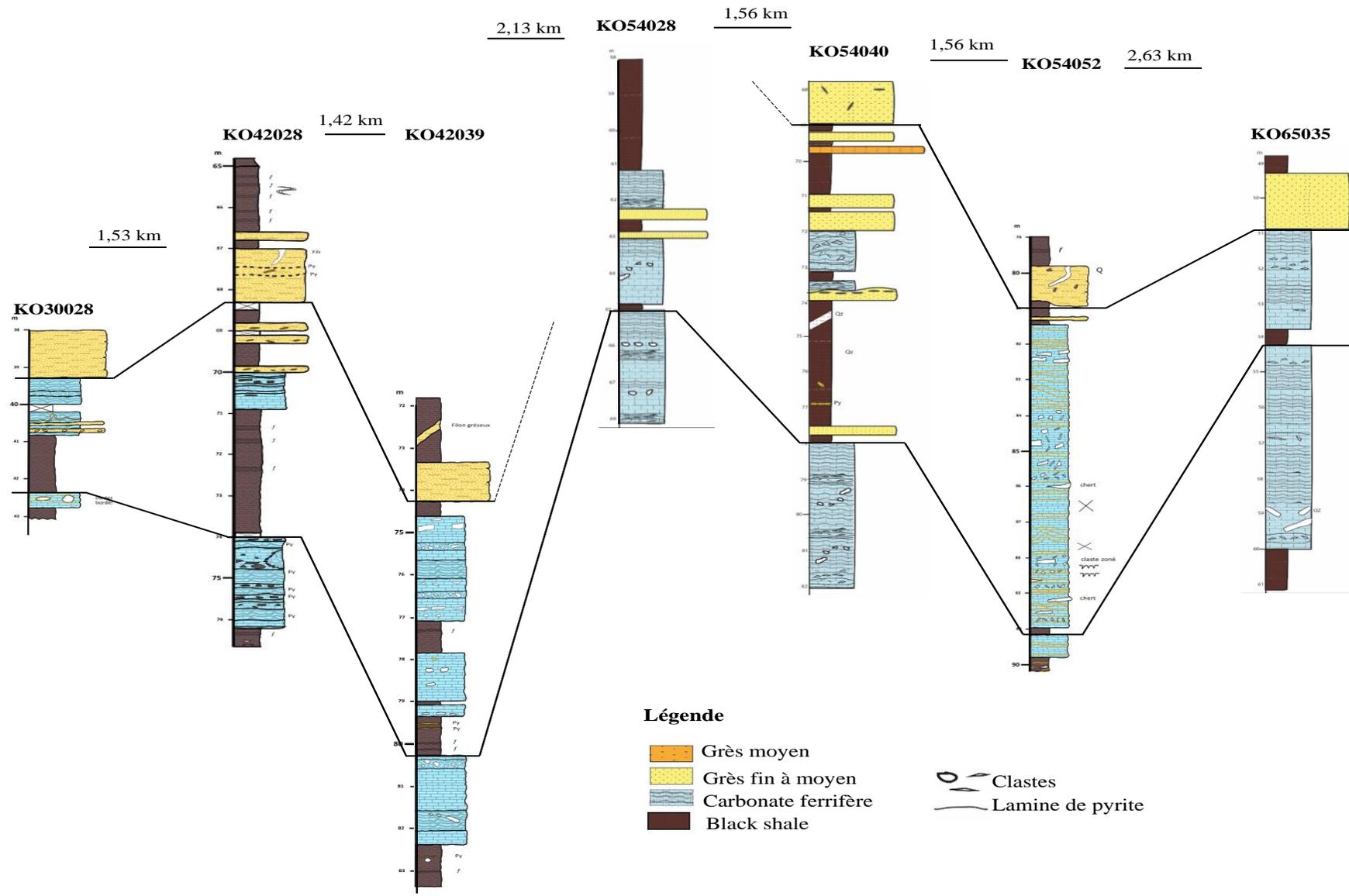


Figure IV-22: Zoom des sondages de l'unité de transition d'Okouma.

II.2. Corrélations lithologiques dans le plateau de Bangombé

La question de la continuité des dépôts de manganèse sur le bassin de Franceville demeure non résolue. Les différents affleurements montrent en effet des différences en termes de teneur ou de stratigraphie. C'est en particulier le cas des plateaux de Bangombé et d'Okouma qui ne sont aujourd'hui séparés que par une dépression de quelques kilomètres de large au fond de laquelle coule de petits affluents de l'Ogooué. La comparaison des colonnes lithologiques des deux plateaux est de nature à répondre à cette question. Dans le plateau de Bangombé 3 sondages ont été mis à disposition, le BC8, le C094040 et le C038051 (Fig. IV-19 ; Tab. IV-1).

Tableau IV-1 : Caractéristiques des forages du plateau de Bangombé. Coordonnées en UTM, zone - 33. Altitudes en mètres.

SONDAGES DE BANGOMBE	X	Y	Z
BC08	307342	9825320	606,0
C094040	309605	9824072	558,8
C038051	307006	9830686	571,8

Le profil de corrélations est établi de la bordure du plateau du NW au SE. Les corrélations montrent que :

- Les pélites rubanées sont visibles sur l'ensemble des sondages, allant de 40 m au NW à 50 m environ au SE. Le sondage C094040 atteint la formation FA à 310 m.
- Le passage des pélites rubanées aux black shales est bien visible sur les trois sondages et montre des black shales pyriteux à épaisseur plus ou moins constante. Après cela, on note une alternance entre des black shales et des grès. Une variation dans l'épaisseur des black shales est visible allant d'environ 100 m en bordure de plateau à 225 m environ au centre. Les grès qui alternent les black shales Mn sont peu épais.

Le plateau de Bangombé a été longtemps étudié afin de cerner l'histoire du Francevillien bien qu'à présent elle semble ne pas encore être bien comprise. Le sondage C094040 atteint la Formation FA et amène à s'interroger sur l'estimation de l'épaisseur des pélites rubanées. En parcourant les différents travaux (Weber, 1968 ; Azzibrouck 1986 ; Ossa Ossa, 2010 ; Ngombi Pemba, 2014 ; Onanga, 2016 et Dubois, 2017), il est vu par exemple dans la zone de de Moulili qui correspond à la zone de transition entre les deux plateaux les sondages ME2 et ME3 montre des pélites rubanées allant jusqu'à 650 m de profondeur (profondeur à laquelle s'arrête le sondage) sans atteindre la Formation FA alors qu'elle est atteinte à 310 m à Bangombé. Cela montre que la d'importants mouvements verticaux ont affecté les différentes zones conduisant à l'existence de zones profondes et d'autres moins profonde confirmant l'hypothèse d'un bassin à tectonique en « touches de piano » (Azzibrouck, 1986).

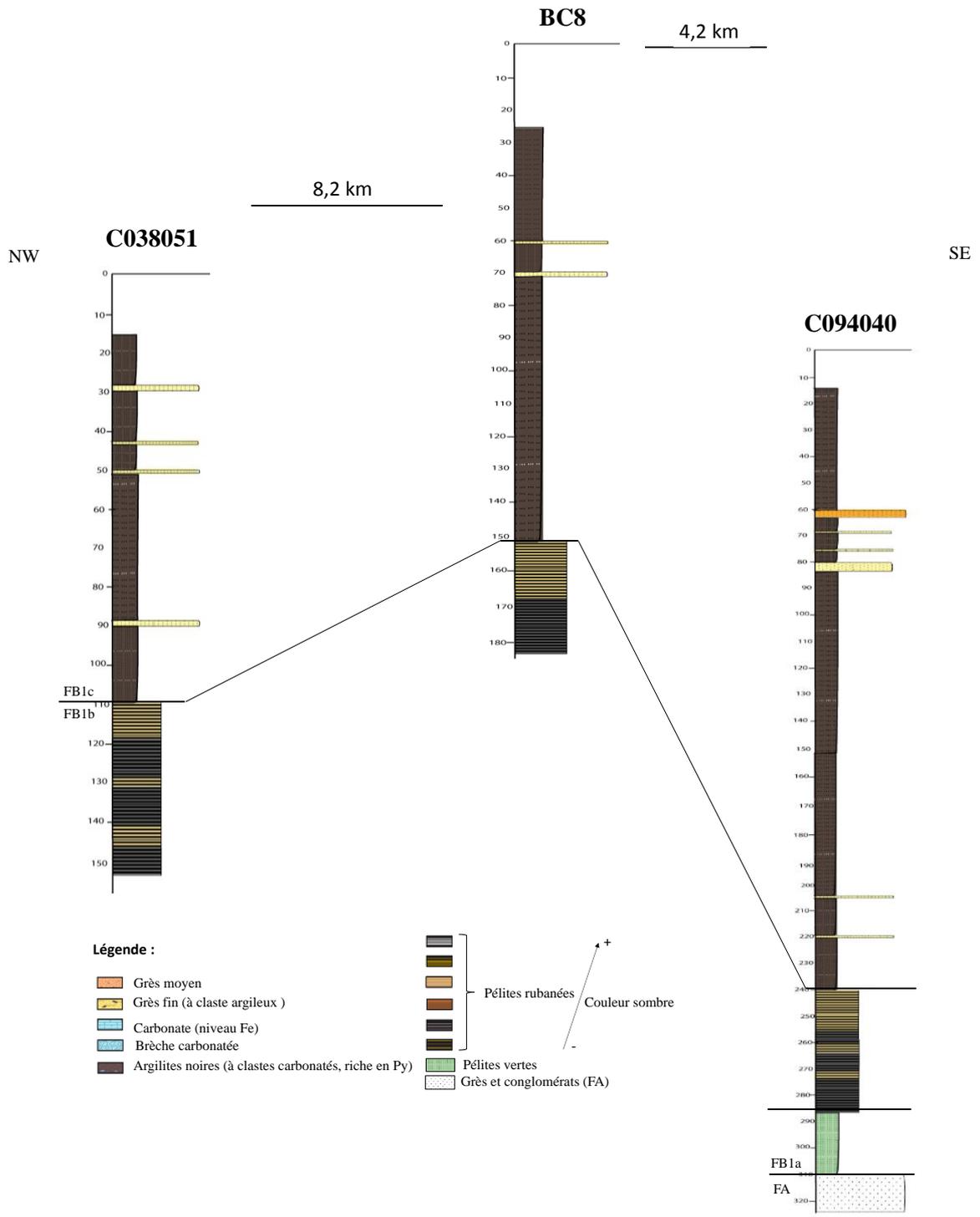


Figure IV-23: Corrélation lithologique avec les trois sondages du plateau de Bangombé.

II.3. Corrélations lithologiques entre les plateaux d'Okouma et Bangombé

Après avoir regardé comment s'organisent les faciès dans les deux plateaux de façon individuelle une tentative de corrélation est faite en choisissant comme zone de transition entre les deux plateaux la zone de Moulili avec les sondages ME3 et ME4 (Fig. IV-24). Il est vu que :

- Même si leur puissance totale ne peut être estimée en raison de la profondeur des forages, les pélites rubanées montrent des variations importantes d'épaisseur d'une zone à l'autre. Dans le plateau d'Okouma elles peuvent faire plus de 240 m, plus de 650 m au niveau de la Moulili et chutent à 45 m sur le plateau de Bangombé.
- Les black shales pyriteux sont visibles à Okouma et Bangombé tandis que les carbonates ferrifères ne sont visibles que dans le plateau d'Okouma.
- L'unité supérieure dans le plateau de Bangombé montre une grande épaisseur de black shales manganifères tandis que la fréquence des grès à Okouma est beaucoup plus importante ainsi que leurs épaisseurs.

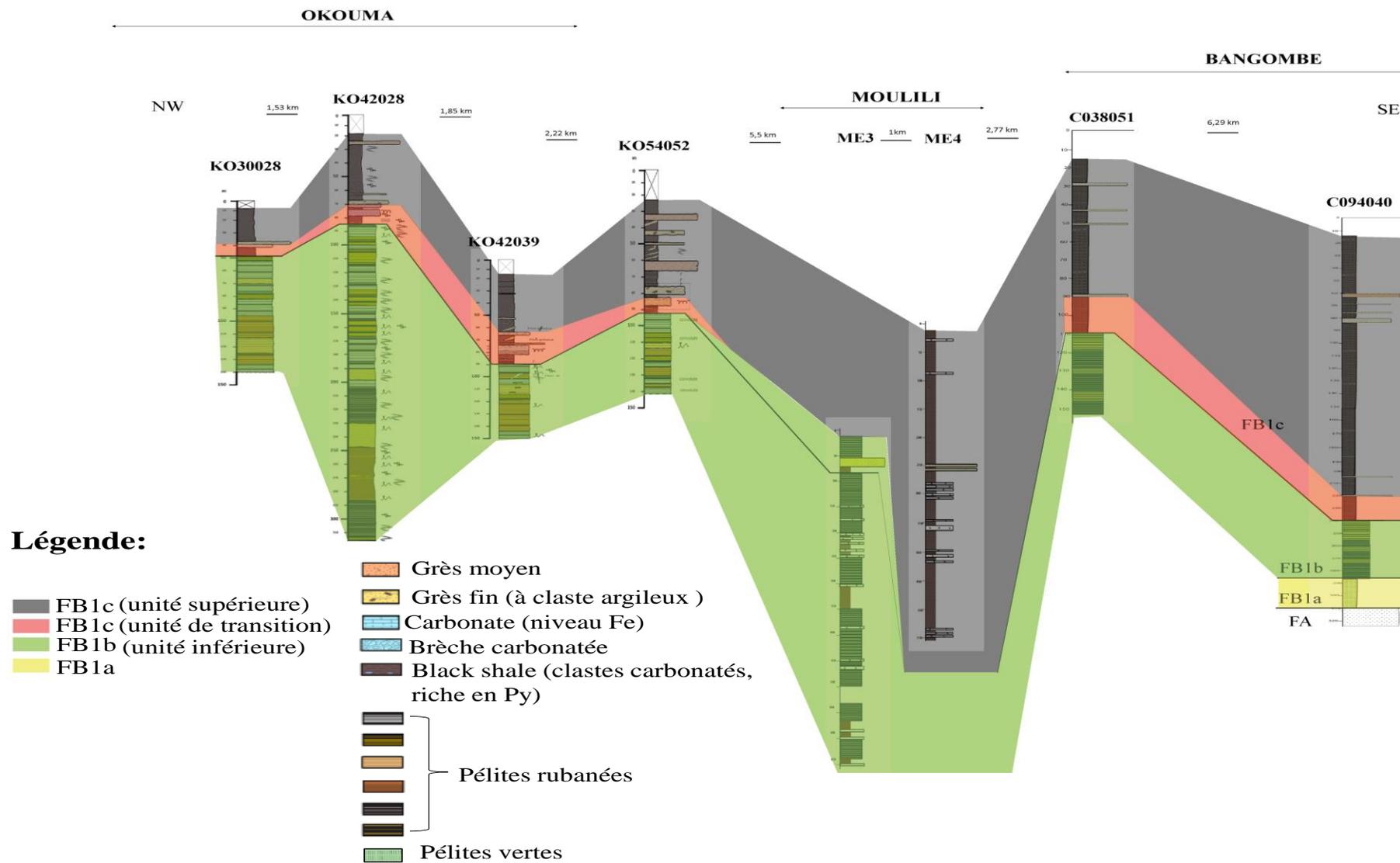


Figure IV-24 : Corrélation lithologique dans les plateaux d'Okouma et de Bangombé.

II.4. Interprétations

Toutes ses observations ont permis de mettre certains points en évidence. L'unité inférieure semble être moins épaisse à Bangombé par rapport aux deux autres zones. L'alternance de lits d'argilites, de dolomies et les structures sédimentaires retrouvées indiquent des dépôts qui se sont mis en contexte de pente contrôlée tectoniquement. La fin de ces dépôts est marquée par l'arrivée des sédiments de l'unité de transition, par des black shales riches en pyrite et des carbonates bréchifiés localement silicifiés et pyritisés. Le fait que seuls les black shales pyriteux soient retrouvés dans les deux plateaux et pas les carbonates peut être interprété comme des dépôts sous forme de lentilles pouvant être stoppés soit par des failles ou des hauts fonds jouant le rôle de barrière entre les différentes zones. Il se peut également que les niveaux riches en fer aient été érodés avant le dépôt du protore. Dans un système de pente tel que celui qui semble correspondre à cette partie du bassin, une érosion ou un glissement vers le centre du bassin d'une partie des dépôts peut facilement expliquer des variations importantes des épaisseurs.

De plus, la différence dans les épaisseurs des faciès d'un endroit à l'autre sur des forages assez proches montre que les failles étaient actives durant le dépôt des sédiments, il s'agit alors de faille syn-sédimentaire. Weber (1968), Azzibrouck (1986) ou Pambo (2004) ont également décrit le bassin de Franceville comme structuré en touches de piano avec des zones de haut fond. Ces différents éléments ont eu des impacts sur l'épaisseur et les variations latérales de faciès. Cette assise carbonatée riche en fer a été de même identifiée dans le plateau voisin (5 km à l'est) d'Okouma qui est celui de Bafoula (Fig. IV-1) par Weber (1968). Ce dernier suppose que cette assise a été déposée dans une zone de haut fond caractérisée par un déficit d'apports détritiques et une forte précipitation de fer. Ceci aurait contribué à la formation de ce niveau de fer peu épais et à très faible extension latérale comparable à un niveau condensé (Pambo, 2004). La faible concentration de fer dans la Formation FB de Franceville montre que le bassin était initialement appauvri en fer avant précipitation et que celui-ci s'est déposé sous forme de sulfure (pyrite), car dans les milieux réducteurs le fer se dépose sous forme de sulfure. Ce dépôt est à l'origine d'une augmentation du rapport Mn/Fe dans l'eau (Pambo, 2004). Cela peut demeurer une explication sur l'organisation des dépôts de fer dans tout le bassin avec des zones dépourvues de niveau riche en fer. Ces dépôts sont le reflet d'un changement des conditions physico-chimiques induites par la mise en place d'un environnement marin approfondi et calme, reflet d'une phase de transgression marquée par des microfluctuations du niveau marin, fluctuations qui seront plus sensibles sur des zones bordières, moins profondes.

Ensuite, il a été vu que les black shales manganifères sont d'épaisseurs plus importantes à Bangombé qu'à Okouma. A la fin de la glaciation Huronienne (entre 2,1 et 1,9 Ga), les bassins sédimentaires profonds semblent être stratifiés avec une couche anoxique inférieure. Ceci serait lié au développement microbien. Le principal résultat est la présence de nombreux dépôts de black shales sur l'ensemble de la planète (Condie et al., 2001). Leur formation est contrôlée par les apports en nutriments découlant de l'altération des continents par l'oxygénation de l'atmosphère et le climat chaud (Bekker & Holland, 2012). Certains de ces dépôts sont localisés dans le Francevillien (Ngombi Pemba, 2014 ; Dubois, 2017).

Cette différence d'épaisseurs peut être expliquée par le fait que les zones de Moulili et Bangombé appartiennent à des zones subsidentes et donc avaient assez d'espace pour accueillir des épaisseurs importantes de dépôt de l'unité supérieure.

En combinant l'ensemble des interprétations des différents profils de corrélation, le plateau d'Okouma montre des failles syn-sédimentaire avec une zone de graben (Fig. IV-25) et une faille à jeu normal. Dans le plateau de Bangombé des failles ont été répertoriées par Dubois (2017), présentant également un graben et des failles. A Moulili, zone de transition entre les deux plateaux il y a probablement une faille ou plusieurs au vu de la différence entre des dépôts de sondages très proches qui pourraient constituer des barrières.

Les pélites rubanées sont des dépôts mis en place en contexte de pente contrôlée tectoniquement. Le passage des pélites rubanées à la roche de l'unité de transition marque un confinement de bassin dans un milieu réducteur (au moins au niveau du fond) montrant un changement de conditions physico-chimiques induit par la mise en place de dépôts carbonatés riches en fer s'accumulant dans des zones de haut fond, comme à Okouma. La transgression marine vue à travers les sédiments atteint son paroxysme dans le protore (FB1c), une sédimentation contrôlée par le détritisme laisse place à une sédimentation biochimique (Dubois, 2017 ; Pambo, 2004).

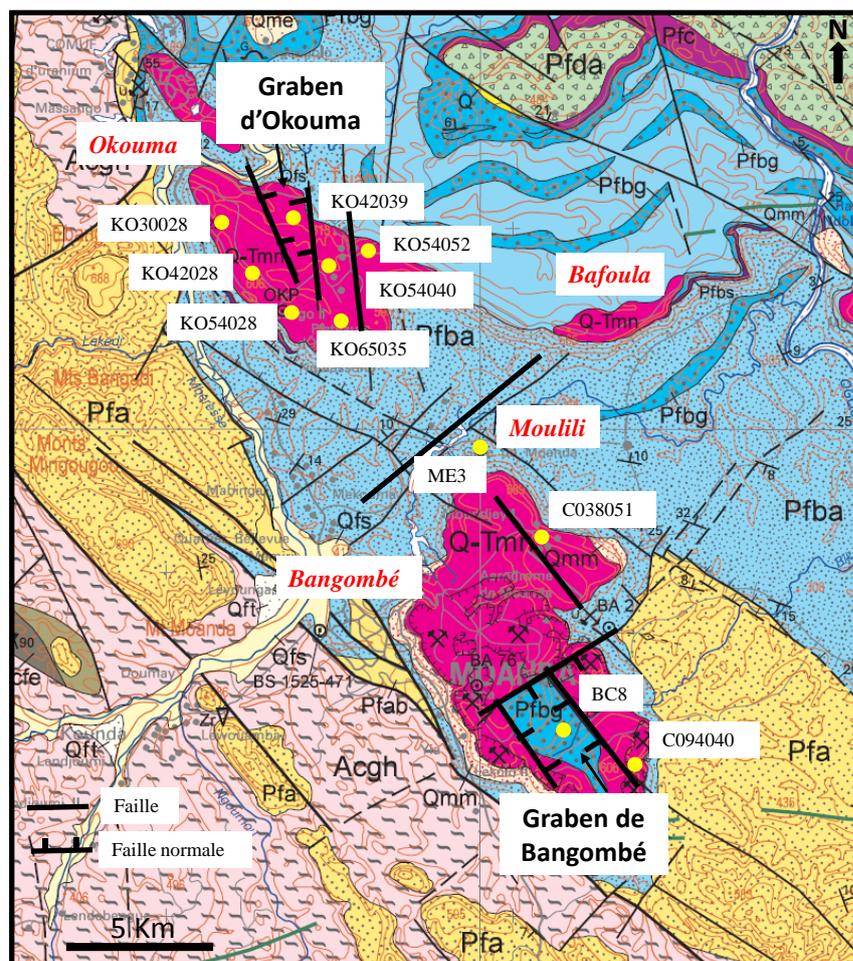


Figure IV-25: Positionnement des failles après observations des profils de corrélation, les failles du plateau de Bangombé à partir de Dubois (2017).

CHAPITRE V : GEOCHIMIE ELEMENTAIRE

I. GEOCHIMIE

Après l'étude sédimentologique, pétrographique et minéralogique des échantillons d'Okouma, des analyses géochimiques ont été faites sur des échantillons constituant des éléments de l'unité inférieure (pélites rubanées du FB1 b), de transition (carbonates ferrières, blacks shales pyriteux du FB1 c) et supérieure (blacks shales manganifères du FB1 c).

Les résultats des données géochimiques des éléments majeurs, traces (Mo, U, V, Fe, Cr etc.) et des terres rares dans un type de roche particulièrement tels que les cherts, dolomies, formations ferrières, les blacks shales permettant de déduire les conditions redox du système atmosphère-océan (Bekker et al., 2004 ; Canfield, 2005 ; Ohmoto et al., 2006 ; Tribovillard et al., 2006). Certains éléments tels que le Mo, U, V et le Cr sont dits sensibles au redox, c'est à dire utilisés pour déterminer le niveau d'oxydation de la surface terrestre et la reconstruction des paléo-conditions redox du milieu (Holland, 1984 ; Bekker et al., 2004 ; Canfield, 2005 ; Tribovillard et al., 2006 ; Ohmoto et al., 2006). L'état redox des océans influence fortement la concentration en métaux trace dans l'océan en donnant des informations sur l'oxydation globale de l'eau de mer. Ces éléments traces sensibles au redox sont plus solubles dans les conditions oxydantes et moins solubles dans les conditions réductrices, entraînant leur enrichissement dans des roches sédimentaires déposées dans des environnements pauvres en oxygène (Tribovillard et al., 2006). Ce comportement les rend utilisables comme indicateurs des paléo-conditions redox de dépôts (Tribovillard et al., 2006).

L'anomalie en cerium (Ce/Ce^*) est souvent utilisée comme proxy redox, car dans un milieu oxygéné le cerium est la seule terre rare qui puisse facilement être oxydée (Ce^{3+} vers Ce^{4+}) conduisant à son appauvrissement dans le sédiment (Slack et al., 2007). Une anomalie négative en Ce est typiquement présente dans le cas d'eau de mer oxygénée et absente en milieux anoxiques ou suboxiques.

Ce chapitre a pour but de comprendre grâce aux données des éléments majeurs, traces et terres rares le contrôle minéralogique entre les différentes phases mais aussi à l'aide des éléments sensibles au redox les conditions d'oxygénation des océans lors des dépôts des sédiments dans le plateau d'Okouma.

II. ETUDES DES DIFFERENTS ELEMENTS MAJEURS TRACES ET TERRES RARES

II.1. Les éléments majeurs

La distribution des éléments majeurs dans les échantillons étudiés dépend du type de faciès et ne montre pas de tendance significative avec la profondeur des sondages (Fig. V-1). La teneur typique des oxydes détritiques de SiO₂ (54,50-72,09 %), Al₂O₃ (10,68-20,93 %), Na₂O (1,49-3,26 %), K₂O (0,72-4,02 %), et TiO₂ (0,29-0,56 %) est plus élevée dans l'unité inférieure (pélites rubanées) par rapport à l'unité de transition (carbonates ferrifères et black shales pyriteux) : SiO₂ (6,39-57,11 %), Al₂O₃ (0,00-6,14 %), Na₂O (0-0,05 %), K₂O (0,00-1,12 %), et TiO₂ (0,00-0,19 %) et l'unité supérieure (black shale manganifère) : SiO₂ (11,60-33,96 %), Al₂O₃ (2,98-12,57 %), Na₂O (0,03-0,07 %), K₂O (0,57-2,47 %), et TiO₂ (0,08-0,62 %) (Annexe III-Tab. III-1; Fig. V-1). Les teneurs en MnO (17,35-34,14 %) et en CaO (0,72-7,70 %) sont plus élevées dans les black shales pyriteux et les black shales manganifères par rapport aux pélites rubanées (CaO = 0,88-6,87 % ; MnO = 0,03-0,23 %) et les carbonates ferrifères (CaO = 4,17-7,23 % ; MnO = 1,39-9,77 %). Les teneurs en Fe₂O₃ (27,58-34,98 %) et en P₂O₅ (0,72-2,27 %) sont plus élevées dans les carbonates ferrifères que les autres faciès. Le MgO (0,95-5,15 %) ne montre pas trop de différences d'un faciès à l'autre. Il est cependant abondant dans quelques échantillons des carbonates ferrifères (6,29-9,79 %). La perte au feu (PF) est plus élevée dans les unités supérieures (20,35-35,70 %) et de transition (14,94-33,99 %) que dans l'unité inférieure (4,60-13,95 %), ce qui reflète l'abondance de carbonate et de matière organique dans ces faciès (Annexe III-Tab. III-1).

Dans l'unité inférieure, l'Al₂O₃ est corrélé négativement avec SiO₂ ($r^2 = 0,45$; Fig. V-2a), CaO ($r^2 = 0,34$; figure V-2b), MgO ($r^2 = 0,21$; Fig. V-2c), MnO ($r^2 = 0,32$; Fig. V-2d) et fortement corrélé positivement avec le K₂O ($r^2 = 0,82$; Fig. V-2e) et TiO₂ ($r^2 = 0,90$; Fig. V-2f). L'Al₂O₃ ne montre pas de corrélation significative avec P₂O₅ ($r^2 = 0,04$; Fig. V-2g), NaO ($r^2 = 0,02$; Fig. V-2h) et Fe₂O₃ ($r^2 = 0,01$; Fig. V-2i). Aussi, MgO est modérément corrélé avec CaO ($r^2 = 0,40$) et Fe₂O₃ ($r^2 = 0,13$) (Annexe III-1). Dans les black shales pyriteux (unité de transition) et les black shales manganifères (unité supérieure), l'Al₂O₃ est corrélé négativement avec CaO ($r^2 = 0,96$), MnO ($r^2 = 0,83$) et MgO ($r^2 = 0,59$). Al₂O₃ est fortement corrélé positivement avec K₂O ($r^2 = 1,00$), TiO₂ ($r^2 = 0,92$) et Fe₂O₃ ($r^2 = 0,64$). La teneur en Na₂O est très faible (0,00-0,01 %) et se justifie par l'absence d'albite dans ces faciès. Dans les carbonates ferrifères (unité de transition), l'Al₂O₃ est corrélés négativement avec Fe₂O₃ ($r^2 = 0,84$), SiO₂ ($r = 0,23$), CaO ($r^2 = 0,18$), positivement avec le K₂O ($r^2 = 1,00$), TiO₂ ($r^2 = 1,00$), MnO ($r^2 = 0,76$), Na₂O ($r = 0,69$) et de façon insignifiante avec MgO ($r^2 = 0,06$).

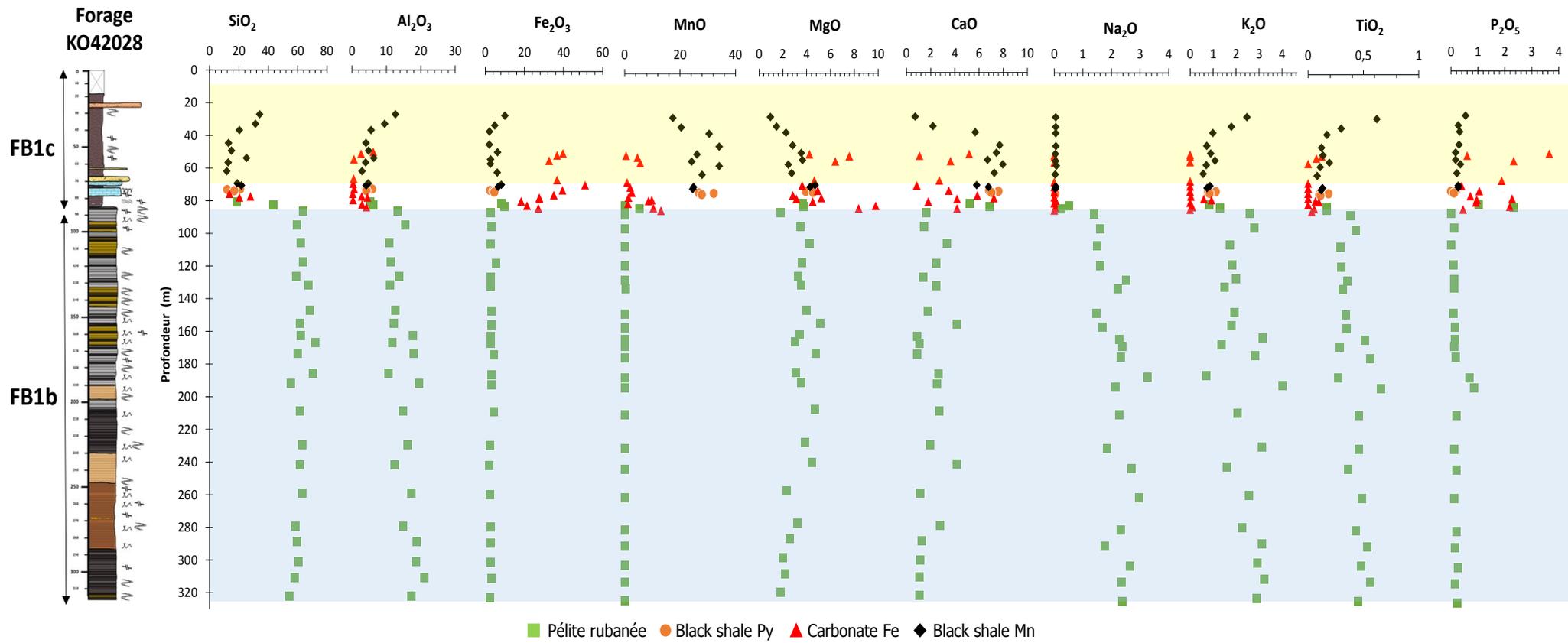


Figure V-1: Variations des teneurs des éléments majeurs en fonction de la profondeur dans le plateau d'Okouma.

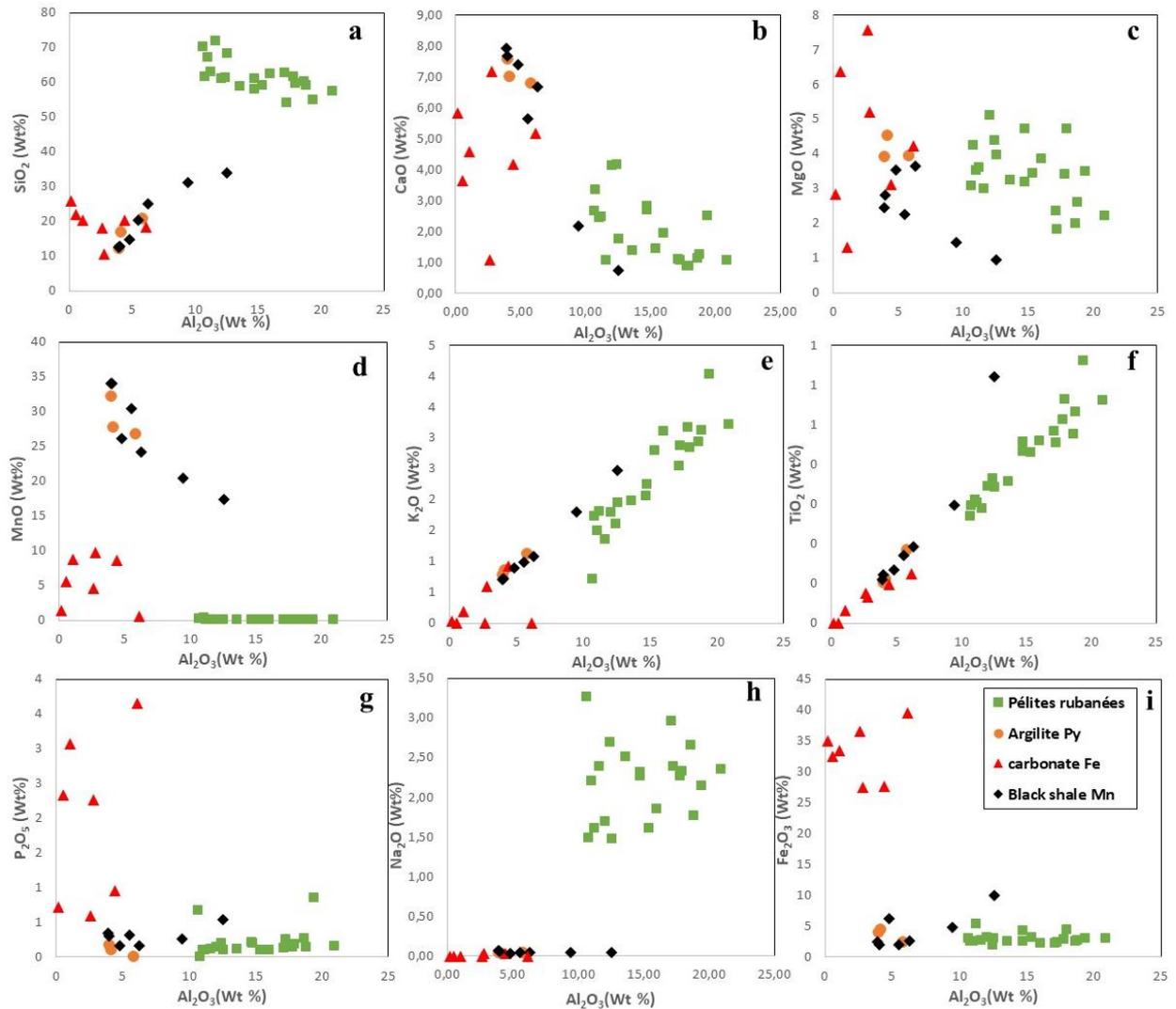


Figure V-2: Diagrammes binaires des éléments traces Si, Mn, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti et P en fonction de l'Al.

II.1.1. Eléments traces

Les concentrations des éléments traces des échantillons analysés à Okouma sont présentés dans le tableau III-3 (Annexe III) et leurs schémas de normalisation au *Post-Archean Australian Shale* (PAAS ; Taylor & McLennan, 1985) en Figure V-3. L'unité inférieure montre des concentrations proches de PAAS sauf Sc, Ba, U, Nb et Ta. Le Sc est très appauvri tandis que Nb et Ta sont faiblement appauvris (Fig. V-3a). Cependant, Ba et U sont modérément enrichis dans tous les échantillons relatifs au PAAS. Dans les unités de transition et supérieure, la plupart des éléments traces sont appauvris sauf Co, Ni, Pb et Ba qui sont enrichis dans les black shales pyriteux et dans quelques échantillons des carbonates ferrifères de l'unité de transition (Figs. V-3b-c).

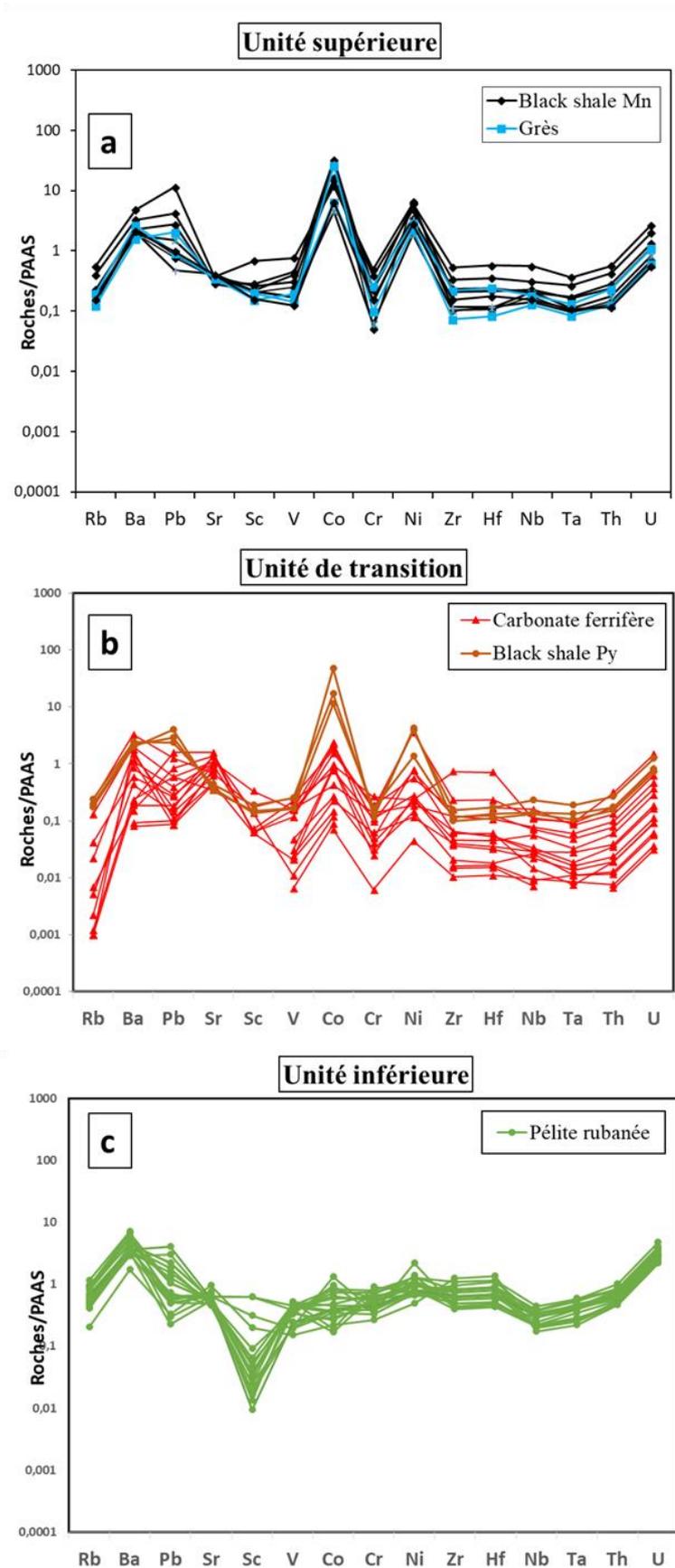


Figure V-3 : Concentration des éléments traces après normalisation au PAAS.

Les concentrations en éléments traces des échantillons varient significativement et ne montrent aucune différence avec les roches des différentes unités (Fig. V-4). Cependant, les concentrations de quelques éléments sensibles au redox (Cd, Co, Cu, Ni et Zn) sont généralement élevées dans l'unité supérieure, mais aussi dans les black shales pyriteux de l'unité de transition. En plus, la concentration de Sr est considérablement élevée dans les carbonates ferrifères de l'unité de transition tandis que les autres éléments traces montrent un appauvrissement (Fig. V-4b). Le Cr, Th, U et Zr montrent des tendances similaires en fonction de la profondeur, cela suggère qu'ils sont probablement contrôlés par le même processus (Fig. V-4b).

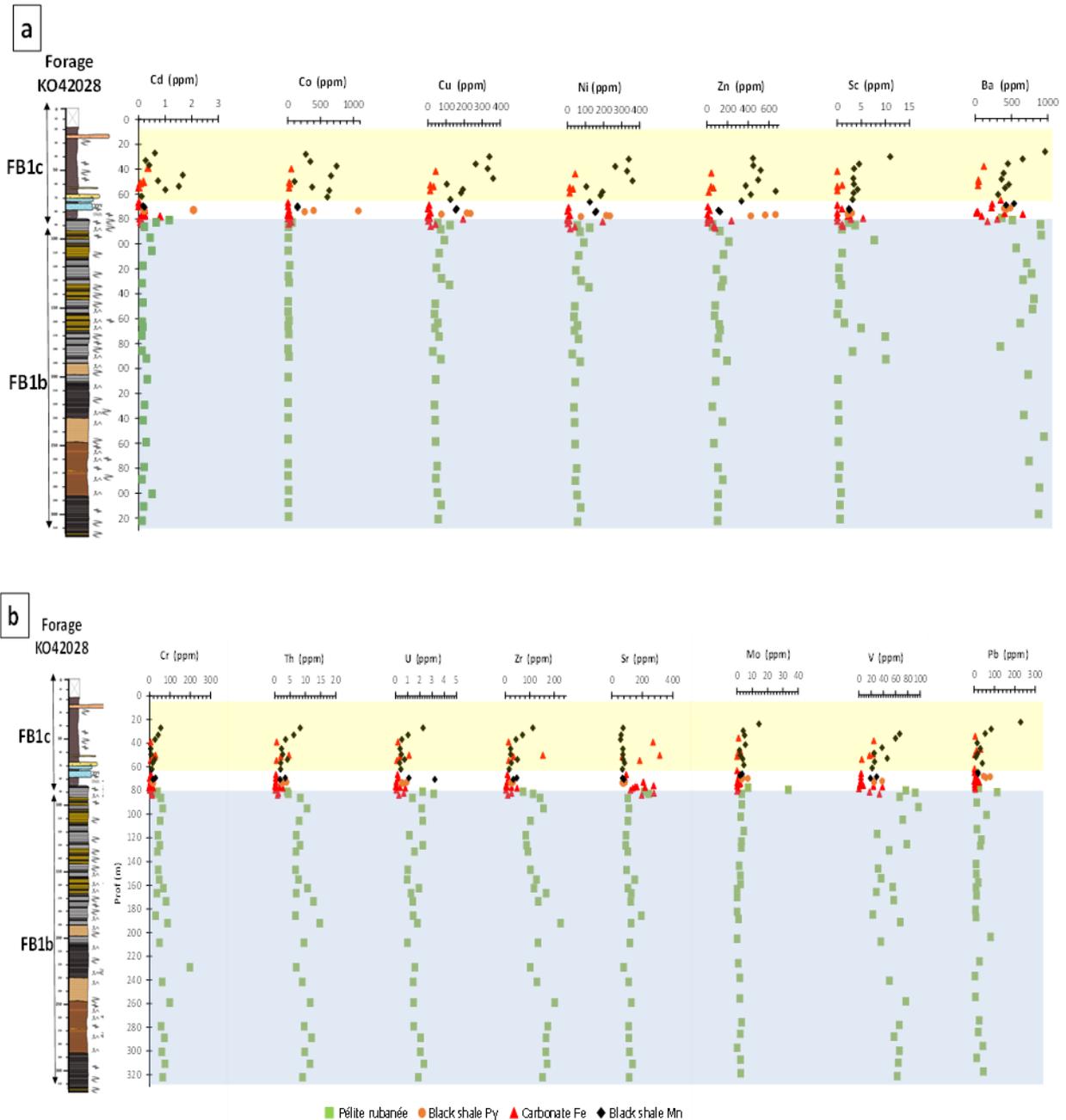


Figure V-4 : Variations des teneurs des éléments traces en fonction de la profondeur dans le plateau d'Okouma.

II.1.2. Les terres rares (REE) + Y

Les concentrations en terres rares (REE+Y) des échantillons sélectionnés à Okouma sont présentées dans le Tableau III-5 (Annexe III). Leurs schémas de normalisation au PAAS dans la Figure V-5. Les anomalies des REE sont calculées par les formules suivantes : $La/La^* = [La_N / (3Pr_N + 2Nd_N)]$ (Bolhar *et al.*, 2004), $Ce/Ce^* = [Ce_N / (2Pr_N - Nd)]$ (Bolhar *et al.*, 2004), $Pr/Pr^* = [Pr_N / 0,5(Ce_N + Nd_N)]$ (Planavsky *et al.*, 2010), $Eu/Eu^* = [Eu_N / (0,66Sm_N + 0,33Tb_N)]$ (Planavsky *et al.*, 2010), enrichissement et appauvrissement en REE légers (LREE) par rapport aux REE lourds (HREE) = Pr_N/Yb_N . Les éléments avec indices N sont les concentrations normalisées par PAAS.

