



HAL
open science

Environnement de dépôt et processus de formation des carbonates de manganèse dans les black shales paléoprotérozoïques du Bassin de Franceville (2.1 Ga; Gabon)

Manon Dubois

► To cite this version:

Manon Dubois. Environnement de dépôt et processus de formation des carbonates de manganèse dans les black shales paléoprotérozoïques du Bassin de Franceville (2.1 Ga; Gabon). Stratigraphie. Université de Montpellier, 2017. Français. NNT: . tel-01621460

HAL Id: tel-01621460

<https://hal.science/tel-01621460>

Submitted on 23 Oct 2017

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université de Montpellier

**Préparée au sein de l'école doctorale GAIA
Et de l'unité de recherche Géosciences Montpellier**

Spécialité : Sciences de la Terre

Présentée par Manon DUBOIS

**Environnement de dépôt et processus de
formation des carbonates de manganèse
dans les black shales
paléoprotérozoïques du Bassin de
Franceville (2.1 Ga ; Gabon)**

Président du jury: Mr Alain TRENTESAUX

Soutenue le 01 Juin 2017 devant le jury composé de

Emmanuelle VENNIN, PR, Université de Bourgogne

Rapportrice

Abderrazak EL ALBANI, PR, Université de Poitiers

Rapporteur

Delphine BOSCH, DR, Université de Montpellier

Examinatrice

Alain TRENTESAUX, PR, Université de Lille

Examineur

Florent PAMBO, Dr & Dir. de Mine, Comilog

Invité

Yves BROCH, Ing., Eramet

Invité

Beate ORBERGER, Mcf, Université Paris Saclay

Co-Directrice de thèse

Michel LOPEZ, PR, Université de Montpellier

Directeur de thèse



Résumé

Le Bassin de Franceville situé au SE du Gabon présente une série de black shales (Formation FB) d'âge Paléoproterozoïque (2,1 Ga) surmontant les grès de la Formation FA. Ce bassin peu déformé et non métamorphique représente une archive exceptionnelle des processus de dépôt de cette période de l'histoire de la Terre où la vie commence à se développer. En particulier, la Formation FB contient le protore d'un gisement mondial d'oxydes de manganèse exploité par la société Eramet-Comilog. L'objectif de ce travail est de préciser les conditions de formation de ce protore et de le replacer dans l'histoire du remplissage du bassin. Ce protore d'une épaisseur moyenne de 75 m est constitué de carbonates de manganèse ; il a fait l'objet d'une récente campagne de 24 forages carottés d'une profondeur moyenne de 125 m sur le plateau de Bangombé.

A travers une approche pluridisciplinaire comprenant l'étude de ces forages et des affleurements clefs du bassin, ce travail porte sur la caractérisation i) de l'environnement de dépôt du protore et des séries qui l'encadrent (du toit du FA au toit du FB) ; ii) du mode de formation des carbonates de Mn à 2,1 Ga et iii) de l'architecture et de la répartition des hautes teneurs en Mn du protore qui représente un gisement potentiel du futur.

L'étude pétro-sédimentaire détaillée a permis de distinguer neuf unités (U1 à U9) au sein de la Formation FB organisées suivant un cycle rétrogradant jusqu'à U5 puis progradant jusqu'à U9. Ce découpage montre une évolution du milieu de dépôt depuis un domaine de shoreface contrôlé par des courants deltaïques (U1) évoluant vers des dépôts d'offshore restreint (U2). Ce bassin enregistre ensuite un système de chenaux-levées turbiditiques (U3) qui alimentent un réseau d'injectites reconnu sur l'ensemble du Pl. de Bangombé et qui traverse 150 m de série (U4 à U7) en affectant le protore et ainsi les teneurs en Mn. L'environnement de dépôt du protore (U5 et U6) marque l'isolement du bassin qui devient affamé et contrôlé par une sédimentation biochimique à l'origine du dépôt des carbonates de Mn. L'Unité 7 correspond à la réouverture des apports détritiques en domaine d'offshore supérieur puis en domaine de shoreface dominé par des dépôts de tempêtes et de chenaux sous-aquatiques deltaïques (U8), et enfin lagunaire (U9) dans lequel apparaissent les premiers métazoaires de l'histoire de la planète, suivant une séquence régressive.

Une étude géochimique a permis de préciser les conditions de dépôt du protore qui se forme en milieu alcalin anoxique à sub-oxique. Dans ce milieu, nous montrons pour la première fois une précipitation directe des carbonates de Mn sous forme bactériomorphe induite par l'activité photosynthétique des cyanobactéries qui consomment le CO_2/HCO_3 et conduisent à une augmentation du pH favorable à la formation des carbonates de Mn. L'activité cyanobactérienne est conditionnée par l'absence de courants de fond qui augmentent la turbidité du milieu et stoppent cette dernière.