L'unité inférieure est caractérisée par un enrichissement de concentration totale des REE ($\sum REE+Y$) entre 91,42 à 223,29 ppm (moyenne = 151,20 ppm) avec un faible Pr_N/Yb_N (0,86-2,94 ; moyenne = 1,91 ppm), une anomalie positive en Eu (1,21-1,9 ; moyenne = 1,37 ppm), une anomalie négative en Ce (0,90-1,00 ; moyenne = 0,95 ppm), une anomalie négative en La (0,20-0,26 ; moyenne = 0,24 ppm), une insignifiante anomalie en Pr (0,95-1,05 ; moyenne = 1,02 ppm), un ratio de Y/Ho entre 26,49 à 34,98 (moyenne = 30,77 ppm). Dans l'unité de transition, les $\sum REE+Y$ (4,02-157,65 ppm ; moyenne = 45,22 ppm) sont moins par rapport à l'unité inférieure avec un faible Pr_N/Yb_N (0,58-1,95 ; moyenne = 1,10 ppm), une anomalie positive en Eu (1,09 à 4,41 ; moyenne = 1,52), une anomalie positive en Ce (1,08-1,30 ; moyenne = 1,18 ppm), une anomalie négative en La (0,21-0,31 ; moyenne = 0,25 ppm), une faible anomalie négative en Pr (0,88-0,96 ; moyenne = 0,92 ppm), un ratio de Y/Ho entre 30,58 à 47,61 (moyenne=37,10 ppm). L'unité supérieure montre $\sum REE+Y$ entre 56,02 -209,31 ppm (moyenne = 97,91 ppm), avec un faible Pr_N/Yb_N (0,67-2,13 ; moyenne = 1,19), une anomalie positive en Eu (1,01-1,46 ; moyenne = 1,26), une anomalie positive en Ce (1,09-1,33 ; moyenne = 1,20 ppm) une anomalie négative en La (0,23-0,27 ; moyenne = 0,24 ppm), une insignifiante anomalie en Pr (0,95-1,05 ; moyenne = 1,02 ppm), un ratio de Y/Ho entre 31,20 à 40,35 (moyenne = 33,49 ppm).

Afin de vérifier l'influence de l'abondance de La par rapport aux anomalies en Ce, nous traçons Ce/Ce^*N par rapport à Pr/Pr^*N (Bau & Dulksi, 1996). Bau & Dulksi (1996) ont montré que l'anomalie positive en Ce est caractérisée par des valeurs $Ce/Ce^* > 1$ et $Pr/Pr^* < 1$, alors que l'anomalie négative en Ce présente des valeurs $Ce/Ce^* < 1$ et $Pr/Pr^* > 1$. Les données en dehors de ces deux domaines suggèrent une modification de l'anomalie en Ce. Nos résultats montrent que les échantillons des unités inférieures sont tous tracés dans le champ de l'anomalie négative en Ce, tandis que ceux des unités de transition et les unités supérieures sont représentés par une anomalie positive en Ce (Fig. V-10). Ces données indiquent l'absence de l'abondance de La dans les zones présentant une anomalie en Ce.

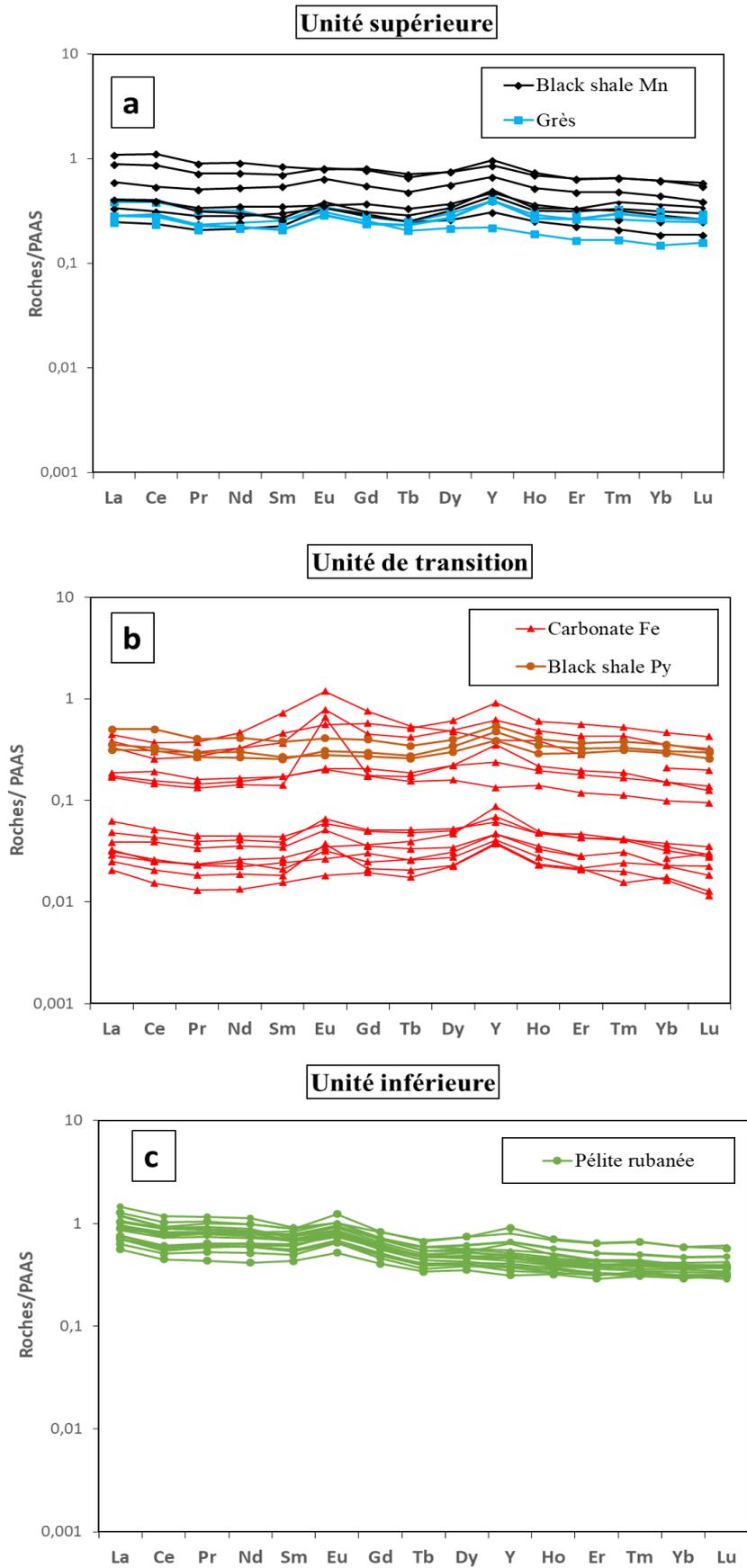


Figure V-5: Concentrations des REE+Y après normalisation au PAAS.

II.2. Interprétations et discussions

II.2.1. Evaluations de l'influence détritique et des perturbations post-dépôts

II.2.1.a. Evaluations de l'influence détritique

▪ *Eléments majeurs :*

Pour évaluer l'influence détritique et les enrichissements des éléments majeurs, ceux-ci sont normalisés avec Al et le facteur d'enrichissement (EF) a été calculé à partir de la formule suivante :

$$X_{EF} = [(X/Al)_{\text{échantillon}} / (X/Al)_{\text{PAAS}}], \text{ où } X = \text{concentration d'élément (Algeo \& Tribovillard, 2009 ; Tribovillard et al., 2006, 2008)}.$$

Le Mn, Mg, Ca et Fe sont enrichis dans l'unité supérieure et de transition tandis que le Si et le Na sont enrichis dans l'unité inférieure (Fig. V-2, V-6). Le phosphore est enrichi dans les carbonates ferrifères avec un pic important qui sort complètement du lot par rapport aux autres faciès. Aussi, Ti et K ne montrent pas de différence significative entre les différents faciès.

L'enrichissement en SiO₂ et Na₂O (Fig. V-6) dans les pélites rubanées montre leur nature silico-clastique et la faible corrélation entre Al₂O₃ et Na₂O dans tous les faciès suggère que le Na₂O est contrôlé par les plagioclases (albite). La forte corrélation positive entre Al₂O₃, K₂O et TiO₂ indiquent qu'ils sont contrôlés par des phyllosilicates (principalement l'illite et la muscovite) en accord avec l'absence de feldspath potassique dans les sédiments d'Okouma. Dans tous les faciès, les corrélations négatives entre Al₂O₃ vs CaO, MgO et MnO suggèrent que ces éléments sont pour la plupart contrôlés par des minéraux non phyllosilicatés. La relation positive modérée entre le MgO, le Fe₂O₃, le CaO, et le MnO montre qu'ils sont contrôlés par les carbonates (principalement la dolomite/ankérite et rhodochrosite/sidérite dans le protore). Cependant, dans les carbonates ferrifères, la relation insignifiante entre le Fe₂O₃ et l'Al₂O₃ montre que le fer est principalement contrôlé par la pyrite et la teneur élevée de P₂O₅ montre qu'une partie de CaO est inclus par l'apatite. Ces observations par les éléments majeurs montrent que les pélites rubanées sont dominées par des matériaux détritiques tandis que les roches des unités de transition et supérieures présentent moins d'influence détritique, ce qui correspondrait à des roches déposées par processus chimique.

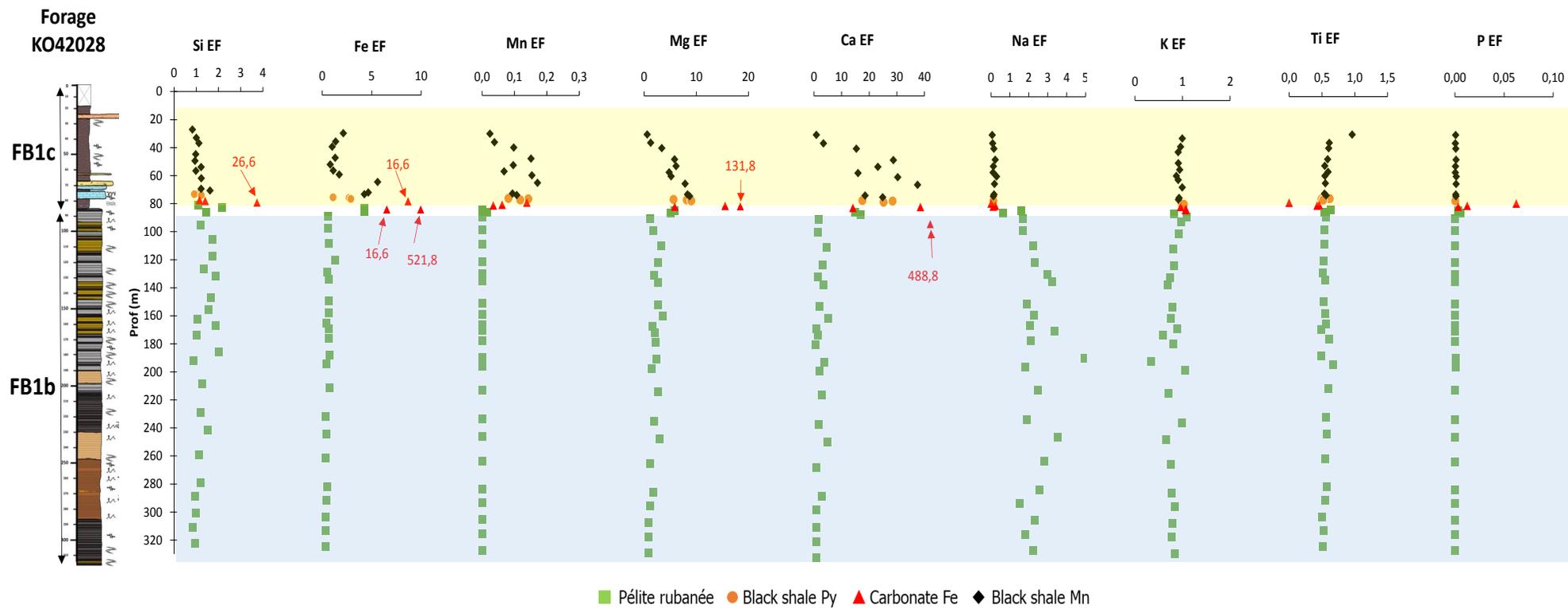


Figure V-6: Concentration d'enrichissement des éléments majeurs en fonction de la profondeur.

▪ ***Éléments traces et terres rares :***

Les sédiments non siliciclastiques (chimiques) sont couramment utilisés pour comprendre les conditions primaires (telles que l'oxygénation, la salinité, la profondeur, la composition, la source et la température de l'eau) et les processus d'altération post-dépôt des eaux de mer (par exemple la diagenèse, l'hydrothermalisme et métamorphisme) (Bolhar et al., 2004 ; Ward et al., 2019). Plusieurs auteurs (Bau et al., 1996 ; Bolhar et al., 2004 ; Tostevin et al., 2016 ; Ward et al., 2019) ont montré que la présence mineure de sédiments terrigènes (clastiques) peut grandement affecter le comportement des éléments traces des sédiments chimiques. En effet, on croit généralement que la concentration des REEs dans les sédiments chimiques est liée à la concentration de l'eau de mer à partir de laquelle ils sont précipités. Il est donc essentiel d'évaluer d'abord de façon critique les données géochimiques afin de déterminer si les signatures géochimiques enregistrées dans les sédiments d'Okouma proviennent de minéraux détritiques ou s'ils ont été préservés de l'eau de mer pendant leur formation avant de les utiliser pour des interprétations paléo-environnementales.

Certains éléments traces incompatibles (Th, Zr et Sc) ainsi que les REE+Y ont été utilisés pour différencier les apports clastiques des flux chimiques élémentaires dans l'eau de mer (par exemple Bau et Dulski, 1996 ; Bolhar et al., 2004 ; Tostevin et al., 2016 ; Ward et al., 2019). Les faibles concentrations de ces éléments d'influence détritique (p. ex. Al, Th, Zr et Ti) et Σ REE + Y sont des indicateurs de contributions clastiques mineures à négligeables de l'eau de mer. De plus, l'anomalie en yttrium (rapport Y/Ho - masse) est couramment utilisée pour distinguer les sédiments chimiques précipités dans le milieu marin, du milieu terrestre ainsi que pour déterminer l'influence des fluides hydrothermaux. Les sédiments chimiques modernes et anciens provenant de milieux marins ouverts sont généralement caractérisés par des rapport Y/Ho élevé (> 36), des rapport Y/Ho plus faibles (26 - 36) dans les milieux marins proches du rivage ou restreints, des rapports Y/Ho = 26 indiquant des précipitations dans les milieux terrestres ou lacustres (Bau et al., 1997 ; Bolhar et Van Kranendonk, 2007 ; Tostevin et al., 2016) et, des rapports Y/Ho < 26 reflétant des oxydes de Fe-Mn (oxyhydrates) (Bau et al., 1997 ; Bolhar & Van Kranendonk, 2007 ; Tostevin et al., 2016). Le rapport Y/Ho dépend également de la salinité, de la solubilité des minéraux phosphatés et du fractionnement pendant l'altération chimique, du cycle redox et des processus biologiques (Tostevin et al., 2016). Par conséquent, des quantités considérables de matériels détritiques dans les sédiments chimiques peuvent grandement affecter les compositions en éléments traces et les modèles de REE+Y des eaux marines (Tostevin et al., 2016 ; Ward et al., 2019). Des tracés d'élément influencé par le détritisme (Al, Zr, Th et Ti) contre REE+Y, Ce/Ce*, Y/Ho ont également été utilisés pour évaluer l'impact des contributions des minéraux détritiques sur REE+Y et les dépôts secondaires dans les sédiments chimiques (Bolhar et al., 2004 ; Tostevin et al., 2016 ; Ward et al., 2019).

Les concentrations les plus faibles des éléments de la phase détritique se trouvent dans les échantillons de l'unité de transition (en particulier dans les carbonates ferrifères) Al_2O_3 (0,00-5,82 %), Th (0,10-4,57 ppm), Zr (2,18-47,8 ppm), TiO_2 (0,00-0,19 %), Σ REE + Y (4,02-157 ppm), suivis des black shales riches en Mn de l'unité supérieure [Al_2O_3 (2,89-12,57 %), Th (1,71-8,28 ppm), Zr (15,35-112,3 ppm), TiO_2 (0,08-0,62 %), Σ REE + Y (56,02-209,31 ppm)], ainsi que dans les pélites rubanées de l'unité inférieure [Al_2O_3 (10,81-20,93 % en poids), Th (4,04-14,73 ppm), Zr (83,14-263,00 ppm), TiO_2 (0,27-0,66 %), Σ REE + Y

(91,42-223,29 ppm)] (Tab. III-3, annexe III). Les concentrations variables de ces éléments dans tous les échantillons sont attribuées à des quantités différentes de la contribution détritique de chaque échantillon. Seul un petit nombre d'échantillons de carbonates de fer contiennent des matières détritiques de zéro à négligeables ($\text{Th} < 0,55 \text{ ppm}$, $\text{TiO}_2 < 0,03$, $\sum\text{REE}+\text{Y} < 12 \text{ ppm}$) alors que d'autres contiennent des contributions détritiques mineures.

De plus, un graphique du rapport Y/Ho (indicateur de l'eau de mer) devrait développer une corrélation négative avec Zr ou Al_2O_3 (indicateur du contenu détritique) au fur et à mesure que l'augmentation de la concentration détritique réduit le rapport Y/Ho. La co-variation négative entre les rapports Y/Ho et Al_2O_3 (Fig. V-7a) révèle en outre les impacts des phases détritiques sur les $\sum\text{REE}+\text{Y}$ puisque les sédiments les moins contaminés, les carbonates ferrifères, sont représentés dans la partie supérieure gauche du diagramme avec des apports croissants en eau de mer tandis que les pélites rubanées plus contaminées sont représentées dans la partie inférieure du diagramme vers des apports décroissants. L'absence de fortes co-variations positives de Ce/Ce^* vs Zr (Fig. V-7b), $\sum\text{REE} + \text{Y}$ vs Zr (Fig. V-7c) et Al_2O_3 (Fig. V-7d) suggère un contrôle détritique minimal sur les distributions des éléments traces dans tous les échantillons. Cela suggère probablement que les terres rares se trouvent principalement dans les minéraux détritiques (aluminosilicates) et authentiques (probablement carbonates et phosphates) avec une influence négligeable du zircon.

$\sum\text{REE} + \text{Y}$ ne montre aucune relation significative avec P_2O_5 (Fig. V-7e) et CaO (Fig. V-7f) dans les échantillons des unités inférieures et supérieures, ce qui suggère une influence limitée à négligeable du phosphate (apatite) et des carbonates sur la distribution des terres rares dans ces échantillons. Cependant, les teneurs en P_2O_5 sont considérablement plus élevées dans la plupart des échantillons de carbonate ferrifère de la zone de l'unité de transition, et les relations modérées de $\sum\text{REE}+\text{Y}$ vs P_2O_5 et $\sum\text{REE}+\text{Y}$ vs CaO dans ces échantillons indiquent que les REE+Y sont probablement concentrés principalement dans les ciments de carbonate et l'apatite, ce qui pourrait impliquer la préservation de la signature originale des eaux marines. L'abondance et la distribution des REE+Y peuvent également être perturbées par les oxydes de Fe-Mn terrestres car de fortes concentrations de Fe et de Mn peuvent facilement intégrer les terres rares. Les concentrations de $\sum\text{REE} + \text{Y}$ ne montrent aucune relation avec le Fe_2O_3 et le MnO (Fig. V-12c) dans les pélites rubanées de l'unité inférieure car ces oxydes sont principalement faibles dans ces échantillons. Les concentrations de $\sum\text{REE} + \text{Y}$ montrent de faibles corrélations négatives et positives avec le Fe_2O_3 et le MnO, respectivement, dans les échantillons de l'unité de transition. Ce qui suggère que les comportements $\sum\text{REE}+\text{Y}$ des carbonates ferrifères sont partiellement contrôlés par les composants du manganèse. Cependant, les concentrations de $\sum\text{REE} + \text{Y}$ montrent de faibles corrélations positives et modérées avec le Fe_2O_3 et le MnO, respectivement, dans les échantillons riches en Mn de l'unité supérieure, ce qui suggère que les comportements $\sum\text{REE} + \text{Y}$ sont quelque peu indépendants par rapport aux composants manganèse de ces échantillons.

En résumé, les concentrations plus faibles d'éléments en phase détritique comme Al, Sc, Th et Zr, leur absence de co-variations avec Ce/Ce^* et Y/Ho, ainsi que leur épuisement par rapport au PAAS indiquent que les échantillons de carbonates ferrifères de l'unité de transition contiennent les contributions les moins détritiques avec préservation des signatures originales d'eau de mer. Par contre, les échantillons des pélites rubanées de l'unité la plus basse ont les contaminations détritiques les plus élevées et les signatures d'eau de mer les

moins bien conservées. Ces données et interprétations sont conformes aux données minéralogiques et pétrographiques du chapitre 4.

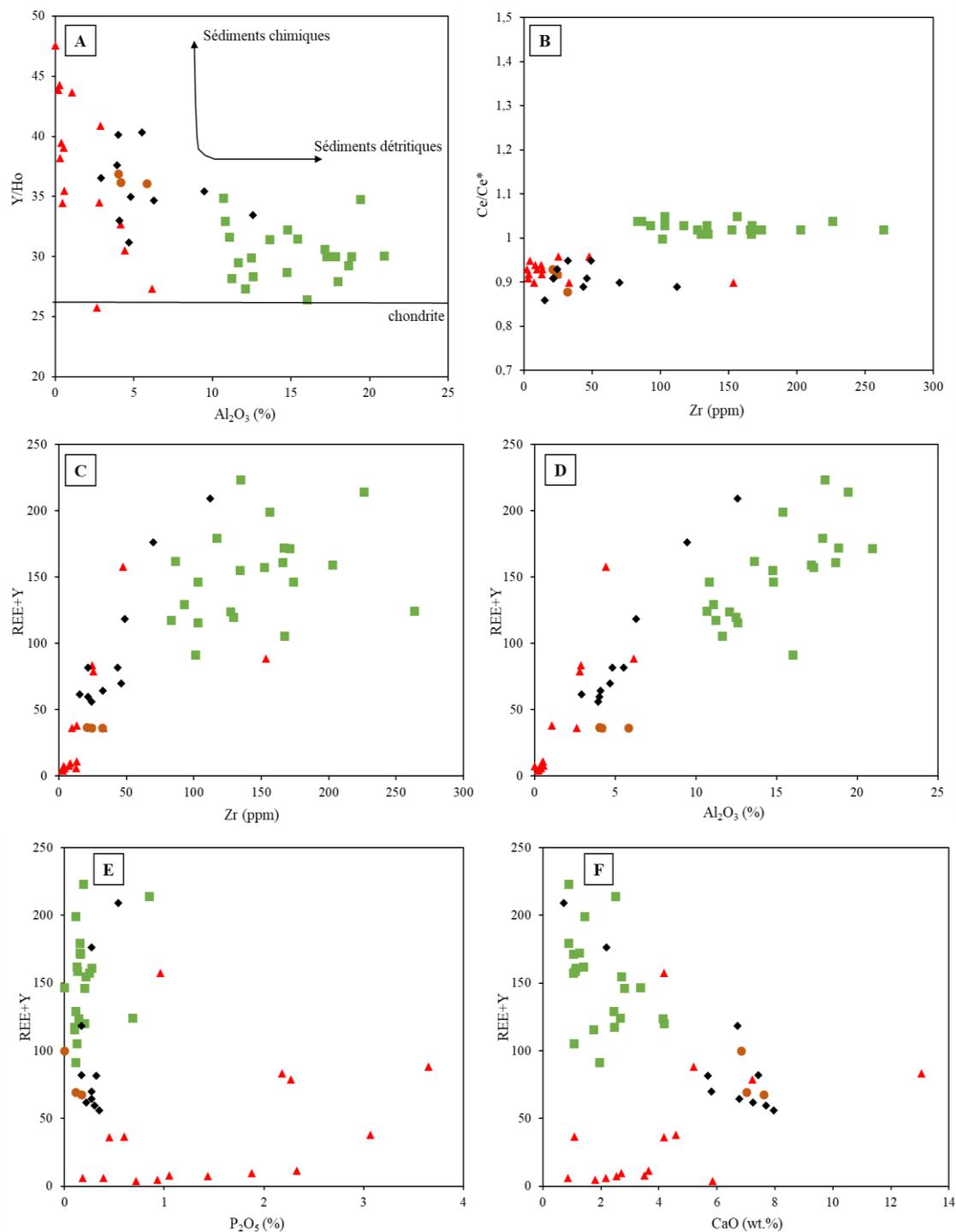


Figure V-7: Evaluations de l'influence détritique de certains éléments traces et REE+Y.

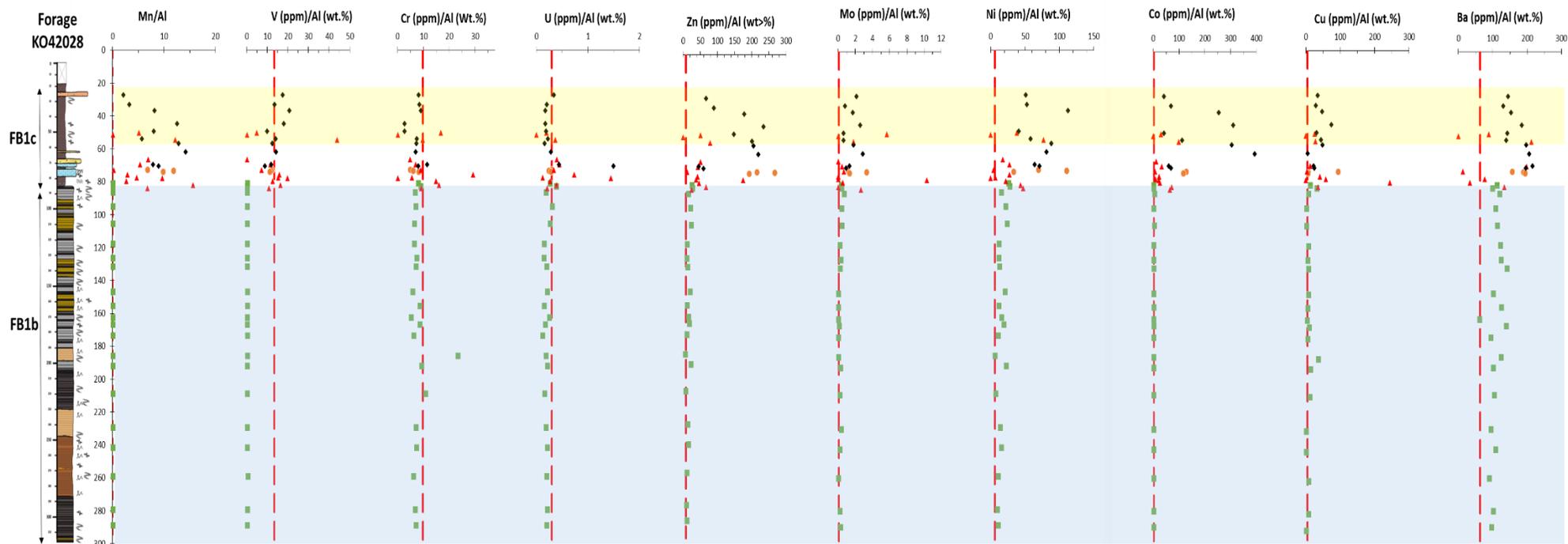


Figure V-8: Profils de variation en profondeur des éléments traces sensibles au redox et Al-normalisés dans les sondages d'Okouma. Les lignes en pointillées rouges sont des valeurs PAAS Al-normalisées (Taylor et McLennan, 2001).

II.2.1.b. Perturbations post-dépôts

Les données géochimiques ont fait l'objet d'études plus poussées pour déceler des modifications post-dépôt, car les terres rares sont susceptibles à la remobilisation pendant la diagenèse et les processus hydrothermaux et métamorphiques à température élevée et à des rapports fluides-roches très élevés (Bau, 1991, 1993 ; Bau et Dulski, 1996). Des changements significatifs dans le comportement de certains des terres rares, en particulier Eu et Ce, peuvent survenir lors d'un changement de conditions redox. Toutes les terres rares se trouvent à l'état trivalent dans le système ou le matériau naturel, à l'exception de Ce^{3+} à Ce^{4+} dans des conditions fortement oxydantes et d' Eu^{3+} à Eu^{2+} dans des conditions réductrices. Ces deux exceptions ont donné lieu à des anomalies utiles dans les roches et les eaux de mer qui sont généralement utilisées dans les reconstructions paléo-environnementales (MacRae et al., 1992 ; Shields et Stille, 2001 ; Bolhar et al., 2004 ; Tostevin et al., 2016 ; Ward et al., 2019). La limite d'oxydo-réduction Eu^{2+}/Eu^{3+} n'est pas seulement fonction de l'état d'oxydation du système, mais aussi fortement dépendante de la température, car on constate que l'Eu est fortement réduit dans les fluides hydrothermaux (Bau, 1996). Selon Bau (1996), les fluides hydrothermaux peuvent dissoudre et remobiliser les REEs en quantité importantes, ce qui entraîne le fractionnement de l'Eu, d'autres REE à haute température et, par la suite, le développement d'anomalies positives en Eu. Eu est enrichi dans les fluides hydrothermaux hautement réducteurs et en Ca-feldspath (plagioclase) où Eu^{2+} remplace Sr^{2+} en raison de leurs rayons ioniques similaires. Le découplage de l'Eu par rapport aux autres terres rares peut également se produire pendant la réduction de l' Eu^{3+} dans des conditions de diagenèse marine extrême sous l'influence d'un environnement réducteur de sulfate riche en matière organique (MacRae et al., 1992). Par conséquent, les légères anomalies positives d'Eu observées dans tous les échantillons étudiés peuvent refléter une influence de la diagenèse, des fluides hydrothermaux ou de la présence de plagioclases.

Les fortes anomalies positives en Eu dues aux fluides hydrothermaux à haute température s'accompagnent d'un lessivage préférentiel des LREE et d'enrichissements en HREE (Bau, 1999 ; Meyer et al., 2012). Mais il est peu probable que ce soit le cas, car dans presque tous les échantillons étudiés les LREE sont relativement plus riches que les HREEs (Figs. V-9a-c). Il n'y a pas de relation significative entre Eu/Eu^* et Pr_N/Yb_N (appauvrissement LREE ; Fig. V-9a), ce qui suggère que les anomalies positives en Eu ne sont pas dues à l'influence de fluides hydrothermaux à haute température. Les données pétrographiques et minéralogiques montrent également la présence de plagioclases dans les échantillons des pélites rubanées, ce qui suggère que les anomalies positives d'Eu dans les échantillons de l'unité inférieure sont probablement dues à une influence détritique (plagioclase) plutôt qu'à une remobilisation diagénétique ou une activité hydrothermale. Tous les échantillons de chaque unité présentent des modèles de REE uniformes relativement parallèles (Fig. V-9a-c), ce qui va à l'encontre des remobilisations diagénétiques ou hydrothermales des REEs.

De plus, une migration anormale d' Eu^{2+} pendant la réduction diagénétique aurait été accompagnée d'une petite mobilité Fe^{2+} , ce qui aurait produit une relation positive étant bonne à modérée entre l'anomalie Eu et l'oxyde de Fe. La relation entre Eu/Eu^* et Fe_2O_3 (Fig. V-9b) est visible dans tous les échantillons, ce qui suggère que les légères anomalies en Eu positives dans les échantillons ne sont pas dues à des réductions diagénétiques. Ainsi, il est peu probable que les légères anomalies positives variables d'Eu dans les carbonates ferrifères et

les black shales manganifères appartenant à la formation FB1c, résultent non pas de l'influence de fluides hydrothermaux à haute température, de la mobilité des terres rares pendant la diagenèse ou de l'influence détritique, mais reflètent plutôt la caractéristique primaire préservée de l'eau de mer dans les échantillons. De plus, l'altération diagénétique des sédiments marins entraînerait une diminution des valeurs Eu/Eu^* et $(\text{Dy}/\text{Sm})_N$ et une augmentation des valeurs Ce/Ce^* , entraînant ainsi des corrélations négatives entre Ce/Ce^* et Eu/Eu^* et entre Ce/Ce^* et $(\text{Dy}/\text{Sm})_N$ (Shields et Stille, 2001). L'absence de relations significatives entre Ce/Ce^* et Eu/Eu^* (Fig. V-9d) et entre Ce/Ce^* et $(\text{Dy}/\text{Sm})_N$ (Fig. V-9c) dans les échantillons de la formation FB1c (unité de transition et supérieure) suggère qu'ils n'ont pas été modifiés par diagenèse, mais qu'ils ont plutôt conservé les caractéristiques des terres rares de l'eau de mer. Cependant, les échantillons de l'unité inférieure FB1b montrent une faible corrélation négative entre Ce/Ce^* et $(\text{Dy}/\text{Sm})_N$, suggérant que les compositions des REEs dans les échantillons ont été partiellement perturbées pendant la diagenèse.

Il a été signalé que les roches sédimentaires post-archéennes sont caractérisées par des anomalies d'Eu négatives (Taylor et McLennan, 1985), tandis que les anomalies d'Eu positives dans les sédiments chimiques (formations de fer et certaines roches carbonatées) sont des signaux hérités des eaux marines (Kato et al., 1988 ; Bau, 1993 ; Meyer et al., 2012). De petites anomalies positives en Eu dans les sédiments chimiques ont été attribuées au mélange de solutions hydrothermales à haute et basse température dans le fond marin pendant leurs dépôts, ce qui indique les caractéristiques de l'eau de mer à partir de laquelle elles sont précipitées. En revanche, les anomalies positives en Eu sont plus importantes lorsque les fluides hydrothermaux à haute température sont dominants (Meyer et al., 2012). Par conséquent, les petites anomalies positives en Eu dans tous les échantillons reflètent probablement la composition du fond marin, qui a été certainement formée par les activités hydrothermales pendant le dépôt des sédiments. Cependant, on ne peut ignorer l'influence détritique (plagioclase) sur la distribution des terres rares et les anomalies en Eu dans les échantillons terrigènes appartenant aux pélites rubanées de l'unité inférieure.

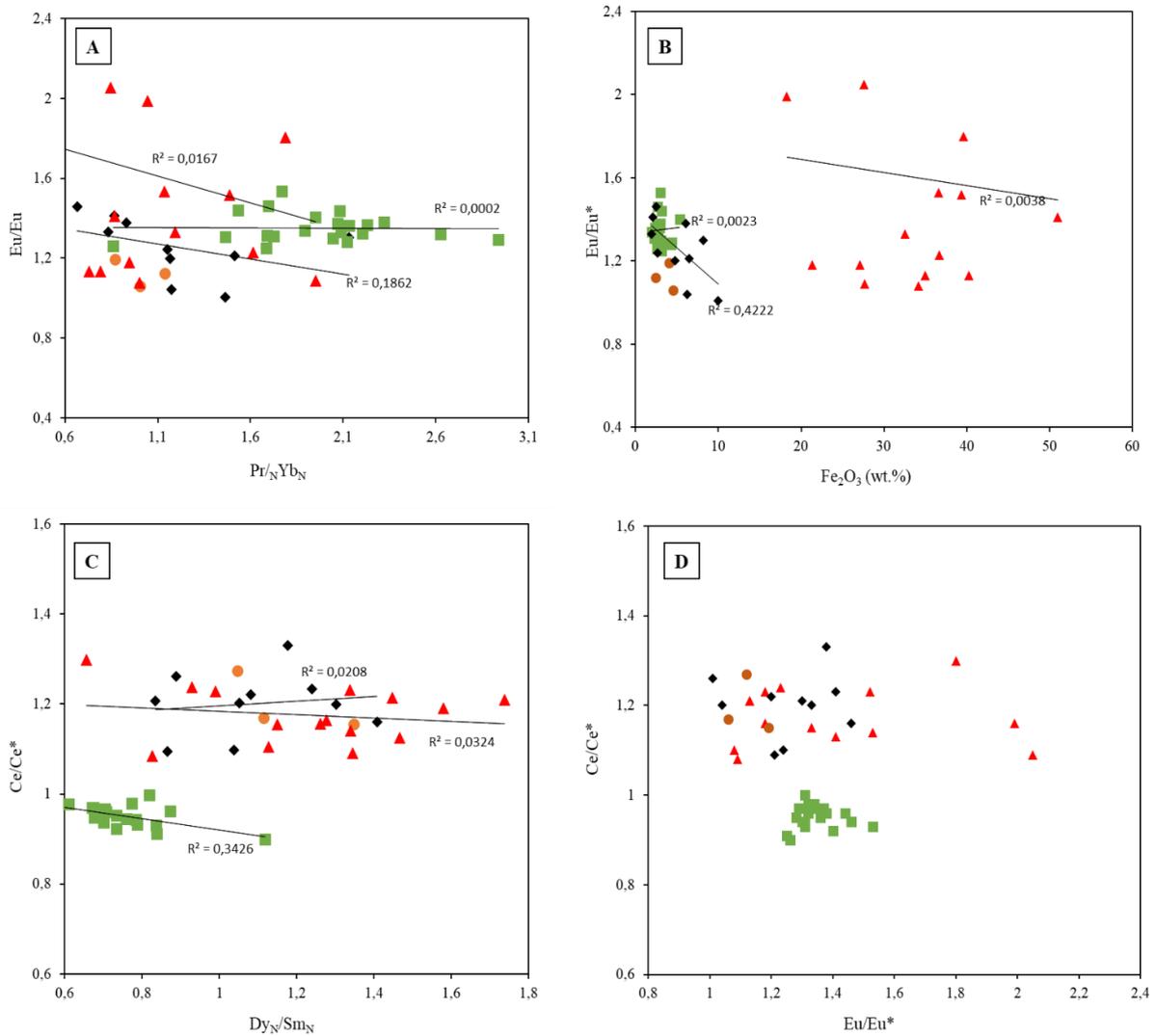


Figure V-9: Diagrammes binaires de certaines terres rares afin de voir les perturbations post-dépôts.

II.2.2. Paléo-conditions redox

Tous les échantillons des unités de transition et supérieure (FB1c) se situent dans le champ défini pour "l'anomalie Ce positive réelle", tandis que tous les échantillons de l'unité inférieure (FB1b) se situent dans le champ "l'anomalie Ce négative réelle" (Fig. V-10). L'absence d'échantillon dans le champ d'anomalies « La positives » et « La négatives » suggèrent l'absence d'addition anormale de La ce qui indique que les valeurs de l'anomalie Ce montrent les signaux primaires de l'eau de mer. Comme il a été mentionné précédemment le Ce^{3+} , contrairement aux autres terres rares, est oxydé en Ce^{4+} sur des particules où il n'est pas facilement désintégré dans des conditions d'environnements oxydants. Par conséquent, les sédiments marins qui précipitent dans un environnement oxydant présentent des anomalies en Ce négatives alors que ceux qui ne présentent pas d'anomalies en Eu négatives suggèrent un dépôt en milieu réducteur (Tostevin et al., 2016). Compte tenu de ce qui précède, il est évident que les sédiments de l'unité FB1b ont été déposés dans des conditions redox différentes de celles des échantillons de l'unité FB1c. Les échantillons dominés par le

détritisme de la Formation FB1b (pélites rubanées) ont été déposés dans un environnement oxygéné alors que les échantillons des unités de transition et supérieures e la formation FB1c ont eux été déposés dans un environnement réduit. Ceci suggère un changement dans la paléo-oxygénation de l'oxique à l'anoxique lors du dépôt des sédiments d'Okouma dans le bassin de Franceville.

De plus, des éléments sensibles au potentiel redox tels que Co, Cr, Mn, Mn, Mo, Ni, U, V et Zn ont été utilisés comme substituts pour mieux comprendre l'état d'oxydoréduction en milieu marin et les environnements sédimentaires (Canfield, 1998 ; Algeo et Lyons, 2006 ; Tribovillard et al., 2006). L'enrichissement et l'appauvrissement de ces éléments sont influencés par les changements dans la chimie de l'eau de mer et les conditions redox. Par exemple, la plupart de ces éléments sensibles au redox restent dissous dans la colonne d'eau de mer à l'état oxydé, et sont donc appauvris dans les sédiments. Cependant, ces éléments sont piégés et enrichis dans les sédiments déposés dans un environnement anoxique. Les enrichissements et les appauvrissements [$EF X_{\text{élément}} = (X_{\text{échantillon}}/Al_{\text{échantillon}}) / (X_{\text{PAAS}}/Al_{\text{PAAS}})$] de chacun de ces éléments avec la stratigraphie relative aux PAAS sont présentés à la figure V-8 (Tribovillard et al., 2006). Comme prévu, la plupart des éléments sensibles au redox (Mn, Zn, Ni, Co, Mo, Cd et Cu) sont bien enrichis dans les sédiments anoxiques de la formation FB1c (unité de transition et supérieure), mais sont tous appauvris dans les sédiments oxiques de la formation FB1b (unité inférieure).

Cependant, Cr, U et V présentent des degrés variables d'enrichissement et d'appauvrissement par rapport au PAAS (Fig. V-11). L'appauvrissement en Cr, U et V dans la plupart des échantillons de la formation FB1c pourrait indiquer que l'eau de mer n'était pas suffisamment anoxique ou non sulfurée pour capter ces éléments traces au moment du dépôt des sédiments (Tribovillard, 2006). Bien que les réponses de ces éléments dépendent surtout des changements dans les conditions d'oxydoréduction, leur distribution peut aussi être contrôlée par la source de sédiments et la teneur en TOC (Tribovillard, 2006 ; Cole et al., 2017). Les légers écarts par rapport au PAAS et les corrélations faibles à modérées de Cr (Fig. V-11a), U (Fig. V-11b) et V (Fig. V-11c) avec Al_2O_3 suggèrent que ces éléments sont en partie d'origine détritique et ne sont donc pas fiables dans les analyses paléoredox des échantillons étudiés (Tribovillard, 2006). De plus, la présence et l'abondance de minéraux sensibles au redox (rhodochrosite et dolomie ferreuse), surtout dans les black shales manganifères, témoigne de la nature non sulfurée de l'unité FB1c. Ceci indique que l'absence de S^{2-} (H_2O) libre dans l'eau de mer a favorisé la précipitation des carbonates (rhodochrosite, sidérite et dolomie ferreuse). Ces interprétations sont conformes aux conclusions de Canfield et al (2013) selon lesquelles le FB1b et le FB1c ont été déposés respectivement dans des milieux oxiques et anoxiques (non sulfurés).

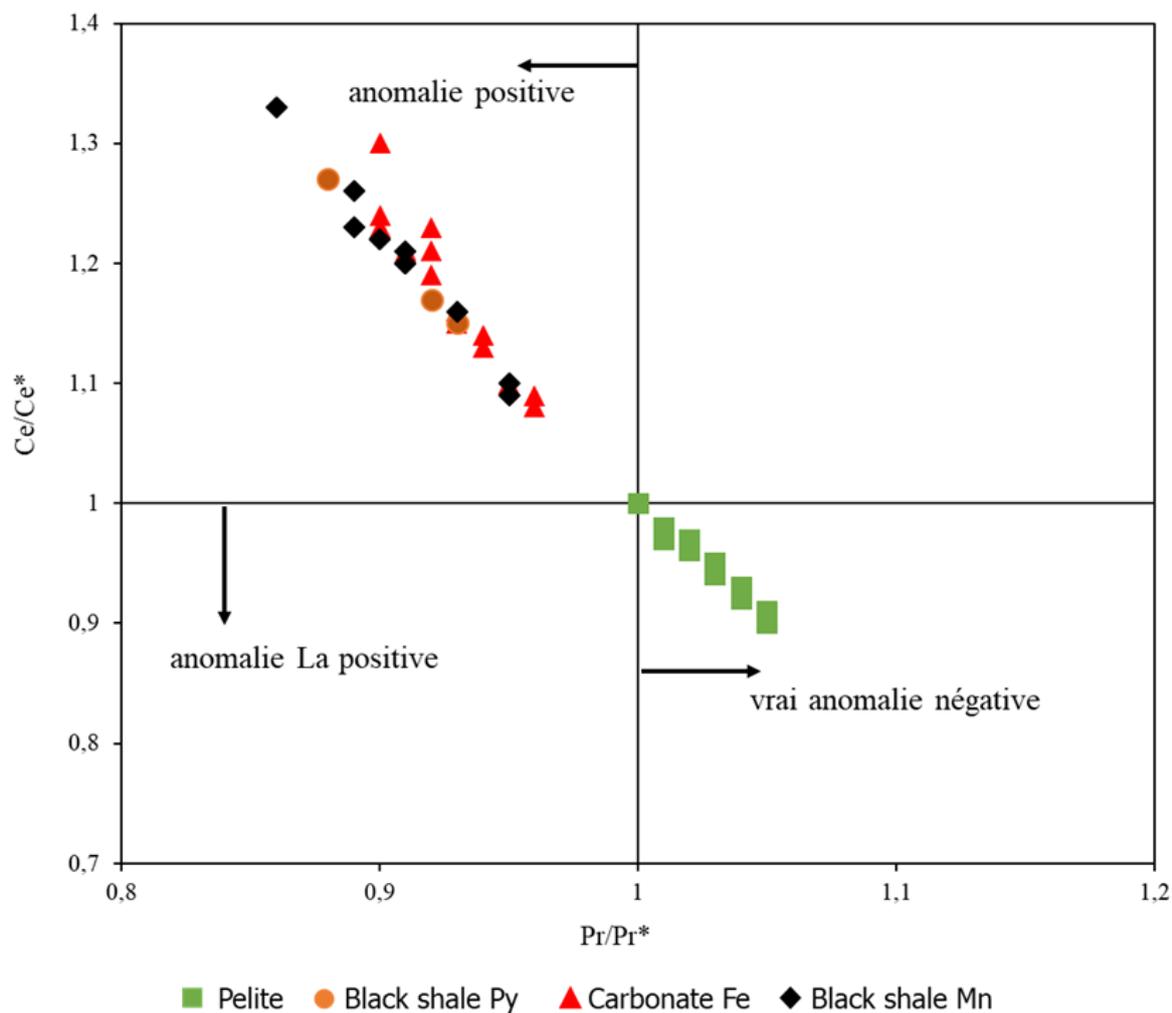


Figure V-10 : Projection des anomalies en Ce^* versus anomalies en Pr^* des échantillons des unités inférieures, de transition et supérieure du plateau d'Okouma.

II.2.3. Implications pour le gisement de manganèse dans le bassin de Franceville

Le cycle redox du Mn est important pour l'enrichissement des éléments traces des systèmes suboxiques-anoxiques car il peut déclencher et/ou accélérer le transfert des éléments traces de l'eau de mer vers les sédiments ainsi que leur remobilisation en diagenèse (Tribovillard et al., 2006). Le Mn est très mobile et soluble à l'état réduit de Mn^{2+} et peut migrer sur une longue distance dans des conditions anoxiques. Cependant, l'oxydation de Mn^{2+} en Mn^{4+} en présence d'oxygène peut former ou précipiter des colloïdes oxyde/hydroxyde de Mn avec une solubilité beaucoup plus faible. Ces colloïdes de Mn sont capables d'adsorber des éléments tels que Ni, Cu, Co et Ce sous forme de Ce^{4+} (formés à Eh-pH similaire à Mn^{4+}) sur leurs surfaces et d'incorporer ces éléments pendant la cristallisation des minéraux (par exemple, les carbonates) des colloïdes (Sholkovitz et al, 1994 ; Koschinsky et Halbach, 1995). Le développement de l'anomalie Ce est donc possible lors de l'oxydation initiale du Mn^{2+} pour précipiter l'oxyde/hydroxyde de Mn, qui sont les précurseurs de la plupart des carbonates contenant du Mn.

Les black shales de l'unité supérieure qui recouvrent directement les carbonates ferrifères appartenant au FB1c, sont enrichis en MnO avec un Mn/Fe élevé correspondant (Annexe III-3). Cet enrichissement s'accompagne d'enrichissements en Cd, Co, Cu, Ni et Zn. Cependant, Cr, U et V sont appauvris dans la plupart des échantillons riches en Mn (Fig.V-11). Gauthier-Lafaye & Weber (2003) et Pambo (2004) ont proposé des modèles et des mécanismes pour la formation de ces dépôts de manganèse dans l'unité supérieure FB1c du bassin de Franceville. Ces auteurs suggèrent que les dépôts de manganèse se sont formés lors du dépôt des black shales dans un environnement anoxique en marge du plateau et au début de la diagenèse. Les minéraux contenant du Mn sont principalement des carbonates. Il a été dit que, le Mn et le Fe ont été rejetés dans l'eau de mer lors d'activités hydrothermales et volcaniques dans le bassin voisin de l'Okondja. Le Mn dissous aurait migré des zones distales du bassin d'Okondja vers la marge du bassin de Franceville, où il a été précipité sous forme d'oxydes dans un environnement oxique pendant un cycle de transgression-régression. Leur modèle a montré que le Mn s'est d'abord formé sous forme d'oxydes pendant la régression et qu'il a ensuite été dissout à nouveau lors de l'enfouissement pour produire des carbonates de Mn authentiques (sidérite, rhodochrosite), pyrite et greenalite dans un état anoxique pendant la transgression.

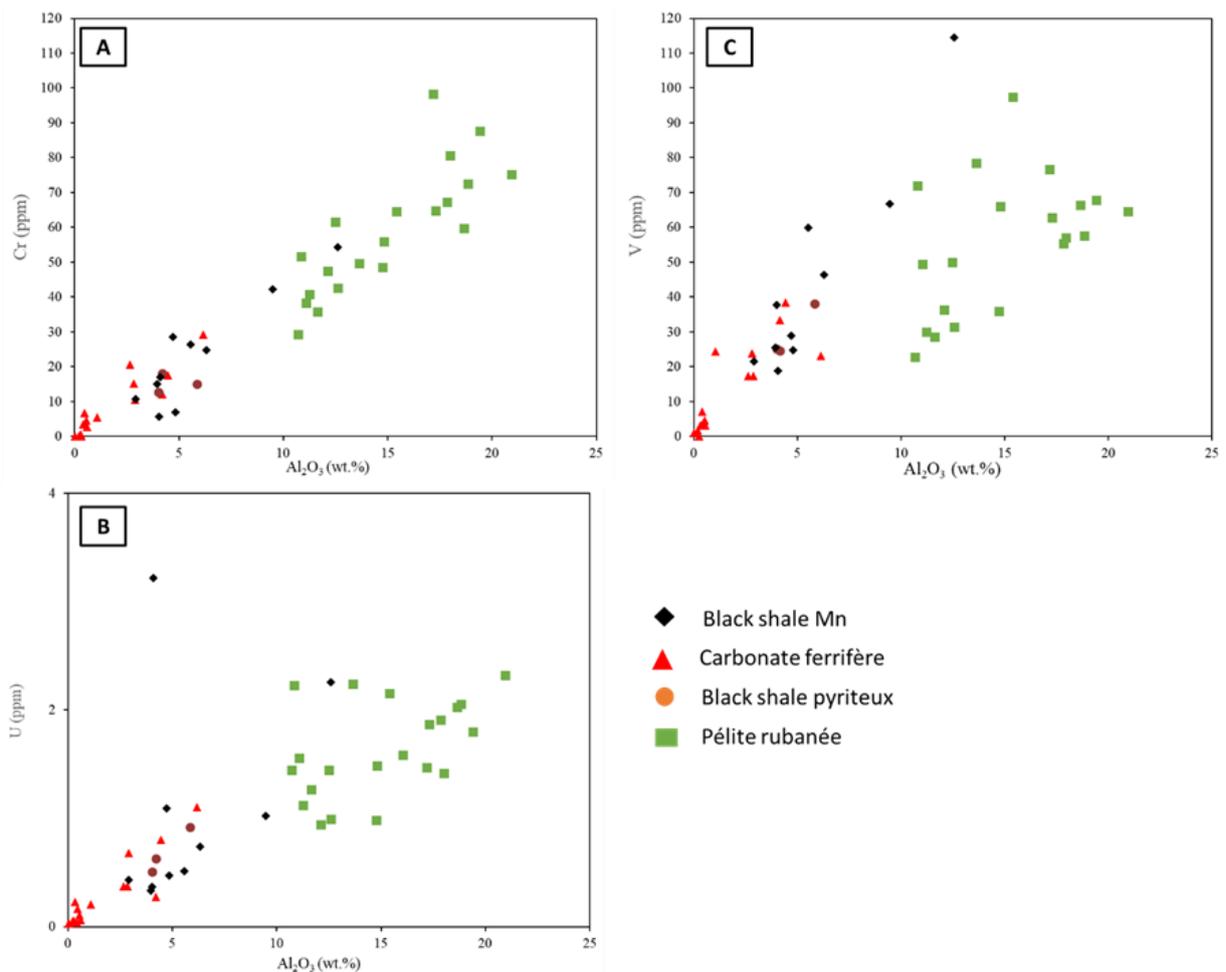


Figure V-11 : Diagrammes binaires entre les teneurs de Cr, U et V et Al_2O_3 du plateau d'Okouma.

Les données pétrographiques et géochimiques ont montré que les échantillons de black shale et de carbonate ferrifère de la formation FB1c sont enrichis en rhodochrosite (MnCO_3) et en MnO, conformément aux observations précédentes. Cette déduction est également visible par la corrélation positive entre le CaO et le MnO (Fig. V-12a), qui appuie l'hypothèse de l'incorporation du Mn dans les carbonates. Cependant, nos données n'ont pas pu confirmer ou fournir d'autres preuves pour la source de Mn dans le protore (FB1c). En effet, MnO ne présente aucune relation significative avec les anomalies REE + Y (Fig. V-12c) et Ce (Fig. V-12d). Ceci indique que l'oxyde/hydroxyde de manganèse n'a jamais été le porteur des REE + Y dans les black shales riches en manganèse, et que des anomalies de Ce n'ont pas été développées pendant la précipitation initiale de l'oxyde/hydroxyde de manganèse, précurseur des carbonates de manganèse authentiques (Holser, 1997 ; Tostevin et al., 2016). De plus, l'absence de corrélation entre REE + Y et CaO (Fig. V-7f) montre que les REEs n'ont pas été transférées dans les carbonates ou remobilisées pendant la diagenèse. La combinaison de ces données confirme les conclusions antérieures selon lesquelles les signatures des REE + Y dans les échantillons des unités FB1c étaient principalement héritées de l'eau de mer au moment du dépôt et n'étaient pas influencées par le cycle du Mn. La corrélation négative entre MnO et Al_2O_3 montre un apport détritique négligeable du Mn (Fig. V-13a). Aussi, les légères corrélations entre MnO et Eu/Eu* dans les échantillons des black shales de manganèse ($R^2 = 0,6$; Fig. V-13b) pourraient suggérer que les deux sont contrôlées par les caractéristiques préservées de l'eau de mer. Tel que cela est expliqué précédemment, les petites anomalies positives en Eu dans les échantillons ont probablement été formées à partir de mélanges de fluides hydrothermaux à basse température et d'eau de mer, soutenant la source hydrothermale du manganèse (Weber, 1968 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003 ; Pambo, 2004).

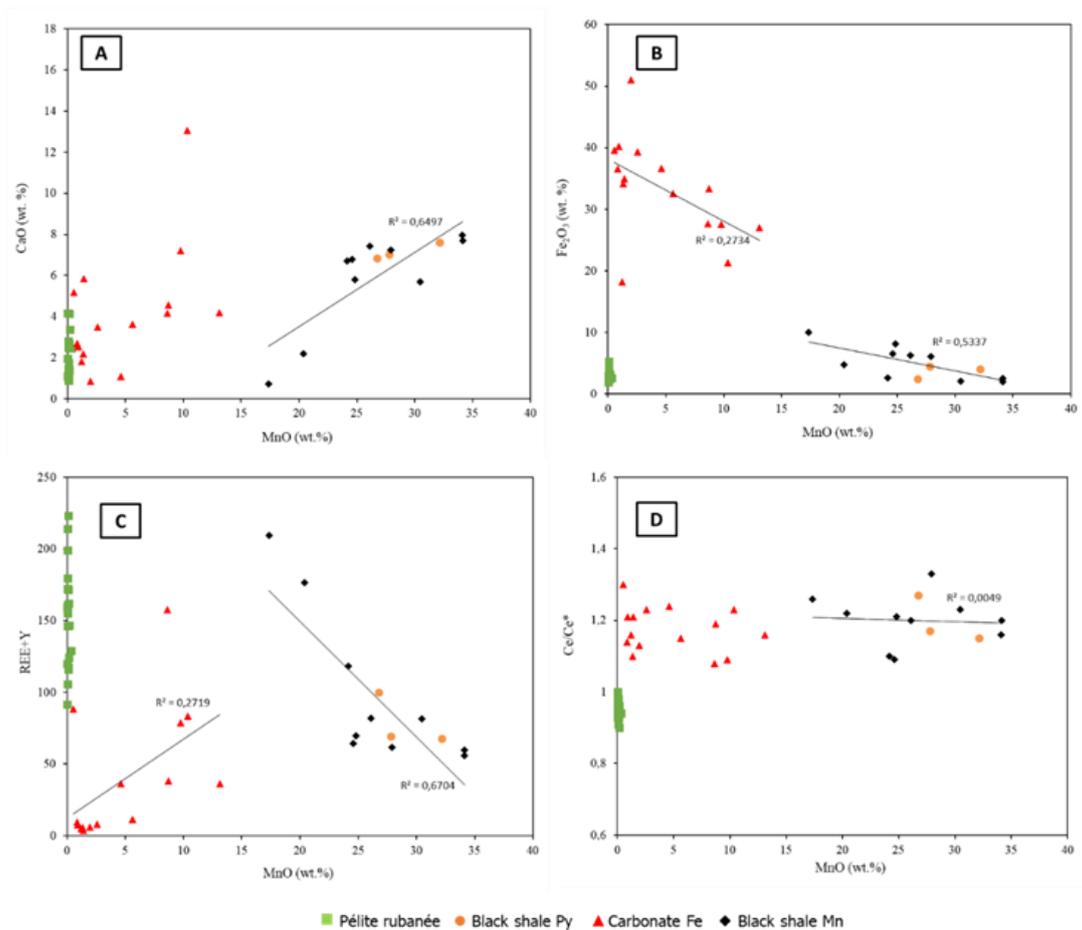


Figure V-12: Diagrammes binaires représentant le Fe_2O_3 Vs MnO ; CaO vs MnO , $REE+Y$ Vs MnO et Ce/Ce^* Vs MnO .

Les échantillons de la formation FB1c montrent des corrélations négatives entre Fe_2O_3 et MnO (Fig. V-12b), indiquant des processus d'enrichissement différents pour Fe et Mn. En effet Gauthier-Lafaye & Weber (2003), expose le fait que le Mn et le Fe auraient d'abord précipités sous formes d'oxydes pendant le cycle régressif mais aussi que la chemocline montrant le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} aurait été atteinte avant celle du rapport Mn^{2+}/Mn^{4+} . Les accumulations de Fe étant très faibles confirment le rapport Mn/Fe élevé dans l'eau de mer. Tandis que Pambo (2004) évoque deux sources de fer possibles afin d'expliquer cette accumulation ferrifère à la base de la formation FB1c. La première serait que le fer ait été libéré par des sédiments détritiques après leurs dépôts et la deuxième source est l'activité volcanique et l'hydrothermalisme identifiés dans le bassin d'Okondja comme le témoigne également Gauthier-Lafaye & Weber (2003). La deuxième source qu'il évoque c'est-à-dire celle de l'activité volcanique et hydrothermale serait plus propice car les éléments indicateurs de flux terrigène sont très faibles dans ce niveau ($< 1\%$) (Pambo 2004) ce qui est retrouvé également dans ce travail (Annexe III, Tab. III-1). La source de fer dans ce bassin reste cependant encore très vague car l'ensemble de nos résultats montre des processus d'enrichissement différents pour Fe et Mn.

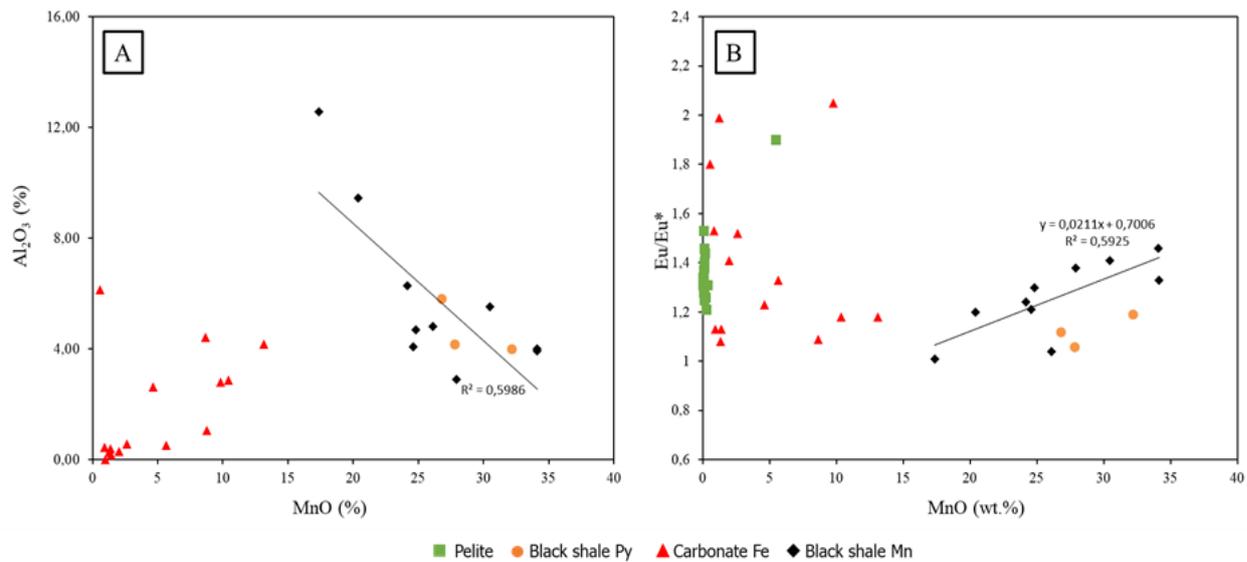


Figure V-13 : Digramme binaires montrant les corrélations entre Al_2O_3 et Eu^* Vs MnO .

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse axé sur l'étude multi-approches des sondages d'Okouma : paléomilieux et paléoconditions de dépôts au Paléoprotérozoïque (2.1 Ga) a permis de mieux comprendre le plateau d'Okouma qui jusque-là n'avait fait l'objet d'aucune étude à l'exception de celle de Pambo (2004) au travers de l'étude d'un seul sondage. Par ce travail il a pu avoir la vue sur l'ensemble du plateau par les 7 sondages mis à disposition.

- **L'étude sédimentologique** a permis de subdiviser les sondages en trois unités. Une unité inférieure appartenant à la Formation FB1b caractérisée par un faciès silico-clastique qui montre des alternances entre des lits noirs pélito-argileux riche en matière organique et en dolomite avec des lits clairs dolomitique appelées « pélites rubanées » ; une unité de transition avec des argilites noires pyriteuses riches en matière organique (black shales pyriteux) et de 8 à 10 m d'épaisseur de carbonate riche en pyrite appelés dans ce travail carbonate ferrifère et, pour terminer, une unité supérieure présentant une alternance entre des black shales et des grès fins à moyens. Les deux dernières unités de transition et supérieure appartiennent à la Formation FB1c. Les faciès silico-clastiques du FB1b sont le reflet d'un environnement marin influencé par une pente. Le passage de la Formation FB1b à FB1c traduit un changement des conditions physico-chimiques liées à la mise en place d'un environnement marin peu profond et calme, reflet d'une phase de régression marquée par des microfluctuations du niveau marin.

Les corrélations entre les sondages d'Okouma ont montré que des failles étaient actives durant le dépôt des sédiments dans ce plateau mais aussi des zones subsidentes et d'autre en horsts. La subsidence semble s'accroître dans les forages KO42039 pour former un graben. Nous sommes donc dans un système d'expansion avec des variations d'épaisseurs importantes et le transport des sédiments de la partie proximale vers les zones distales. Il est observé progressivement le passage d'une sédimentation silicoclastique à une sédimentation carbonatée riche en pyrite et en matière organique.

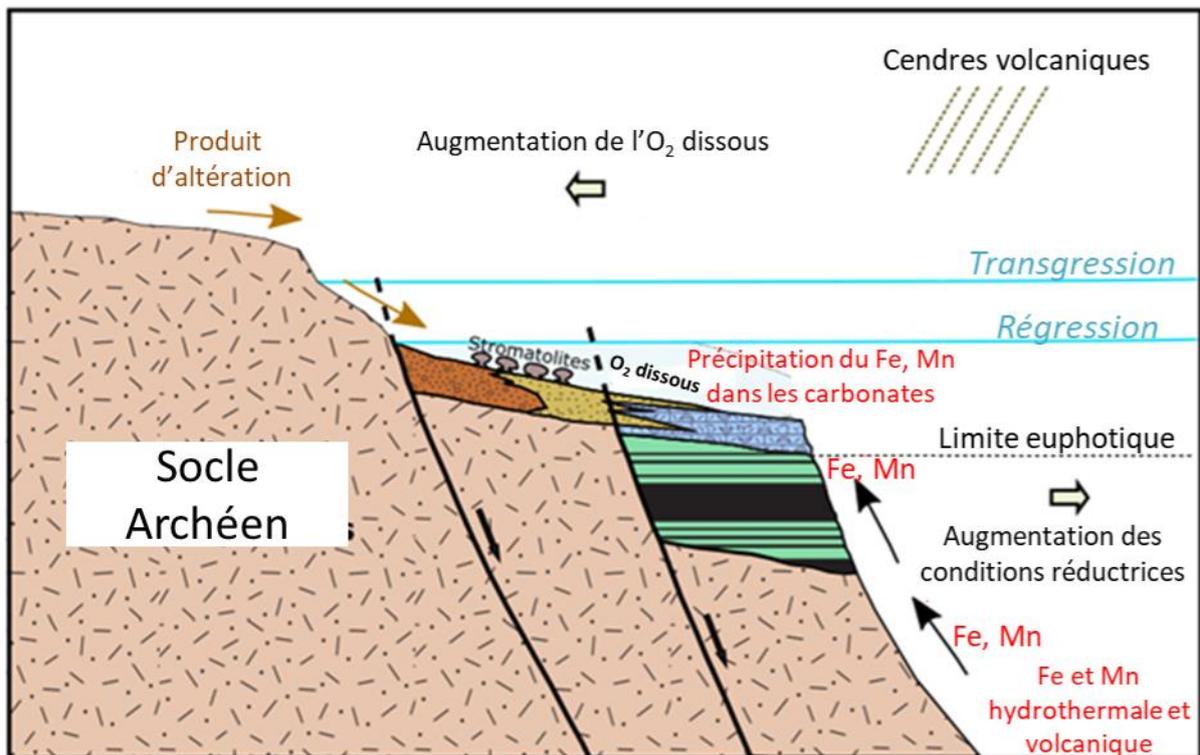
- **L'étude minéralogique et pétrographique** montre que les formations FB1b et FB1c ont subi des modifications post-dépôt. Le quartz, les feldspaths, la chlorite, les micas et la dolomite sont dominants dans la formation FB1b, alors que la pyrite apparaît de façon épisodique. Les feldspaths sont représentés par des plagioclases (albite), les feldspaths potassiques étant totalement absents tout le long des sondages. Cependant, la Formation FB1c est marquée par une plus grande hétérogénéité des faciès. Les faciès de l'unité de transition apparaissent dominés par la dolomite, l'ankérite, la sidérite ; la présence de la rhodochrosite, de la pyrite alors que de l'apatite apparaît en traces et de manière exclusive dans cette unité. Tandis que ceux de l'unité supérieure sont dominés par le quartz, les feldspaths (albite essentiellement dans les grès), la dolomite auxquels s'ajoute de la kaolinite et des micas en moindre proportion. L'étude de la fraction argileuse < 2 µm montre la présence de minéraux argileux tels que l'illite, la chlorite et les interstratifiés illite/smectite. Le passage des formations FB1b et FB1c montre la disparition de la chlorite pouvant être due au changement sédimentation contrôlée par le détritisme et qui laisse place à une sédimentation chimique mais aussi la présence d'interstratifié I/S R3 (90 à 95 % d'illite) à ceux I/S R0 (38 à 42 % d'illite). La présence d'interstratifiés à cette période conduit à s'interroger car ils sont

considérés comme absents dans les roches précambriennes car leurs formations requièrent une quantité assez importante de potassium. Or cette formation Francevilienne ne montre pas de feldspaths potassiques mais plutôt des feldspaths sodiques. La première hypothèse sur la source de potassium est qu'il proviendrait de la dissolution des minéraux potassiques et produits du fer et du magnésium qui participe certainement à la formation des carbonates massifs et d'importants dépôts de fer sous forme de pyrite, d'ankérite et de sidérite dans la formation FB d'Okouma. La seconde hypothèse invoque des mécanismes bio-géochimiques impliquant des bactéries retrouvées dans le FB (Weber, 1968 ; Azzibrouck, 1984 ; Dubois 2017 et Aubineau, 2018) qui auraient fourni le potassium nécessaire pour former ses interstratifiés.

- **L'étude géochimique** par l'étude des éléments majeurs, des traces et des terres rares, a permis de vérifier la cohérence avec les observations minéralogiques et pétrographiques. Elle a montré que la formation FB1b est dominée par des matériaux détritiques tandis que ceux de la formation au-dessus FB1c par des processus chimiques. De même la plupart des éléments sensibles au redox (Mn, Zn, Ni, Co, Mo, Cd et Cu) et l'anomalie en cérium (Ce*) montrent un changement redox passant d'un environnement oxique (FB1b) à anoxique (FB1c) totalement en accord avec les travaux de Canfield et al. (2013) selon lesquels le FB1b et le FB1c ont été déposés respectivement dans des milieux oxiques et anoxiques (non sulfurés). Les échantillons de black shales et de carbonates ferrifères de la Formation FB1c sont enrichis en rhodochrosite ($MnCO_3$) et en MnO. Les signatures des REE + Y montrent que le manganèse est principalement hérité de l'eau de mer au moment du dépôt et n'était pas influencées par le cycle du Mn et donc que les échantillons d'Okouma ont probablement été formées à partir de mélanges de fluides hydrothermaux à basse température et d'eau de mer, soutenant la source hydrothermale du manganèse.

Modèle de formations des roches d'Okouma et précipitations du Mn et Fe

Un modèle de formation de ces roches et de précipitations du Mn et Fe (Fig. VI-1) a été fait à partir des résultats obtenus dans ce travail, mais aussi de travaux précédents (Weber, 1968 ; Gauthier-Lafaye & Weber, 2003 ; Pambo, 2004 ; Ngombi Pemba, 2014 et Dubois, 2017). Le Mn et le Fe ont été amenés par l'activité volcanique et hydrothermale qui a lieu au début de la Formation FB et auraient été incorporés dans l'eau de mer (Gauthier-Lafaye & Weber, 2003). La transgression majeure qui a lieu lors du passage des formations FA-FB (Ngombi Pemba, 2014) aurait favorisé le dépôt de sédiments marin et aurait ramené des produits d'altération dans le bassin favorisant des dépôts de pélites rubanées sur une pente mais aussi favorisant le transport de Fe et de Mn sur de longues distances. Le développement d'une plateforme carbonatée à la marge du bassin conduit le Fe et le Mn à précipiter sous forme d'oxydes. Le fer se concentre dans trois faciès : les black shales riches en pyrite, les roches carbonatées (avec la sidérite comme phase dominante) visibles à Okouma et les sédiments silicatés (la greenalite comme minéral dominant) à Bangombé décrits par Ngombi Pemba (2014).



Légende:

- | | | | |
|---|---------------------|---|-------------|
|  | Carbonate ferrifère |  | Black shale |
|  | Pélite rubanée |  | Grès |
|  | Socle granitique | | |

Figure VI-1 : Modèle de formations des roches et précipitation du fer et manganèse dans le plateau d'Okouma.

Les plateaux d'Okouma et de Bangombé montrent des différences et des similitudes. Les faciès sont identiques dans les plateaux à l'exception des carbonates ferrifères qui ne sont pas visibles à Bangombé. Cette différence peut être due à une faille entre les deux plateaux qui aurait joué le rôle de barrière à ces dépôts. Cela pourrait également être le résultat de dépôts sous forme de lentilles que l'on ne retrouve pas dans l'ensemble du bassin. La différence d'épaisseur des sédiments des différentes formations de ces deux plateaux et les variations de faciès montre que les failles ont été actives durant les dépôts de ceux-ci. L'épaisseur plus importante de l'unité de transition c'est-à-dire riche en fer à Okouma montre que ce plateau est plus proche du rivage et cela aurait contribué à leurs accumulations car ce niveau ferrifère se dépose à la fin de hausse du niveau marin (Pambo, 2004 ; Ngombi Pemba, 2014), où il est observé une diminution du transport et donc une capacité importante de piégeage des sédiments au niveau du rivage.

PERSPECTIVES

Les différents travaux de cette thèse ont permis d'avoir des informations sédimentologiques plus avancées sur le plateau d'Okouma. Ils permettent surtout de mieux voir les changements sédimentologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques lors des transitions entre les sous formations FB1b et FB1c qui jusque-là n'était que peu étudiées. Comme la transition FA et FB a été étudiée et mieux connue grâce aux travaux d'Ossa-Ossa (2010) et Bankole (2016) ce niveau FB1b-FB1c est désormais mieux connu également. Néanmoins des compléments d'étude seraient nécessaires :

- **Sédimentologie**

Il serait bien qu'une campagne puisse être menée pour que des forages soient faits au niveau du plateau de Bafoula qui est proche de celui d'Okouma de quelques kilomètres afin de voir si les mêmes faciès sont retrouvés à ce niveau mais surtout si le niveau ferrifère est aussi bien visible qu'à Okouma. Décrit par Weber (1968) sur ce plateau en un point, on n'a pas d'information sur son extension.

Ceci permettrait de faire des corrélations lithologiques entre les trois plateaux de Bangombé, d'Okouma et de Bafoula pour avoir une vue plus large sur les variations de faciès et les failles principales (Figure VI-2). De même, les séquences des plus petits dépôts de manganèse du Francevillien (tel que celui de Biniomi, encore trop peu étudié bien que déjà en exploitation (Bonhoure et al., 2019) permettrait de vérifier si les modifications chimiques enregistrées dans les sédiments sont générales, au moins à l'échelle du bassin de Franceville.

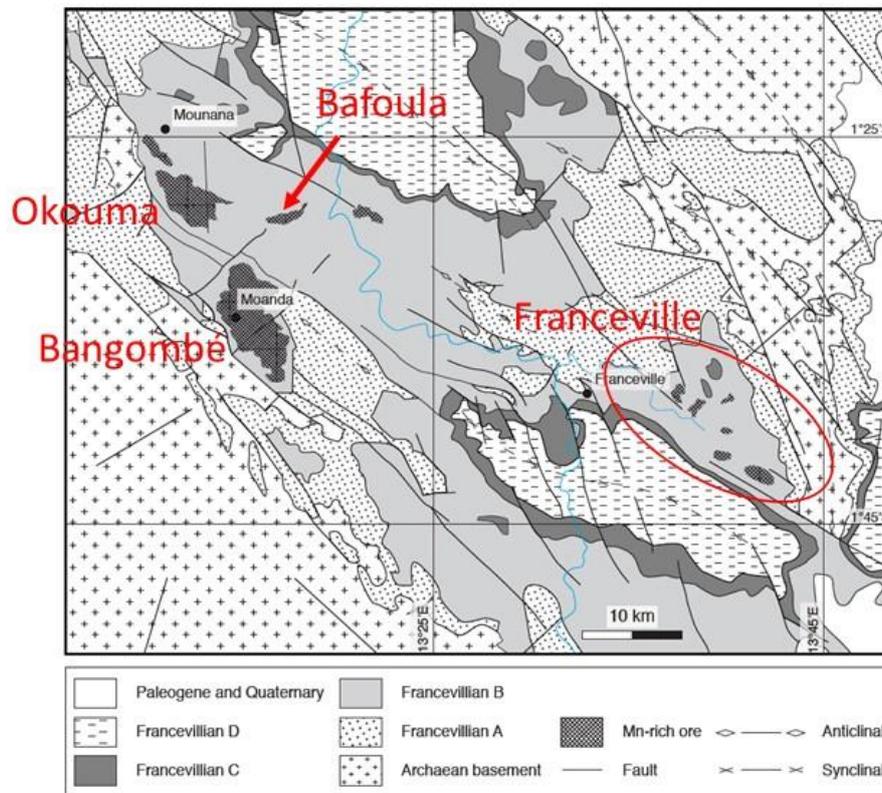


Figure VI-2 : Carte sédimentologique simplifiée du bassin de Franceville avec les écritures en rouge les différents plateaux manganésifères

Enfin, il serait intéressant de vérifier si les formes que l'on retrouve sur les carbonates ferrifères correspondent effectivement à des stromatolithes ce qui permettra de nous donner une tranche d'eau pour le début des dépôts de la formation FB1c. Des études de l'ultrastructure semblent indispensables pour lever ces doutes.

- **Minéralogie**

La minéralogie de la fraction argileuse inférieure à deux micromètres montre des smectites quasi pures dans ce travail de thèse (Fig. VI-3), ce qui est étonnant à cette période (Précambrien). En effet, les interstratifiés illite/smectite ont longtemps été considérés comme absents dans les roches précambriennes car cela requiert une quantité assez importante de potassium. Tandis que les résultats de pétrographie et minéralogie ne montrent pas de présence de feldspaths potassique mais plutôt des feldspaths sodiques. Il serait intéressant dans ce cas d'analyser ces smectites en les déconvoluant avec le logiciel Sybilla (Chevron ETC) qui permet d'explorer le modèle structural de chaque phase incluant leurs proportions respectives, le nombre de feuillets, les probabilités d'empilement, la composition des couches octaédriques et interfoliaires (Drits and Tchoubar, 1990). Tout cela afin d'obtenir l'origine de ces phases argileuses pour contraindre l'évolution diagénétique des formations du Francevillien.

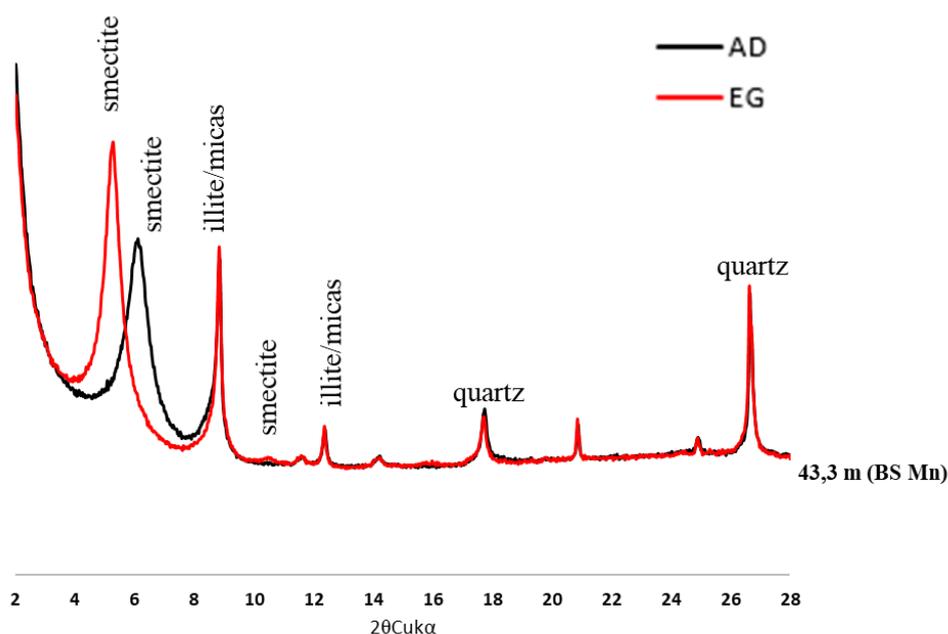
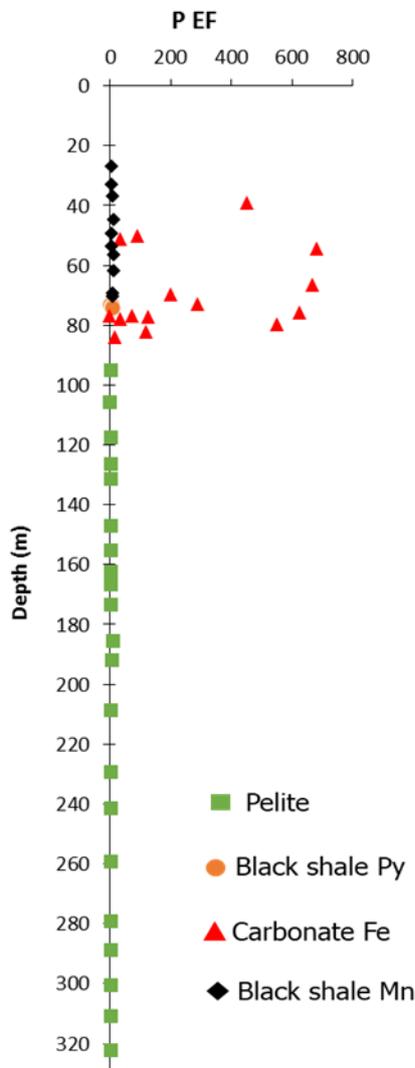


Figure VI-3 : Diffractogramme de la fraction $<2\mu\text{m}$ des black shales de l'unité supérieure montrant des smectites quasi-pures.

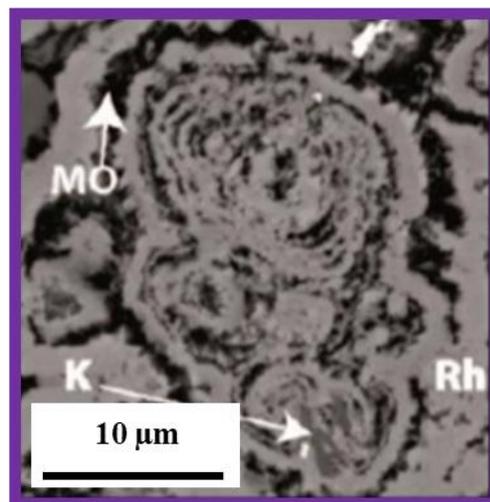
- **Géochimie**

Les analyses géochimiques montrent un enrichissement en phosphore dans l'unité de transition appartenant au début de la sous formation FB1c du plateau d'Okouma (Figure VI-4).

Le phosphore est le plus souvent lié à des traces de vie. Une des questions qui se pose est pourquoi cet enrichissement à ce niveau ? Est-ce qu'il serait ramené dans le bassin également comme le Fe et le Mn par les upwellings ? Sachant que dans les travaux de Dubois 2017 des formes bactériomorphes avaient été trouvés dans les échantillons de la sous formation FB1c du plateau de Bangombé.



Formes bactériomorphes dans black shales FB1c



Dubois (2017)

Figure VI-4 : A gauche le facteur d'enrichissement en phosphore en fonction de profondeur. Et à droite les formes bactériomorphes retrouvés dans le plateau de Bangombé par Dubois 2017.

En plus du phosphore comme analyse complémentaire afin de mieux comprendre les conditions redox il serait bien de faire des analyses géochimiques supplémentaires telles que la spéciation de fer et les isotopes de fer sur les échantillons des unités de transition et supérieure (FB1c).

Depositional setting of the 2.1 Ga Francevillian macrobiota (Gabon): Rapid mud settling in a shallow basin swept by high-density sand flows

JEAN-YVES REYNAUD*, ALAIN TRENTESAUX*, ABDERRAZAK EL ALBANI†, JÉRÉMIE AUBINEAU‡, LAURISS NGOMBI-PEMBA‡, GRACE GUIYELIGOU‡, PASCAL BOUTON§, FRANÇOIS GAUTHIER-LAFAYE¶ and FRANCIS WEBER¶
*Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F-59000 Lille, France

(E-mail: jean-yves.reynaud@univ-lille1.fr)

†Univ. Poitiers, CNRS, UMR 7285, IC2MP, F-86073 Poitiers, France

‡Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université des Sciences et Techniques de Masuku, Franceville, Gabon

§OOLITE, 102 La Bournaire, 44690 Monnières, France

¶CNRS, UMR 7517, LhyGeS, F-67084 Strasbourg, France

ABSTRACT

The depositional setting of the 2.1 Ga fill of the Franceville Basin of Gabon is important for understanding the habitat (energy and availability of light and oxygen) and taphonomy of recently discovered early macro-organisms buried in black shales in Unit FB. The available data bearing on the stratigraphy and sedimentology of Unit FB provide new insight into processes acting on the palaeo-sea floor. The shales are interpreted to have formed as fluid mud deposits interstratified with structureless sands. The latter (Poubara sandstones) were emplaced during a forced regression during the terminal infill of fault-bounded sub-basins following a stage characterized by a ferruginous to anoxic water column. The structureless sandstones were deposited from high-density gravity currents along with a locally strong bottom oscillation of the water column. Tuft structures preserved in cyanobacterial mats, together with the position of the macro-organisms at the top of the sandstone beds within associated black shales, point to a water depth of less than 80 m. The relative sea-level fall that drove deposition of the Poubara sandstones controlled the rise of a phototrophic ecosystem and also possibly favoured the supply of oxygen and nutrients via density flows.

Keywords Black shales, cyanobacteria, dense flows, fossils, Franceville Basin, Palaeoproterozoic, turbidites.

INTRODUCTION

The Francevillian Basin of Gabon has been studied extensively due to its economic importance, given the presence of uranium and manganese ores (Baud, 1954; Weber, 1968; Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye & Weber, 2003). The basin fill provides an exceptional framework for studying the facies, mineralogy and geochemistry of the deposits of the Early Proterozoic, because

the basin has undergone only minor tectonic deformation and metamorphic transformation over 2 Ga since it formed. Interest in the Francevillian Basin and its depositional history has recently been reignited by the discovery of a well-organized complex macrobiota in 2.1 Ga old deposits, pre-dating by 1 Ga the rise of eukaryotic life (El Albani *et al.*, 2010, 2014, 2016). These deposits are composed of a pyrite-rich sandstone and black shale unit – the

Poubara sandstones – that overlie a black shale unit which hosts the manganese ores. The underlying black shales formed during the Lomagundi event (Karhu & Holland, 1996), a time of high production and burial of organic matter following the Great Oxidation Event (GOE: 2.4 to 2.3 Ga; Holland, 1994, 2006).

The depositional setting of the Poubara sandstones and associated black shales, particularly in terms of the constraints placed on the energy and availability of light and oxygen, is important for understanding the habitat and evolutionary processes giving rise to the Francevillian macro-organisms. In the Phanerozoic, most black shales reflect low oxygenation of bottom waters, a situation that is common in deep water basins with stratified water columns (for example, the Jurassic North Sea, Pliocene Eastern Mediterranean and Modern Caribbean Sea: Sageman *et al.*, 2003; Tyson, 2005) and also in shallower waters within confined epicontinental basins (e.g. Tribovillard *et al.*, 1999). It is likely that, due to a low atmospheric oxygen pressure (maximum 20% of present-day during the GOE: Lyons *et al.*, 2014), only shallow waters were oxygenated at the time of deposition of the Francevillian black shales. On the other hand, black shales can also form due to a high rate of burial of organic-rich sediments, as is the case on upwelling-influenced margins (see extensive discussion in Tyson, 2005). Arguments on the rate of deposition and water depth are therefore crucial to improve current understanding of these fascinating fossils.

The aim of this paper was to synthesize available sedimentological data and new field and core observations bearing on the stratigraphic and sedimentary evolution of the FB Basin, with a particular focus on the Poubara sandstones and the black shales hosting the macrofossils. A revised stratigraphic and depositional model is developed based upon 35 cores, and detailed logs and facies analyses from six outcrop sections, including the one where the macrofossils were discovered. The implications of these findings for the biota are then discussed.

FRANCEVILLIAN BASIN CONTEXT

Stratigraphy

The Palaeoproterozoic Francevillian series lie within the Congo craton, a little deformed Archean tectonic block surrounded by orogenic

belts ranging from the Early Proterozoic to Pan-african in age (Fig. 1A). A synthesis of the geodynamic evolution of these series is given by Weber *et al.* (2016). The Francevillian deposits are best preserved in the Bououé, Franceville and Okondja basins (Fig. 1B). Hundreds of cores have been recovered from the Franceville Basin, as a consequence of manganese and uranium ore prospecting. However, only a part of this large database has been available for scientific study, mostly in unpublished PhD theses and internal reports. Five stratigraphic units are classically reported, following Weber (1968). Units FA and FC/FD are continuous across the Francevillian basins, while Unit FB is restricted to the main, fault-bounded depocentres (Fig. 1B).

Unit FA

This unit rests paraconformably on the pre-Eburnean basement. It is composed of >1000 m of detrital sediments sourced from the basement. The facies record an upward evolution from fluvial braided quartz arenite and conglomerate (Haubensack, 1981; Bankole *et al.*, 2015), to deltaic sandstones and finally to shallow-marine, tidal to wave-influenced sandstones and shales (Deynoux & Düringer, 1992; Pambo *et al.*, 2006). Sediment dispersal in the fluvial system was mostly to the south-east.

Unit FB

This unit, that is the focus of the current study, is localized within north-west/south-east fault-controlled corridors that provided accommodation and controlled the facies distribution and post-depositional deformation (Azziley-Azzibrouck, 1986; Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo *et al.*, 2006; Bouton *et al.*, 2009). It is >1000 m thick in the centre of the Franceville Basin and mostly composed of black shales with interbedded debris flows (dolomitic olistolites with chert and shaly turbidite fragments) and dolomitic and silty/sandstone beds. The macrofossils have been found at the top of this unit (see below).

Unit FC

A thin, 10 to 50 m thick chert unit overlying dolomitized evaporites, stromatolites, oncolytic rudstones and possible volcanic tuffs (Weber, 1968; Bertrand-Sarfati & Potin, 1994; Amard & Bertrand-Sarfati, 1997; Pr eat *et al.*, 2011). This unit is basinwide where it has not been eroded and it oversteps Unit FB. The cherts are a diagenetic replacement of sulphates and dolomites by silica, probably of volcanic or hydrothermal

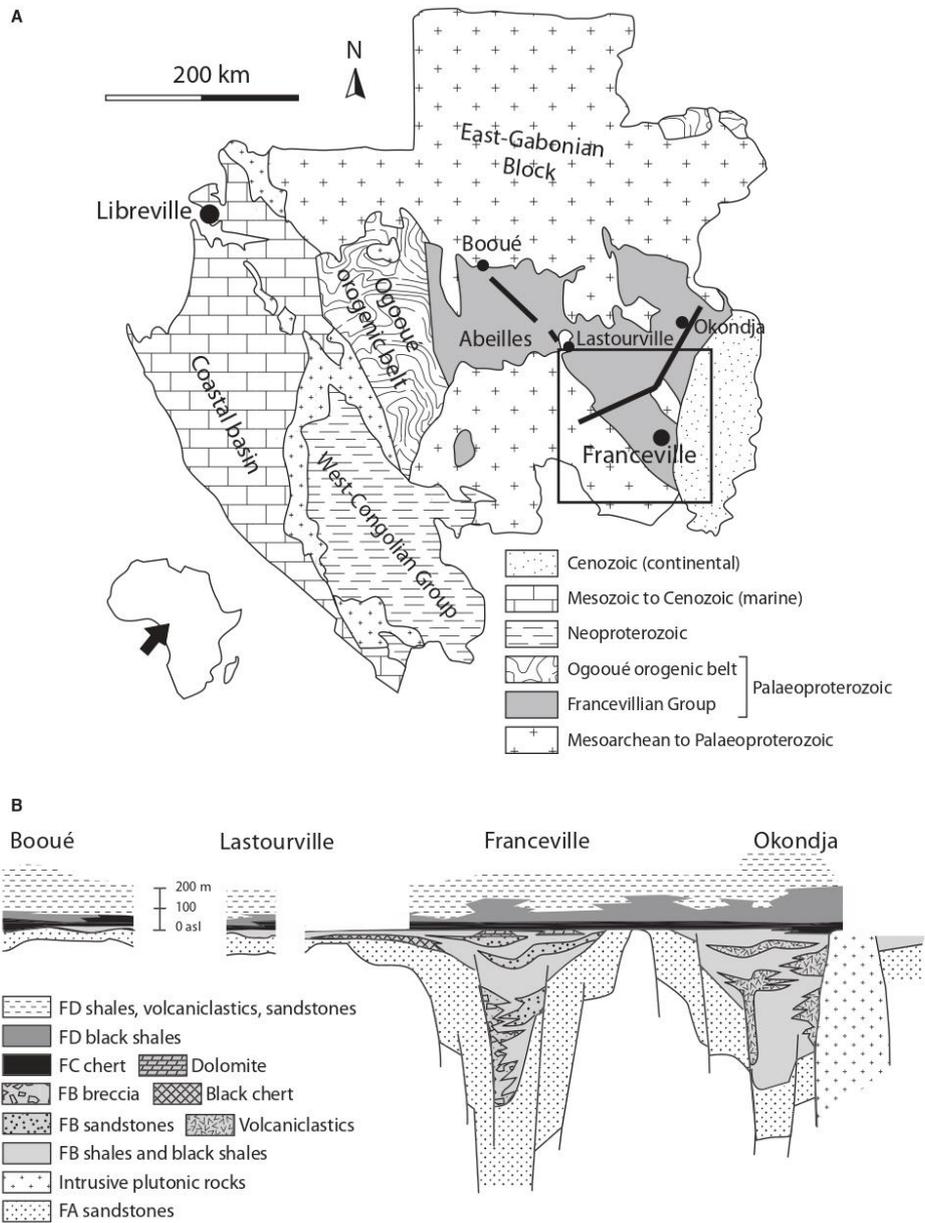


Fig. 1. (A) Simplified geological map of Gabon, showing the Palaeoproterozoic Francevillian basins. Inset frame: map in Fig. 4. Modified after Pr at *et al.* (2011). (B) Cross-sections across the Francevillian basins (simplified after Bouton *et al.*, 2009). Note the fault-controlled subsidence of the Unit FB Basin, and also the datum of Unit FC as a correlation track.

origin (Préat *et al.*, 2011). The sulphate shows micro-chickenwire structure and the stromatolites exhibit tepees and collapse breccias that indicate a coastal sabkha environment (Bouton *et al.*, 2009; Préat *et al.*, 2011).