Les corrélations diagraphiques et séquentielles permettent de préciser la répartition spatiale et temporelle du FB permettant ainsi de replacer le protore dans l'histoire tectono-sédimentaire du bassin. Une première phase syn-tectonique (U1 à U3) contrôle l'épaisseur et la mise en place de dépôts turbiditiques dans les parties subsidentes, de dépôts argileux sur les pentes et de dépôt de carbonates sur les hauts-fonds. La seconde phase post tectonique (U4 à U7) permet la mise en place de dépôts relativement isopaques, bien que le protore enregistre une subsidence plus importante au nord du Pl. de Bangombé. On observe ainsi, sur le Plateau de Bangombé, des teneurs en Mn qui augmentent vers le sud alors que l'épaisseur du protore augmente vers le NNE. Postérieurement au dépôt du FB, le protore est structuré par des failles qui le compartimentent en touches de piano limitant ainsi sa continuité sur le Plateau de Bangombé.

Abstract

The Franceville Basin (2.1 Ga) in southeastern Gabon, hosts a black shale series well preserved (FB Formation) which represents an exceptional example of unmetamorphosed Paleoproterozoic sediment strata. This basin includes the protore of one of the largest Mn-oxide laterite ore worldwide, mined by Eramet-Comilog. The aim of this work is to determine formation conditions of this protore and to characterize the global sedimentary evolution of the FB Formation which include the protore. This 75 m thick protore is constituted of Mn carbonate-rich black shales which represent a potential ore deposit for the future. It was drilled, on the Bangombé plateau, during a recent campaign of 24 boreholes with an average depth of 125 m.

Through multidisciplinary study on these cores and key outcrops of the basin, this work focuses on : i) the depositional environment of the Mn-protore and FB Formation ; ii) the processes of formation of the Mn-carbonates at 2.1 Ga and iii) the architecture and distribution of Mn-rich levels of the protore on the Bangombé Plateau.

A detailed sedimentological and petrological study allowed us to redefine the division of the FB into nine units, named U1 to U9 from the base to the top. These units show a fine upward cycle up to U5 and a reverse coarse loop until U9. This division leads to a new interpretation to propose an evolution from a shoreface depositional environment controlled by deltaic currents (U1) to an offshore depositional environment with anoxic conditions (U2). In this basin, a system of submarine fan is developed, feeding a network of sand injections (injectites) covering the Bangombé plateau (70 km²) and with a thickness of 150 m affecting U4 to U7, including the Mn-protore. The protore depositional environment formed below the wave base limit (U4, U5 and U6) in a starved basin, controlled by biochemical sedimentation allowed the formation of Mn-carbonates. The end of starved basin, would allow the re-opening of the detrital input into the offshore basin (U7). This basin is then filled by storm bar deposits intersected by deltaic sub-aquatic channels (U8). The U9 unit corresponds to a quiet lagoon environment, allowing the multicellular organism development for the first time on the planet.

A geochemical study allowed the characterization of the depositional environment of Mn-carbonates as an anoxic to sub-oxic and alkaline environment. For the first time, we showed that the manganese carbonates, present as bacteriomorph forms, are precipitated from the seawater by the mediated photosynthetic cyanobacterial activity, which allows CO₂ / HCO₃ depression of the environment and a local increase of pH. The cyanobacterial activity is controlled by the absence of bottom currents, which increase the detrital input. This would stop the activity of the cyanobacteria and thus would lead to the decrease of the Mn-concentration along the protore.

Finally, well-log and a sequential correlation analyses allowed us to detail spatial and timing repartition of FB Formation deposit, controlled by a tectono-sedimentary model. We propose two-tectono-sedimentary phases. A first syn-tectonic phase (U1 to U3) controls the depocentres and sedimentation gaps. Turbidite coarse deposits are located in the most subsident part, clay deposits rather on the slope and carbonates on shoals. A second post-tectonic phase (U4 to U7) allows isopach deposits. The Mn-protore formed during the post-tectonic phase. However, it shows a variable thickness due to subsidence to the north of the Bangombé plateau. So, on the Bangombé plateau, Mn-contents increase towards the south, whereas the protore thickness increases towards the NNE. Moreover sand injectites decrease Mn-content in the eastern part of the Bangombé plateau and impact on the economic evaluation of the Mn-carbonates. Currently, the protore is structured by post-sedimentary faults, which lead to a non-continuity of the high Mn levels on the Bangombé plateau.

"Harry, j'ai comme un doute sur ce que je suis en train d'écrire. Je ne sais pas si c'est bon. Si ça vaut la peine..."