Unit FD

This unit comprises up to 400 m of black marine shales with high (up to 10%) total organic carbon (TOC) (Canfield *et al.*, 2013; Ngombi-Pemba, 2014), interbedded with pyroclastic rocks (containing isolated shards of devitrified glass) produced by subaerial fallout from explosive calc-alkaline volcanoes that become increasingly acidic towards the top of the formation (Thiéblemont *et al.*, 2014). Similar to Unit FC, this formation oversteps the FB sub-basins and has a relatively uniform thickness.

Unit FE

This unit is made up of 400 m of sandstones at Mount N'Gouadi in the Okondja Basin. These are coarse and arkosic with local conglomerate beds and pervasive cross-bedding and are interpreted as continental piedmont deposits (Bouton *et al.*, 2009).

Geodynamic evolution

Several radiometric ages are available to constrain the chronology of the Franceville Basin (see review in Weber *et al.*, 2016). The N'goutou Complex that was emplaced within Unit FB sediments yields ages ranging from 2143 ± 141 Ma (Bonhomme *et al.*, 1982) to 2027 ± 55 Ma (Moussavou & Edou-Minko, 2006). Smectites recording an early stage of Unit FB shale diagenesis yielded Sm–Nd ages at 2099 ± 115 Ma and 2036 ± 70 Ma (Bros *et al.*, 1992; Stille *et al.*, 1993). The most reliable $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages from Unit FD tuffaceous sandstones have yielded an age of 2021 ± 18 Ma (Bouton *et al.*, 2009).

Structural models of the basin (Gauthier-Lafaye, 1986; Feybesse *et al.*, 1998) have recently been reviewed by Weber *et al.* (2016), who integrated the available radiometric ages and the geochemistry of magmatic events to suggest a general tectonostratigraphic evolution for the Francevillian basins. According to these authors: (i) Unit FA corresponds to a rift basin following the doming of pre-Eburnean migmatites at 2.4 Ga; (ii) Unit FB records depocentres within a north–south-trending, sinistral strike-slip shear zone induced by inversion of the

earlier rift system in transpression and coeval with the onset of the Eburnean orogeny; (iii) Units FC and FD record a change to a foreland regime during the Eburnean, with enlargement of the area of deposition and overstep of earlier faults with related acid, calc-alkaline, orogenic magmatism; and (iv) Unit FE is considered a post-orogenic, molasse-type deposit.

It is likely that the routing of sediments may have changed in response to these tectonic stages. While palaeocurrents measured from the bedforms and flute casts vary from one basin to another (Bouton *et al.*, 2009), Unit FA fluvial sediments were mainly sourced from the north-west (Haubensack, 1981; Mulder *et al.*, 2013), whereas sediments were routed from south-west to north-east during the onset of the Unit FB sub-basins (Weber, 1968; Mulder *et al.*, 2013; Parize *et al.*, 2013). A north-west gradient is also consistent with the orientation of slump folds and decollement faults in Unit FB (Pambo *et al.*, 2006; Ndongo *et al.*, 2016).

OVERVIEW OF UNIT FB

Weber (1968) defined a summary stratigraphic succession for Unit FB based upon facies assemblages that is still used in many publications. However, recently, this scheme has been questioned by Parize *et al.* (2013) and Mulder *et al.* (2013), who present a model where facies previously attributed to different stratigraphic units pass laterally to one another. Also, the stratigraphic unit boundaries may vary from author to author, depending on the facies interpretation (Fig. 2). This article follows (with minor changes) the facies typology defined by Azziley-Azzibrouck (1986), and the stratigraphic terminology of Weber (1968) (Fig. 3). The stratigraphic units are mapped as in Gauthier-Lafaye (1986), with minor modifications to take into account the revision of Bouton *et al.* (2009) and the present study (Fig. 4).

Facies review

Green shales

These correspond to greenish (biotite and chlorite–illite rich) silty to sandy shales with local siderite cement (Azziley-Azzibrouck, 1986). It shows current ripples with flasers and larger-scale dunes and bars interpreted as a foreshore environment. The green shales, mostly planar bedded, exhibit small wave ripples and graded

Weber (1968)	Azziley-Azzibrouck (1986)	Gauthier-Lafaye (1986) Ossa-Ossa (2010)	Pambo (2006)	Parize <i>et al.</i> (2013) Mulder <i>et al.</i> (2013)	
FC Cherts	Lagoon stromatolites			Stockwerk (post-FD)	
FB2b Black shales	Anoxic lagoon * * *	Prodelta * * *	Storm-dominated shelf * * *	Deep water turbidites *	
FB2a Poubara sandstones	Offshore (shelf) bars	Delta plain Delta mouth bars	Shoreface bars	High-density turbidites below storm-wave base	
FB1c Mn protore Black shales	Anoxic lagoon	Prodelta	Storm-dominated shelf	Deep water turbidites	
Dolomites	Deep water turbidites			Olistostrome	Olistostrome
FB1b Banded heterolithics					
Black shales Breccias					
FB1a Green shales	Low-energy shelf	Estuary to tidal shelf	Tide-dominated to wave-dominated shelf		
FA Sandstones Conglomerates	Fluvial to deltaic coast			Fluvial	

Fig. 2. Compared stratigraphic models of the FA to FC Francevillian succession in the Franceville Basin, compiled from several authors. The star line at the bottom of sub-unit FB2b indicates the stratigraphic location of the macrofossil ore described by El Albani *et al.* (2014).

beds indicative of storm-dominated shelf deposits (Deynoux & Düring, 1992).

Black shales

Referred to as 'ampelites' by Weber (1968), they are composed of laminated silt-sized quartz and feldspar grains, together with illite, chlorite, illite/smectite (IS) clays, diagenetic carbonates of Ca–Mg–Mn–Fe, pyrite, apatite and organic matter. Carbonates (mostly dolomite) were formed during early diagenesis and are concentrated in the coarser laminae (Ngombi-Pemba, 2014). Pyrite forms disseminated automorphic crystals in the matrix. Pyrite is consistently associated with organic matter. The black shales have been interpreted as deposits ranging from a lagoonal (Azziley-Azzibrouck, 1986) to a distal turbiditic setting below storm-wave base (Parize *et al.*, 2013). Because the macrobiota have been discovered in the black shales, additional details concerning this facies are provided later in this article.

Dolomites

These locally have a banded pattern and preserve primary structure including stromatolites

and intraformational breccias consistent with a locally intertidal environment (Azziley-Azzibrouck, 1986; Pr at *et al.*, 2011; Fig. 5E). Dolomite is also present as a diagenetic component, forming continuous, laminated or nodular beds interbedded with banded heterolithics or black shales, particularly in the central parts of the basin. Dolomite nodules in the black shales formed around pyrite-rich layers during early diagenesis under increasingly anoxic conditions (Onanga-Mavotchi *et al.*, 2016).

Banded heterolithics

These are composed of layers of greyish shale alternating rhythmically from laminae to the bed scale with layers of light-grey siltstone cemented by dolomite (Figs 5E, 6B and C). Dolomitization occurred mostly during early diagenesis (Onanga-Mavotchi, 2016). The siltstones are characterized by flames, convoluted laminae or load features (Figs 5G, 5J and 6C), and small-scale synsedimentary faults (Fig. 5I; see also Azziley-Azzibrouck, 1986). Bedload traction is inferred, forming ripples at the top of the siltstone beds (Fig. 5F), and locally hummocky

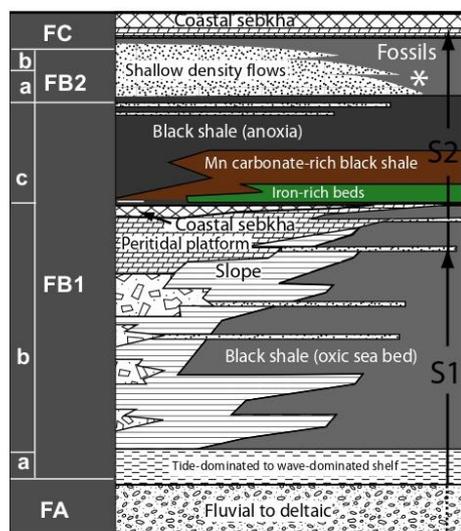


Fig. 3. Stratigraphic organization of Unit FB deposits in the Franceville Basin retained for this work. Schematic view of the spatial variability of the lithofacies, based upon correlations of the referenced cores and outcrops (Fig. 4). Basinward is towards the right. The dolomite facies can pass from stromatolites (lagoon) to black shales (basin). S1 and S2 refer to the depositional sequences interpreted in this contribution (see text for explanation).

cross-stratification (HCS) (Figs 5G and 6D). Larger-scale bed disruption and dip changes seen in cores indicate slumping of this facies (Fig. 5J), with an upward increase in the thickness of the slides through sub-unit FB1b. Small-scale shear folds and décollements are also observed (Fig. 5H). According to Azziley-Azzibrouck (1986), the banded heterolithics correspond to gravity flows on a submarine slope where mud settled out from suspension. The abundant load features at the bottom of the thicker silt layers suggest that the background mud formed a soupy ground. This is consistent

with the numerous dewatering features preserved in this facies. Normal faults and slumps are consistent with mass wasting and gravity flows on more consolidated parts of a muddy slope.

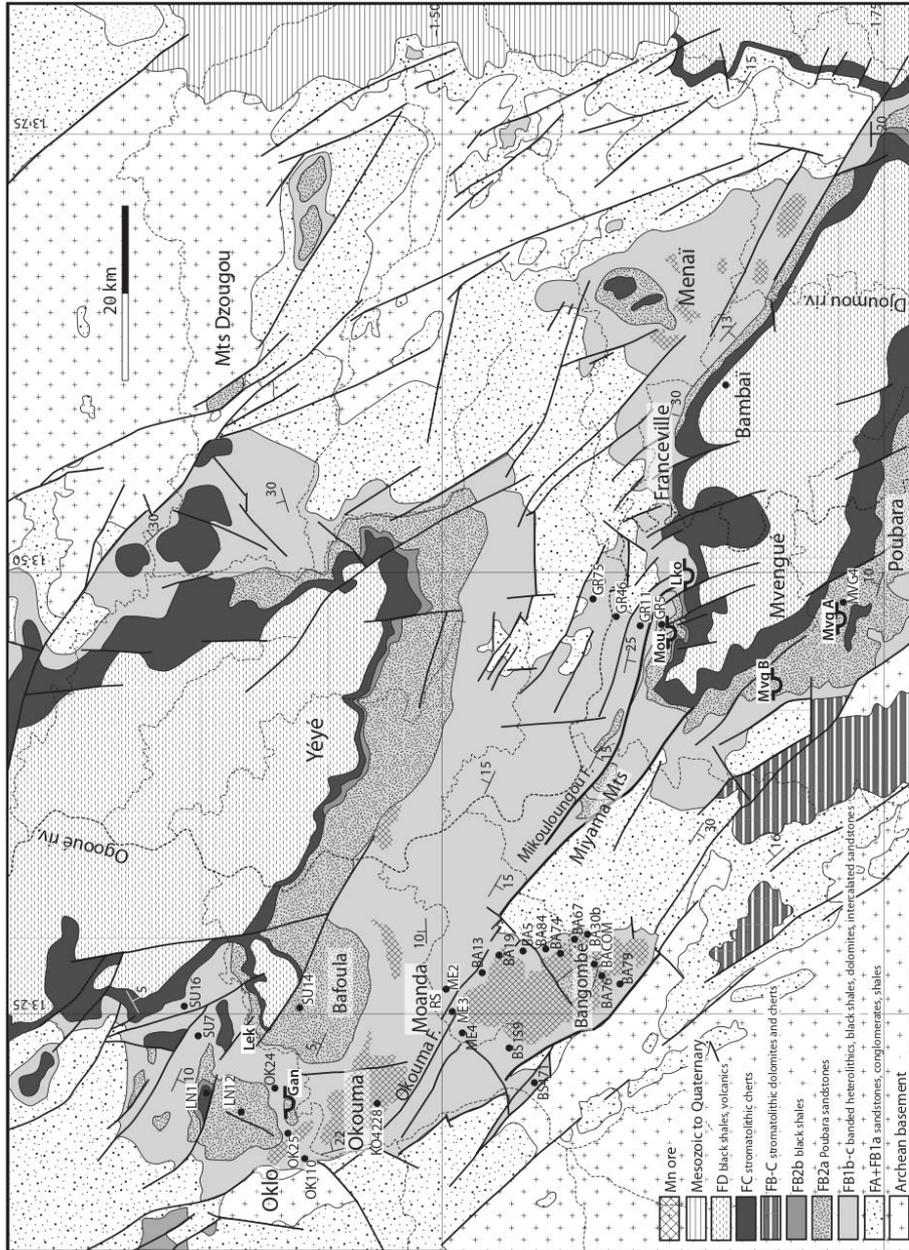
Breccias

The breccias form up to several metre-thick beds interstratified within black shales or banded heterolithics. These breccias rework Archean rocks, together with Unit FA sandstones, Unit FB shales, stromatolithic cherts and oolitic dolomites; they are cemented by chalcedony or dolomite, with a locally high bitumen content (Weber, 1968; Bouton *et al.*, 2009), and are interpreted as deep water submarine canyon-fill or basin-floor olistostrome deposits (Weber, 1968; Azziley-Azzibrouck, 1986).

Poubara sandstones

These form a succession of dark coloured, generally structureless beds first described by Weber (1968). The sandstones are characterized by sub-rounded quartz grains with a uniform grain size of 300 μm , and a variable amount of plagioclase feldspar and micas, rare carbonate cement, and mica-derived clay minerals (illite, late diagenesis: Ngombi-Pemba *et al.*, 2014). The remaining porosity is infilled by micro-aggregates of pyrite and amorphous bitumen. In some places, conglomerate beds containing basement pebbles are interstratified (Miyama mounts), or found at the sole of large-scale channels or erosional gutters (Weber, 1968; Azziley-Azzibrouck, 1986; Parize *et al.*, 2013). The Poubara sandstones have been interpreted in very diverse ways (Fig. 7), ranging from coastal barriers (Ossa-Ossa, 2010) to proximal turbidites emplaced below storm-wave base (Parize *et al.*, 2013). The Poubara sandstones must be distinguished from sandstone beds interstratified with black shales or banded heterolithics. The latter are less well-sorted, commonly rippled and cemented by dolomite. Some of those beds are depositional, with upward water escape features (dishes and flames, cf. Fig. 5A), and may correspond to the distal fringe of breccias

Fig. 4. Geological map of the Franceville Basin, with location of the data used in this paper. Black circles refer to cores. The cores with a white label are displayed in Fig. 8. The MVG5 and MVG6 cores are too close to MVG4 to be displayed at this scale. The studied outcrops are Moanda railway station (RS: 1-4975°S, 13-2522°E), Moulendé quarry (Mou: 1-6285°S, 13-4655°E), Lekouba quarry (Lko: 1-6410°S, 13-5013°E), Mengué quarries (MvgA: 1-7276°S, 13-4776°E; MvgB: 1-6880°S, 13-4363°E), Gangolo quarry (Gan: 1-4133°S, 13-1983°E) and Lékédi River (Lek, accessed from location 1-4221°S, 13-2449°E). Structural framework and unit contours modified from Weber (1968), Gauthier-Lafaye (1986) and Bouton *et al.* (2009).



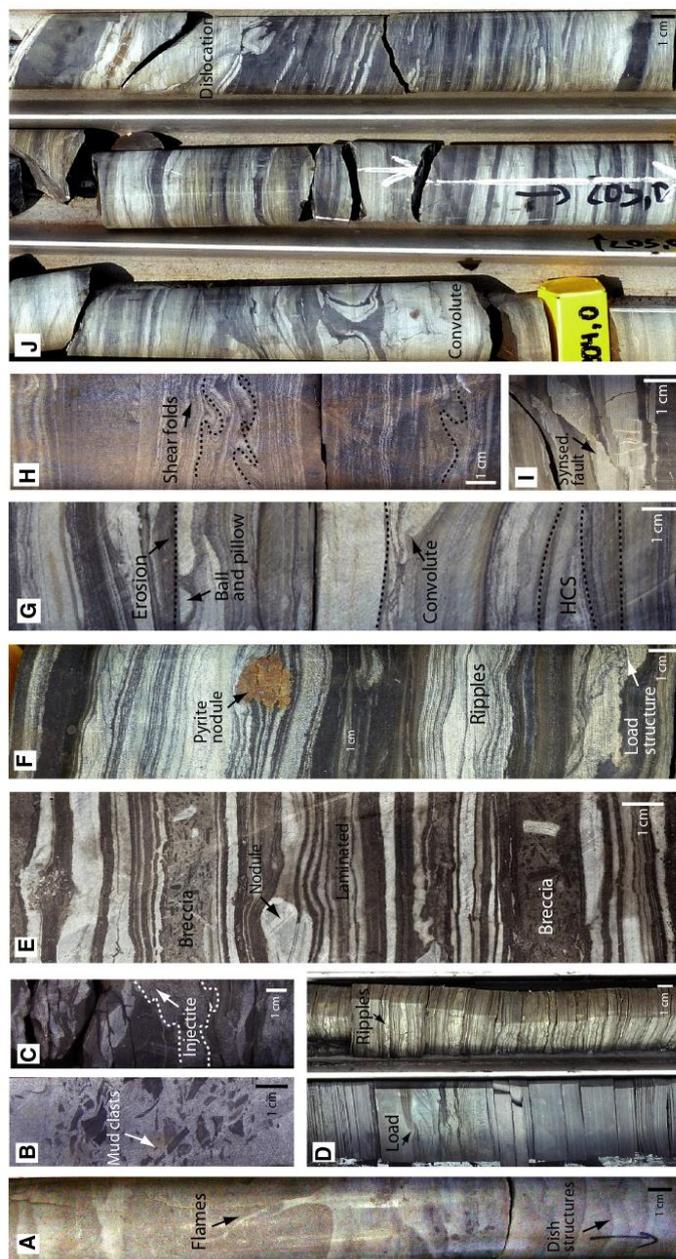


Fig. 5. Some facies of Unit FB in cores. Sub-unit FB1c: (A) Sandstone bed with water escape features interstratified in the black shales below the sub-unit FB2a Poubara sandstones (38 m in MVG4). (B) Rip-up clasts of black shale in the Poubara sandstones (20 m in MVG5). (C) Deformed and injected sandstone beds in the black shales at the base of the Poubara sandstones (20 m in MVG5). (D) Aspect of black shales in core. Note the rippled sand beds and the liquefaction features in some intervals (37 m in KO65035). Sub-unit FB1b: (E) Laminated dolomite (stromatolites) and interbedded breccias close to FB1c boundary (58 m in KO65035). Typical aspects of banded heterolithics: (F) rhythmic beds of shale and dolomitic siltstone, locally rippled (white layers; 259 m in KO42028). (G) Erosion and HCS in thicker beds levels (91 m in KO42039). (H) Folded beds. Note the flat laminae below and above (40 m in MVG6). (I) Synsedimentary fault (95 m in KO65035). (J) Large-scale dislocation and liquefaction features associated with slumping (204 m in KO42028).

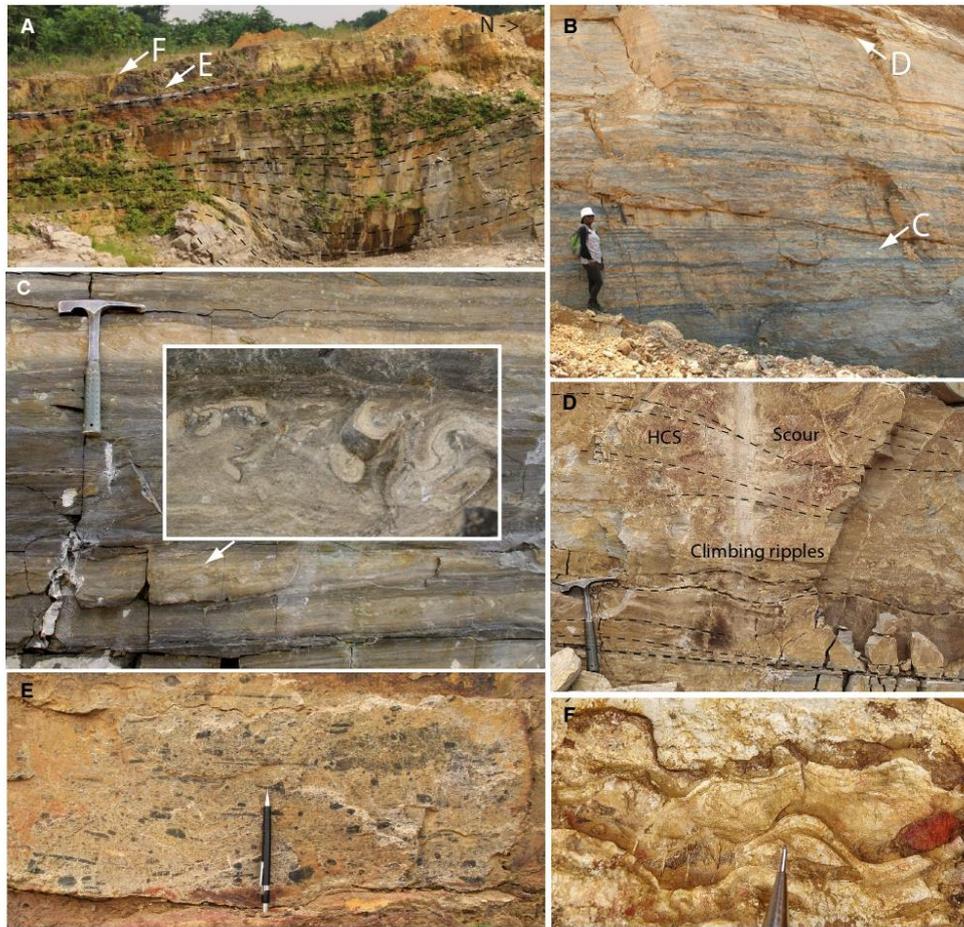


Fig. 6. Features of Lekouba quarry (cf. Fig. 4 for location). (A) Syn depositional fold within the banded heterolithics. 'E' and 'F' refer to the location of chert and breccia shown in panels (E) and (F). (B) Banded heterolithics (note the upward coarsening and upward thickening, from dominant shale in grey to dominant dolomitic sandy siltstone in yellow). Person for scale is ca 1.8 m tall. (C) Details of the banded heterolithics. Note the local convolute lamination of the dolomitic beds (inset frame). (D) Typical succession of structures in the uppermost beds below the breccia. Hammer for scale is 27 cm long. (E) Silicified breccia with black chert clasts. Pen for scale is 15 cm long. (F) Stromatolites at the top of the breccia.

(Azziley-Azzibrouck, 1986). Other beds, by contrast, correspond to injectites cross-cutting the primary bedding (Dubois, 2017; Fig. 5C).

Stratigraphic units

- *Sub-unit FB1a* is entirely composed of green shales that are not found in other units. This

sub-unit, about 50 m thick, is relatively isopachous and has a conformable base with the underlying FA unit. The lowermost facies are transitional with the fluvial and deltaic deposits forming the top of Unit FA.

- *Sub-unit FB1b* is the thickest (locally over 1 km) and with maximum lateral changes in facies and thickness. It is characterized by the

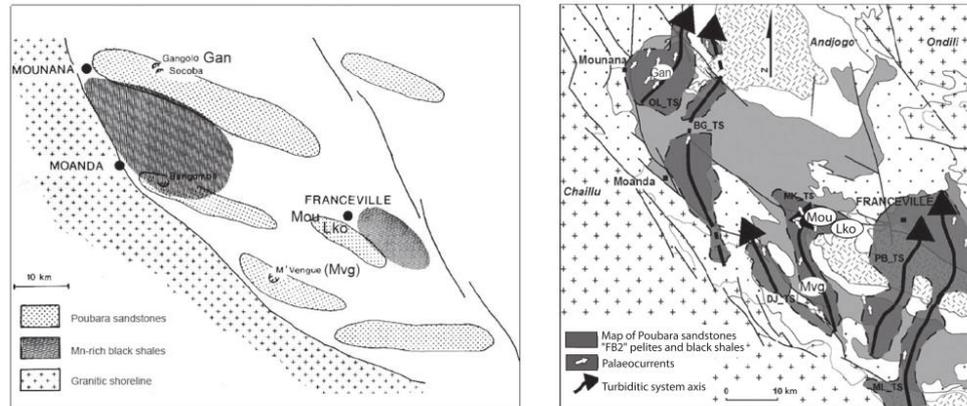


Fig. 7. Contrasted interpretations in the literature of the Poubara sandstone bodies based on different inferred geometries. Left: storm-built ridges (modified from Azziley-Azzibrouck, 1986). Right: turbiditic lobes (modified from Parize *et al.*, 2013). Mou: Moulendé; Gan: Gangolo; Lko: Lekouba; Mvg: Mvengué.

banded heterolithics, interbedded at all scales with black shales, which are ubiquitous, and, more scarcely, with dolomites or breccias. Several levels of breccias and conglomerates are preserved in this unit at the basin borders where Archean rocks are exposed. Dolomites are abundant at onlap to intrabasinal highs, and extend basinward towards the top of the unit. The black shales in FB1b have a lower TOC than those in FB1c and FB2b.

- *Sub-unit FB1c*, up to 50 m thick, is characterized by black shales with a high amount of TOC (up to 11%; Cortial *et al.*, 1990; Ngombi-Pemba, 2014), and almost no feldspar, in contrast to black shales in other units. Trace elements indicate anoxic conditions at the sea bed and possibly in the water column (Canfield *et al.*, 2013). Boghead and shungite layers are present in places (Azziley-Azzibrouck, 1986). The lower part of this unit also locally contains an iron-rich interval up to 10 m thick, well-developed at Okouma (Fig. 4). This interval comprises laminated and brecciated Fe-rich carbonates, locally silicified and pyritized, interstratified with pyrite-rich black shales (Fig. 5E). Above this interval, the bulk FB1c has Mn-rich carbonates in the matrix, forming the Mn ore at Moanda (Pambo, 2004). The black shales also exhibit dolomite or pyrite nodules that locally amalgamate to form nodular beds.

- *Sub-unit FB2a*, up to 100 m thick at the borders of the basin, is characterized by the Poubara sandstones (Weber, 1968), interstratified with

thin beds of black shales (see below detailed outcrops).

- *Sub-unit FB2b* corresponds to an up to 50 m thick unit of black shales, called Djoumou shales by Weber (1968). This deposit is indicative of a return to dysoxic to oxic conditions (Canfield *et al.*, 2013).

UNIT FB STRATIGRAPHY UPDATED

Subsurface correlations

A total of 35 core logs reported from the literature and/or revisited and documented in the COMILOG core repository at Moanda have been used to re-evaluate the Unit FB stratigraphy in the subsurface (Fig. 8). Using the cores, a revised model of the basin-fill architecture is proposed (Fig. 9). Sub-unit FB1b deposits vary laterally in lithology and thickness over short distances (a few hundreds of metres, the shortest distance between drilling wells). This is because they were emplaced during a stage of fault-controlled subsidence following the initial Unit FA to FB1a transgression, with deposition occurring in elongated sub-basins separated by submerged highs (Azziley-Azzibrouck, 1986).

The top of FB1a is interpreted as a drowning surface and is therefore used as a datum for correlation (Fig. 8). The top of FB1b is interpreted as a sequence boundary with local emergence, as

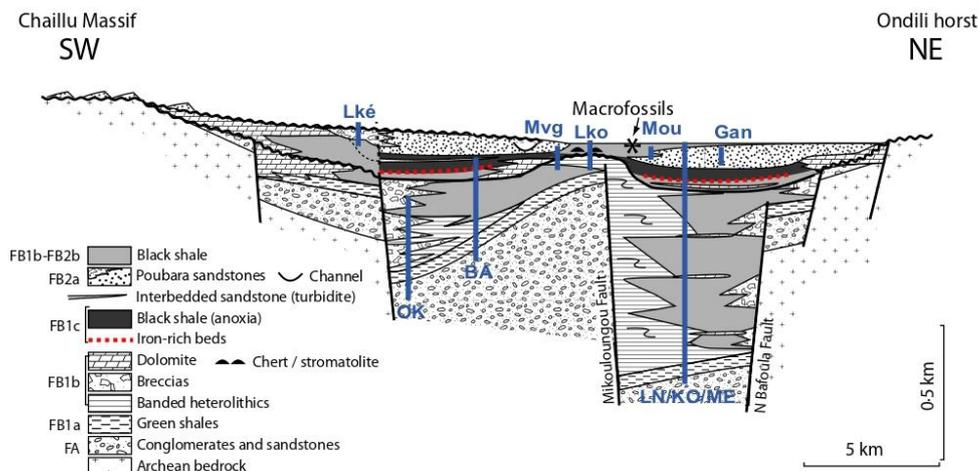


Fig. 9. Synthetic cross-section of the Franceville FB Basin based upon outcrops and cores, and figuring out the interpreted facies relationships. North-west and south-east sites are projected in blue at approximate equivalent location (in map see Fig. 4). The Poubara sandstone bodies might infill residual fault-bounded minibasins by the end of the final FB regression.

shown in the Lekouba quarry. This outcrop comprises a northward verging, synsedimentary fold (Fig. 6A) that developed within thickening-up and coarsening-up banded heterolithics, dominated at the top by mostly dolomitic beds (Fig. 6B to D). The banded heterolithics are abruptly truncated by a metre-thick black chert breccia with ghosts of dolomite clasts (Fig. 6E), capped by stromatolitic beds (Fig. 6F). A similar chert breccia, relatively rare at basin scale, is found at almost the same position near Mounana (Bouton *et al.*, 2009) and in the MVG4 core, and might correspond to a dolomite bed in core GR5 (Fig. 8). Based upon carbon, sulphur and iron isotopes, and trace metals and rare earth elements, Ngombi-Pemba (2014) and Canfield *et al.* (2013) suggest that a ferruginous sea floor existed during deposition of the iron-rich beds in FB1c, and show generalized anoxic conditions during deposition of this sub-unit. These authors conclude that FB1c should correspond to a generalized transgression. A third stratigraphic marker allowing long-distance correlations is the sharp base of the FB2a Poubara sandstones, which is interpreted as a basal surface of forced regression. FB2a is present only at the top of a few of the cores, suggesting that it is a unique unit (Donot & Weber, 1968a,b; Weber, 1968) rather than

multiple bodies interstratified within the black shales, as suggested by Bouton *et al.* (2009).

The facies reported in the cores form packages ranging from <1 m to several hundreds of metres in thickness. The black shales form the intervals between all other facies and therefore constitute the background sedimentation throughout Unit FB above the green shales. In most cores, FB1b starts with banded heterolithics, which indicates an abrupt drowning and sustained tectonically controlled slope. The breccias, which are interpreted to be contemporaneous with the banded heterolithics, are restricted to areas close to onlaps against the Archean basement. In the hangingwall of the main intrabasinal faults, the banded heterolithics dominate the FB1b succession. Away from these faults, they interfinger basinward with black shales. The dolomitic intervals, which are mostly present close to the non-faulted margins of the basin (for example, to the south-west: Bangombé, Mvengué), increase upward through sub-unit FB1b. Compared to FB1b, which comprises most of the FB Basin infill, sub-units FB1c and FB2 are thinner, suggesting a decline in fault activity and associated subsidence. Towards the top of FB1c, there is a return to interstratified sandstone beds which are very similar to the overlying FB2a Poubara sandstones.

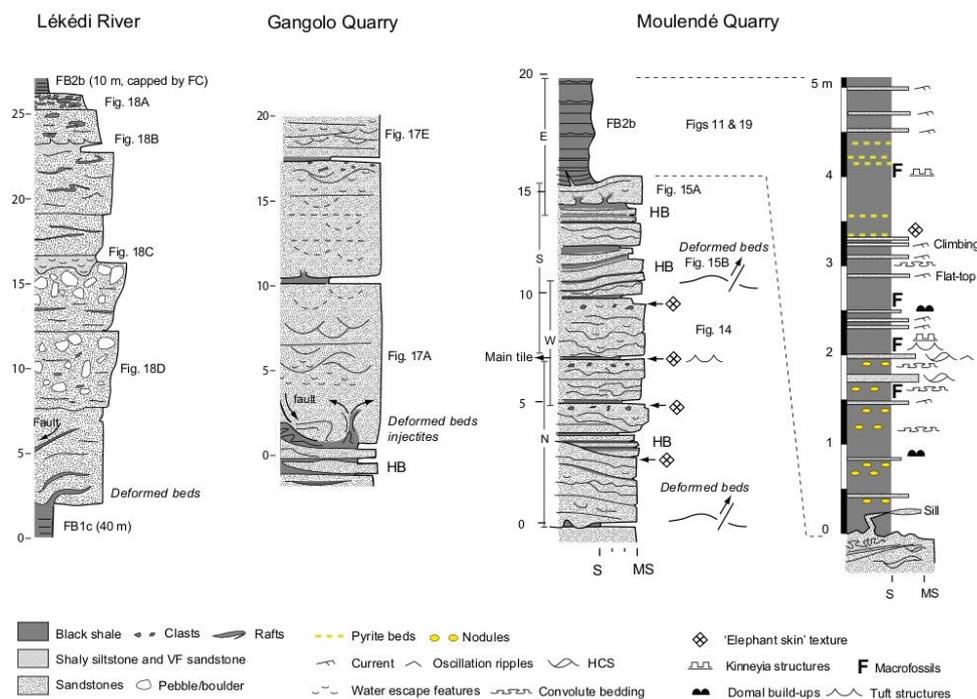


Fig. 10. Outcrop sections of sub-unit FB2 (see locations in Fig. 4). In the Gangolo quarry, detailed observations were made in the 0 to 5 m and 15 to 20 m intervals. The synthetic log of Moulendé is based upon a detailed mapping and correlation of the walls and tiles of the quarry (east, west, north and south). HB: heterolithic bedsets. F: macrofossils described in El Albani *et al.* (2010). The fossil cyanobacteria indicating a shallow water depth correspond to the tuft structures (Fig. 19E and F).

Large-scale geometry of the Poubara sandstones

The Poubara sandstones progressively pinch out basinward from Mvengué to Lekouba, where the remainder of the FB succession above the FB1b/c boundary is composed of black shales. The hypothesis of an erosional unconformity truncating the FB2a basinward can be ruled out because Unit FC is found at almost the same elevation above the chert reference bed at Moulendé and Lekouba. The contact between sub-units FB2a and FB2b is well-exposed in Moulendé quarry and is non-erosional. An interfingering contact is inferred between the FB2a Poubara sandstones and the FB2b Djoumou shales. Alternatively, there may be an onlap of the Djoumou shales against the topography left by the Poubara sandstones although this onlap is thought to be less

likely. The Poubara sandstones are themselves made up of packages of sandstone beds and shale intervals at several scales, as illustrated by the SU14 core, and a similar bedding pattern is present in the outcrop in the Gangolo and Moulendé quarries (Fig. 8). Along the strike, the maximum thickness of the Poubara sandstones (about 100 m) is recorded in the west, between the Okouma–Mikouloungou and North Bafoula faults (Fig. 8). The abrupt thickness change in the Poubara sandstones below the Djoumou shales across the North Bafoula fault suggests that this fault was active during deposition. There is an overall decrease in thickness of the Poubara sandstones between the Miyama mounts towards the south-east (30 m at Mikouloungou and almost zero at Franceville), together with an increase in the abundance of black shale interbeds. The

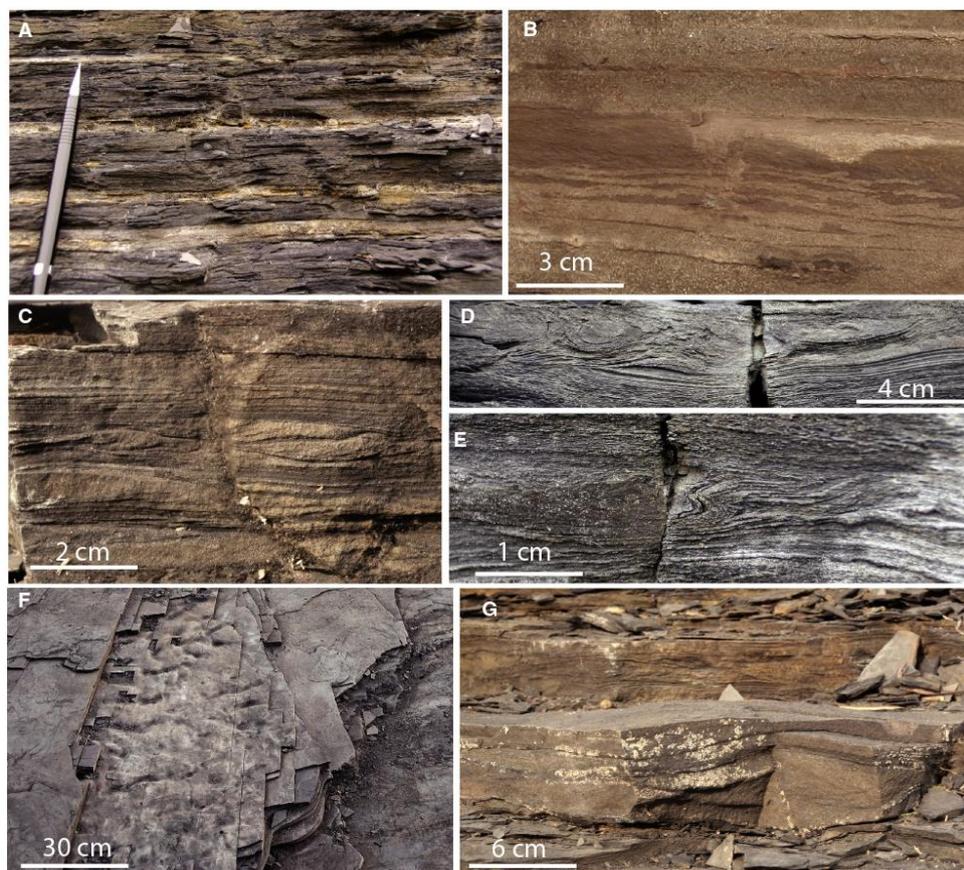


Fig. 11. Outcrop pictures of the sub-unit FB2b black shale in Moulendé quarry. (A) Sand-silt/black shale alternations forming the primary lamination. Pen for scale is 15 cm long. (B) Disrupted sand laminae within the black shale background. (C) Climbing ripples within a sandier interval. (D) and (E) load casts and convolute lamination. (F) Linguoid, flat-topped ripples. (G) Hummocky cross-stratification (HCS) structures within the thickest sand bed.

Poubara sandstones thicken up again east of Franceville (Menaï Plateau, Fig. 4). In the Franceville area, as evident at Lekouba and in the Bambaï reference core (Weber, 1968), the sandstones pass laterally to within 35 to 40 m of FB2b Djoumou shales. The Djoumou shales, where the macrofossils were discovered, is therefore a black shale pool between thicker bodies of the Poubara sandstones. These larger-scale sandy bodies might have a lobate shape.

DEPOSITIONAL SETTING OF UNIT FB: NEW RESULTS

As highlighted by Bouton *et al.* (2009) and Parize *et al.* (2013), the FB1b–FB2 black shales and sandstones are intimately interstratified at all scales, which suggests a common process and setting. This section presents further details of the studied outcrops and examples of the facies in core, providing new insight

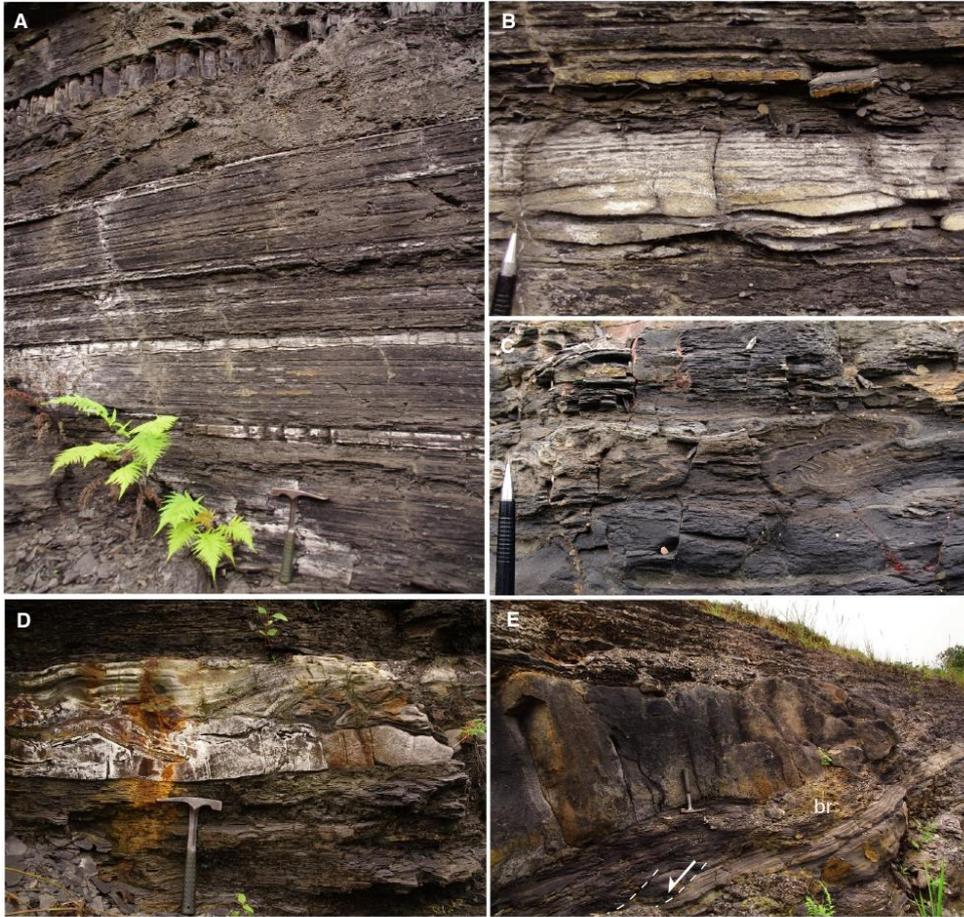


Fig. 12. Facies of sub-unit FB1b black shales at the Moanda railway station (see location in Fig. 4). (A) General aspects of the lamination. The white laminae sets are sandier (pyrite bleaching). The bed with prismatic cracks at the top of the picture is a diagenetic dolomite (nodules can be found at

Rapid mud deposition with rhythmic current pulses

New observations on the black shales

The Moulendé quarry offers a detailed section of the contact between the two FB2 sub-units (Fig. 10). There, the FB2b black shales rest conformably above the FB2a Poubara sandstones. The black shales are formed by rhythmic, millimetre to centimetre thick, fining-upward mud laminae in the clay–silt range, with intercalated beds 1 to 5 cm thick or silt/very fine sand (Fig. 11A). This facies has the same petrography as the underlying FB2a sandstone beds (Ngombi-Pemba, 2014). The very fine sandy and silty laminae are dislocated locally within the black shale (Fig. 11B). The sand stringers are composed of sets of two or three climbing ripples (Fig. 11C); they are discontinuous where the ripples are thin and starved, or continuous where thicker and, in this case, commonly associated with load casts, convoluted laminations (Fig. 11D) and basal shear structures (Fig. 11E). The ripples dominantly migrated to the east and locally exhibit a linguoid shape (Fig. 11F), or a more two-dimensional geometry. At one level, the ripples have flat tops. At another, interference oscillation ripples are observed. Small HCS are also observed in two thicker and coarser grained beds (Fig. 11G).

The Moulendé and other FB2b black shales share many features with those of the classical Moanda railway station outcrop, corresponding to the upper part of the FB1b black shales, or to their subsurface counterparts (Fig. 5D). These features are: (i) the background silty sand to mud horizontal lamination (Fig. 12A); (ii) the rippled intervals with fining-up climbing ripples grading to draping and finally to horizontal sand–mud couplets (Fig. 12B); and (iii) load features at the bottom of those sand stringers, associated with bed-shear deformation (Fig. 12C). In addition, the Moanda railway station outcrop exhibits interstratified sandstones with rip-up shale fragments and injection features at the base, capped by a planar to low-angle lamination (Fig. 12D). Finally, fining-up, gravel-rich to micro-conglomeratic beds are found as metre-thick channel or gully fills, with deformation features in the underlying black shales including small normal faults and locally a mud-clast breccia (Fig. 12E). In cores, similar deformation features of interstratified or injected and locally fluidized sand layers are found throughout the black shales, with an upward increase

towards the base of the Poubara sandstones (Fig. 5C).

Interpretation

The load casts and liquefaction features found in the black shales suggest that they settled rapidly, forming a fluid mud. Interpreting a fluid mud suggests a shallow water origin. Fluid mud can form in the maximum turbidity zone of estuaries, due to flocculation of clay minerals (e.g. Nichols, 1985), but may also expand seaward of the mouth of large rivers (e.g. Kineke & Sternberg, 1995). A primary offshore origin is also reported in the literature, due to resuspension of clay particles into a nepheloid layer. Particle clumping due to mechanical stirring (mostly wave action) at the bottom of the nepheloid would cause formation and/or growth of flocs until they settle down, clearing up the nepheloid and forming a fluid mud layer to the bed (Hill, 1990; Stolzenbach *et al.*, 1992). Mechanical stirring in the FB black shales is recorded by interference ripples and HCS that indicate water oscillation above the bed. Once formed, a fluid mud can flow by gravity on low-gradient shelves, under the continued action of bottom currents (e.g. Wright *et al.*, 1990) or waves (e.g. Traykovski *et al.*, 2000; Macquaker *et al.*, 2010a). Thus, the background facies of the FB black shales could be the result of periodic resuspension by waves, bringing about fining-up laminae in black shales, as well as gravity flows of fluid muds (Chadeer & Macquaker, 2011).

The formation of a fluid mud implies a strong stratification of water column near the bed, preventing upward diffusion of sediment (Hale & Ogston, 2015). The FB1c basin sea bed was anoxic or dysoxic most of the time, as demonstrated by Canfield *et al.* (2013), which argues in favour of water stratification. The amount of organic matter associated with clay minerals in the FB black shales facies would also enhance the formation of flocs (e.g. Macquaker *et al.*, 2010b). The floc texture typical of fluid muds, as evidenced by Nishida *et al.* (2013), has not been observed so far in the FB black shales. This could be due to a very large amount of silt, which would make the sediment less cohesive. Nevertheless, specific features compare with those observed in laboratory experiments on fluid muds. Firstly, although turbulence is strongly restricted in the fluid mud layer ('plug flow' of Baas *et al.*, 2009), ripples can still form at the top of the plug flow if the sediment

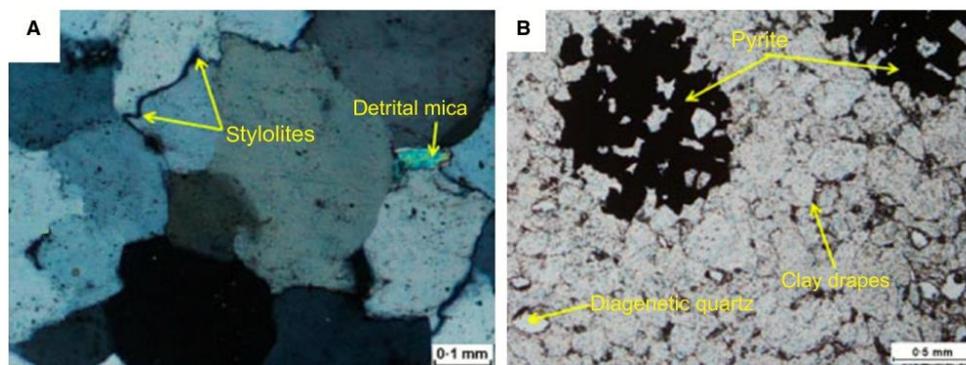


Fig. 13. Pouchara sandstones of Moulendé quarry in thin section. (A) Stylolites at the detrital grain contacts. (B) Dissolved silica reprecipitates as exsolution quartz, cementing inclusions of pyrite or kerogen aggregates.

contains sand (Baas *et al.*, 2011). Thus, the rippled sands interstratified in the FB black shales could be associated with the flow of the fluid mud (and not only to resuspension events). Secondly, in the case of a turbulent flow overriding a fluid mud layer, intrabed sand and mud deposits can form, with shear structures, convolute and rip-up clasts at the bottom (Baas *et al.*, 2014). These features compare well with those observed in the black shales of the Moanda railway station.

Sand-rich density flow deposits

New observations on the Pouchara sandstones
This section reports observations of the FB2a Pouchara sandstones in the Moulendé, Gangolo and Mvengué quarries, and from a section close to the Lékédi River (Fig. 10).

The sandstones at Gangolo and Moulendé are dark with a high pyrite content. Thin sections show sutured quartz grains (pressure solution and overgrowth) and quartz exsolution within organic matter clasts (Fig. 13). The Mvengué sandstones have lesser amounts of matrix pyrite and organic matter and lack black shale interbeds. The Mvengué B quarry sandstones also have a higher amount of K-feldspar and lesser sorting of the quartz grains. The Moulendé sandstones are organized in overall aggradational, sheetform bedsets 1 to 2 m thick, bounded by prominent, pyritized surfaces and overlain by a decimetre-thick silty black shale interval (Fig. 14A). The bedsets are composed of >0.2 m

thick sandy beds amalgamated along flat or irregular contacts, locally lined by discontinuous, millimetre-thick black shale drapes. A close-up view shows that these contacts are crenulated (Fig. 14B) or have a 'ball and pillow' geometry (Fig. 14C). Sheetform bedsets are interstratified with heterolithic bedsets, in which the sandstone beds are 0.2 to 0.5 m thick and bound by 0.05 to 0.2 m thick black shale layers. The base of sandstone beds commonly forming load structures between which the underlying mud may be laterally displaced and plastically deformed (Fig. 14D and E). The maximum degree of dislocation is found within the topmost bed beneath the transition to FB2b black shales (Fig. 15A). The thicker sandstone beds display dish structures (Fig. 16A), similar features from Gangolo and Mvengué are shown in Fig. 16B and C), and an upper surface with locally angular floating mudstone clasts (Fig. 16D; also in cores: Fig. 5B), metre-long cracks with fluidized walls (Fig. 16E), and rare planar to convoluted lamination also occur (Fig. 16G and H). A sandstone dyke and sill network sourced by the topmost bed ascends into and cuts the overlying black shales (Fig. 16F). The sheetform bedsets locally have a top surface with undulations several tens of metres in wavelength (Fig. 15A). These might locally be related to decollement folds, a feature already described by Pambo *et al.* (2006) and Ndongo *et al.* (2016). The lows on these bed tops can be infilled aggradationally by overlying deposits (Fig. 15B). Very few cross-beds are observed in the Moulendé

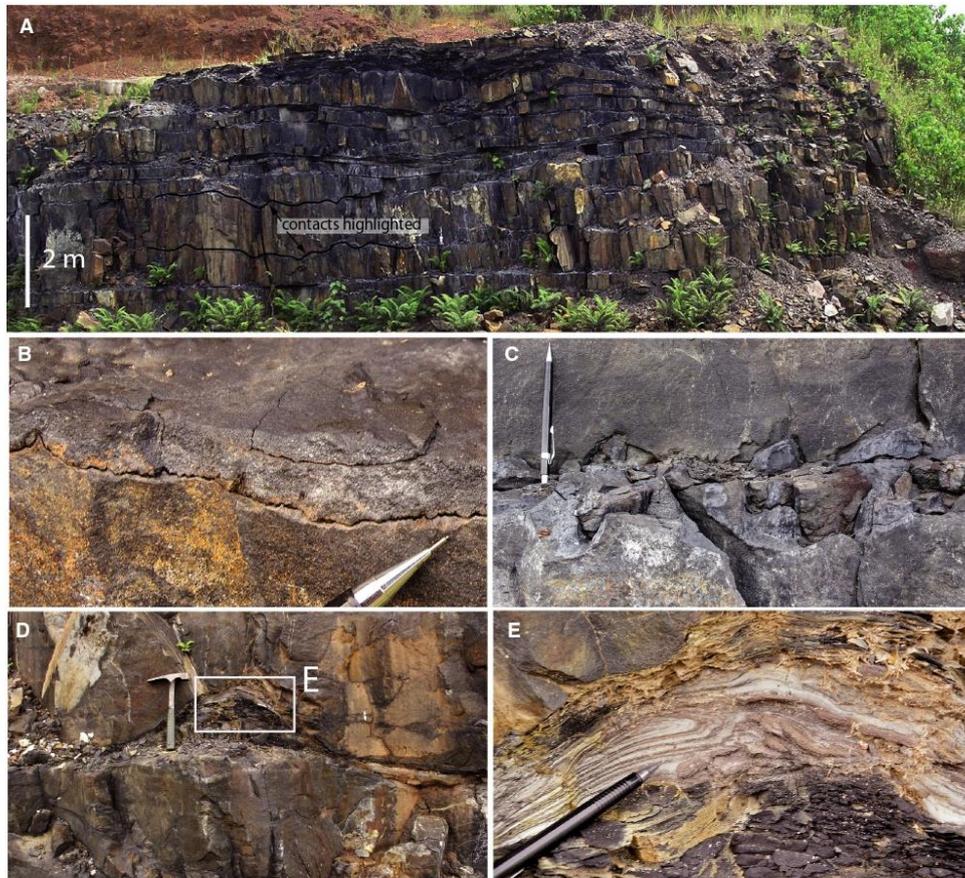


Fig. 14. Bedding and bed contacts of sub-unit FB2a Poubara sandstones in Moulendé quarry. (A) General view of the upper part of the section, with massive bedsets at the bottom, overlain by heterolithic beds, and sub-unit FB2b black shales at the top. Massive sandstone bed contacts featuring (B) stylolites and (C) ball and pillow structures. Pen for scale is 15 cm long. (D) Black shales stuffed between load casts within a massive sandstone bedset. Hammer for scale is 27 cm long. (E) Detail of the shale deformation.

quarry, apart from some HCS typically 0.2 to 0.3 m in wavelength, in the topmost bedset beneath the FB2b black shales (Fig. 17B).

The Gangolo quarry exhibits a 30 m thick succession of similar sandstones to those observed at Moulendé, organized in three tabular units, each about 10 m thick, and bounded by 0.2 to 1.0 m thick black shale intervals. As at Moulendé, the sandstone bed stacks are aggradational and composed of amalgamated beds in

packages 0.5 to 3.0 m thick. The succession shows an overall fining-up and thinning-up trend (the upper unit being similar to the sheet-form bedsets with heterolithic bedset intervals as in Moulendé). The basal unit rests on black shales (probably the lower contact of FB2, as in the nearby LN12 core, see Fig. 8), showing numerous reverse faults with plastic deformation and brecciated zones injected by mud. Despite abundant dish structures, large-scale

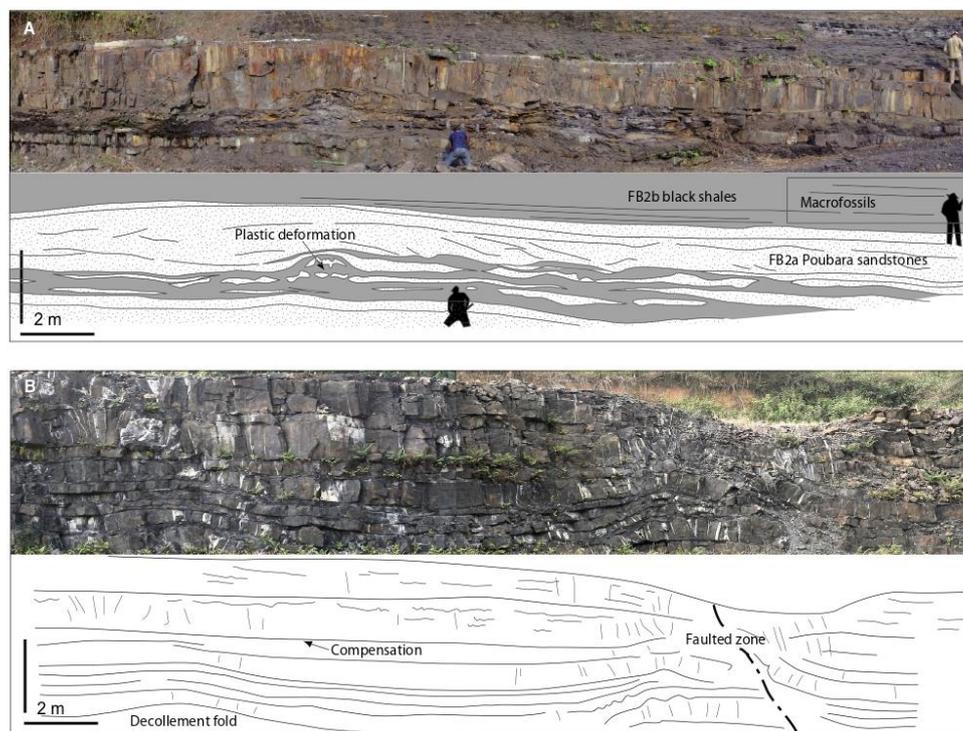


Fig. 15. Details of the bedding geometry of sub-unit FB2a Poubara sandstones in Moulendé quarry. (A) Large-scale plastic deformation at the bottom of the uppermost bedset. (B) Decollement, synsedimentary fold and fault at 10 m (see Fig. 10). The white strips correspond to tension gashes due to chemical compaction (Ndongo *et al.*, 2016).

hummocky formsets 5 to 10 m wide and up to 2 m high can be observed within the thickest sandy beds at several levels in the two lower units (Fig. 17A). The latter are buried by thick beds which are entirely traversed by dish structures, with rare floating black shale clasts up to 10 cm across. In addition, large-scale low-angle three-dimensional trough cross-bedding resembling swaley cross-stratification (SCS) or elongated but enclosed scour structures are common in the Gangolo quarry (Fig. 17E).

Two quarries in Mvengué show exposures of the Poubara sandstones (MvgA and MvgB in Fig. 4). The facies and bedding is similar to that in the Moulendé and Gangolo quarries. The Mvengué A quarry exhibits the upper 10 m of the sandstone succession observed in the nearby MVG cores, with numerous dish structures.

Large-scale trough cross-bedding and hummocky bedforms similar to those in Gangolo are preserved in the MvgB section (Fig. 17C). In addition, the Mvengué B quarry exhibits a 15 m deep erosion surface probably corresponding to the south-east border of a large scour or channel wall (Fig. 17D). This surface is floored by a shale-pebble lag, and overlapped by tabular beds 0.5 to 1.0 m thick, similar to those below it and without any systematic upward trend. Locally, flute casts indicate a flow towards the north-east. Rare outcrops show conglomerates associated with the Poubara sandstones; these are mostly located in the western part of the basin.

The exposure in the Lékédi River corresponds to the upper section of the LN1 core (Fig. 8). Although poorly preserved due to weathering, the deposit shows significant differences



Fig. 16. Liquefaction or pseudo-liquefaction features in sub-unit FB2a Poubara sandstones in Moulendé quarry except (B) Gangolo and (C) Mvengué A. (A) to (C) Dish structures. Hammer head (10 cm long) and coin (2 cm diameter) for scale. (D) Floating mud clasts at the top of a massive sandstone bed (top view). (E) Liquefaction and extrusion of sand along a crack of a massive sandstone bed (top view). (F) Folded sandstone dyke at the FB2a/FB2b contact. (G) Top view of the uppermost sandstone bed below the black shales (convolute lamination). (H) In the same bed, planar lamination is preserved beneath the convolute laminae.

compared with the other studied sites (Fig. 18). These include the presence of subangular to sub-rounded, gravel-size clasts of quartz and other lithologies derived from Archean basement. The bedding is crude, forming 2 to 5 m thick bedsets locally bounded by sandstones showing subtle liquefaction (loads, flames and dishes; Fig. 18B and C). Internal stratification planes are locally highlighted by mud drapes. The oversized clasts floating within this facies

are composed of: (i) black shales, ranging from sparse mud chips to folded, lift-up rafts several metres across; and (ii) pebble to boulder-sized sub-rounded blocks derived from the Archean basement (Fig. 18D). These fragments are randomly dispersed in the matrix, except in one bedset where boulders are concentrated at the top (Fig. 10). The bottom of the section (above FB1 black shales) shows the same kind of plastic deformation as before, with mud injection as



Fig. 17. Current-related structures in sub-unit FB2a Poubara sandstones. (A) Mega hummocky cross-stratification (HCS) (massive bedsets in the lower part of the section exposed in Gangolo quarry). (B) HCS (uppermost massive bedset in Moulendé quarry). (C) Flat-based and wavy-top bed in Mvengué B quarry. (D) Large-scale erosion surface in Mvengué B quarry (possibly a channel bank). (E) Trough cross-bedding interpreted as swaley cross-stratification (SCS) in Gangolo quarry (uppermost part of the section). Note the pervasive flames in the lower part of the outcrop. People (*ca* 1.8 m tall) and hammer (27 cm long) for scale.

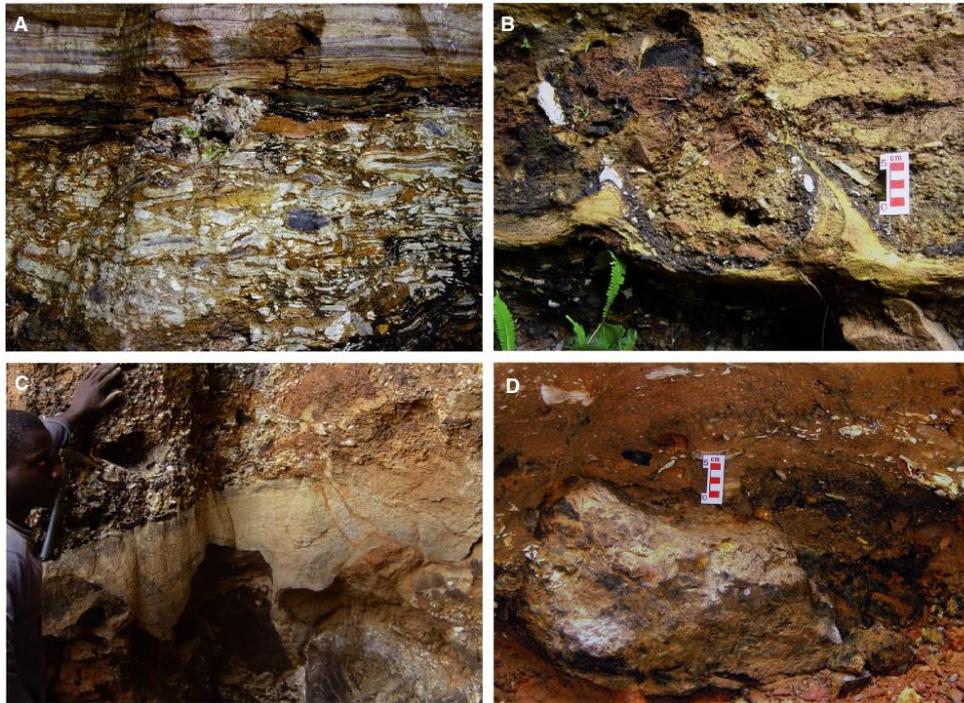


Fig. 18. Conglomeratic facies in sub-unit FB2a Poubara sandstones, Lékédi River section (see Figs. 4 and 10). (A) Mud debris at the top of the unit. The breccia section is 60 cm thick. (B) Sand flames at the bottom of a gravelly litharenite with floating mud clasts. (C) Interstratified sandstone with dish structures. Hammer for scale is 27 cm long. (D) Boulder reworked from Unit FA. Note the floating mud chips in the gravelly litharenitic matrix.

at Gangolo. The upper part of the section exhibits an increase in black shale clasts, ending up with an almost pure debris of black shale at the contact with the FB2b black shales (Fig. 18A).

Interpretation

The high matrix content of pyrite and organic matter in the Moulendé and Gangolo sandstones is typical of the Poubara sandstones described by Weber (1968). As for the black shales, sulphate reduction took place within the sediment and consumed organic matter. The very low amount (Quarry A) to near absence (Quarry B) of pyrite and organic matter in the Mvengué sandstones cannot be the result of weathering (oxidation) because the porosity was cemented early (Onanga-Mavotchi, 2016). The locally

crenulated contacts are interpreted as stylolites, which is consistent with the quartz dissolution and overgrowth features in the pyrite-rich sandstones at Moulendé and Gangolo. The absence of such features in the Mvengué B sandstones suggests that alkalinity may have been less in this area closer to the border of the Unit FB sub-basin. The K-feldspar preserved in the Mvengué B quarry sandstones reflects a source in Archean granites or Unit FA sandstones, as well as potentially a syn-FB volcanoclastic source. This component would have been dissolved by the more alkaline waters at the other more distal sites. The proximity of Mvengué B compared to Moulendé is also supported by the north-eastward flow, as indicated by the flute casts and is also consistent with the already mentioned basinward thinning of the Poubara sandstones.

Following Parize *et al.* (2013), the Poubara sandstones in the Moulendé, Gangolo and Mvengué quarries are interpreted to have been deposited by sand-rich, concentrated density flows (Mulder & Alexander, 2001; Talling *et al.*, 2012a). The related deposits are referred to as high-density turbidites (Kuenen, 1951), sandy debris flows (Shanmugam, 1996), slurry flows (Lowe & Guy, 2000) or dense flows (Mutti *et al.*, 2003). Density flows can be formed from the concentration of sustained, hyperpycnal river flows, but also liquefaction and failure of submarine slopes (Nardin *et al.*, 1979; Talling *et al.*, 2012b). The related deposits resemble the S2 and S3 facies of the Lowe (1982) sequence or the F8 facies of Mutti (1992). The flows had no time to mix with ambient water and to evolve towards low-density turbidites before deposition of most of the sediment load, which may be why there is no grading between sandstones and the overlying black shales. The Mvengué B quarry includes a 15 m deep channel that was plugged aggradationally with little facies variation.

The grain-size homogeneity and general absence of lamination in the sandstone beds reflect the *en masse* freezing of the density flows (Baas, 2004), but might also be a consequence of the destructuration of the sediment through dewatering, as evidenced by the pervasive dish structures (Hurst & Cronin, 2001), the injectites and possibly sand volcanoes. The undulated top surface of structureless beds in Moulendé and Mvengué also might be a product of large-scale liquefaction (Stow & Johansson, 2000). Alternatively, the dish structures could be the result of upward migration and precipitation of silica exsolved during early diagenesis, consistent with the occurrence of stylolites at bed boundaries.

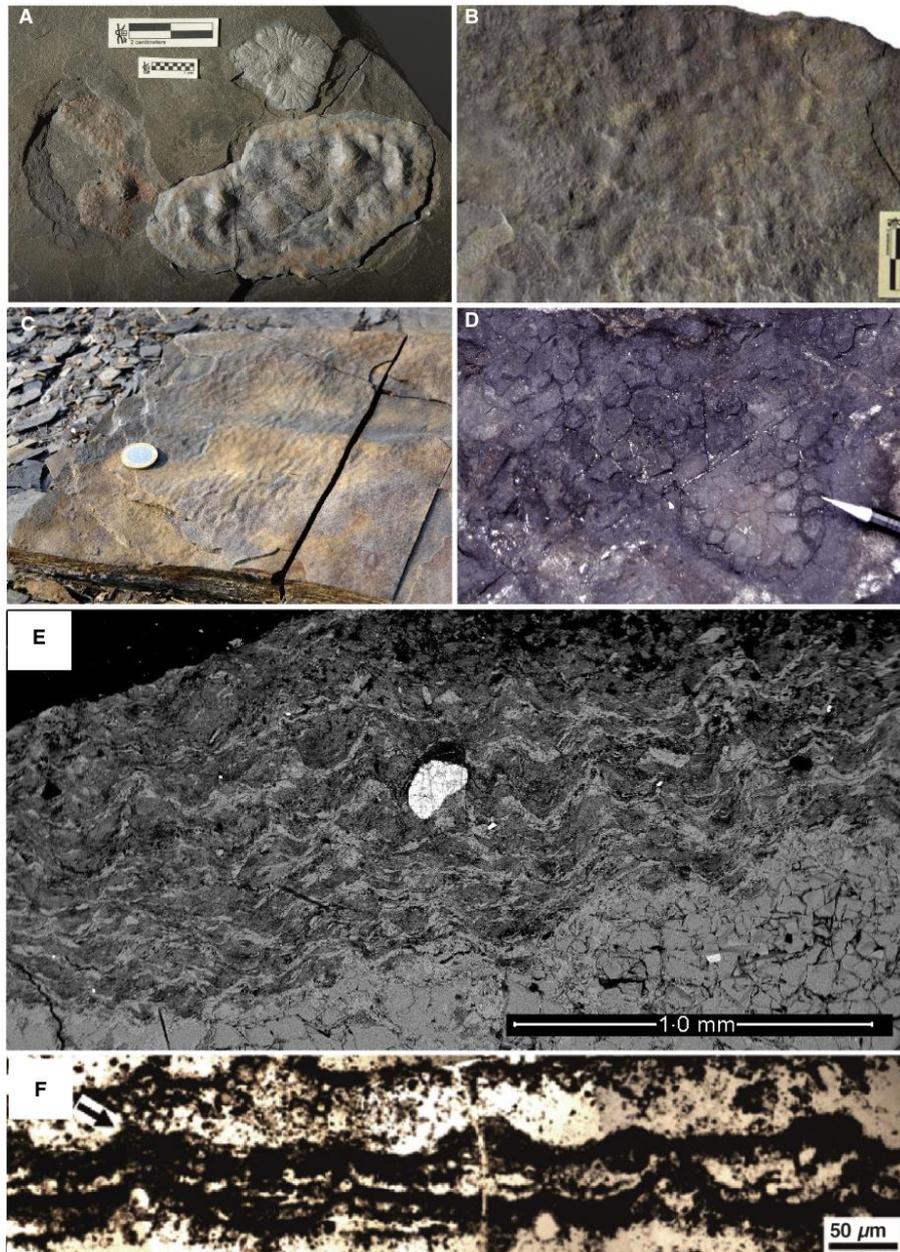
The internal irregular bed boundaries may correspond to scouring at the bottom of dense flows (e.g. Mutti, 1992). These scours sourced the rip-up black shale clasts. The formset preservation of the several metres large HCS indicates a relatively high instantaneous depositional rate, together with a strong near-bed oscillation of the flow. This is common in lower shoreface deposits, other evidence of which is lacking in the Poubara sandstones. The overall planar and aggradational bedding extending over tens of metres makes the interpretation of the large-scale HCS as shoreface bedforms unlikely. Basilici *et al.* (2012) describe large HCS as storm-induced bedforms in deeper shelf settings.

Morsilli & Pomar (2012) reviewed the origin of HCS and showed that it can form in a wide range of settings, ranging from fluvial to deep water, and those authors suggested that large-scale HCS could be formed as the result of internal waves. In even deeper water, the related oscillation could be generated by Helmholtz waves formed at the top of density flows (Prave & Duke, 1990; Mulder *et al.*, 2009).

The scarcity of conglomerate beds in the Poubara sandstones suggests either that sediment was sorted upstream or that the source was mostly devoid of gravel-grade sediment. The Lékédi section, close to the western border of the basin, argues in favour of the former hypothesis. The matrix-supported fabric and the internal shear features in these beds are consistent with density flows. The topmost debris in the Lékédi section may have been sourced from the wall of a submarine conduit for density flows, implying that the flow was entrenched into FB1 black shales.

Bacterial mats

Above the Poubara sandstones, at the base of the Djoumou shales which contain the macroorganisms discovered by El Albani *et al.* (2010; Fig. 19A), bacterial mats are present in the Moulendé quarry (Figs 10 and 19). Raman analyses confirm their carbon-rich composition, as compared to the enclosing facies (Aubineau, 2016). Dome-like features or vertical bump-like structures (Simpson *et al.*, 2013, cf. fig. 12) are found at the top of the sandstone beds embedded in the black shales (Fig. 19B), as well as microripples interpreted as *Kinneyia* structures (Hagadorn & Bottjer, 1997, 1999) (Fig. 19C). The top surface of the thickest sandstone beds interstratified in the black shales or within the underlying Poubara sandstones also exhibits 'elephant skin' textures (Runnegar & Fedonkin, 1992) with locally honeycomb networks (Fig. 19D). Reticulate surfaces are restricted to the shallowest parts of the marine basins (Bose & Chafetz, 2009; Noffke *et al.*, 2013; Banerjee *et al.*, 2014), and this may be caused by phototactic responses of cyanobacteria growth (Gerdes *et al.*, 2000). Motile filaments may promote gliding and tangling of the mat (Shepard & Sumner, 2010). Importantly, tuft filamentous structures similar to those formed by cyanobacteria in modern environments (Gerdes *et al.*, 2000; and Gerdes, 2007; Bose & Chafetz, 2009; Taj *et al.*, 2014; Sumner *et al.*, 2016) are found either



within the mat (Fig. 19E) or at the ridge junctions of the elephant skin textures or reticulate patterns. These tuft structures are thought to be typical of cyanobacteria in the Archean rock record, where they are often associated with evaporitic tidal flat settings (Fig. 19F; Flannery & Walter, 2012; Noffke *et al.*, 2013; Homann *et al.*, 2015).

So far, modern occurrences of tufts and tuft-related structures have been assigned to oxygen-producing photosynthetic bacteria (Walter *et al.*, 1972; Bosak *et al.*, 2009, 2012; Reyes *et al.*, 2013; Jungblut *et al.*, 2016; Sumner *et al.*, 2016). In the Francevillian mats, some void clusters could be related to photosynthetic, degassing structures similar to those illustrated by Eriksson *et al.* (2007a). A shallow-marine setting is most likely, given the setting of modern examples of tufted cyanobacterial mats, although continental examples are known, ranging from hot springs (e.g. Walter *et al.*, 1972) to subglacial lakes (e.g. Jungblut *et al.*, 2016). The common point is that cyanobacteria forming tuft-related structures are always found in the upper part of the oxic zone where light irradiance is highest. Reticulate patterns and putative tuft-like structures have been recognized in filamentous sulphur-oxidizing bacteria (Flood *et al.*, 2014), which can be present in the deep sea. However, owing to genomic comparisons, these phenotypic features are caused by horizontal gene transfers with cyanobacteria (Flood *et al.*, 2014). In the Archean and Palaeoproterozoic, it is therefore likely that only cyanobacteria could generate tufted mats.

Evidence for bacterial activity has already been identified in the FB and FC deposits by Azziley-Azzibrouck (1986), Cortial *et al.* (1990) and Dubois *et al.* (2015). The identification, for the first time, of cyanobacterial tuft structures in FB2 suggests a shallow water depth. However, no roll-up or desiccation structures have been found, indicative of emergence (Schieber, 1999; Eriksson *et al.*, 2007b, figs. 4c and 14 to 19; Simpson *et al.*, 2013). The maximum depth of development of cyanobacteria photosynthesis would be around

80 m (Kuwahara *et al.*, 2000). Because clear waters were probably rare in the mud-rich setting of the FB Basin, the depth of formation of the cyanobacterial mats was probably shallower than this limit. The intimate interlamination of these mats and the macrofossils excludes that the latter could be emplaced below storm-wave base, as suggested by Parize *et al.* (2013). The macrofossils are probably part of the same benthic ecological system as the bacterial mats and would therefore have lived close to the shoreline.

DISCUSSION

The facies and sub-unit stratigraphic correlation linking subsurface and outcrop suggests subdivision of Unit FB into two main sequences (Fig. 3). The lower one (S1) is dominated by submarine slope deposits infilling the subsiding FB sub-basins and is capped by a maximum regression surface (marked by stromatolites) with evidence for emergence on topographic highs. The upper sequence (S2) comprises a transgressive tract dominated by iron-rich dolomites and black shales, and a regressive tract marked by the return of interstratified sandstone beds. The Poubara sandstones are interpreted as a forced regressive, lowstand tract. The Djoumou shales would belong to the same lowstand tract, possibly amalgamated with a transgressive tract; they are capped by the FC unconformity, which is the sequence boundary terminating the FB Basin.

With the exception of the submergent sabkha environments, all of the marine deposits were formed by density flows. In FB1b, the interfingering of the banded heterolithics and black shales shows, as first suggested by Parize *et al.* (2013), that the almost rhythmic flow events in the two facies probably have a common origin and that the black shales would record the distal fringe of these events. The rhythmicity in the banded heterolithics may be the expression of autocyclic flow transformations, as in hybrid beds (Haughton *et al.*, 2009). This observation

Fig. 19. Some fossils from Moulendé quarry (see Fig. 13 for location in the section). (A) Specimen of macroorganisms similar to those described by El Albani *et al.* (2010). Random microbial domes (B) and *Kinneyia* (C) at the top of sand stringers of sub-unit FB2b black shales. Note the ripples in (C). Coin for scale is 2 cm in diameter. (D) Elephant skin textures with honeycomb networks (main tile of the quarry, see Fig. 10). Pen tip for scale is 2 cm long. (E) Scanning electron microscope (SEM) image of filamentous tuft structures preserved at the bottom of the mat with elephant skin texture shown in (D). (F) For comparison with (E), tufted biolaminae of the 3-48 Ga Dresser Formation, Pilbara, Australia (Noffke *et al.*, 2013).

supports the interpretation of the banded heterolithic as a submarine slope fan dominated by dense gravity flows (Azzily-Azzibrouck, 1986). The Poubara sandstones are also interstratified with the black shales but their previous interpretation has entailed a range of settings, and these are now considered in more detail in the light of the new observations presented above.

Previous interpretations

Most early interpretations favoured a shallow water to shelf setting for both the black shales and the Poubara sandstones. Azzily-Azzibrouck (1986) assigned the FB1c black shales to a lagoonal setting and the Poubara sandstones to storm ridges or coastal barriers orientated parallel to the basin margin (Fig. 7). However, the geological map shown in Fig. 4 shows that the ridges illustrated in Fig. 7 are parallel to the trace of the hinges of the Mvengué and Yéyé synclines, suggesting that Azzily-Azzibrouck (1986) may not have taken into account these folds when reconstructing the palaeogeography. The ridges may be outcrops of the same laterally extensive sub-unit repeated by folding. In addition, a sand ridge interpretation is inconsistent with the absence of pervasive cross-stratification and the lack of the typical large-scale lateral accretion structures expected for such bodies in storm-dominated or tide-dominated shelves (Swift *et al.*, 1991; Suter, 2006; Reynaud & Dalrymple, 2012). A shallow water interpretation was also proposed for the black shales by Ossa-Ossa (2010) who regarded the rippled sand stringers and the millimetric sand/silt/shale packages as lenticular and flaser bedding that are common in intertidal mud flats or mixed flats. However, there is no evidence, neither in the cores nor any of the outcrops, for other diagnostic criteria of tidal flat deposition (mud couplets, tidal cyclicity, bidirectionality and asymmetry of currents) or emersion (mud cracks). The only shallow-marine facies found is the dolomitic stromatolites and breccias beneath the sequence boundaries. Pambo (2004) interpreted the Poubara sandstone as storm-dominated deposits based on the presence of HCS, erosional scours and gutter casts. However, although HCS is classically associated with the lower shoreface, it has also been found in deep sea turbidites (Mulder *et al.*, 2009) and is only indicative of a strong near-bed water oscillation.

In contrast, all of the features of the Poubara sandstones and interstratified black shales are common in turbidites. This interpretation was followed by Bouton *et al.* (2009) and Parize *et al.* (2013) who attributed the Poubara sandstones to turbiditic lobes in deep water. Parize *et al.* (2013) provided a facies model for the Poubara sandstones in which there is a range of proximal, high-density turbidites with erosional bases or traction carpets (their PF3 and PF4, corresponding to the Poubara sandstones) to distal deposits, thinner and gradually more conformable and interbedded with the black shales (PF2 to PF1). Because of the absence of complete 'Bouma turbidites' (i.e. grading upward to the black shale), Parize *et al.* (2013) inferred repeated bypass of sand at the top of the Poubara sandstone beds, the finer sand and silt fraction being deposited as lower-density turbidites in more distal areas of the basin, following the classic Mutti (1992) model. However, no clear evidence of erosion or traction carpets was found at the top of the sandstone beds, which could be interpreted as bypass surfaces. Instead, the top of sandstone beds, where preserved from dewatering, might be abandonment surfaces mantled by bacterial mats.

Shallow water density flows

Reconciling the diverse past interpretations of the Unit FB deposits is critical to better understanding the macrobiota and its early Archean habitat. Following Bouton *et al.* (2009) and Parize *et al.* (2013), it seems reasonable that the FB2 Poubara sandstones and black shales were deposited in the same general setting because they are interstratified; as they both contain cyanobacterial mats, this favours a shallow water setting. This is also consistent with the presence of the linguoid and interference ripples at the level where the macrofossils and the cyanobacterial mats were found in Moulendé quarry (Fig. 10). These small bedforms are common on (although are not restricted to) intertidal flats. In a recent review of lamination in shelf mudstones, Schieber (2016) indicated that hyperpycnal flows could produce silt laminae of the kind found in the FB black shales. It is therefore possible that the coarser fraction in the black shales has not bypassed up-dip Poubara sandstone beds. Furthermore, repeated bypass may be more difficult in shallow waters where turbulent flows cannot expand vertically.

The presence of the cyanobacteria implies that water depths were <80 m, and significantly less than the >200 m proposed by Parize *et al.* (2013), based on the absence of wave-related features or storm beds in the Poubara sandstones. In such shallow waters, the absence of wave deposits in the Poubara sandstones could be explained by the relative isolation of the Franceville Basin on account of the fault-controlled setting. Prior to the development of the fault-controlled sub-basins, coastal to shelf facies with the influence of tides and waves are well-expressed in the FB1a green shales. Subsequently, connections with the open ocean may have been limited by the presence of tectonic sills, and the waves and tides could have been damped seaward of the areas of FB1c–FB2 deposition. In addition, the presence of a standing fluid mud layer may have damped currents at the sea bed (see Introduction in Winterwerp *et al.*, 2012). The aggradational high-density turbidites were thus emplaced in a confined, shallow water enclosed basin (Stow & Johansson, 2000). The water depth was probably deeper but still shelfal during transgressions associated with the two sequences, promoting anoxia in FB1c, and allowing regression (in the absence of significant fault activity) to drive emergence by the end of sequences. The stromatolites of Unit FC, however, cannot be confidently associated with the regression that is recorded by the second sequence of the FB Basin, because the FB/FC unconformity truncates all deposits below FC. However, the stromatolites at the FB1b/c boundary, by contrast, confidently indicate that emersion was achieved by the end of regression above the FB1b deposits, including the black shales. In Okouma cores (Fig. 5E), dolomitic stromatolites at this sequence boundary share many similarities with cyanobacterial microbialites typical of lagoonal environments, locally evaporitic (Trichet *et al.*, 2001; Noffke *et al.*, 2003; Oliveri *et al.*, 2009). Considering their lateral passing to black shales in the basin, a coastal to shelf setting for all of Unit FB is likely.

The density flows may have been sourced by river floods or mass wasting of delta fronts (cf. Stow & Johansson, 2000; Mutti *et al.*, 2003). In the absence of soil on land, Precambrian fluvial systems were mostly unconfined streams forming sheetflood sands and therefore not very efficient at sorting sediment (Davies & Gibling, 2010). This contrasts with the homogenous grain size of the Poubara sandstones throughout the basin. Sorting may have been achieved during

transport by turbidity currents (e.g. Smith, 2004) but if water depths were shallow, transport distances are likely to have been relatively short. The sand supplied to the density flows could have been reworked from an already well-sorted stock and in this case the depositional setting can be shallow. Parize *et al.* (2007) suggested that the source of the Albian sands of the Vocontian Basin, south-east France, should have been initially sorted and accumulated by waves close to the shelf edge before being dispersed to deeper water. In the Francevillian example, a more likely and widespread stock could have been aeolian sands. Aeolian sediments were likely to be present in the continental areas surrounding the FB Basin (sourced by large exposures of FA sandstones). The 300 μm grain size of the Poubara sandstones is compatible with an aeolian origin. Similar reworking of aeolian dunes in a coastal setting has been linked to the deposition of structureless sands in shallow-marine areas of the Jurassic Western Interior Basin of North America (Eschner & Kocurek, 1986).

Environmental controls on the biota

Whereas bacteriomorphous structures are recognized in FB1c (Dubois, 2017), the biota diversity is higher in FB2 in Moulendé quarry where cyanobacteria and macro-organisms are found within the same depositional setting. This is consistent with a change to less anoxic conditions from FB1c to FB2 (Canfield *et al.*, 2013) which, in turn, is consistent with a decrease in water depth. The geochronological data imply that Unit FB coincided with the Lomagundi Event (Schidlowski *et al.*, 1976; Melezhik *et al.*, 2007), the first stage of high production and burial of organic carbon in the ocean (Bekker & Holland, 2012) following the rise of cyanobacteria and start of photosynthetic release of free oxygen in the shallow ocean (Kirschvink & Kopp, 2008). However, the position of the chemocline is uncertain. It is possible that only the surface waters were oxygenated and the rest of the water column was anoxic during FB1c (Ngombi-Pemba, 2014; Canfield *et al.*, 2013). Thus, the basin-scale, forced regression that led to deposition of the Poubara sandstones would have exposed large areas of the sea floor to oxic conditions. Also, the sea-level fall may have permitted light to reach the sea bed, promoting cyanobacteria blooms and that drove local oxygen production. These combined changes would

have generated favourable conditions for the development of macro-organisms. The density flows could also have delivered additional oxygen and the nutrients necessary to fuel the ecosystem.

The delicate, sub-millimetre bacterial mats preserved at the top of the Poubara sandstone beds in Moulendé quarry suggest that, although the deposition rate was high during the flow events, energy remained low the rest of the time. The mats were rapidly buried by episodic deposition marine snow, forcing the bacteria-based benthic ecosystem to continually re-establish itself. This pulsed sedimentary regime stressed the ecosystem and may have been important from an evolutionary perspective. *Aller et al.* (2010) note that hydrodynamic reworking of muds in deltas and estuaries are efficient biogeochemical reactors with cycling of redox conditions and stages of cell metabolic processes. This reworking mixes contrasting genetic materials, promoting lateral gene transfer and related evolution jumps. This could apply to the evolution of the 2.1 Ga Franceville macrofossils as well. The regressive context with semi-isolated sub-basins may also have favoured endemism and therefore boosted selection.

CONCLUSIONS

A re-analysis of existing data together with new map, core and outcrop observations of the Francevillian Basin provides new insight into the depositional setting of Unit FB from which 2.1 Ga macrofossils have been recently recovered.

The Franceville FB Basin records two main depositional sequences, capped by emergent facies with stromatolites. The first sequence infills actively subsiding, fault-bounded sub-basins and is dominated by gravity-driven slope deposits that interfinger with black shales (FB1b). The second sequence records a decline in fault activity and a transgression followed by anoxia (FB1c: iron-rich transgressive systems tract and high total organic carbon black shales in the high-stand systems tract). A subsequent forced regressive system tract shows a return to suboxic conditions (FB2 and includes the Poubara sandstones). The macrofossils have been found in this sequence close to the maximum regressive surface within a section of the FB2b Djoumou shales located between two large bodies of FB2a Poubara sandstone. The top FB sequence boundary is a

subaerial unconformity overlain by silicified stromatolithic breccias (FC).

The Poubara sandstones are composed of high-density sediment gravity flow deposits, forming largely structureless to dewatered beds interstratified with black shales. The black shales correspond with fluid muds formed at the bottom of nepheloid layers. Large-scale hummocky cross-stratification (HCS) is found locally in the Poubara sandstones and is possibly linked to near-bed flow transformation rather than surface wave oscillations. The absence of true storm beds in the Poubara sandstones suggests a sheltered setting, favoured by the configuration of the FB fault-bounded sub-basins. The upper surface of the Poubara sandstone beneath the Djoumou shales hosting the macrofossils is covered by bacterial mats with tuft structures indicative of cyanobacteria; this indicates water depths of <80 m and a shelfal setting.

The biota probably evolved in the last fluid mud 'pool' of the FB Basin, just before its emergence. A fall in relative sea-level increased light availability and triggered the cyanobacteria-based ecosystem. Density flows may have introduced nutrients and possibly additional oxygen that were required for larger, multicellular organisms to grow.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the following partners in Gabon: National Center for Scientific Research of Gabon (CENAREST); Ministry of Education, Research and Culture; Ministry of Mines, Oil, Energy and Hydraulic Resources; General Direction of Mines and Geology; Sylvia Bongo Foundation; National Parks Agency; COMLOG-Company, French Embassy at Libreville, and French Institute of Gabon, French Ministry of Foreign Affairs. For information and scientific discussion, we thank L. White, F. Idiata, P. Mouguiama, F. Pambo and N. Tribouillard. For assistance, we acknowledge C. Laforest, Ph. Recourt and L. White. In France, we acknowledge the French CNRS-INSU, FEDER Poitou-Charentes, the University of Poitiers and the Région Poitou-Charentes for financial support. The authors warmly thank Nigel Mountney and Peter Haughton for their help in writing and improving the successive manuscripts, and an anonymous reviewer for his or her constructive comments. They also thank

Elaine Richardson for her careful final editing of the text.

REFERENCES

- Aller, J.Y., Aller, R.C., Kempf, P.F., Chistoserdov, A.Y. and Madrid, V.M. (2010) Fluidized muds: a novel setting for the generation of biosphere diversity through geologic time. *Geobiology*, **8**, 169–178.
- Amard, B. and Bertrand-Sarfati, J. (1997) Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Res.*, **81**, 197–221.
- Aubineau, J. (2016) The structural diversity of 2.1 Ga-old microbial mats and their environmental interpretation from the Francevillian series (Gabon). Unpublished MSc memoir, University of Lille, 63 pp.
- Azziley-Azzibrouck, G. (1986) Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (Protérozoïque inférieur), métallogénie des gisements de manganèse de Moanda. Unpublished PhD, ULP, Strasbourg, 210 pp.
- Baas, J.H. (2004) Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes. *Sed. Geol.*, **166**, 293–310.
- Baas, J.H., Best, J.L., Peakall, J. and Wang, M. (2009) A phase diagram for turbulent, transitional, and laminar clay suspension flows. *J. Sed. Res.*, **79**, 162–183.
- Baas, J.H., Best, J.L. and Peakall, J. (2011) Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology*, **58**, 1953–1987.
- Baas, J.H., Manica, R., Puhl, E., Verhagen, I. and Borges, A.O. (2014) Processes and products of turbidity currents entering soft muddy substrates. *Geology*, **42**, 371–374.
- Banerjee, S., Sarkar, S., Eriksson, P.G. and Hu, X.F. (2014) Palaeoenvironmental and biostratigraphic implications of microbial mat-related structures: examples from the modern Gulf of Cambay and the Precambrian. *J. Paleogeogr.*, **3**, 127–144.
- Bankole, O.M., El Albani, A., Meunier, A. and Gauthier-Lafaye, F. (2015) Textural and paleo-fluid flow control on diagenesis in the Paleoproterozoic Franceville Basin, South Eastern, Gabon. *Precambrian Res.*, **268**, 115–134.
- Basilici, G., de Luca, P.H.V. and Poiré, D.G. (2012) Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): a turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sed. Geol.*, **267–268**, 73–92.
- Baud, L. (1954) Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000: Franceville-Est, SA33 NO E-12. Gouvernement général de l'Afrique équatoriale française, Carte géologique de reconnaissance de l'Afrique équatoriale française. 34 pp.
- Bekker, A. and Holland, H.D. (2012) Oxygen overshoot and recovery during the early Paleoproterozoic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **317–318**, 95–304.
- Bertrand-Sarfati, J. and Potin, B. (1994) Microfossiliferous cherty stromatolites in the 2000 Ma Franceville Group, Gabon. *Precambrian Res.*, **65**, 341–356.
- Bonhomme, M.G., Gauthier-Lafaye, F. and Weber, F. (1982) An example of lower proterozoic sediments: the Francevillian in Gabon. *Precambrian Res.*, **18**, 87–102.
- Bosak, T., Liang, B., Sim, M.S. and Petroff, A.P. (2009) Morphological record of oxygenic photosynthesis in conical stromatolites. *PNAS*, **106**, 10939–10943.
- Bosak, T., Liang, B., Wu, T.D., Templer, S.P., Evans, A., Vali, H., Guerquin-Kern, J.-L., Klepac-Ceraj, V., Sim, M.S. and Mui, J. (2012) Cyanobacterial diversity and activity in modern conical microbialites. *Geobiology*, **10**, 384–401.
- Bose, S. and Chafetz, H.S. (2009) Topographic control on distribution of modern microbially induced sedimentary structures (MISS): a case study from Texas coast. *Sed. Geol.*, **213**, 136–149.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegvey, M., Préat, A., Simo Ndounze, S. and Moussavou, M. (2009) Notice explicative de la Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Franceville-Boumango. Editions DGMC – Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville, 79 pp.
- Bros, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F. and Clauer, N. (1992) Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material; an example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 207–218.
- Canfield, D.E., Ngombi-Pemba, L., Hammarlund, E.U., Bengtson, S., Chaussidon, M., Gauthier-Lafaye, F., Meunier, A., Riboulleau, A., Rollion-Bard, C., Rouxel, O., Asael, D., Pierson-Wickmann, A.-C. and El Albani, A. (2013) Oxygen dynamics in the aftermath of the Great Oxidation of Earth's atmosphere. *PNAS*, **110**, 16736–16741.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Oberlin, A., Lacrampe-Couloume, G. and Weber, F. (1990) Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Organ. Geochem.*, **15**, 73–85.
- Davies, N.S. and Gibling, M.R. (2010) Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: the sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Sci. Rev.*, **98**, 171–200.
- Deynoux, M. and Düringer, P. (1992) Etude sédimentologique du gisement d'uranium d'Oklo - Okelobondo. Protérozoïque inférieur du bassin de Franceville, Gabon. Rapport interne, CGS-ULP, 35 pp.
- Donot, M. and Weber, F. (1968a) Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000, feuille Franceville-Est avec notice explicative. Première édition. Ministère des Mines du Gabon et BRGM, 43 pp.
- Donot, M. and Weber, F. (1968b) Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000, feuille Franceville-Ouest avec notice explicative. Première édition. Ministère des Mines du Gabon et BRGM, 55 pp.
- Dubois, M. (2017) Environnement de dépôt et processus de formation des carbonates de manganèse dans les black shales paléoproterozoïques du bassin de Franceville (2.1 Ga); Gabon. Unpublished PhD thesis, University of Montpellier, 332 pp.
- Dubois, M., Lopez, M., Orberger, B., Rodriguez, C., Boussafir, M., Dreux, G., Rodrigues, S. and Pambo, F. (2015) The Mn-Carbonate Rich Black Shales of the Bangombe Plateau, Francevillian Basin, Gabon. In: *Mineral Resources in a Sustainable World* (Eds A.S. André-Mayer, M. Cathelineau, Ph. Muchez, E. Pirard and S. Sindern), Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, 24–27 August 2015, Nancy, France, p.p. 1905–1908.
- El Albani, A., Bengton, S., Canfield, D.E., Bekker, A., Miacchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E.U., Boulvais, P., Dupuy, J.J., Fontaine, C., Fürsi, F.T., Gauthier-Lafaye, F., Janvier, P., Javaux, E., Ossa-Ossa, F., Pierson-

- Wickmann, A.C., Riboulleau, A., Sardini, P., Vachard, D., Whitehouse, M. and Meunier, A. (2010) Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 billion years ago. *Nature*, **466**, 100–104.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Riboulleau, A., Rollion Bard, C., Macchiarelli, R., Ngombi Pemba, L., Hammarlund, E., Meunier, A., Moubiya Mouele, L., Benzerara, K., Bernard, S., Boulvais, P., Chaussidon, M., Cesari, C., Fontaine, C., Chi-Fru, E., Garcia Ruiz, J.-M., Gauthier-Lafaye, F., Mazurier, A., Pierson-Wickmann, A.-C., Rouxel, O., Trentesaux, A., Vecoli, M., Versteegh, G., White, L., Whitehouse, M. and Bekker, A. (2014) The 2.1 Ga old francavillian biota biogenicity, taphonomy and biodiversity. *PLoS ONE*, **9**, e99438.
- El Albani, A., Macchiarelli, R. and Meunier, A. (2016) *Aux origines de la vie: Une nouvelle histoire de l'évolution*. Dunod, Paris, 217 pp.
- Eriksson, P.G., Schieber, J., Bouougri, E., Gerdes, G., Porada, H., Banerjee, S., Bose, P.K. and Sarkar, S. (2007a) Classification of structures left by microbial mats in their host sediments. In: *Atlas of Microbial mat Features Preserved Within the Clastic Rock Record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann and O. Catuneanu), pp. 39–52. Atlas in Geosciences 2. Elsevier, Amsterdam.
- Eriksson, P.G., Porada, H., Banerjee, S., Bouougri, E., Sarkar, S. and Bumby, A.J. (2007b) Mat-destruction features. In: *Atlas of Microbial mat Features Preserved Within the Clastic Rock Record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann and O. Catuneanu), pp. 76–105. Elsevier, Amsterdam.
- Eschner, T. and Kocurek, G. (1986) Marine destruction of eolian sand seas: origin of mass flows (Entrada, Utah). *J. Sed. Petrol.*, **56**, 401–411.
- Feybesse, J.-L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V. and Eko Ndong, J. (1998) The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Res.*, **87**, 161–216.
- Flannery, D.T. and Walter, M.R. (2012) Archean tufted microbial mats and the Great Oxidation Event: new insights into an ancient problem. *Aust. J. Earth Sci.*, **59**, 1–11.
- Flood, B.E., Bailey, J.V. and Biddle, J.F. (2014) Horizontal gene transfer and the rock record: comparative genomics of phylogenetically distant bacteria that induce wrinkle structure formation in modern sediments. *Geobiology*, **12**, 119–132.
- Gauthier-Lafaye, F. (1986) Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oko : modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur. Sciences Géologiques, Strasbourg, Mémoire 78, 206 pp.
- Gauthier-Lafaye, F. and Weber, F. (2003) Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Res.*, **120**, 81–100.
- Gerdes, G. (2007) Structures left by modern microbial mats in their host sediments. In: *Atlas of Microbial mat Features Preserved within the Clastic Rock Record* (Eds J. Schieber, P.K. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann and O. Catuneanu), pp. 5–38. Elsevier, Amsterdam.
- Gerdes, G., Klenke, T. and Noffke, N. (2000) Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology*, **47**, 279–308.
- Ghadeer, S.G. and Macquaker, J.H.S. (2011) Sediment transport processes in an ancient mud-dominated succession: a comparison of processes operating in marine offshore settings and anoxic basinal environments. *J. Geol. Soc. London*, **168**, 1121–1132.
- Hagadorn, J.W. and Bottjer, D.J. (1997) Wrinkle structures: microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic – Phanerozoic transition. *Geology*, **25**, 1047–1050.
- Hagadorn, J.W. and Bottjer, D.J. (1999) Restriction of a late Neoproterozoic biotope; suspect-microbial structures and trace fossils at the Vendian-Cambrian transition. *Palaios*, **14**, 73–85.
- Hale, R.P. and Ogston, A.S. (2015) In situ observations of wave-supported fluid-mud generation and deposition on an active continental margin. *J. Geophys. Res. Earth Surface*, **120**, 2357–2373.
- Haubensack, C. (1981) Environnement des grès protérozoïques et des indices uranifères du secteur Kiéné dans le bassin de Franceville (République gabonaise): aspects sédimentologiques et géochimiques. Unpublished PhD thesis. Univ. Strasbourg, 105 pp.
- Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W. and Barker, S. (2009) Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. *Mar. Petrol. Geol.*, **26**, 1900–1918.
- Hill, P.S. (1990) The potential role of large, fast-sinking particles in clearing nepheloid layers. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A*, **331**, 103–117.
- Holland, H.D. (1994) Early Proterozoic atmospheric change. In: *Early Life on Earth* (Ed. S. Bengtson), pp. 237–244. Columbia Univ Press, New York.
- Holland, H.D. (2006) The oxygenation of the atmosphere and oceans. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. B*, **361**, 903–915.
- Homann, M., Heubeck, C., Airo, A. and Tice, M.M. (2015) Morphological adaptations of 3.22 Ga-old tufted microbial mats to Archean coastal habitats (Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa). *Precambrian Res.*, **266**, 47–64.
- Hurst, A. and Cronin, B.T. (2001) The origin of consolidation laminae and dish structures in some deep-water sandstones. *J. Sed. Res.*, **71**, 136–143.
- Jungblut, A.D., Hawes, I., Mackey, T.J., Krusor, M., Doran, P.T., Sumner, D.Y., Eisen, J.A., Hillman, C. and Goroncy, A. (2016) Microbial Mat Communities along an Oxygen Gradient in a Perennially Ice-Covered Antarctic Lake. *Appl. Environ. Microbiol.*, **82**, 620–630.
- Karhu, J.A. and Holland, H.D. (1996) Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology*, **24**, 867–870.
- Kineke, G.C. and Sternberg, R.W. (1995) Distribution of fluid muds on the Amazon continental shelf. *Mar. Geol.*, **125**, 193–233.
- Kirschvink, J.L. and Kopp, R.E. (2008) Palaeoproterozoic ice houses and the evolution of oxygen-mediating enzymes: the case for a late origin of photosystem II. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., Ser. B*, **363**, 2755–2765.
- Kuenen, P.H. (1951) Properties of turbidity currents of high density. *SEPM Spec. Publ.*, **2**, 14–33.
- Kuwahara, V.S., Toda, T., Hamasaki, K., Kikuchi, T. and Taguchi, S. (2000) Variability in the relative penetration of ultraviolet radiation to photosynthetically available radiation in temperate coastal waters, Japan. *J. Oceanogr.*, **56**, 399–408.
- Lowe, D.R. (1982) Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sed. Res.*, **52**, 279–297.
- Lowe, D.R. and Guy, M. (2000) Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology*, **47**, 31–70.

- Lyons, T.W., Reinhard, C.T. and Planavsky, N.J. (2014) The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature*, **506**, 307–315.
- Macquaker, J.H.S., Bentley, S.J. and Bohacs, K.M. (2010a) Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, **38**, 947–950.
- Macquaker, J.H.S., Keller, M.A. and Davies, S.J. (2010b) Algal blooms and « marine snow »: mechanisms that enhance preservation of organic carbon in ancient fine-grained sediments. *J. Sed. Res.*, **80**, 934–942.
- Melezhik, V.A., Huhma, H., Condon, D.J., Fallick, A.E. and Whitehouse, M.J. (2007) Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event. *Geology*, **35**, 655–658.
- Morsilli, M. and Pomar, L. (2012) Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova*, **24**, 273–282.
- Moussavou, M. and Edou-Minko, A. (2006) Contribution à l'histoire thermo-tectonique précambrienne du complexe annulaire de N'goutou par la géochimie et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires (Bassin Francevillien d'Okondja, Gabon). Bassins africains - Biogéosciences et environnement. *Afr. Geosci. Rev.*, **13**, 53–62.
- Mulder, T. and Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, 269–299.
- Mulder, T., Razin, P. and Faugeres, J.-C. (2009) Hummocky cross-stratification-like structures in deep sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, **56**, 997–1015.
- Mulder, T., Feybesse, J.-L., Guillocheau, F. and Parize, O. (2013) Contexte tectono-sédimentaire du bassin de Franceville (Gabon). 14e Congrès français de sédimentologie, livre des résumés. *ASF Publ.*, **73**, 294.
- Mutti, E. (1992) *Turbidite Sandstones*, p. 275. Istituto di Geologia Università di Parma & AGIP, Parma, Italy.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D.D. and Cavanna, G. (2003) Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.*, **20**, 733–755.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. and Edwards, B.D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *SEPM Spec. Publ.*, **27**, 61–73.
- Ndongo, A., Guiraud, M., Vennin, E., Mbina, M., Buonchristiani, J.-F., Thomazo, C. and Flotté, N. (2016) Control of fluid-pressure on early deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon). *Precambrian Res.*, **277**, 1–25.
- Ngombi-Pemba, L. (2014) Géochimie et minéralogie des formations argileuses (2.2-2.0 Ga) du bassin de Franceville au Gabon : fluctuations de l'oxygène atmosphérique, chimie des océans et diagenèse au Paléoproterozoïque. Unpublished PhD, Université de Poitiers, 268 pp.
- Ngombi-Pemba, L., El Albani, A., Meunier, A., Grauby, O. and Gauthier-Lafaye, F. (2014) From detrital heritage to diagenetic transformations, the message of clay minerals contained within shales of the Palaeoproterozoic Francevillian basin (Gabon). *Precambrian Res.*, **255**, 63–76.
- Nichols, M.M. (1985) Fluid mud accumulation process in an estuary. *Geo. Mar. Lett.*, **4**, 171–176.
- Nishida, N., Ito, M., Inoue, A. and Takizawa, S. (2013) Clay fabric of fluid-mud deposits from laboratory and field observations; potential application to the stratigraphic record. *Mar. Geol.*, **33**, 71–78.
- Noffke, N., Gerdes, G. and Klenke, T. (2003) Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty, and evaporitic carbonatic). *Earth Sci. Rev.*, **62**, 163–176.
- Noffke, N., Christian, D., Wacey, D. and Hazen, R.M. (2013) Microbially induced sedimentary structures recording an ancient ecosystem in the ca.3.48 billion-year-old dresser formation, Pilbara, Western Australia. *Astrobiology*, **13**, 1103–1124.
- Oliveri, E., Neri, R., Bellanca, A. and Riding, R. (2009) Carbonate stromatolites from a Messinian hypersaline setting in the Caltanissetta Basin, Sicily: petrographic evidence of microbial activity and related stable isotope and rare earth element signatures. *Sedimentology*, **57**, 142–161.
- Onanga-Mavotchi, N. (2016) Etude des paléomilieux paléoproterozoïques (2.1-2.2 Ga) : la formation FB du bassin de Franceville au Gabon. Unpublished PhD, University of Poitiers, 244 pp.
- Onanga-Mavotchi, N., El Albani, A., Trentesaux, A., Fontaine, C., Pierson-Wickmann, A.-C., Boulvais, P., Riboulleau, A., Ngombi-Pemba, L., Pambo, F. and Gauthier-Lafaye, F. (2016) The Role of the Early diagenetic dolomitic concretions in the preservation of the 2.1 Ga paleoenvironmental signal: Paleoproterozoic of the Franceville Basin, Gabon. *C.R. Geosci.*, **348**, 609–618.
- Ossa-Ossa, F. (2010) Etude multi-approches du bassin sédimentaire paléoproterozoïque (2.1-2.4 Ga) de Franceville au Gabon : les environnements sédimentaires et l'impact des paléocirculations de fluides. Unpublished PhD, Université de Poitiers, 299 pp.
- Pambo, F. (2004) Conditions de formation des carbonates de manganèse protérozoïques et analyse minéralogique et géochimique des minerais à bioxydes de manganèse associés dans le gisement de Moanda (Sud-Est, Gabon). Unpublished PhD, Université de Bourgogne, 274 pp.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azziley-Azzibrouck, G. and Lang, J. (2006) The Proterozoic Franceville Basin (S.E. Gabon): an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting. *Afr. Geosci. Rev.*, **13**, 77–106.
- Parize, O., Beaudoin, B., Champanhet, J.-M., Fries, G., Imbert, P., Labourdette, R., Paternoster, B., Rubino, J.-L. and Schneider, F. (2007) A methodological approach to clastic injectites: From field analysis to seismic modeling - Examples of the Vocontian Aptian and Albian injectites (southeast France). In: *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production* (Eds A. Hurst and J. Cartwright), *AAPG Memoir*, **87**, 173–183.
- Parize, O., Feybesse, J.-L., Guillocheau, F. and Mulder, T. (2013) Were the 2.1-Gyr fossil colonial organisms discovered in the Francevillian basin (Palaeoproterozoic, Gabon) buried by turbidites?. *C.R. Geosci.*, **345**, 101–110.
- Prave, A.R. and Duke, W.L. (1990) Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology*, **37**, 531–539.
- Préat, A., Bouton, P., Thiebemont, D., Prián, J.-P., Ndounze, S.S. and Delpomdor, F. (2011) Paleoproterozoic high $\delta^{13}\text{C}$ dolomites from the Lastoursville and Franceville basins

- (SE Gabon): stratigraphic and syndimentary subsidence implications. *Precambrian Res.*, **189**, 212–228.
- Reyes, K., Gonzalez, N.I., Stewart, J., Ospino, F., Nguyen, D., Cho, D.T., Ghahremani, N., Spear, J.R. and Johnson, H.A. (2013) Surface Orientation Affects the Direction of Cone Growth by *Leptolyngbya* sp. Strain C1, a Likely Architect of Coniform Structures Octopus Spring (Yellowstone National Park). *Appl. Environ. Microbiol.*, **79**, 1302–1308.
- Reynaud, J.-Y. and Dalrymple, R.W. (2012) Shallow-marine tidal deposits. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds R.A. Davis and R.W. Dalrymple), pp. 335–369. Springer.
- Runnegar, B.N. and Fedonkin, M.A. (1992) Proterozoic metazoan body fossils. In: *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* (Eds J.W. Schopf and C. Klein), pp. 369–388. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sageman, B.A., Murphy, A.E., Werne, J.P., Ver Straeten, C.A., Hollander, D.J. and Lyons, T.W. (2003) A tale of shales: the relative roles of production, decomposition, and dilution in the accumulation of organic-rich strata, Middle–Upper Devonian, Appalachian basin. *Chem. Geol.*, **195**, 229–273.
- Schidlowski, M., Eichmann, R. and Junge, C.E. (1976) Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 449–455.
- Schieber, J. (1999) Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record. *Palaios*, **14**, 3–13.
- Schieber, J. (2016) Mud re-distribution in epicontinental basins - Exploring likely processes. *Mar. Petrol. Geol.*, **71**, 119–133.
- Shanmugam, G. (1996) High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *J. Sed. Res.*, **66**, 2–10.
- Shepard, R.N. and Sumner, D.Y. (2010) Undirected motility of filamentous cyanobacteria produces reticulate mats. *Geobiology*, **8**, 179–190.
- Simpson, E.L., Heness, E., Bumby, A., Eriksson, P.G., Eriksson, K.A., Hilbert-Wolf, H.L., Linnevelt, S., Fitzgerald Malenda, H., Modungwa, T. and Okafor, O.J. (2013) Evidence for 2.0Ga continental microbial mats in a paleodesert setting, 1–15. *Precambrian Res.*, **237**, 36–50.
- Smith, R. (2004). Silled sub-basins to connected tortuous corridors: sediment distribution systems on topographically complex sub-aqueous slopes. In: *Confined Turbidite Systems* (Eds S.A. Lomas and P. Joseph), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **222**, 23–43.
- Stille, P., Gauthier-Lafaye, F. and Bros, R. (1993) The Neodymium isotope system as a tool for petroleum exploration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 4521–4525.
- Stolzenbach, K.D., Newman, K.A. and Wong, C.S. (1992) Aggregation of fine particles at the sediment-water interface. *J. Geophys. Res. C Oceans*, **97**, 17889–17898.
- Stow, D.A. and Johansson, M. (2000) Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Mar. Petrol. Geol.*, **17**, 145–174.
- Sumner, D.Y., Jungblut, A.D., Hawes, I., Andersen, D.T., Mackey, T.J. and Wall, K. (2016) Growth of elaborate microbial pinnacles in Lake Vanda, Antarctica. *Geobiology*, **14**, 556–574.
- Suter, J.R. (2006) Facies models revisited; clastic shelves. In: *Facies Models Revisited* (Eds H.W. Posamentier and R.G. Walker), *SEPM Spec. Publ.*, **84**, 339–397.
- Swift, D., Oertel, G., Tillman, R. and Thorne, J. (1991) Shelf sand and sandstone bodies; geometry, facies and sequence stratigraphy. *IAS Spec. Publ.*, **14**, 532.
- Taj, R.J., Aref, M.A.M. and Schreiber, B.C. (2014) The influence of microbial mats on the formation of sand volcanoes and mounds in the Red Sea coastal plain, south Jeddah, Saudi Arabia. *Sed. Geol.*, **311**, 60–74.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J. and Malgesini, G. (2012a) Subaqueous sediment density flows; depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, **59**, 1937–2003.
- Talling, P.J., Malgesini, G. and Felletti, F. (2012b) Can liquefied debris flows deposit clean sand over large areas of sea floor? Field evidence from the Mamoso-arenacea Formation, Italian Apennines. *Sedimentology*, **60**, 720–762.
- Thiéblemont, D., Bouton, P., Pr at, A., Goujou, J.-C., Tegvey, M., Weber, F. and Treuil, M. (2014) Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, **99**, 215–227.
- Traykovski, P., Geyer, W.R., Irish, J.D. and Lynch, J.F. (2000) The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Cont. Shelf Res.*, **20**, 2113–2140.
- Tribouillard, N., Trichet, J., D efarge, C. and Trentesaux, A. (1999) Jurassic lagoonal environments and quasi-abiogenic platy limestone accumulation: microbial interventions. *Sedimentology*, **46**, 1183–1197.
- Trichet, J., D efarge, C., Tribble, J. and Tribble, G. (2001) Christmas Island lagoonal lakes, models for the deposition of carbonate-evaporite-organic laminated sediments. *Sed. Geol.*, **140**, 177–189.
- Tyson, R.V. (2005) The “Productivity versus Preservation” controversy: cause, flaws, and resolution. In: *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences* (Ed. N.B. Harris), *SEPM Spec. Publ.*, **82**, 17–33.
- Walter, M.R., Bauld, J. and Brock, T.D. (1972) Siliceous algal and bacterial stromatolites in hot spring and geyser effluents of Yellowstone national park. *Science*, **178**, 402–405.
- Weber, F. (1968) Une s erie précambrienne du Gabon : le Francevillien. Sédimentologie, géochimie, relations avec les gites minéraux. Mémoire du Service de Cartographie Géologique d’Alsace Lorraine 28, 328 pp.
- Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M. and El Albani, A. (2016) Continental collision during the 2 Ga Eburnean Orogeny in Gabon and opening of the Francevillian intracratonic basins: a review. *C.R. Geosci.*, **348**, 572–586.
- Winterwerp, J.C., de Boer, G.J., Greeuw, G. and van Maren, D.S. (2012) Mud-induced wave damping and wave-induced liquefaction. *Coast. Eng.*, **64**, 102–112.
- Wright, L.D., Wiseman, W.J., Jr, Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, K.H., Prior, D.B. and Suhayda, J.N. (1990) Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow River). *Cont. Shelf Res.*, **10**, 1–40.

Manuscript received 8 December 2016; revision accepted 27 June 2017

BIBLIOGRAPHIE

- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006.** Mo–TOC covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and hydrographic conditions. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, **21** (1), PA1016. <https://doi.org/10.1029/2004PA001112>
- Algeo, T.J., & Tribovillard, N., 2009.** Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation: *Chemical Geology*, v. 268, p. 211-225.
- Amard, B., Bertrand-Sarfati, J., 1997.** Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Res.*, **81**, 197–221. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(96\)00035-6](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00035-6)
- Aubineau, J., El Albani, A., Chi Fru, E., Gingras, M., Batonneau, Y., Buatois, L.A., Geffroy, C., Labanowski, J., Laforest, C., Lemée, L., Mángano, M.G., Meunier, A., Pierson-Wickmann, A.-C., Recourt, P., Riboulleau, A., Trentesaux, A., Konhauser, K.O., 2018.** Unusual microbial mat-related structural diversity 2.1 billion years ago and implications for the Francevillian biota, *Geobiology*.
- Azzibrouck, A.G., 1986.** Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (Protérozoïque inférieur): métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon. Unp. PhD thesis, University of Strasbourg, 224 pp.
- Bau, M., 1991.** Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chem. Geol.*, **93**, 219–230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Bau, M., Dulski, P., 1996.** Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**, 37-55.
- Bau, M., 1996.** Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323–333. <https://doi.org/10.1007/s004100050159>.
- Bau, 1993.** Effects of syn-and post-depositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy*, **5** (2) 257-267
- Bau, M., 1999.** Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: Experimental evidence for Ce oxidation Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 67-77.
- Bankole, O.M., El Albani, A., Meunier, A., Gauthier-Lafaye, F., 2015.** Textural and paleofluid flow control on diagenesis in the Paleoproterozoic Franceville Basin, South Eastern, Gabon. *Precambrian Research*, **268**, 115-134. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.07.008>
- Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble, D., Stein, H.J., Hannah, J.L., Coetsee, L.L., Beukes, N.J., 2004.** Dating the rise of atmospheric oxygen: *Nature*, **427**, 117-120.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapež, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J., 2010.** Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among

Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes: *Economic Geology*, **105**, 467-508.

- Boggs**, 2001. Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice Hall, 3rd edition.
- Bolhar**, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **222**, 43–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.016>
- Bolhar**, R., Whitehouse, M.J., Weaver, S.D., Cole, J.W., 2006. Geochemical variability of zircons from the cretaceous separation point batholith (New Zealand) -Clues to sources and igneous processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **70**, A57. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.219>
- Bonhoure**, J., Pourret, O., Corbineau, L., Feneyrol, J., Bosc, R. 2019. Le gisement manganifère latéritique de Biniomi (Gabon). In 17^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Beauvais – Livre des résumés, 2019, Publ. ASF n°81, Paris, p.14.
- Bonhomme**, M.G., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1982. An example of lower Proterozoic sediments: The Francevillian in Gabon. *Precambrian Res.*, Geochronological correlation of Precambrian sediments and volcanics in stable zones, **18**, 87-102. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(82\)90038-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(82)90038-9)
- Bouton**, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegye, M., Prétat, A., Simo Ndounze, S., Kassadou, A., Boulingui, B., Ekhogha, H., Moussavou, M., 2009. Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Franceville – Boumango. Editions DGMG – Ministères des mines, du pétrole, des hydrocarbures. Libreville. BRGM.
- Brindley**, G. W. & Brown, G., 1980. Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London.
- Bros**, R., Stille, P., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., Clauer, N., 1992. Sm-Nd isotopic dating of Proterozoic clay material: An example from the Francevillian sedimentary series, Gabon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 207-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90220-P](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90220-P).
- Buick**, R., 2008. When did oxygenic photosynthesis evolve: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **363**, 2731-2743?
- Burst** J.F., 1969. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration, *AAPG, Bull.*, **53**, 73-93.
- Canfield**, D.E., 1998. A new model for Proterozoic ocean chemistry: *Nature*, **396**, 450-453.
- Canfield**, D.E., 2005. The early history of atmospheric oxygen: Homage to Robert M. Garrels: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 1-36.
- Canfield**, D.E., Ngombi-Pemba, L., Hammarlund, E.U., Bengtson, S., Chaussidon, M., Gauthier-Lafaye, F., Meunier, A., Riboulleau, A., Rollion-Bard, C., Rouxel, O., Asael, D., Pierson-Wickmann, A.-C., El Albani, A., 2013. Oxygen dynamics in the aftermath of the Great Oxidation of Earth's atmosphere: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **110**, 16736-16741.

- Cavosie**, A.J., Wilde, S.A., Liu, D., Weiblen, P.W., Valley, J.W., 2004. Internal zoning and U–Th–Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348–1576 Ma) magmatism. *Precambrian Res.*, The first billion years - Selected papers presented at the 13th V.M. Goldschmidt Conference, Kurashiki, Japan, **135**, 251-279. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.09.001>.
- Channer**, D.M.D., de Ronde, C.E.J., Spooner, E.T.C., 1997. The Cl–Br–I–composition of ~3.23 Ga modified seawater: implications for the geological evolution of ocean halide chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 325-335.
- Chevallier**, L., Makanga, J.F., Thomas, R.J., 2002. Carte géologique de la république gabonaise, 1:1 000 000. Notice explicative. Council for Geoscience, South Africa, 195 pp.
- Condie**, K.C., Des Marais, D.J., Abbott, D., 2001. Precambrian superplumes and supercontinents; a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? *Precambrian Research*, **106**, 239-260.
- Coleman**, M.L.; 1985. Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations, *Philosophical transactions of the royal society A*, issue 1531. London. A315; 39-56. <https://doi.org/10.1098/rsta.1985.0028>.
- Crowe**, S.A., Dossing, L.N., Beukes, N.J., Bau, M., Kruger, S.J., Frei, R., Canfield, D.E., 2013. Atmospheric oxygenation three billion years ago: *Nature*, **501**, 535-538.
- Dubois**, M., 2017. Environnement de dépôt et processus de formation des carbonates de manganèse dans les black shales paléoprotérozoïques du bassin de Franceville (2,1 Ga); Gabon. Unp. PhD thesis, University of Montpellier, 332 pp.
- El Albani**, A. Mangano, M.G., Buatois, L.A., Bengtson, S., Riboulleau, A., Bekker, A., Konhauser, K., Lyons, T., Rollion-Bard, C., Bankole, O., Lekele Baghekema, S.G., Meunier, A., Trentesaux, A., Mazurier, A., Aubineau, J., Laforest, C., Fontaine, C., Recourt, P., Chi Fru, E., Macchiarelli, R., Reynaud, J.-Y., Gauthier-Lafaye, F., Canfield, D.E., 2019. Organism motility in an oxygenated shallow-marine environment 2.1 billion years ago. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **116**, 3431-3436.
- El Albani**, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Riboulleau, A., Bard, C.R., Macchiarelli, R., Pemba, L.N., Hammarlund, E., Meunier, A., Mouele, I.M., Benzerara, K., Bernard, S., Boulvais, P., Chaussidon, M., Cesari, C., Fontaine, C., Chi-Fru, E., Ruiz, J.M.G., Gauthier-Lafaye, F., Mazurier, A., Pierson-Wickmann, A.-C., Rouxel, O., Trentesaux, A., Vecoli, M., Versteegh, G.J.M., White, L., Whitehouse, M., Bekker, A., 2014. The 2.1 Ga Old Francevillian Biota: Biogenicity, Taphonomy and Biodiversity. *PLOS ONE* 9, e99438. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0099438>
- El Albani**, A.E., Bengtson, S., Canfield, D.E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E.U., Boulvais, P., Dupuy, J.-J., Fontaine, C., Fürsich, F.T., Gauthier-Lafaye, F., Janvier, P., Javaux, E., Ossa, F.O., Pierson-Wickmann, A.-C., Riboulleau, A., Sardini, P., Vachard, D., Whitehouse, M., Meunier, A., 2010. Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 Gyr ago. *Nature* **466**, 100-104. <https://doi.org/10.1038/nature09166>.

- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J., 1998.** The West Central African belt a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research* **87**, 161-216. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00053-3](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00053-3).
- Foriel, J., Philippot, P., Rey, P., Somogyi, A., Banks, D., Ménez, B., 2004.** Biological control of Cl/Br and low sulfate concentration in a 3.5-Gyr-old seawater from North Pole, Western Australia. *Earth Planetary Science Letters*, **228**, 451-463. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.034>.
- Gauthier-Lafaye, F., 1986.** Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieure : Unp. PhD thesis, Université of Strasbourg, 206 pp.
- Gauthier-Lafaye, F., & Weber, F., 1989.** The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon: *Economic Geology*, **84**, 2267-2285.
- Gauthier-Lafaye, F., & Weber, F., 2003.** Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere, *Precambrian Research*, **120**, 81-100.
- Gauthier-Lafaye, F., 2006.** Time constraint for the occurrence of uranium deposits and natural nuclear fission reactors in the Paleoproterozoic Franceville Basin (Gabon): *Geological Society of America Memoirs*, **198**, 157-167.
- Gancarz, A.J., 1978.** U/Pb age (2.05×10^9 years) of the Oklo uranium deposit. *Proceedings of the Natural Fission Reactors, IAEA Symposium Proceedings, Vienna*, 513-520.
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Oliver, C., Garrison, R.E., Ilyin, A.V., Jehl, C., Rohrlach, V., Sadaqah, R.M.Y., Schidowski, M., Sheldon, R.E., Siegmund, H., 1994.** P and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helveticae* **87**, 747-788.
- Isley, A.E., & Abbott, D.H., 1999.** Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **104**, 15461-15477.
- Hawkesworth, C.J., Cawood, P.A., Dhuime, B., 2016.** Tectonics and crustal evolution *Geological Society of America Today*, **26** (9), 4-11
- Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P.A., Kemp, T., Storey, C., 2010.** The generation and evolution of the continental crust: *Journal of the Geological Society*, **167**, 229-248. doi: 10.1144/0016-76492009-072.
- Hedges, S.B., Chen, H., Kumar, S., Wang, D., Thompson, A., Watanabe, H., 2001.** A genomic timescale for the origin of eukaryotes: *BMC Evolutionary Biology*, **1**, 4.
- Holland, H.D., 1984.** The chemical evolution of the atmosphere and oceans. Princeton University Press, Princeton, NJ.

- Holland**, H.D., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 3811-3826.
- Holland**, H.D., 2004. The geologic history of seawater, *in* Elderfield, H., ed., *The Oceans and Marine Geochemistry. Treatise on Geochemistry, Volume 6*: Oxford, Elsevier-Pergamon, 583-625.
- Holland**, H.D., 2006. The oxygenation of the atmosphere and oceans: *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, **361**, 903-915.
- Holland**, H.D., 2009. Why the atmosphere became oxygenated: A proposal: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 5241-5255.
- Holser, W.T., 1997. Geochemical events documented in inorganic carbon isotopes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.*, **132**, 173-182
- Isley**, A.E., & Abbott, D.H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **104**, 15461-15477.
- James**, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation: *Economic Geology*, **49**, 235-293.
- Kasting**, J.F., Egglar, D.H., Raeburn, S.P., 1993. Mantle redox evolution and the oxidation state of the Archean atmosphere: *Journal of Geology* **101**, 245-257.
- Kato**, T., Ringwood, A.E., Irifune, T., 1988. Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids - Constraints on early differentiation of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **89**(1): 123-145. doi: 10.1016/0012-821X(88)90038-6.
- Kholodov**, V.N. & Butuzova, G.Y., 2004. Problems of siderite formation and iron ore epochs: communication 1. Types of siderite-bearing iron ore deposits. *Lithology and Mineral Resources* **39**, 389-411.
- Klein**, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist* **90**, 1473.
- Kopp**, R.E., Kirschvink, J.L., Hilburn, I.A., Nash, C.Z., 2005. The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **102**, 11131-11136.
- Kump**, L.R., Kasting, J.F., Barley, M.E., 2001. Rise of atmospheric oxygen and the “upside-down” Archean mantle: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**, 1025.
- Krauskopf**, K.B., 1957. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **12**, 61-84.
- Kröner**, A., 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. *Geological Society of America Memoirs* **161**, 59-74.

- Lanson B.**, Sakharov B.A., Claret F., Drits V.A., 2009. Diagenetic Smectite-To-Illite Transition in Clay-Rich Sediments: A Reappraisal of X-Ray Diffraction Results Using the Multi-Specimen Method. *American Journal of Science*, **309**, 476-516.
- Lyons**, T.W., Reinhard, C.T., Planavsky, N.J., 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature* **506**, 307-315. <https://doi.org/10.1038/nature13068>.
- MacRae**, N.D., Nesbitt, H.W., Kronberg, B.I., 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **109**, (3-4), 585-591.
- Martin.H**, 2005, R.H.Smithies, R.Rapp, [J.-F.Moyen](#), [D.Champion](#) 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution, [Lithos Volume 79, Issues 1–2](#), Pages 1-24
- Méring J.**, 1949. L'interférence des Rayons X dans les systèmes à stratification désordonnée. *Acta Crystallographica*, **2**, 371-377.
- Meunier**, A., and Velde, B., 2004, *Illite: Origins, Evolution and Metamorphism*: Berlin, Springer-Verlag, 286 p., <https://doi.org/10.1007/978-3-662-07850-1>
- Meyer**, E.E., Quicksall, A.N., Landis, J.D., Link, P.K., Bostick, B.C., 2012. Trace and rare earth elemental investigation of a Sturtian cap carbonate, Pocatello, Idaho: evidence for ocean redox conditions before and during carbonate deposition. *Precambrian Research*, 192–195, 89-106, [10.1016/j.precamres.2011.09.015](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.09.015)
- Moore**, D.M., Reynolds, R. C. Jr., 1997. *X - Ray Diffraction and the identification and analysis of Clay minerals*, second ed. Oxford University Press, Oxford.
- Mojzsis**, S.J., Harrison, M.T., Pidgeon, R.T., 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, **409**, 178-181
- Ndongo**, A., Guiraud, M., Vennin, E., Mbina, M., Buoncristiani, J.-F., Thomazo, C., Flotté, N., 2016. Control of fluid-pressure on early deformation structures in the Paleoproterozoic extensional Franceville Basin (SE Gabon). *Precambrian Research* **277**, 1-25.
- Nelson**, G.J., Pufahl, P.K., Hiatt, E.E., 2010. Paleooceanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan, USA : *Sedimentary Geology*, **226**, 9-21.
- Ngombi-Pemba**, L., 2014. *Géochimie et minéralogie des formations argileuses (2.2 – 2.0 Ga) du bassin de Franceville au Gabon : fluctuations de l'oxygène atmosphérique, chimie des océans et diagenèse au Paléoprotérozoïque*. Unp. PhD thesis, University of Poitiers, 286 pp.
- Ngombi-Pemba**, L., El Albani, A., Meunier, A., Grauby, O., Gauthier-Lafaye, F., 2014. From detrital heritage to diagenetic transformations, the message of clay minerals contained within shales of the Palaeoproterozoic Francevillian basin (Gabon). *Precambrian Res.* **1**, 63-76. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.016>
- Nisbet**, E.G., Grassineau, N.V., Howe, C.J., Abell, P.I., Regelous, M., Nisbet, R.E.R., 2007. The age of Rubisco: the evolution of oxygenic photosynthesis: *Geobiology*. **5**, 311-335.

- Nutman**, A.P., Mojzsis, S.J., Friend, C., 1997. Recognition of > or = 3850 Ma water-lain sediments in West Greenland and their significance for the early Archaean Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **61**, 2475-2484. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00097-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00097-5).
- Ohmoto**, H., Watanabe, Y., Ikemi, H., Poulson, S.R., Taylor, B.E., 2006. Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere: *Nature*, **442**, 908-911.
- Ossa Ossa** F., 2010. Etude multi-approches du bassin sédimentaire Paleprotérozoïque (2,1-2,4 Ga) de Franceville au Gabon : les environnements sédimentaires et l'impact des paléo circulations de fluides. Unp. PhD thesis, University of Poitiers.
- Ossa Ossa**, F., El Albani, A., Hofmann, A., Bekker, A., Gauthier-Lafaye F., Pambo, F., Meunier, A., Fontaine, C., Boulvais, P., Pierson-Wickmann, A.-C., Cavalazzi, B., Macchiarelli, R., 2013. Exceptional preservation of expandable clay minerals in the ca. 2.1 Ga black shales of the Francevillian basin, Gabon and its implication for atmospheric oxygen accumulation. *Chemical Geology*, **362**, 181-192.
- Pambo**, F., 2004. Conditions de formation des carbonates de manganèse protérozoïques et analyse minéralogique et géochimique des minerais à bioxydes de manganèse associés dans le gisement de Moanda (Sud-Est Gabon). Unp. Phd thesis, Université de Bourgogne, 258 pp.
- Papineau**, D., 2010. Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: insights from phosphorites: *Astrobiology*, **10**, 165-181.
- Pavlov**, A.A., & Kasting, J.F., 2002. Mass-independent fractionation of sulphur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere: *Astrobiology*, **2**, 27-41.
- Planavsky**, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010. Rare Earth Elements and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica*, **74**, 6387-6405.
- Poulton**, S.W. & Canfield, D.E., 2011. Ferruginous Conditions: A Dominant Feature of the Ocean through Earth's History: *Elements*, **7**, 107-112.
- Pufahl**, P.K., 2010. Bioelemental sediments, in In: James, N.P., Dalrymple, R.W., ed., *Facies Models*, fourth ed. Geological Association of Canada, 477-503.
- Pufahl**, P.K. & Hiatt, E.E., 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses: *Marine and Petroleum Geology*, **32**, 1-20.
- Preat**, A., Bouton, P., Thieblemont, D., Prian, J.-P., Ndounze, S.S., Delpomdor, F., 2011. Paleoproterozoic high delta ¹³C dolomites from the Lastourville and Franceville basins (SE Gabon); stratigraphic and synsedimentary subsidence implications. *Precambrian Research* **189**, 212-228. doi: 10.1016/j.precamres.2011.05.013

- Rasmussen, B., & Buick, R., 1999.** Redox state of the Archean atmosphere: Evidence from detrital heavy minerals in ca. 3250–2750 Ma sandstones from the Pilbara Craton, Australia: *Geology*, **27**, 115-118.
- Reynolds R. C. Jr. & Hower J., 1970.** The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, **18**, 25-36.
- Rouchon, V., Orberger, B., Hofmann, A., Pinti, D.L., 2009.** Diagenetic Fe-carbonates in Paleoproterozoic felsic sedimentary rocks (Hooggenoeg Formation, Barberton greenstone belt, South Africa): Implications for CO₂ sequestration and the chemical budget of seawater. *Precambrian Research* **172**, 255-278. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.04.010>.
- Rosing, M.T., Rose, N.M., Bridgwater, D., Thomsen, H.S., 1996.** Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the >3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence. *Geology*, **24**, 43-46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)02<0043:EPOESS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)02<0043:EPOESS>2.3.CO;2).
- Roy, S., 1992.** Environments and processes of manganese deposition. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **87**, 1218-1236.
- Roy, S., 2000.** Late Archean initiation of manganese metallogenesis; its significance and environmental controls. *Ore Geology Reviews*, **17**, 179-198.
- Roy, S., 2006.** Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. *Earth-Science Reviews* **77**, 273–305. doi: 10.1016/j.earscirev.2006.03.004.
- Schirrmeister, B.E., de Vos, J.M., Antonelli, A., Bagheri, H.C., 2013.** Evolution of multicellularity coincided with increased diversification of cyanobacteria and the Great Oxidation Event: *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **110**, 1791-1796.
- Schrag, D.P., Higgins, J.A., Macdonald, F.A., Johnston, D.T., 2013.** Authigenic carbonate and the history of the Global carbon cycle. *Science*, **339**, 540-543.
- Scott, C., Lyons, T.W., Bekker, A., Shen, Y., Poulton, S.W., Chu, X., Anbar, A.D., 2008.** Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean: *Nature*, **452**, 456-459.
- Shields, G., & Stille, P., 2001.** Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites: *Chemical Geology*, **175**, 29-48.
- Shutov V.D., Drits V.A., Sakharov B.A., 1969.** On the mechanism of a postsedimentary transformation of montmorillonite into hydromica. In L. Heller, Ed., *International Clay Conference*, **1**, 523-531.
- Środoń J., 1984.** Illite/smectite in low-temperature diagenesis: data from the Miocene of the Carpathian Foredeep. *Clay Minerals*, **19**, 205-215.
- Sugitani, K., Yamamoto, K., Adachi, M., Kawabe, I., Sugisaki, R., 1998.** Archean cherts derived from chemical, biogenic and clastic sedimentation in a shallow restricted

basin: examples from the Gorge Creek Group in the Pilbara Block. *Sedimentology* **45**, 1045-1062. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00198.x>

- Slansky**, M., 1989. Nomenclature descriptive des phosphorites. *Sci. Géol, Bull, Strasbourg*, **42** (3), 255-266.
- Taylor**, S. R., McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312pp.
- Taylor**, S.R., & McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust: *Reviews of Geophysics*, v. 33, p. 241-265.
- Thiéblemont**, D., Castaing, C., Billa, M., Bouton, P., Prétat, A., 2009. Notice explicative de la carte géologique et des Ressources minérales de la République gabonaise à 1/1 000 000. Editions DGMG, Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Libreville, 384 p. 384.
- Thiéblemont**, D., Bouton, P., Prétat, A., Goujou, J.-C., Tegye, M., Weber, F., Ebang Obiang, E., Joron, J.L., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Franceville basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* **99** (b), 215-227.
- Tostevin**, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O., Wood, R.A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.*, **438**, 146-162
- Tribovillard**, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update: *Chemical Geology*, **232**, 12-32.
- Tribovillard**, N., Bout-Roumazelles, V., Algeo, T., Lyons, T.W., Sionneau, T., Montero-Serrano, J.C., Riboulleau, A., Baudin, F., 2008. Paleodepositional conditions in the Orca Basin as inferred from organic matter and trace metal contents: *Marine Geology*, **254**, 62-72.
- Tsikos**, H., Beukes, N.J., Moore, J.M., Harris, C., 2003. Deposition, Diagenesis, and Secondary Enrichment of Metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari Manganese Field, South Africa: *Economic Geology*, **98**, 1449-1462.
- Tsikos**, H., & Moore, J.M., 1997. Petrography and geochemistry of the Paleoproterozoic Hotazel Iron-Formation, Kalahari manganese field, South Africa; implications for Precambrian manganese metallogenesis: *Economic Geology*, **92**, 87-97.
- Ward** J.F., C. Verdel, M.J. Campbell, N. Leonard, A. Duc Nguyen, Rare earth element geochemistry of Australian Neoproterozoic carbonate: Constraints on the Neoproterozoic oxygenation events, *Precambrian Research* **335**, 105471 (2019), doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105471>
- Weaver** C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **44**, 1505-1518
- Weber**, F., 1968. Une série précambrienne du Gabon : le Francevillien. *Sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés*. Unp. PhD. thesis: Strasbourg,

France, Université Louis Pasteur and Mémoire Service Cartes Géologique Alsace-Lorraine.

- Weber**, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. *Comptes Rendus Geosciences* **348**, 572-586. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2016.07.003>.
- Wilde**, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Ga ago. *Nature*, **409**, 175-178.
- Worden** R.H & Burley S.D, 2003. *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. International Association of Sedimentology, ISBN : 978-1-405-10897-3

ANNEXES

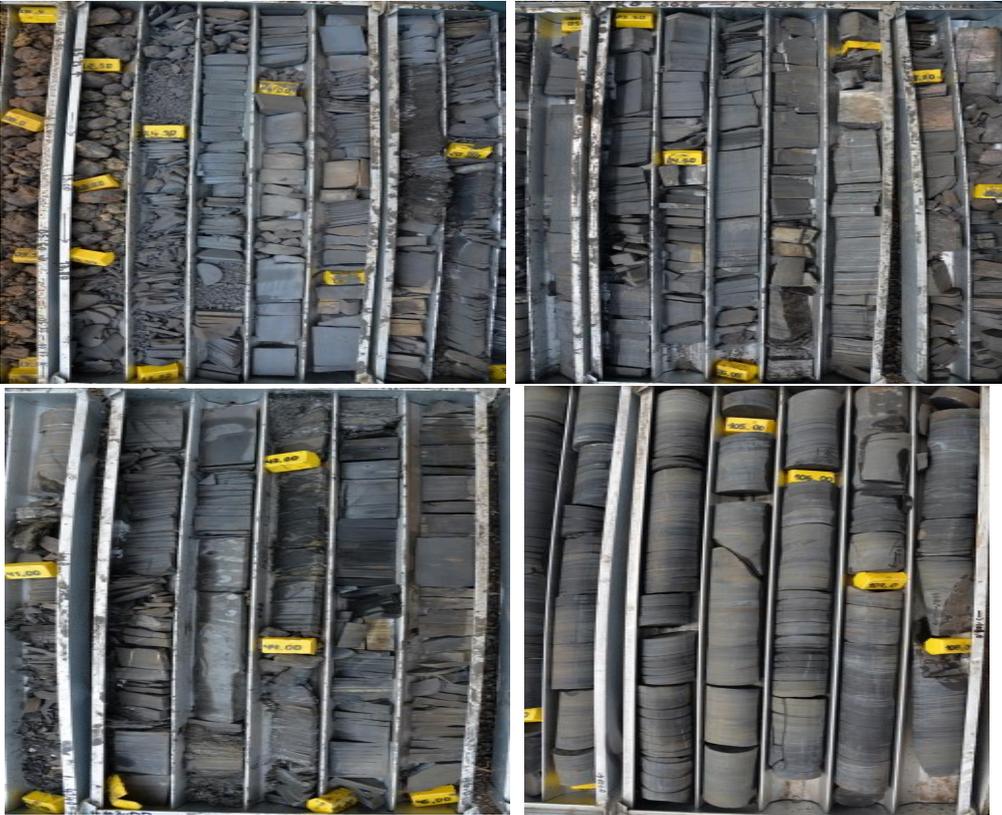
Annexe I :
SONDAGES OKOUMA

Annexe I-1 : Les sondages en carottes

- Sondage KO42028



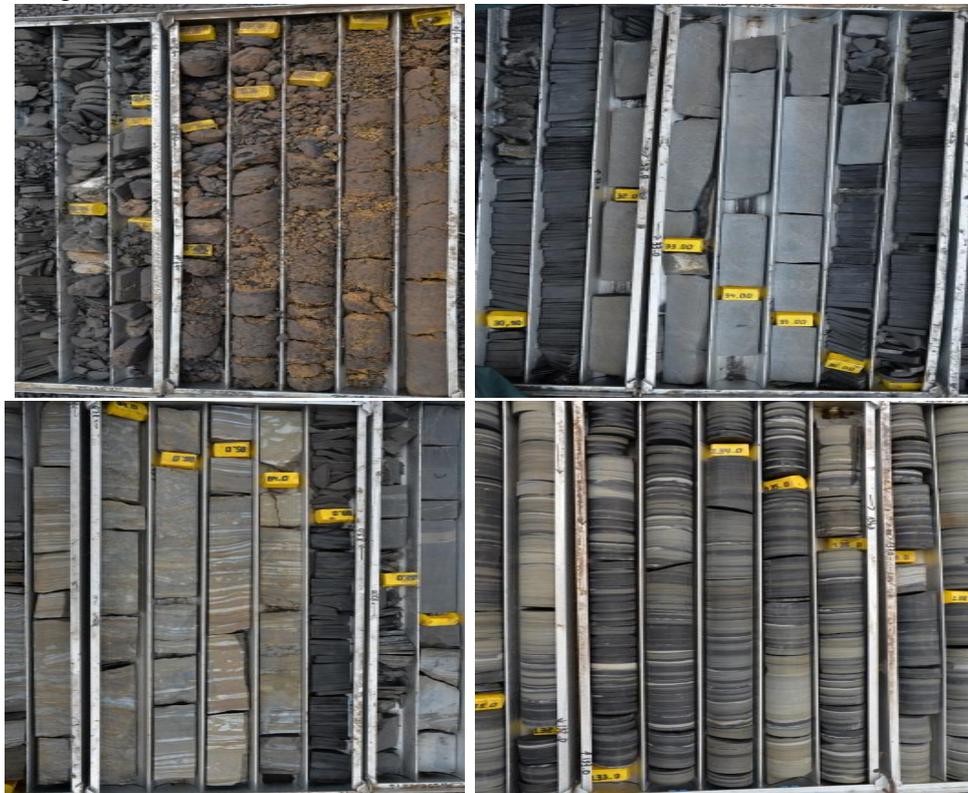
- Sondage KO30028



- Sondage KO54028



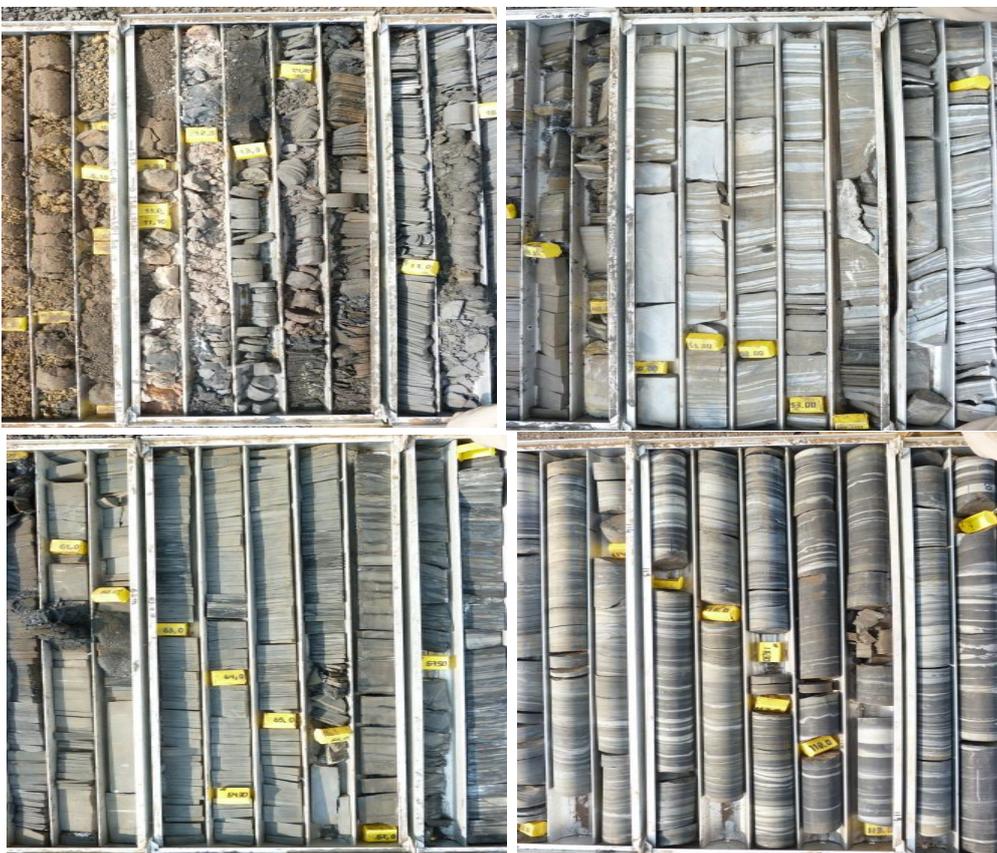
- Sondage KO54052



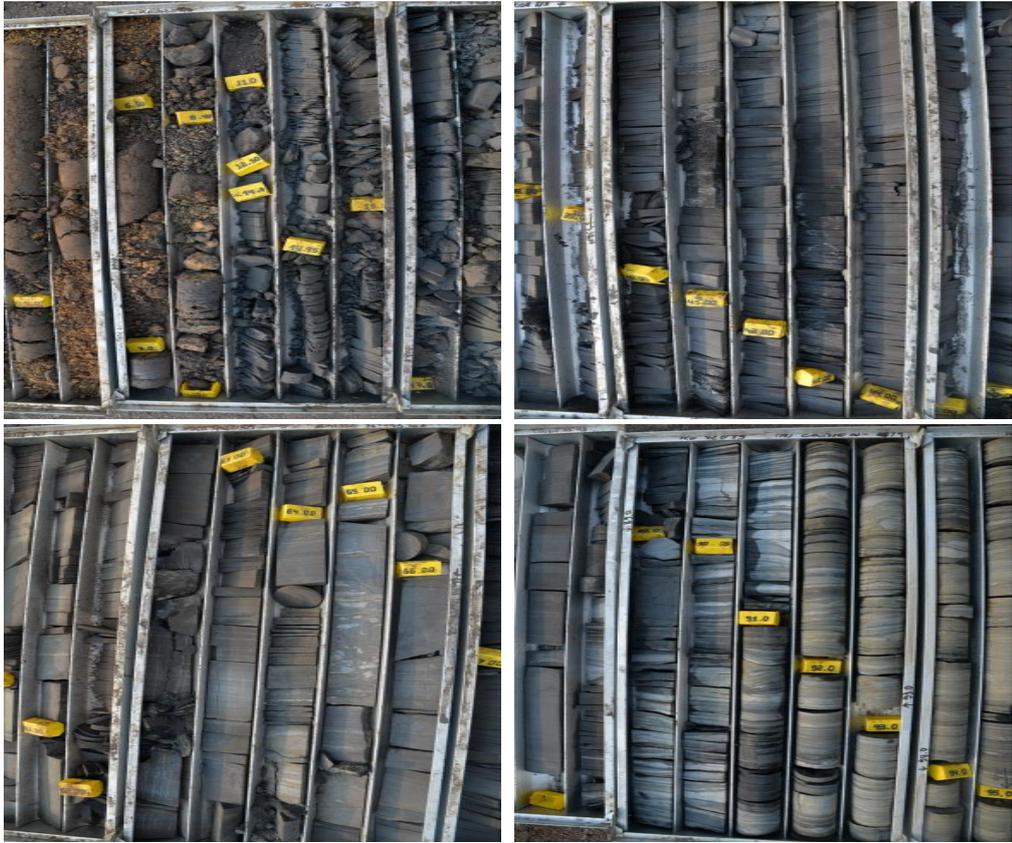
- Sondage KO54040



- Sondage KO65035



- Sondage KO42039



Annexe I-2 : Echantillonnages

- Okouma

KO30028	1,5m	Pisolite
	3,0m	Pisolite
	8,0m	Pisolite
	11,5m	Black shale Mn
	12,5m	Black shale Mn
	13,95m	Black shale Mn
	15,0m	Black shale Mn
	15,7m	Black shale Mn
	17,0m	Black shale Mn
	24,5m	Black shale Mn
	34,5m	Carbonate ferrifère
	36m	Black shale Mn
	39,4m	Carbonate ferrifère
	42,4m	Carbonate ferrifère
	49,5m	Pélite rubanée avec collier pyrite
	53,05m	Pélite rubanée
	68,5m	Pélite rubanée
	76,65m	Pélite rubanée
	84,9m	Pélite rubanée
	95m	Pélite rubanée
	103m	Pélite rubanée
114m	Pélite rubanée	
124,7m	Pélite rubanée	
134m	Pélite rubanée	

	1,5m	Pisolite
	2,0m	Pisolite
	3,5m	Pisolite
	4,0m	Pisolite
	5,0m	Pisolite
	7m	Black shale Mn
	8,5m	Black shale Mn
	9,5m	Black shale Mn
	14,85m	Black shale Mn
	15,95m	Black shale Mn
	16,15m	Black shale Mn
	17,8m	Black shale Mn
	18,52m	Black shale Mn
	19,55m	Black shale Mn
	21,55m	Black shale Mn
	22,55m	Black shale Mn
	23,55m	Black shale Mn
	24,55m	Black shale Mn
	25,2m	Black shale Mn
	26,1m	Black shale Mn
	26,65m	Black shale Mn
	27,48m	Black shale Mn
	27,7m	Black shale Mn
	28,4m	Black shale Mn
	29,2m	Black shale Mn
	30m	Black shale Mn
	32,2m	Black shale Mn
	34,8m	Black shale Mn
	35,4m	Black shale Mn
	36,4m	Black shale Mn
	37,9m	Black shale Mn
	38,2m	Black shale Mn
	38,39m	Black shale Mn
	38,77m	Black shale Mn
	39,4m	Black shale Mn
	40m	Black shale Mn
	40,1m	Black shale Mn
	40,5m	Black shale Mn
	40,8m	Black shale Mn
	41,5m	Black shale Mn
	41,6m	Black shale Mn
	42m	Black shale Mn
	42,5m	Black shale Mn
	43,55m	Black shale Mn
	43,6m	Black shale Mn
	44,5m	Black shale Mn
KO42039	45,5m	Black shale Mn
	45,95m	Black shale Mn
	46,18m	Black shale Mn
	47m	Black shale Mn
	47,9m	Black shale Mn
	48,3m	Black shale Mn
	49m	Black shale Mn
	50,2m	Black shale Mn
	50,3m	Black shale Mn
	51m	Black shale Mn
	52m	Black shale Mn
	53m	Black shale Mn
	54,5m	Black shale Mn
	55,45m	Black shale Mn
	56,3m	Black shale Mn
	57,37m	Black shale Mn
	58,32m	Black shale Mn
	59,37m	Black shale Mn
	59,59m	Black shale Mn
	60,10m	Black shale Mn
	61m	Black shale Mn
	62m	Black shale Mn
	63,4m	Black shale Mn
	64,4m	Black shale Mn
	65,05m	Black shale Mn
	65,33m	Black shale Mn
	66,9m	Black shale Mn
	67,5m	Black shale Mn
	68,3m	Black shale Mn
	69,1m	Black shale Mn
	70,11m	Black shale Mn
	71m	Black shale Mn
	72,1m	Black shale Mn
	72,2m	Black shale Mn
	74,2m	Black shale Mn à filon de grès
	76,8m	grès à grain moyen à grossier
	81,3m	Carbonate ferrifère
	84,05m	black shale pyriteux
	86,9m	black shale pyriteux
	91,5m	Pélite rubanée
	99,6m	Pélite rubanée
	100m	Pélite rubanée
	101,2m	Pélite rubanée
	101,3m	Pélite rubanée
	105,8m	Pélite rubanée
	110,1m	Pélite rubanée
	113m	Pélite rubanée
	117m	Pélite rubanée
	126m	Pélite rubanée
	128m	Pélite rubanée
	131m	Pélite rubanée
	132m	Pélite rubanée
	139m	Pélite rubanée
	142m	Pélite rubanée
	145,1m	Pélite rubanée
	145,3m	Pélite rubanée
	150,1m	Pélite rubanée
	150,9m	Pélite rubanée
	152m	Pélite rubanée

KO65035	1,5m	Pisolite
	4,8m	Pisolite
	6m	Black shale Mn
	9,5m	Black shale Mn
	11m	Black shale Mn
	11,3m	Black shale Mn
	12,75m	Black shale Mn
	13,5m	Black shale Mn
	15,85m	Black shale Mn
	17m	Black shale Mn
	18,55m	Black shale Mn
	19,65m	Black shale Mn
	20,65m	Black shale Mn
	20,9m	Grès à grains moyens à grossier
	24,1m	Black shale Mn
	25m	Black shale Mn
	26,43m	Black shale Mn
	28m	Black shale Mn
	29m	Black shale Mn
	33,5m	Black shale Mn
	35m	Black shale Mn
	36,5m	Black shale Mn
	39m	Carbonate ferrifère
	39,2m	Carbonate ferrifère
	39,5m	Carbonate ferrifère
	40m	Black shale Mn
	40,55m	Black shale Mn
	40,7m	Grès à grains moyens à grossier
	40,8m	Black shale Mn
	42m	Grès à grains moyens à grossier
	43,3m	Black shale Mn
	44,35m	Black shale Mn
	45m	Black shale Mn
	46m	Black shale Mn
	49,3m	Grès à grains moyens à grossier
	50,15m	Carbonate ferrifère
	50,7m	Carbonate ferrifère
	51,3m	Carbonate ferrifère
	53,9m	Carbonate ferrifère
	54,6m	Carbonate ferrifère
	61,1m	black shale pyriteux
65m	black shale pyriteux	
67m	black shale pyriteux	
71m	Pélite rubanée	
75m	Pélite rubanée	
79,6m	Pélite rubanée	
82,7m	Pélite rubanée	
86,7m	Pélite rubanée	
86,8m	Pélite rubanée	
97,2m	Pélite rubanée	
98,1m	Pélite rubanée	
102m	Pélite rubanée	
110,45m	Pélite rubanée	
111,13m	Pélite rubanée	
116,2m	Pélite rubanée	
132,38m	Pélite rubanée	
134,2m	Pélite rubanée	
145,9m	Pélite rubanée	

KO54028	1,5m	Pisolite
	3,5m	Pisolite
	6m	Pisolite
	7,5m	Black shale Mn
	9,5m	Black shale Mn
	12,5m	Black shale Mn
	17m	Black shale Mn
	21,5m	Black shale Mn
	23m	Black shale Mn
	24,5m	Black shale Mn
	29,7m	Black shale Mn
	32m	Black shale Mn
	35,5m	Black shale Mn
	36,5m	Black shale Mn
	39,5m	Black shale Mn
	47,5m	grès à claste argileux
	48,8m	grès à claste argileux
	49,5m	Carbonate ferrifère
	51,9m	Carbonate ferrifère
	52,2m	Black shale Mn
	53,49m	Black shale Mn
	54,7m	Black shale Mn
	55,3m	Black shale Mn
	56,79m	Black shale Mn
	57,8m	Black shale Mn
	58,73m	Black shale Mn
	59,9m	Black shale Mn
	66,55m	Carbonate ferrifère
	68,1m	Carbonate ferrifère
	75,3m	black shale pyriteux
	76m	black shale pyriteux
	76,6m	black shale pyriteux
	78,9m	Pélite rubanée
	83m	Pélite rubanée
	88,3m	Pélite rubanée
	88,7m	Pélite rubanée
96,1m	Pélite rubanée	
100m	Pélite rubanée	
102,6m	Pélite rubanée	
111,32m	Pélite rubanée	
126m	Pélite rubanée	
137,8m	Pélite rubanée	

KO54052	1,5m	Pisolite
	2,8m	Pisolite
	2,95m	Pisolite
	7,60m	Black shale Mn
	8,70m	Black shale Mn
	9,1m	Black shale Mn
	9,5m	Black shale Mn
	12,5m	Black shale Mn
	14m	Black shale Mn
	17m	Black shale Mn
	20,2m	Black shale Mn
	20,5m	Black shale Mn
	21,0m	Black shale Mn
	23,1m	Black shale Mn
	24,5m	Black shale Mn
	26,1m	Black shale Mn
	27,1m	Black shale Mn
	30,2m	Black shale Mn
	35,3m	Black shale Mn
	35,7m	Black shale Mn
	39,5m	Black shale Mn
	42,5m	grès fins à moyens
	44,3m	Black shale Mn
	49,4m	Black shale Mn avec filon de grès
	51,05m	Black shale Mn
	53,5m	Black shale Mn
	55,5m	Black shale Mn avec filon de grès
	57,6m	Black shale Mn
	60,05m	Black shale Mn avec filon de grès
	60,8m	grès a claste d'argiles
	61,9m	grès fins à moyens
	65,8m	grès fins à moyens
	66m	Black shale Mn
	66,8m	Black shale Mn
	68,9m	Black shale Mn
	70m	Black shale Mn
	74,5m	Black shale Mn avec filon de grès
	76,95m	grès à filon de quartz
	80,7m	Carbonate ferrifère
	83,8m	Carbonate ferrifère
	85,4m	Carbonate ferrifère
	88,3m	Carbonate ferrifère
	93,1m	Black shale pyriteux
	95m	Pélite rubanée
99m	Pélite rubanée	
99,6m	Pélite rubanée	
104,9m	Pélite rubanée	
105,5m	Pélite rubanée	
111,1m	Pélite rubanée	
116,9m	Pélite rubanée	
121,4m	Pélite rubanée	
128,4m	Pélite rubanée	
132m	Pélite rubanée	
135,6m	Pélite rubanée	
139,25m	Pélite rubanée	
142,9m	Pélite rubanée	

KO42028	23,7	Black shale Mn
	27,1	Black shale Mn
	33	Black shale Mn
	36,8	Black shale Mn
	44,7	Black shale Mn
	49,4	Black shale Mn
	50,9	Black shale Mn
	54,3	Black shale Mn
	58,5	Black shale Mn
	61,9	grès fins à claste
	62,1	grès fins à claste
	62,4	grès fins à claste
	67,8	Black shale Mn
	69,4	grès fins à claste
	69,8	Black shale Mn
	71,9	Black shale Mn
	72,9	Black shale pyriteux
	73,25	Black shale pyriteux
	73,95	Black shale pyriteux
	74,2	Carbonate ferrifère
	75,2	Carbonate ferrifère
	75,25	Carbonate ferrifère
	75,8	Carbonate ferrifère
	77	Carbonate ferrifère
	77,4	Carbonate ferrifère
	77,95	Carbonate ferrifère
	80,85	Black shale pyriteux
	80,95	Black shale pyriteux
	81,4	Black shale pyriteux
	86,3	Black shale pyriteux
	89,05	Pélite rubanée
	90,5	Pélite rubanée
	91	Pélite rubanée
	91,6	Pélite rubanée
	95	Pélite rubanée
	95,05	Pélite rubanée
	96,5	Pélite rubanée
	102,8	Pélite rubanée
	105,55	Pélite rubanée
	105,95	Pélite rubanée
	110,2	Pélite rubanée
	117,6	Pélite rubanée
	120,4	Pélite rubanée
	121,8	Pélite rubanée
	126,3	Pélite rubanée
	128,5	Pélite rubanée
	129,7	Pélite rubanée
	131,5	Pélite rubanée
	135,3	Pélite rubanée
	136,6	Pélite rubanée
	139,2	Pélite rubanée
	142,6	Pélite rubanée
	146,95	Pélite rubanée
	146,95	Pélite rubanée
	148,63	Pélite rubanée
	149,3	Pélite rubanée
	152,2	Pélite rubanée
	156,77	Pélite rubanée
160,02	Pélite rubanée	
161,1	Pélite rubanée	
162,5	Pélite rubanée	
163,6	Pélite rubanée	
166,7	Pélite rubanée	
173,55	Pélite rubanée	
177,35	Pélite rubanée	
184,7	Pélite rubanée	
185,7	Pélite rubanée	
186,05	Pélite rubanée	
191,95	Pélite rubanée	
194,3	Pélite rubanée	
202,4	Pélite rubanée	
203,9	Pélite rubanée	
204	Pélite rubanée	
206,25	Pélite rubanée	
208,6	Pélite rubanée	
213,25	Pélite rubanée	
218,7	Pélite rubanée	
224,3	Pélite rubanée	
229,3	Pélite rubanée	
232,7	Pélite rubanée	
237,5	Pélite rubanée	
241,6	Pélite rubanée	
242,15	Pélite rubanée	
243	Pélite rubanée	
244,8	Pélite rubanée	
245,55	Pélite rubanée	
248	Pélite rubanée	
252,25	Pélite rubanée	
255,7	Pélite rubanée	
259,1	Pélite rubanée	
260,2	Pélite rubanée	
265,1	Pélite rubanée	
270	Pélite rubanée	
272,5	Pélite rubanée	
279,1	Pélite rubanée	
283,4	Pélite rubanée	
288,9	Pélite rubanée	
292,4	Pélite rubanée	
294,9	Pélite rubanée	
300,7	Pélite rubanée	
305,3	Pélite rubanée	
310,8	Pélite rubanée	
313,3	Pélite rubanée	
318,6	Pélite rubanée	
322,25	Pélite rubanée	
322,5	Pélite rubanée	
323,2	Pélite rubanée	
325,8	Pélite rubanée	

- **Bangombé**

BC8	28 m	Black shale Mn
	45,9 m	Black shale Mn
	61,4 m	Black shale pyriteux
	93,8 m	Black shale pyriteux
	181,4 m	Pélite rubanée

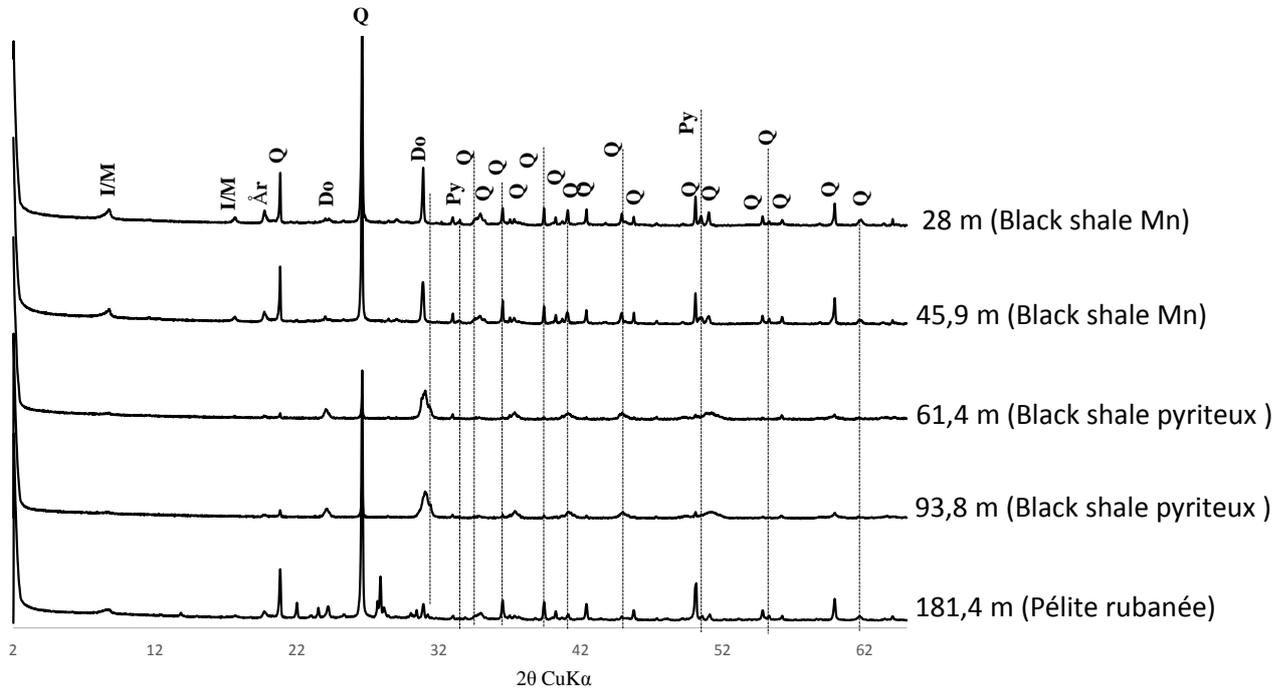
C038051	18,55 m	Black shale Mn
	48,6 m	Black shale Mn
	79 m	Black shale pyriteux
	94,7 m	Pélite rubanée
	98 m	Pélite rubanée
	130,2 m	Pélite rubanée

C094040	10,5 m	Black shale Mn
	50 m	Black shale pyriteux
	62,3 m	Pélite rubanée
	85 m	Pélite rubanée

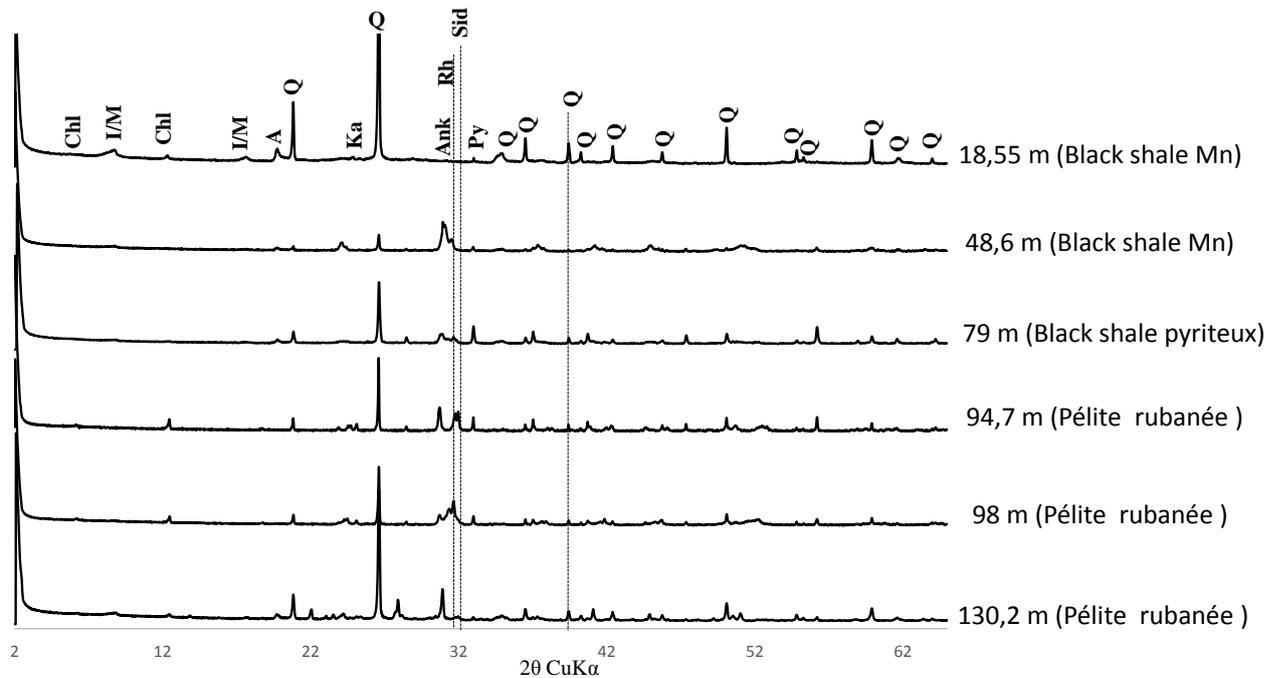
Annexe II:
Pétrographie et minéralogie

Annexe II-1 : Diffractions de rayons X des sondages de Bangombé

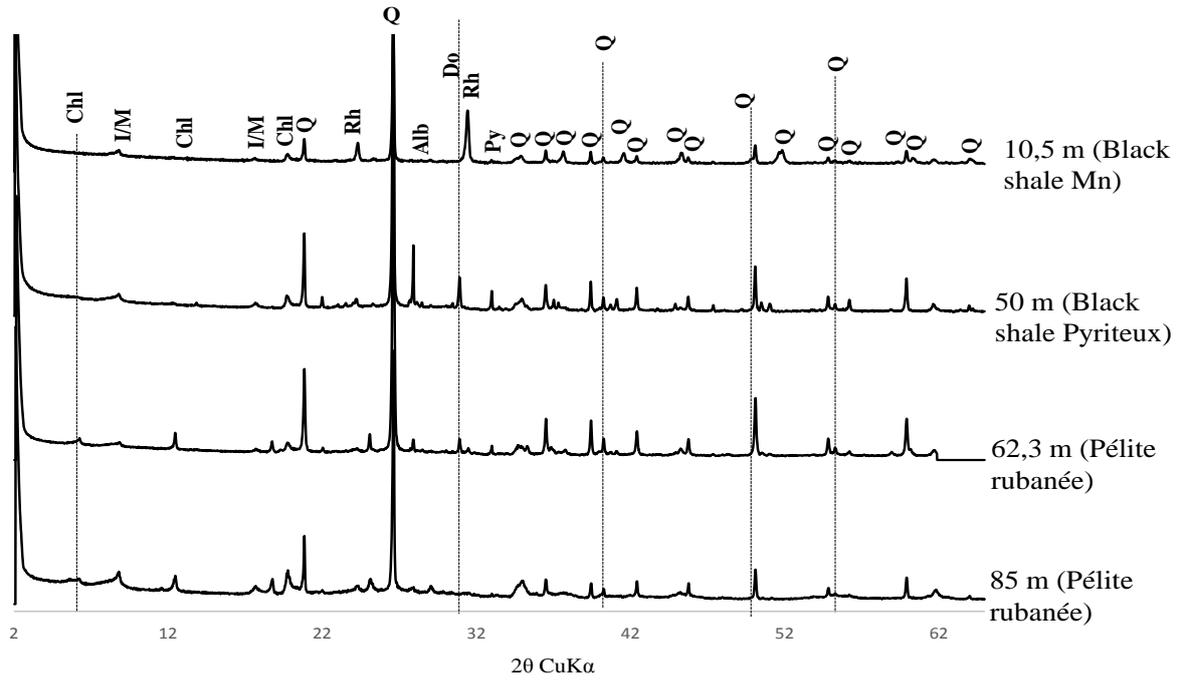
• BC8



• C038051



• C094040



Annexe III :
DONNEES GEOCHIMIQUES DES MAJEURS, TRACES ET
TERRES RARES

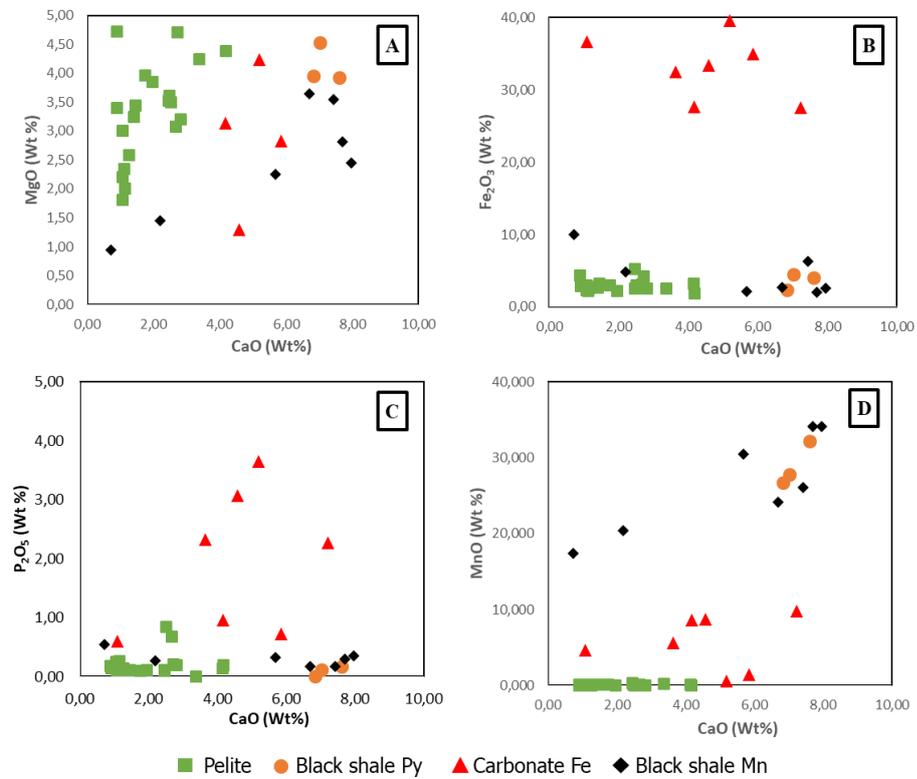
Tableau III-1 : Eléments majeurs (%)

Sondages	Profondeur m	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MnO %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	PF %	Total %		
Unité supérieure	Black shale Mn	KO42028	27.1	33.96	12.57	9.99	17.35	0.95	0.72	2.47	0.62	0.54	20.35	99.57	
		KO42028	33	31.08	9.46	4.78	20.40	1.45	2.19	1.80	0.30	0.27	26.89	98.65	
		KO42028	36.8	20.23	5.53	2.09	30.48	2.25	5.69	0.05	0.99	0.17	0.32	30.58	98.37
		KO42028	44.7	12.78	4.01	1.96	34.14	2.82	7.70	0.05	0.72	0.12	0.30	34.44	99.05
		KO42028	49.4	14.82	4.80	6.24	26.11	3.54	7.43	0.04	0.89	0.13	0.17	34.86	99.04
		KO42028	53.8	25.13	6.29	2.62	24.16	3.64	6.70	0.04	1.09	0.19	0.17	29.62	99.63
		KO42028	56.6	12.62	3.93	2.53	34.11	2.44	7.96	0.07	0.71	0.11	0.35	35.70	100.51
		KO42028	61.9	11.60	2.89	6.07	27.92	2.73	7.25	0.03	0.57	0.08	0.22	33.89	93.25
		KO42028	69.4	18.76	4.69	8.16	24.83	4.70	5.80	0.05	0.86	0.13	0.27	30.69	98.93
		KO42028	70.6	21.61	4.07	6.50	24.59	4.28	6.77	0.03	0.74	0.12	0.27	29.98	98.95
Unité de transition	Black shale Mn	KO42028	72.9	20.73	5.82	2.39	26.76	3.95	6.83	0.05	1.12	0.00	31.29	99.12	
		KO42028	73.25	11.97	3.99	4.05	32.16	3.92	7.61	0.04	0.78	0.10	0.17	33.99	98.77
		KO42028	73.95	16.73	4.17	4.51	27.80	4.53	7.03	0.03	0.85	0.11	0.11	32.68	98.53
		KO42039	76.8	27.73	0.39	34.14	1.34	6.29	2.18	0	0	0.00	0.18	26.69	98.93
		KO42039	76.9	13.45	0	40.24	0.92	8.28	2.53	0	0	0.00	1.44	32.88	99.74
		KO65035	39.00	20.22	1.05	33.40	8.71	1.30	4.58	0	0.19	0.03	3.07	27.65	100.20
		KO65035	50.15	18.24	6.14	39.63	0.54	4.24	5.19	0.00	0.00	0.12	3.65	21.09	98.83
		KO65035	51.30	18.12	2.63	36.63	4.62	7.59	1.08	0	0	0.08	0.60	27.93	99.26
		KO65035	54.60	21.91	0.53	32.54	5.62	6.40	3.64	0	0	0.00	2.33	26.39	99.35
		KO54040	72.8	19.59	0.57	39.38	2.58	4.93	3.50	0	0	0.00	1.05	27.98	99.57
Unité inférieure	Black shale Py	KO54040	79.6	57.11	0.26	18.25	1.23	4.50	0	0	0.00	0.93	14.94	99.03	
		KO54040	82.25	6.39	2.88	21.30	10.37	9.79	13.06	0.03	0.10	0.06	2.18	30.87	97.02
		KO54040	83.9	13.10	4.17	27.07	13.11	8.37	4.18	0	0	0.03	0.45	28.59	99.06
		KO54028	66.5	29.63	0.44	36.62	0.85	4.63	2.71	0	0	0.00	1.88	23.17	99.93
		KO54028	69.6	8.61	0.30	51.00	1.97	3.62	0.85	0.00	0.00	0.00	0.39	32.35	99.08
		KO42028	77.4	10.51	2.81	27.58	9.77	5.23	7.23	0.04	0.60	0.07	2.27	32.73	98.82
		KO42028	75.8	25.80	0.18	34.98	1.39	2.83	5.86	0.00	0.03	0.00	0.72	26.36	98.15
		KO42028	77.95	20.32	4.43	27.64	8.62	3.13	4.17	0.03	0.93	0.10	0.96	28.26	98.59
		KO42028	80.95	18.30	5.19	8.21	0.23	3.69	5.22	0.51	0.84	0.17	1.02	55.24	98.63
		KO42028	82.77	43.20	6.05	9.64	5.45	3.74	6.87	0.24	1.30	0.17	2.33	21.42	100.39
Unité inférieure	Pérites rubanées	KO42028	86.3	63.48	13.32	2.73	0.08	1.62	1.39	2.58	0.38	0.00	9.87	97.28	
		KO42028	95.05	59.41	15.39	3.19	0.087	3.44	1.44	1.61	0.43	0.11	11.40	99.30	
		KO42028	105.55	61.82	10.81	2.55	0.19	4.25	3.36	1.49	1.73	0.30	0.00	13.95	100.44
		KO42028	117.6	63.37	11.22	5.32	0.10	3.62	2.46	1.61	1.81	0.30	0.10	8.61	98.52
		KO42028	126.3	59.13	13.61	2.64	0.15	3.25	1.39	2.51	1.99	0.36	0.12	9.37	94.52
		KO42028	131.5	67.39	11.05	2.61	0.33	3.54	2.44	2.21	1.49	0.31	0.11	8.35	99.83
		KO42028	146.95	68.46	12.57	3.03	0.12	3.97	1.74	1.48	1.95	0.34	0.10	5.92	99.68
		KO42028	155.25	61.39	12.08	3.19	0.14	5.15	4.14	1.70	1.80	0.35	0.14	9.26	99.32
		KO42028	162.5	61.91	17.82	2.87	0.04	3.41	0.89	2.27	3.16	0.51	0.15	5.94	98.97
		KO42028	166.7	72.09	11.62	2.68	0.083	3.01	1.06	2.39	1.36	0.29	0.12	4.60	99.30
Unité inférieure	Pérites rubanées	KO42028	173.55	59.95	17.97	4.38	0.097	4.72	2.33	2.84	0.56	0.19	6.00	99.92	
		KO42028	185.7	70.50	10.68	3.12	0.17	3.09	2.66	3.26	0.72	0.68	5.03	100.17	
		KO42028	191.95	55.18	19.41	3.01	0.049	3.51	2.51	2.15	4.02	0.66	8.65	99.99	
		KO42028	208.6	61.40	14.74	4.25	0.05	4.71	2.70	2.27	2.06	0.46	0.21	7.35	100.20
		KO42028	229.3	62.82	16.01	2.22	0.03	3.86	1.94	1.85	3.11	0.46	0.11	7.36	99.77
		KO42028	241.6	61.65	12.46	1.90	0.03	4.40	4.17	2.70	1.60	0.36	0.20	10.47	99.93
		KO42028	259.1	63.01	17.15	2.28	0.03	2.95	1.10	2.96	2.55	0.48	0.13	8.90	100.95
		KO42028	279.1	58.36	14.77	2.60	0.07	3.20	2.81	2.32	2.25	0.43	0.20	12.30	99.31
		KO42028	288.9	59.30	18.83	2.78	0.06	2.59	1.24	1.76	3.13	0.53	0.15	9.11	99.49
		KO42028	300.7	60.46	18.66	2.60	0.06	2.01	1.13	2.66	2.94	0.27	0.84	8.84	100.10
KO42028	310.8	57.62	20.93	3.02	0.09	2.21	1.06	2.35	3.21	0.56	0.16	8.79	100.01		
KO42028	322.25	54.50	17.27	2.36	0.06	1.81	1.05	2.39	2.88	0.45	0.25	9.12	92.14		

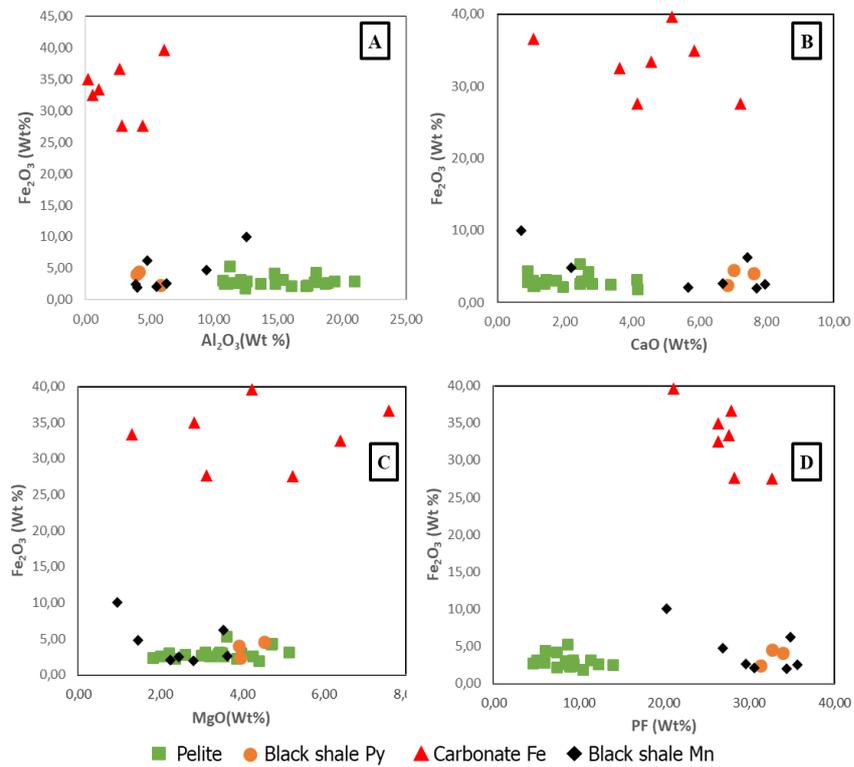
Tableau III-2 : Eléments majeurs avec facteurs d'enrichissement (EF)

	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
	29,9	10,3	5,1	850	1,4	0,93	0,89	3,2	0,6	700
	SI EF	Al EF	Fe EF	Mn EF	Mg EF	Ca EF	Na EF	K EF	Ti EF	P EF
Unité supérieure	KO42028	1	2,12227526	0,02447334	0,62817631	0,85829103	0,06322238	0,99214145	0,96116945	0,00066692
	KO42028	1	1,34859491	0,03823029	1,27993596	3,45806529	0,08573232	0,95790296	0,61293536	0,00044313
	KO42028	1	1,0076687	0,09774729	3,39979498	15,3672122	0,14376323	0,90623665	0,60182706	0,00089866
	KO42028	1	1,30686207	0,15106826	5,86392622	28,7109544	0,21857183	0,91028914	0,58750243	0,00116229
	KO42028	1	0,80977178	0,09636802	6,14769366	23,1140961	0,12491612	0,93779706	0,54268202	0,00054936
	KO42028	1	1,11470758	0,06813366	4,82829568	15,9293441	0,10579468	0,87079468	0,59425178	0,00041984
	KO42028	1	1,71924227	0,15406623	5,19192478	30,3006187	0,29338537	0,90617038	0,54525124	0,00138434
	KO42028	1	5,9827041	0,17111813	7,87118496	37,4526131	0,17939954	0,99225716	0,5514537	0,00118056
	KO42028	1	4,6497938	0,09391137	8,35232407	18,4936559	0,1591439	0,92666514	0,53950986	0,00089411
	KO42028	1	4,26157805	0,10704667	8,75571651	24,8484508	0,12344317	0,91287956	0,56365224	0,00102911
Unité de transition	KO42028	1	1,09484268	0,08149725	5,65707252	17,5299693	0,12536032	0,96879081	0,61822016	0
	KO42028	1	2,7104861	0,14274783	8,18778406	28,460204	0,14212804	0,98146172	0,49199076	0,00066078
	KO42028	1	2,888896	0,11829063	9,06645297	25,1987562	0,12455072	1,02667446	0,51825454	0,00040981
	KO42039	1	233,162262	0,06078818	134,049275	83,1218415	0	0	0	0,00714677
	KO42039	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	KO65035	1	84,7817209	0,14681868	10,3195817	64,9984392	0	0,89678074	0,5733101	0,04530404
	KO65035	1	17,2328249	0,00154845	5,75017641	12,6238993	0	0,39284952	0,00922716	0
	KO65035	1	37,248921	0,03116399	24,0934755	6,13418248	0	0,55566134	0,00354708	0
	KO65035	1	163,925472	0,18806388	100,686433	102,541599	0	0	0	0,0682487
	KO54040	1	185,793613	0,08094781	72,5532139	92,3234135	0	0	0	0,02879965
Unité inférieure	KO54040	1	186,008623	0,0831048	143,307034	103,002818	0	0,19153892	0,37167612	0,01175518
	KO54040	1	19,7518364	0,06383468	28,3593708	67,7591366	0	0,17348181	0,37167612	0,01175518
	KO54028	1	17,3484335	0,05577593	16,7582505	14,9930389	0	0	0,15411266	0,0016769
	KO54028	1	223,773371	0,03449194	88,3418328	92,5976309	0	0	0	0,06678681
	KO42028	1	452,410422	0,11583946	100,223351	42,2966286	0	0	0	0,02011465
	KO42028	1	26,256262	0,16716713	15,5406638	38,4890896	0,22550258	1,07194821	0,45777778	0,0125634
	KO42028	1	521,841092	0,13798349	131,825752	488,855707	0	0,95826647	0,42619442	0,00336572
	KO42028	1	16,6687076	0,03452667	5,89767712	14,0822946	0,11354853	1,05958486	0,42619442	0,00336572
	KO42028	1	4,22230139	0,00079009	5,92481637	15,0291478	1,58346843	0,81994464	0,64065088	0,00304927
	KO42028	1	4,25176617	0,01597298	5,15413323	16,9575857	0,63513961	1,07952114	0,54328964	0,00597684
Unité inférieure	KO42028	1	0,54730564	0,00011062	1,13866331	1,8218577	1,68763599	0,97794047	0,5564499	0
	KO42028	1	1,17234815	0,00010048	1,86615545	1,39445632	1,70114418	0,91536361	0,54239884	0,00011097
	KO42028	1	0,62984862	0,00030484	3,28061265	4,64586706	2,23765055	0,80900987	0,53288095	0
	KO42028	1	1,2660644	0,00015577	2,68798259	3,27136382	2,3281253	0,81498431	0,5252636	0,00013833
	KO42028	1	0,51704835	0,00019184	1,99234786	1,52677147	2,99263438	0,73707712	0,51216123	0,00013684
	KO42028	1	0,63073906	0,00053497	2,6674359	3,20229627	3,24670341	0,68027482	0,54757265	0,00015454
	KO42028	1	0,64390554	0,0001687	2,63542183	2,07083514	1,90316532	0,78103045	0,5293397	0,00012335
	KO42028	1	0,70528908	0,00020699	3,55256152	5,12445545	2,28283051	0,75102617	0,55573495	0,00017995
	KO42028	1	0,43012476	4,279E-05	1,59527257	0,74638638	2,06444762	0,89557228	0,56014704	0,00013069
	KO42028	1	0,61634538	0,0001268	2,15628022	1,36311466	3,33588865	0,58829286	0,4837741	0,00016032
Unité inférieure	KO42028	1	0,65050151	9,5424E-05	1,92183397	0,73433397	2,10227498	0,7966277	0,60961029	0,00016416
	KO42028	1	0,78047359	0,00027871	2,41277529	3,72065794	4,95909055	0,34121626	0,49208431	0,00098891
	KO42028	1	0,41366315	4,4935E-05	1,50648606	1,92974566	1,79364232	1,04617595	0,6637247	0,00068002
	KO42028	1	0,77093692	6,3776E-05	2,66694556	2,74010911	2,49639143	0,70667538	0,6034061	0,00022125
	KO42028	1	0,37004633	2,8236E-05	2,00784957	1,81314589	1,87580656	0,9801391	0,5646315	0,00010664
	KO42028	1	0,40775887	3,6583E-05	2,94336904	4,99653643	3,51304019	0,64763494	0,56854706	0,00024927
	KO42028	1	0,35479357	2,915E-05	1,14233801	0,96000647	2,80163359	0,747970456	0,54783614	0,0001766
	KO42028	1	0,47025276	8,0791E-05	1,8081868	2,84085626	2,54428238	0,76921598	0,56904536	0,00021022
	KO42028	1	0,39361483	5,3476E-05	1,14846382	0,98703721	1,51828247	0,83873346	0,54958613	0,00012365
	KO42028	1	0,37203391	0,4556E-05	0,89750175	0,90754532	2,31089118	0,79427172	0,49746985	0,00022469
KO42028	1	0,38512627	7,8265E-05	0,88029382	0,75310172	1,82309889	0,7743542	0,52233422	0,00011866	
KO42028	1	0,36454196	5,6458E-05	0,87566171	0,9092171	2,24038388	0,84000431	0,51136584	0,00022469	

Annexe III-1 : Corrélation MgO, Fe₂O₃, P₂O₅, MnO Vs CaO



Annexe III-2 : Comportement du Fe₂O₃ Vs l'Al, CaO et MgO



Annexe III-3 : Distribution stratigraphique du Mn/Fe

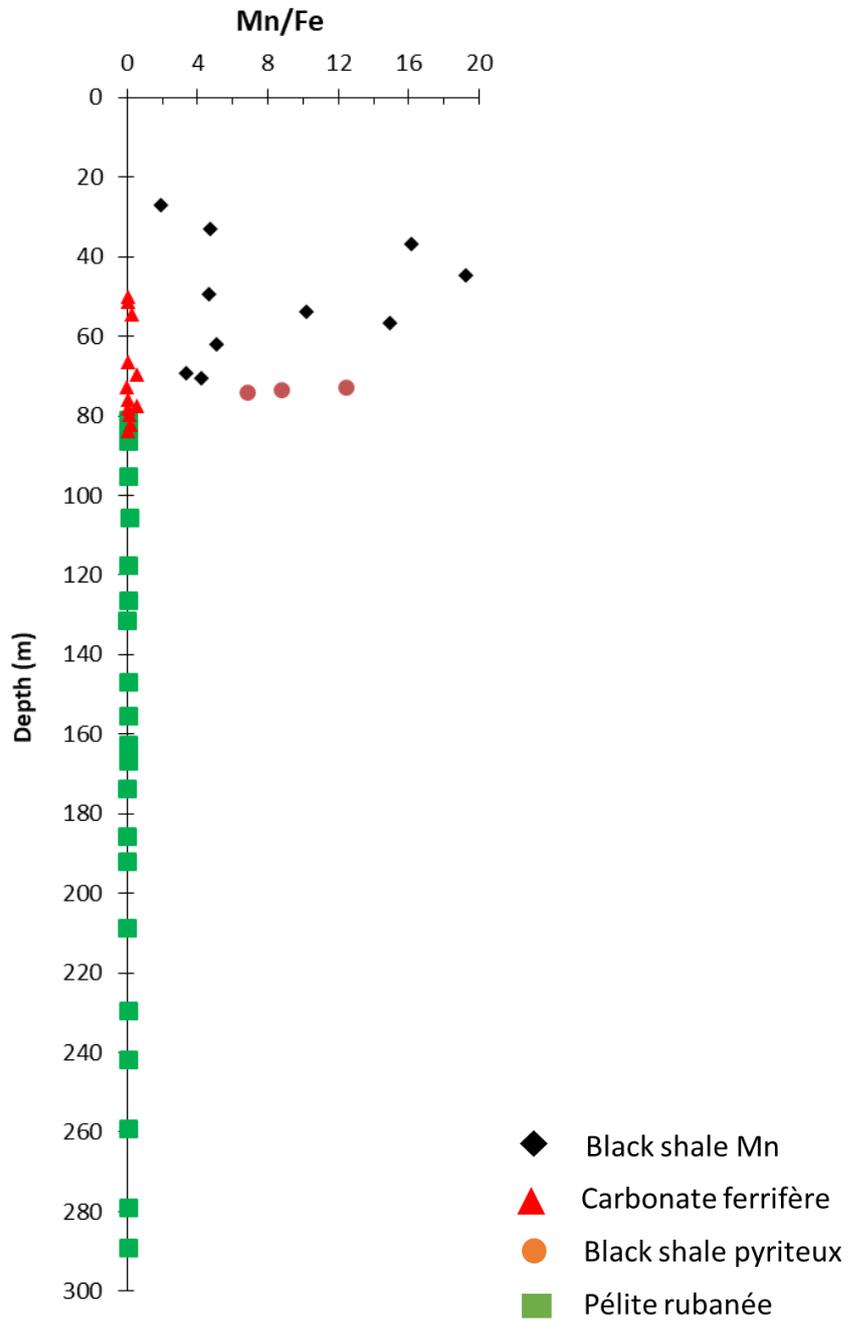


Tableau III-3 : Eléments traces (ppm)

Sondages	Prof m	Rb ppm	Ba ppm	Pb ppm	Sr ppm	Sc ppm	V ppm	Co ppm	Cr ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Zr ppm	Hf ppm	Nb ppm	Ta ppm	Th ppm	Mo ppm	U ppm	Cd ppm		
Unité supérieure	Black shale Mn	KO42028	27,1	89,16	964,4	229,124	73,43	11	114,7	276,4	339,2	230,3	446,9	112,3	2,871	10,58	0,438	8,276	14,32	2,256	0,6	
		KO42028	33	64,37	653,9	84,070	60,79	4,527	66,74	343,6	42,27	264,3	144,8	449	7,007	1,766	5,828	0,316	6,195	3,971	1,023	0,255
		KO42028	36,8	35,53	449,6	54,5016	57,02	3,487	59,84	742,9	26,31	329,8	136,6	521	43,44	1,079	4,349	3,497	4,92	4,92	0,512	0,387
		KO42028	44,7	23,8	391,1	15,3088	72,01	3,331	37,79	697,6	5,637	360,1	157,7	497,8	21,49	0,528	3,327	2,164	5,439	0,371	1,662	0,182
		KO42028	49,4	28,12	361,2	30,2553	72,25	3,46	24,81	104	6,843	104,1	80,1	376,2	21,62	0,562	3,917	0,133	2,554	1,545	0,475	0,222
		KO42028	53,8	36,2	463	17,2	74,2	4,20	46,3	372	24,7	139	145	667	49,0	1,20	3,84	0,21	4,09	2,09	0,74	1,32
		KO42028	56,6	22,9	410	9,49	83,3	3,41	25,5	633	15,1	183	100	426	24,4	0,59	2,68	0,11	1,93	3,71	0,34	1,01
		KO42028	61,9	19,68	314,8	40,3136	69,16	3,184	602,7	10,85	124	4,234	334,7	15,35	14,22	1,208	2,434	0,157	1,844	4,383	0,433	0,102
		KO42028	69,4	31,5	536,2	18,3006	70,2	2,462	28,95	147,9	28,46	158,7	56,39	112,6	46,18	1,208	3,43	0,101	3,376	3,265	1,091	0,158
		KO42028	70,6	24,7	424	19,5	79,6	2,52	18,8	148	17,1	153	53,3	128	32,5	0,87	2,95	0,13	1,71	1,96	3,22	0,21
Unité de transition	Black shale Mn	KO42028	72,9	38,33	482,1	46,8677	87,83	3,012	38,06	394,1	15	215	291,3	663,7	32	0,859	4,404	0,226	3,846	3,656	0,918	2,068
		KO42028	73,25	27,6	399,9	79,2341	68,11	2,409	25,09	1075	12,76	234,4	16,61	565,3	20,92	0,557	2,222	0,125	2,214	6,98	0,509	0,193
		KO42028	73,95	31,21	428,8	58,2506	76,99	2,166	24,58	257,8	18,14	74,22	15,46	426	24,31	0,665	2,662	0,159	2,505	2,913	0,63	0
		KO42028	76,8	0	18,4	2,00	152	0	7,0	6,04	3,5	7,9	5,4	10,5	4,30	0,09	0,51	0,01	0,19	1,17	0,04	0,12
		KO42028	76,9	0	16,1	1,72	165	0	1,0	2,04	0	0	10,8	15,0	3,39	0,08	0,17	0,01	0,17	0	0,04	0,21
		KO65035	39	6,67	118	5,25	270	0	24,3	54,8	5,4	42,7	15,2	43,7	13,3	0,26	0,55	0,03	0,57	1,00	0,21	0,34
		KO65035	50,15	0	42,98	31,7701	314,1	1,024	23,14	21,87	29,22	12,82	11,03	40,41	153,5	3,567	2,041	0,114	4,567	2,148	1,107	0,172
		KO65035	51,3	0,19	46,6	11,8	68,6	0	17,4	35,5	20,6	30,5	34,0	64,4	33,1	0,84	3,01	0,10	1,83	0,75	0,38	0,05
		KO65035	54,6	0,16	37,5	3,68	183	0	4,6	20,2	4,5	12,2	9,9	16,9	13,5	0,26	0,63	0,02	0,51	0	0,11	0
		KO65040	72,8	0,35	224	7,84	207	0	3,2	19,0	0	2,7	14,2	130	7,4	7,69	0,16	0,42	0,02	0,28	0,80	0,06
Unité inférieure	Black shale Mn	KO65040	79,6	0,81	86,7	2,89	122	0	1,60	0,7	2,4	1,33	7,0	2,18	0,06	0,18	0,01	0,11	0	0,05	0,04	
		KO65040	82,25	3,48	302	3,32	276	1,00	17,4	50,4	10,6	41,6	20,2	66,7	24,8	1,53	0,06	1,13	0,67	0,68	0,07	
		KO65040	83,9	0	168	5,78	196	1,14	33,4	17,2	12,0	15,2	127	82,7	9,70	0,23	1,05	0,04	0,88	0	0,28	0,14
		KO65040	86,5	0,16	351	2,17	93,5	0	3,6	5,16	6,8	6,4	9,4	9,7	8,41	0,18	0,56	0,02	0,34	0	0,17	0
		KO65040	89,6	0	232,9	1,6787	87,27	0,984	3,136	3,365	0	0	0	27,86	12,67	0,298	0,009	0,009	0,279	1,645	0,23	0
		KO65040	77,4	20,82	404,9	11,781	217,2	5,353	23,95	97,08	15,24	10,13	22,18	46,3	25,38	0,532	1,453	0,072	1,438	2,066	0,376	0,195
		KO65040	75,8	1,084	30,14	16,9381	273,4	2,211	1,646	2,735	0	0	6,536	14,13	3,136	0,076	0,135	0	0,086	0,756	0,05	0,193
		KO65040	77,95	35,9	656	25,0	137	2,82	38,4	41,6	17,5	194	437	288	47,8	1,16	2,17	0,11	2,57	1,35	0,80	0,80
		KO65040	80,95	33,29	366,4	17,8842	212,1	2,277	76,92	28,86	38,25	53,75	12,89	55,11	72,21	1,779	2,383	0,209	4,041	7,116	2,21	1,54
		KO65040	82,77	50,4	513	22,5	243	3,69	92,2	64,9	29,1	123	26,2	58,2	113	2,72	2,88	0,18	4,39	33,5	3,13	0,65
Unité inférieure	Pélices rubanées	KO65040	86,3	110,9	900,5	113,5855	104,6	0,951	66,62	11,93	55,08	70,24	13,1	125,9	141,9	3,583	4,997	0,388	8,334	3,019	1,377	0,203
		KO65040	95,05	124	912	13,2	112	7,67	97,6	11,8	64,6	90,6	213	156	4,01	6,65	0,55	10,5	3,11	2,15	0,42	
		KO65040	105,55	76,8	567,1	60,9845	105,9	1,014	71,97	8,24	51,61	62,72	183,6	180,5	103	2,587	4,16	0,417	7,954	2,439	2,23	0,484
		KO65040	117,6	82,67	709,9	14,425	83,12	0,388	29,99	29,89	40,71	46,05	45,53	93,3	83,14	2,156	3,47	0,326	6,956	4,338	1,122	0,158
		KO65040	126,3	96,87	778,8	36,0412	90,61	0,403	78,59	10,38	49,71	75,59	13,85	157,8	86,35	2,197	5,519	0,503	8,279	2,837	2,239	0,182
		KO65040	131,5	71,42	651,2	31,265	105,3	0,872	49,46	21,79	38,24	118,8	8,515	141	92,72	2,403	4,006	0,33	6,914	2,759	1,554	0,124
		KO65040	146,95	90,4	810,7	10,0233	96,57	0,285	31,33	8,834	42,59	40,28	49,7	81,36	103	2,541	4,125	0,342	6,793	1,336	0,996	0,158
		KO65040	155,25	94,7	790,7	10,9135	150,5	0	36,27	6,707	47,5	36,34	30,96	73,42	127,1	3,18	4,191	0,321	7,725	2,1	0,944	0,131
		KO65040	162,5	148	1328	21,242	105,7	1,448	55,35	19,33	67,22	55,24	71,43	119,5	117,2	2,98	6,498	0,541	10,73	2,243	1,912	0,15
		KO65040	166,7	64,4	621	9,75	128	4,93	28,5	7,91	35,8	38,9	44,4	129	167	4,35	3,72	0,30	6,98	0	1,27	0,15
Unité inférieure	Pélices rubanées	KO65040	173,55	138	1866	12,2	124	9,95	57,1	17,0	80,8	61,9	46,9	113	3,48	7,08	0,64	12,6	0	1,42	0,11	
		KO65040	185,7	32,5	346	6,47	193	3,18	22,7	5,07	29,2	28,6	22,8	90,9	263	6,73	3,31	0,27	6,77	0	1,44	0,12
		KO65040	191,95	184	1425	9,93	126	10,06	67,8	19,0	87,8	49,9	99,9	195	226	5,78	8,41	0,70	14,7	1,00	1,80	0,29
		KO65040	208,6	102,1	729,4	80,8087	118,3	0,15	35,85	9,33	48,59	43,27	42,37	85,58	134	3,444	5,661	0,471	9,534	0	0,981	0,313
		KO65040	229,3	152,9	1050	26,6748	77,87	0,229	43,08	4,864	198,3	36,49	311	52,49	101,4	2,64	6,242	0,481	6,974	0,653	1,583	0,216
		KO65040	241,6	84,94	670,5	4,5632	110	0,296	6,073	61,44	39,55	83,14	149	129,5	3,446	4,65	0,472	8,963	1,844	1,446	0,16	0,16
		KO65040	259,1	125	950,2	5,8293	128,4	0,209	76,86	4,465	98,44	42,47	104,2	68,4	202,7	5,472	6,034	0,532	11,58	1,861	1,471	0,275
		KO65040	279,1	110,1	743,1	25,5196	109,4	0,516	66,1	7,968	55,91	50,96	108,3	173,8	4,514	5,433	0,521	9,626	2,919	1,488	0,194	0,194
		KO65040	288,9	145,8	1075	20,5458	110,5	0,262	57,59	3,988	72,45	43,76	9,01	155	166,7	4,446	7,136	0,713	11,99	2,081	2,054	0,119
		KO65040	300,7	147,4	888,6	43,1953	115,3	0,771	66,41	14,84	59,66	52,57	79,22	109	165,9	4,322	5,653	0,574	9,781	0	2,024	0,497
KO65040	310,8	152,5	1124	12,7009	135,6	0,543	64,62	10,91	73,29	73,29	80,39	107,6	171,3	4,578	7,343	0,676	11,53	2,224	2,324	0,175		
KO65040	322,25	143	875,3	45,1847	113,9	0,604	62,75	13,59	64,83	56,58	10,4	103,8	152,2	3,907	5,688	0,545	9,063	2,396	1,869	0,126		

Tableau III-4 : Eléments traces normalisés au PAAS

Sondages	Prof (m)	Rb	Ba	Pb	Sr	Sc	V	Co	Cr	Ni	Zr	Hf	Nb	Ta	Th	U	
	PASS	160	200	20	200	16	150	23	110	55	210	5	19	1,2	14,6	3,1	
Unité supérieure	KO42028	27,1	4,82	11,46	0,37	0,69	0,76	11,97	0,49	6,17	0,53	0,57	0,56	0,36	0,57	2,67	
	KO42028	33	3,27	4,20	0,30	0,28	0,44	14,94	0,38	4,81	0,33	0,35	0,31	0,27	0,42	2,00	
	KO42028	36,8	2,25	2,73	0,29	0,22	0,40	32,30	0,24	6,00	0,21	0,22	0,23	0,16	0,24	1,13	
	KO42028	44,7	1,96	0,77	0,36	0,21	0,25	28,59	0,05	6,55	0,10	0,11	0,18	0,10	0,15	0,70	
	KO42028	49,4	1,81	1,51	0,36	0,22	0,17	4,52	0,06	1,89	0,10	0,11	0,21	0,11	0,17	0,82	
	KO42028	53,8	2,32	0,86	0,37	0,26	0,31	16,16	0,22	3,52	0,23	0,24	0,20	0,20	0,17	0,28	1,32
	KO42028	56,6	1,14	2,05	0,47	0,33	0,21	27,52	0,14	3,33	0,12	0,12	0,12	0,14	0,10	0,13	0,62
	KO42028	61,9	1,12	1,57	2,02	0,35	0,20	1,14	26,20	0,10	2,25	0,07	0,08	0,13	0,08	0,13	0,59
	KO42028	69,4	2,20	2,68	0,92	0,35	0,15	0,19	6,43	0,26	2,89	0,22	0,24	0,18	0,13	0,23	1,09
	KO42028	70,6	0,15	2,12	0,98	0,40	0,16	0,13	6,43	0,16	2,79	0,15	0,17	0,16	0,11	0,12	0,55
Unité de transition	KO42028	72,9	0,24	2,41	2,34	0,44	0,19	17,13	0,14	3,91	0,15	0,17	0,23	0,19	0,26	1,24	
	KO42028	73,25	0,17	2,00	3,96	0,34	0,15	17,17	0,12	4,26	0,10	0,11	0,13	0,10	0,15	0,71	
	KO42028	73,95	0,20	2,14	2,91	0,38	0,14	11,21	0,16	1,35	0,12	0,13	0,14	0,13	0,17	0,81	
	KO42039	76,8	0,00	0,09	0,10	0,76	0,00	0,05	0,26	0,03	0,14	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,06
	KO42039	76,9	0,00	0,08	0,09	0,82	0,00	0,01	0,09	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05
	KO65035	39	0,04	0,59	0,26	1,35	0,00	0,16	2,38	0,05	0,78	0,06	0,05	0,03	0,03	0,04	0,18
	KO65035	50,15	0,00	0,21	1,59	1,57	0,06	0,15	0,95	0,27	0,23	0,73	0,71	0,11	0,10	0,31	1,47
	KO65035	51,3	0,00	0,23	0,59	0,34	0,00	0,12	1,54	0,19	0,56	0,16	0,17	0,16	0,09	0,13	0,62
	KO65035	54,6	0,00	0,19	0,18	0,91	0,00	0,03	0,88	0,04	0,22	0,06	0,05	0,03	0,02	0,03	0,16
	KO54040	72,8	0,00	1,12	0,39	1,03	0,00	0,02	0,39	0,03	0,22	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,09
Unité inférieure	KO54040	79,6	0,01	0,43	0,14	0,61	0,00	0,07	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	
	KO54040	82,25	0,02	1,51	0,17	1,38	0,06	0,12	2,19	0,10	0,12	0,12	0,07	0,05	0,08	0,37	
	KO54040	83,9	0,00	0,84	0,29	0,98	0,07	0,22	0,75	0,11	0,28	0,05	0,06	0,03	0,06	0,28	
	KO54028	66,5	0,00	1,75	0,11	0,47	0,00	0,02	0,22	0,06	0,12	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,11
	KO54028	69,6	0,00	1,16	0,08	0,44	0,06	0,15	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,01	0,02	0,09	
	KO42028	77,4	0,13	2,02	0,59	1,09	0,33	0,16	0,42	0,14	0,18	0,12	0,11	0,08	0,06	0,10	0,46
	KO42028	75,8	0,01	0,15	0,83	1,37	0,14	0,01	0,12	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,03
	KO42028	77,95	0,22	3,28	1,25	0,69	0,18	0,26	1,81	0,16	3,54	0,23	0,23	0,11	0,09	0,18	0,83
	KO42028	80,95	0,21	1,83	0,89	1,06	0,14	0,51	1,25	0,35	0,88	0,34	0,36	0,13	0,17	0,28	1,30
	KO42028	82,77	0,32	2,56	1,12	1,21	0,23	0,61	2,82	0,26	2,24	0,54	0,54	0,15	0,15	0,30	1,42
Unité inférieure	KO42028	86,3	0,69	4,50	5,68	0,52	0,44	0,52	0,50	1,28	0,68	0,72	0,26	0,32	0,57	2,69	
	KO42028	95,05	0,78	4,56	0,66	0,56	0,48	0,65	0,51	1,65	0,74	0,80	0,35	0,46	0,72	3,40	
	KO42028	105,55	0,48	2,84	3,05	0,53	0,06	0,48	0,36	0,47	1,14	0,49	0,52	0,22	0,35	0,54	
	KO42028	117,6	0,52	3,55	0,72	0,47	0,02	0,20	1,30	0,37	0,84	0,40	0,43	0,21	0,27	0,48	
	KO42028	126,3	0,61	3,89	1,80	0,45	0,03	0,52	0,45	0,45	1,37	0,41	0,44	0,29	0,42	2,67	
	KO42028	131,5	0,45	3,31	1,56	0,53	0,05	0,33	0,95	0,35	2,16	0,44	0,48	0,21	0,28	2,23	
	KO42028	146,95	0,57	4,05	0,50	0,48	0,02	0,21	0,38	0,39	0,73	0,49	0,51	0,22	0,29	2,19	
	KO42028	155,25	0,59	3,95	0,55	0,75	0,00	0,24	0,29	0,43	0,66	0,61	0,64	0,22	0,27	2,49	
	KO42028	162,5	0,93	6,84	1,06	0,53	0,09	0,37	0,84	0,61	1,00	0,56	0,60	0,34	0,45	3,46	
	KO42028	166,7	0,40	3,11	0,49	0,64	0,31	0,19	0,34	0,33	0,71	0,80	0,87	0,20	0,25	0,48	
Unité inférieure	KO42028	173,55	0,86	5,93	0,61	0,62	0,38	0,74	0,73	1,13	0,64	0,70	0,37	0,53	0,87	4,08	
	KO42028	185,7	0,20	1,73	0,32	0,97	0,20	0,15	0,22	0,48	1,25	1,35	0,17	0,22	0,46	2,18	
	KO42028	191,95	1,15	7,13	0,50	0,63	0,63	0,45	0,83	0,80	1,29	1,08	0,44	0,58	1,01	4,75	
	KO42028	208,6	0,64	3,65	4,04	0,59	0,01	0,24	0,41	0,79	0,64	0,64	0,29	0,39	0,65	3,08	
	KO42028	229,3	0,96	5,25	1,33	0,39	0,01	2,87	0,21	1,80	0,66	0,48	0,53	0,33	0,40	2,25	
	KO42028	241,6	0,53	3,35	0,23	0,55	0,02	0,33	0,26	0,56	0,72	0,62	0,69	0,24	0,39	2,89	
	KO42028	259,1	0,69	4,75	1,28	0,55	0,03	0,44	0,35	0,51	0,93	0,87	1,09	0,32	0,44	3,74	
	KO42028	288,9	0,91	5,38	1,03	0,55	0,02	0,38	0,17	0,66	0,80	0,79	0,89	0,38	0,59	3,87	
	KO42028	300,7	0,92	4,44	2,16	0,58	0,05	0,44	0,65	0,54	0,96	0,79	0,86	0,31	0,48	3,16	
	KO42028	310,8	0,95	5,62	0,64	0,68	0,03	0,43	0,47	0,68	1,33	0,82	0,92	0,39	0,56	3,72	
KO42028	322,25	0,89	4,38	2,26	0,57	0,04	0,42	0,59	0,59	1,03	0,72	0,78	0,30	0,45	0,62	2,92	

Tableau III-5 : Terres rares +Y (ppm)

	Depth	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
	m	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Unité supérieure	KO42028	27,1	41,43	89,29	8,004	4,715	0,875	3,781	0,569	3,293	23,31	0,896	1,865	0,261	1,721	0,254	
	KO42028	33	33,62	69,71	6,413	3,924	0,897	3,649	0,528	3,333	26,25	0,74	1,85	0,263	1,73	0,236	
	KO42028	36,8	15,57	32,56	2,794	1,521	0,425	1,454	0,228	1,481	13,64	0,338	0,96	0,154	1,04	0,147	
	KO42028	44,7	10,92	22,68	2,038	1,183	0,317	1,194	0,166	1,21	10,89	0,271	0,773	0,12	0,768	0,113	
	KO42028	49,4	15,42	31,16	2,896	1,644	0,393	1,739	0,268	1,622	12,72	0,363	0,955	0,127	0,803	0,113	
	KO42028	53,8	22,344	43,2678	4,5355	16,5568	3,0482	0,708	2,5894	0,3837	2,4844	18,1661	0,5235	1,3856	0,193	1,2369	0,1681
	KO42028	56,6	9,4294	18,8923	1,967	6,9099	1,2717	0,3745	1,3424	0,2023	1,4066	11,9567	0,3177	0,9075	0,1328	0,8831	0,1287
	KO42028	61,9	10,71	23,69	2,089	7,895	1,436	0,381	1,31	0,2	1,328	10,89	0,292	0,769	0,105	0,705	0,107
	KO42028	69,4	14,7	30,85	2,833	10,15	1,452	0,343	1,21	0,165	0,952	5,961	0,191	0,484	0,067	0,418	0,068
	Unité de transition	KO42028	70,6	12,8181	25,1283	2,5362	9,0505	1,6925	0,375	1,4025	1,1506	8,3481	0,2525	0,6582	0,0842	0,5265	0,0803
KO42028		72,9	19,12	40,15	3,585	13,16	2,122	0,45	1,866	0,276	1,747	14,56	0,403	1,065	0,152	0,991	0,133
KO42028		73,25	11,97	24,82	2,371	8,45	1,419	0,338	1,393	0,22	1,504	12,81	0,347	0,942	0,132	0,855	0,127
KO42039		73,95	13,45	26,47	2,61	9,706	1,503	0,306	1,283	0,207	1,318	10,44	0,288	0,843	0,125	0,816	0,111
KO65035		76,8	1,20	2,10	0,205	0,713	0,137	0,029	0,142	0,021	0,121	1,10	0,028	0,063	0,0097	0,064	0,010
KO65035		76,9	1,24	2,01	0,209	0,838	0,151	0,038	0,172	0,032	0,206	2,36	0,050	0,124	0,0164	0,090	0,012
KO65035		39,00	6,43	11,7	1,18	4,57	0,789	0,206	0,830	0,137	0,978	9,49	0,217	0,569	0,0752	0,424	0,054
KO65035		50,15	16,86	29,6	3,338	14,88	4,056	1,301	3,532	0,431	2,093	10,54	0,385	0,818	0,140	0,587	0,085
KO65035		51,30	7,10	15,4	1,43	5,27	0,961	0,222	0,812	0,124	0,702	3,61	0,140	0,343	0,0451	0,278	0,041
KO54040		54,60	2,37	4,13	0,398	1,43	0,246	0,056	0,294	0,038	0,223	1,86	0,048	0,135	0,0166	0,105	0,015
Unité inférieure	KO54040	72,8	1,47	3,12	0,300	1,14	0,195	0,166	0,027	0,166	1,26	0,036	0,083	0,0124	0,064	0,008	
	KO54040	79,6	0,948	1,65	0,163	0,600	0,102	0,041	0,100	0,016	1,01	0,024	0,061	0,0062	0,049	0,006	
	KO54028	83,9	6,62	12,4	1,28	4,96	0,963	0,227	0,967	0,149	0,866	6,42	0,196	0,519	0,0667	0,426	0,059
	KO54028	66,5	1,84	3,49	0,351	1,30	0,219	0,072	0,240	0,041	0,231	1,64	0,048	0,124	0,0167	0,097	0,013
	KO42028	69,6	1,094	1,996	0,207	0,779	0,118	0,035	0,117	0,021	0,136	1,282	0,033	0,081	0,017	0,075	0,013
	KO42028	77,4	14,48	24,17	2,679	10,4	2,057	0,861	2,121	0,336	2,173	16,73	0,484	1,253	0,173	0,995	0,139
	KO42028	75,8	0,783	1,23	0,116	0,429	0,087	0,02	0,092	0,014	0,099	1,01	0,023	0,06	0,008	0,046	0,005
	KO42028	77,95	30,3339	57,9855	6,4893	25,1245	5,0585	1,025	4,1987	0,5871	3,2863	20,2399	0,6616	1,5293	0,1882	1,042	0,1424
	KO42028	80,95	20,65	37,51	4,251	17,16	3,232	0,755	3,033	0,48	2,918	24,82	0,673	1,787	0,233	1,389	0,203
	KO42028	82,77	31,1709	62,8272	7,0999	27,7526	5,0096	1,7053	4,0787	0,5517	3,1224	21,4156	0,6376	1,5463	0,1969	1,132	0,1462
Unité inférieure	KO42028	86,3	37,96	63,13	7,536	26,18	4,4	3,394	0,466	3,2726	16,64	0,532	1,476	0,197	1,35	0,215	
	KO42028	95,05	44,9205	73,5892	8,8943	31,5592	4,9663	1,1169	3,8675	0,5492	21,6206	0,686	1,8582	0,2611	1,6582	0,2615	
	KO42028	105,55	29,63	47,31	5,913	21,46	3,789	0,915	3,261	0,519	3,332	24,66	0,748	2,154	0,316	2,165	0,334
	KO42028	117,6	26,67	45,64	5,383	19,92	3,05	0,756	2,431	0,315	1,761	10,06	0,356	0,935	0,131	0,868	0,132
	KO42028	126,3	35,78	60,28	7,098	25,17	4,354	1,017	3,342	0,466	2,696	17,84	0,567	1,485	0,199	1,32	0,206
	KO42028	131,5	28,87	48,41	5,695	20,45	3,485	0,812	2,682	0,371	3,485	13,46	0,425	1,136	0,159	1,038	0,157
	KO42028	146,95	26,6	45,26	5,311	18,86	3,135	0,711	2,29	0,311	1,726	9,337	0,329	0,918	0,134	0,817	0,133
	KO42028	155,25	26,66	47,93	5,562	20,02	3,379	0,859	2,589	0,353	1,881	10,33	0,377	0,926	0,123	0,841	0,124
	KO42028	162,5	44,37	73,06	8,208	28,15	3,97	0,931	2,852	0,337	2,113	12,36	0,411	1,114	0,167	1,158	0,18
	KO42028	166,7	23,9753	40,465	4,6746	16,4517	2,7442	0,7111	2,1645	0,2893	1,6934	9,9783	0,3374	0,9044	0,1351	0,8657	0,1363
Unité inférieure	KO42028	17,55	55,2124	93,4073	10,3369	35,96	5,1002	1,0556	3,4033	4,3033	12,8413	0,4597	1,234	0,171	1,1067	0,1704	
	KO42028	185,7	26,8977	42,92	5,166	19,2894	3,3911	0,8832	2,7669	0,3806	17,2612	0,4941	1,2489	0,1639	1,0594	0,1643	
	KO42028	191,95	46,0598	82,0056	9,2855	31,5459	4,9488	1,3543	3,9049	0,531	3,2561	24,4504	0,702	1,872	0,2646	1,652	0,2454
	KO42028	208,6	36,97	62,03	6,938	23,82	3,707	0,939	2,894	0,366	2,139	12,34	0,429	1,125	0,153	1,029	0,159
	KO42028	229,3	21,14	35,82	3,844	13,26	2,404	0,568	1,908	0,271	1,547	8,425	0,318	0,84	0,123	0,825	0,131
	KO42028	241,6	28,92	47,06	5,313	18,97	2,999	0,719	2,344	0,327	1,825	11,06	0,369	0,957	0,128	0,882	0,136
	KO42028	259,1	35,71	65,07	7,348	25,77	3,793	0,877	2,715	0,378	1,925	12,4	0,404	1,16	0,157	1,048	0,163
	KO42028	279,1	32,57	58,42	6,568	23,11	3,866	0,894	2,893	0,377	2,043	12,82	0,397	1,092	0,144	0,989	0,146
	KO42028	288,9	40,36	72,01	7,868	27,11	4,183	0,939	2,988	0,375	2,009	11,67	0,388	1,04	0,137	0,942	0,145
	KO42028	300,7	33,6	63,48	7,317	26,39	4,657	1,123	3,389	0,471	2,243	14,83	0,506	1,268	0,176	1,111	0,165
KO42028	310,8	39,26	70,56	7,794	26,61	4,248	1,008	3,099	0,399	2,257	13,27	0,441	1,159	0,16	1,056	0,166	
KO42028	322,25	33,61	62,62	7,164	25,57	4,385	1,042	3,273	0,433	2,43	13,99	0,462	1,169	0,159	1,057	0,159	

Tableau III-6 : Terres rares +Y (normalisées)

		FAAS-normalized REE																
Sondages	Depth FAAS	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu		
Unité supérieure	Black shale Mn	KO42028	27.1	1.09026316	1.116125	0.89932584	0.9140625	0.84196429	0.79545455	0.80446809	0.711125	0.74840909	0.67333333	0.64310345	0.6525	0.61464286	0.59069767	
		KO42028	33	0.88473684	0.7205618	0.7271875	0.70071429	0.61545455	0.77638298	0.66	0.7575	0.97222222	0.74	0.61783103	0.6575	0.61783103	0.54883721	
		KO42028	36.8	0.40973684	0.4045	0.31393258	0.29984375	0.27160714	0.38639636	0.303617	0.28625	0.33659091	0.50518519	0.338	0.33103448	0.365	0.36214286	0.34186047
		KO42028	44.7	0.28796842	0.2835	0.22898876	0.2214375	0.21125	0.28818182	0.2412766	0.2325	0.275	0.40333333	0.271	0.26655172	0.3	0.27428571	0.2627907
		KO42028	49.4	0.40516847	0.3895	0.32669291	0.3490625	0.35071429	0.37527273	0.37	0.335	0.36686366	0.47111111	0.363	0.32939331	0.3175	0.28678571	0.2627907
		KO42028	53.8	0.59827368	0.5408475	0.50906674	0.526775	0.54432143	0.64363636	0.55285106	0.479625	0.56646366	0.67278148	0.5235	0.4777931	0.4825	0.44175	0.39093023
		KO42028	56.6	0.2814211	0.23615375	0.2097528	0.21593438	0.23405455	0.28561704	0.252875	0.31968182	0.44284074	0.3177	0.31293103	0.332	0.31539286	0.24883721	
		KO42028	61.9	0.38684211	0.386625	0.2347181	0.24671875	0.25642857	0.34636364	0.27872734	0.25	0.30181818	0.39525293	0.292	0.28517241	0.2625	0.31539286	0.24883721
		KO42028	69.4	0.38684211	0.386625	0.31831461	0.3171875	0.29592857	0.31181818	0.26744881	0.20625	0.21636364	0.22077778	0.191	0.18689855	0.1675	0.14928571	0.15813963
		KO42028	70.6	0.33737842	0.31470375	0.28496629	0.28282813	0.30223214	0.34090909	0.38704228	0.24775	0.2615	0.30918889	0.2525	0.22698652	0.2105	0.18803571	0.18674419
Unité de transition	Carbonate Fe	KO42028	72.9	0.50315789	0.501875	0.40280999	0.41125	0.4978257	0.49009091	0.39702126	0.345	0.39704545	0.53925926	0.403	0.36724138	0.38	0.35932857	0.30930233
		KO42028	73.95	0.35394737	0.330875	0.29325643	0.3033125	0.26839286	0.27818182	0.27387872	0.2575	0.29954545	0.3666667	0.288	0.29068866	0.3125	0.29142857	0.25813963
		KO42039	76.8	0.03168421	0.026275	0.02303371	0.02228125	0.02444643	0.02656545	0.03025532	0.025875	0.02754545	0.04068889	0.0278	0.02188866	0.02425	0.02	0.02256814
		KO42039	76.9	0.03265	0.025105	0.02347191	0.02617188	0.02684643	0.03490909	0.03657447	0.0385	0.04684091	0.08727778	0.0495	0.04285517	0.041	0.03214286	0.02790698
		KO65035	39.00	0.16912368	0.1458325	0.13289551	0.14279438	0.14080357	0.05963636	0.17657447	0.171375	0.22231818	0.35151481	0.2171	0.19603048	0.188	0.15135714	0.12488372
		KO65035	50.5	0.44368421	0.37	0.37505618	0.465	0.72488279	0.17167857	0.17268095	0.53875	0.15959091	0.39037007	0.385	0.28206887	0	0.20964286	0.19467442
		KO65035	51.30	0.18686053	0.1925875	0.16023596	0.16474063	0.17167857	0.20190909	0.17288095	0.155	0.15959091	0.13387007	0.14	0.11834483	0.11275	0.09928571	0.09646516
		KO65035	54.60	0.06227895	0.05168625	0.0447191	0.04465625	0.044	0.05636364	0.04978723	0.048	0.05056818	0.06897407	0.0476	0.04658621	0.0415	0.0375	0.03511628
		KO54040	72.8	0.03875263	0.03899875	0.03375281	0.0357625	0.03475	0.05145455	0.0353617	0.03325	0.03439636	0.04671852	0.0355	0.02844628	0.0315	0.02271429	0.01627907
		KO54040	79.6	0.02493684	0.02063375	0.01890337	0.01875	0.01825	0.03736364	0.02121277	0.0205	0.02302273	0.03657778	0.0235	0.02217241	0.0155	0.0175	0.01727907
Unité inférieure	Black shale Py	KO42028	82.25	0.33236579	0.25579	0.28817978	0.32861563	0.45691071	0.55745455	0.57280851	0.514375	0.61158818	0.91125185	0.601	0.56072414	0.5255	0.46528571	0.42483872
		KO54040	83.9	0.17428847	0.15506625	0.14406742	0.154975	0.171875	0.206	0.20570213	0.18625	0.21947718	0.23778519	0.1961	0.1787931	0.16675	0.15217857	0.13813963
		KO54028	66.5	0.04842105	0.04356375	0.03946067	0.04075	0.03914286	0.05636364	0.05104255	0.051375	0.05245455	0.06064074	0.0476	0.04286207	0.04175	0.03478571	0.02906897
		KO54028	69.6	0.02878947	0.02485	0.02325643	0.02434375	0.02107143	0.03181818	0.02493652	0.02625	0.03090909	0.04674074	0.033	0.02793103	0	0.02678571	0.03023256
		KO42028	77.4	0.38105263	0.302125	0.30101124	0.325	0.36782143	0.72727272	0.72217276	0.42	0.40396364	0.6162963	0.484	0.43206887	0.4325	0.35535714	0.32325581
		KO42028	75.8	0.02060626	0.015375	0.01303371	0.01340625	0.01553571	0.01818182	0.01957447	0.0175	0.0225	0.03740741	0.023	0.02068866	0.02	0.01642857	0.01162791
		KO42028	80.95	0.54342105	0.468875	0.60483146	0.78514063	0.90348214	0.81136364	0.89334043	0.733875	0.74688636	0.74936667	0.6616	0.52734483	0.4705	0.37214286	0.33348837
		KO42028	82.77	0.82028684	0.78534	0.79741457	0.86728875	0.89457143	1.55027273	0.86780851	0.688625	0.70963636	0.79317037	0.6376	0.5332069	0.49225	0.40428571	0.34
		KO42028	86.3	0.99894737	0.789125	0.84674157	0.818125	0.78571429	0.91818182	0.72217276	0.5825	0.59798455	0.6162963	0.532	0.50896552	0.4925	0.48214286	0.5
		KO42028	95.05	1.18211842	0.919865	0.98823596	0.98619375	0.88683929	1.01536364	0.82287234	0.6865	0.74377273	0.80076296	0.686	0.64075862	0.65275	0.59221429	0.60813963
Unité inférieure	Pérites rubanées	KO42028	105.55	0.77973684	0.591375	0.66438202	0.670625	0.67660714	0.83181818	0.69382979	0.64875	0.75727273	0.91333333	0.748	0.74275862	0.79	0.77321429	0.7674419
		KO42028	117.6	0.70184211	0.5705	0.60483146	0.59125	0.54484286	0.68727273	0.51723404	0.39375	0.40022727	0.37259259	0.356	0.32241379	0.3275	0.31	0.30697674
		KO42028	126.3	0.94157895	0.7535	0.79752809	0.7866625	0.7775	0.92454545	0.71106383	0.5825	0.61272727	0.66074074	0.567	0.51206887	0.4975	0.47142857	0.47906897
		KO42028	131.5	0.75973684	0.605125	0.65988764	0.6390625	0.62232143	0.73818182	0.5706383	0.46375	0.47340909	0.49681852	0.425	0.37912414	0.3975	0.37071429	0.36511628
		KO42028	146.95	0.7	0.56575	0.59674157	0.589375	0.55892143	0.64636364	0.48723404	0.38875	0.39227273	0.34581481	0.329	0.31655172	0.335	0.29178571	0.30930233
		KO42028	152.5	0.75421053	0.599125	0.62494382	0.625625	0.60399286	0.78090909	0.58297872	0.44125	0.4275	0.38259259	0.377	0.31931034	0.3075	0.30035714	0.28837209
		KO42028	162.5	1.16763158	0.91325	0.92224719	0.9796875	0.70892857	0.84636364	0.60680951	0.4625	0.48022727	0.45777778	0.411	0.38413793	0.3775	0.41357143	0.41860465
		KO42028	166.7	0.63092895	0.5058125	0.52524596	0.51411563	0.49003571	0.64645455	0.48053191	0.361625	0.38486364	0.36956667	0.3374	0.31186207	0.3375	0.30917857	0.32162791
		KO42028	173.55	1.45295789	1.16759125	1.16144944	1.12375	0.91075	1.00569091	0.72410638	0.53825	0.53440909	0.47560037	0.4587	0.42551724	0.4275	0.39525	0.39627907
		KO42028	185.7	0.70783421	0.5385	0.58049444	0.60279375	0.60555357	0.80290909	0.58870213	0.48075	0.52854545	0.63930037	0.4941	0.43065517	0.40975	0.37835714	0.38209302
Unité inférieure	Pérites rubanées	KO42028	191.95	1.26473158	1.02507	1.0444382	0.98580938	0.88371429	1.2318182	0.83082979	0.66375	0.74002273	0.90557037	0.702	0.64551724	0.6615	0.59	0.57069767
		KO42028	208.6	0.97289474	0.775375	0.77950566	0.744375	0.66196429	0.76272727	0.60297872	0.4825	0.48613636	0.45703704	0.429	0.38793103	0.3825	0.3675	0.36976744
		KO42028	229.3	0.55631579	0.44775	0.43191011	0.414375	0.42928571	0.51536364	0.40595745	0.33875	0.35159091	0.31203704	0.318	0.28965517	0.3075	0.29464286	0.30465116
		KO42028	241.6	0.70842105	0.58825	0.5968629	0.5928125	0.55553571	0.65363636	0.4987234	0.40875	0.41472727	0.40962963	0.369	0.33	0.32	0.315	0.31627907
		KO42028	259.1	0.85716526	0.73025	0.73797553	0.7221875	0.69035714	0.81272727	0.61563191	0.4725	0.46431818	0.46925926	0.404	0.4	0.3925	0.37428571	0.37909972
		KO42028	279.9	0.85716526	0.73025	0.73797553	0.7221875	0.69035714	0.81272727	0.61563191	0.4725	0.46431818	0.46925926	0.404	0.4	0.3925	0.37428571	0.37909972
		KO42028	288.9	0.88421053	0.900125	0.88404494	0.8471875	0.74686429	0.85363636	0.6293617	0.46875	0.45659091	0.42222222	0.388	0.35862069	0.3425	0.33642857	0.33023256
		KO42028	300.7	0.88421053	0.900125	0.88404494	0.8471875	0.74686429	0.85363636	0.6293617	0.46875	0.45659091	0.42222222	0.388	0.35862069	0.3425	0.33642857	0.33023256
		KO42																