- Enfilez votre short, Marcus. Et aller courir.
 - Maintenant? Mais il pleut des cordes.
- Epargnez-moi vos jérémiades, petite mauviette. La pluie n'a jamais tué personne. Si vous n'avez pas le courage d'aller courir sous la pluie, vous n'aurez pas le courage d'écrire un livre.
 - C'est encore un de vos fameux conseil?
- Oui. Et celui-ci est un conseil qui s'applique à tous les personnages qui vivent en vous : l'homme, le boxeur, et l'écrivain. Si un jour vous avez des doutes sur ce que vous êtes en train d'entreprendre, allez-y, courez. Courez jusqu'à en perdre la tête : vous sentirez naître en vous cette rage de vaincre. Vous savez Marcus, moi aussi, je détestais la pluie avant...

"La vérité sur l'Affaire Harry Quebert,"
Joel Dicker,

Remerciements

OK, je me lâche: yyyyyyyyyyyyyyaaaaaaaaaaaaahhh!! Vamos, Vamos, Vamos!!! Pouah, quel bonheur d'écrire ces dernières lignes de ces 350 pages! Surtout pour dire aux gens MERCI!!" Merci d'avoir accepté d'évaluer ce travail, merci d'avoir accepté de m'encadrer, merci de m'avoir aidée, merci de m'avoir soutenue, merci de m'avoir encouragée, de m'avoir nourrie, de m'avoir sortie... Je vais tenter de mettre des noms sur toutes ces personnes qui ont interagi d'une quelconque façon dans la réalisation de cette thèse en espérant en oublier le moins possible!

Pour commencer, je remercie l'ensemble des membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Merci donc à Emmanuelle Vennin, Abderrazak El Albani, Delphine Bosch, Alain Trentesaux, Florent Pambo et Yves Broch.

Merci à mes deux directeurs de thèse. Michel, un grand merci pour m'avoir donné l'opportunité de faire cette thèse ainsi que pour tes enseignements sur la sédimentologie et sur la géologie en générale. Je retiendrais ces retours de terrain souvent accompagnés d'une bonne Régab après deux heures de machette pour atteindre l'affleurement. Je souhaite aussi te remercier pour ton aide précieuse et la disponibilité que tu as su m'offrir sur cette fin de thèse. Ces 350 pages n'auraient probablement pas vu le jour sans cela.

Beate, merci pour cette semaine partagée à Paris sur la géochimie, pour ton soutien dans les moments difficiles et merci également pour m'avoir initiée à l'Aikido à Moanda un sport plein de valeurs précieuses.

Je remercie Eramet Comilog, financeur de ce projet. Je remercie aussi toutes les personnes avec qui j'ai pu interagir à Trappes : Yves Broch, Monique Le-Guen et tout particulièrement Pierre Castex pour les discussions scientifiques et les précieux conseils qu'il a pu m'apporter. Mes sincères remerciements vont également aux personnes de la Comilog, en particulier à Florent Pambo aussi bien pour m'avoir permis de réaliser cette thèse que pour les excellentes conditions de travail dont j'ai pu bénéficier au Gabon. Avec lui, je tiens sincèrement à remercier Sophie Rodrigues pour sa présence, et son aide de tout moment lors de mes deux missions. Je n'oublie pas Renaud Mbindjourn et Jean-Baptiste Alibala ainsi que les agents d'exécution pour leur aide quotidienne. Enfin, merci à Axel Mboui pour les sessions de logging interminables et pour les discussions animées. Un dernier mot pour remercier Areva d'avoir mis à ma disposition les forages profonds et les diagraphies correspondantes ainsi qu'à Mathieu Moussavou de l'université de Masuku pour m'avoir fait découvrir les affleurements du bassin de Franceville

Parmi les personnes qui ont participé à mon encadrement de thèse, j'aimerais remercier deux personnes qui ont été, pour moi, primordiales. Merci donc à Jean Jacques Cornée pour les quelques discussions scientifiques partagées, mais surtout pour tes qualités humaines, ton soutien et la confiance que tu m'as accordée. Et... pour un soutien quotidien, une gentillesse hors norme, pour avoir toujours ce petit mot qui nous fait se sentir en accord avec ce que l'on est et pour l'aide précieuse que tu as pu m'apporter sur la sédimentologie, Flavia je te le redis : MERCI.

Dans le Laboratoire Géosciences de Montpellier mes remerciements vont à un grand nombre de personne et j'espère ne pas en oublier.

A mes co-bureaux : Dimit merci d'avoir partagé cette première année de thèse avec moi, c'était un bon élan!! Yannick une bonne bouffé d'air, je ne pouvais tomber sur meilleur co-bureau pour cette fin de thèse... Dans l'équipe GRR, merci à : Michel Seranne pour le dernier mot positif des journées tardives ; à Roger Soliva pour ces quelques conseils clefs, Aurélien Gay pour les conseils sédimento ; Christine Leredde pour avoir répondu à mes questions sur les diagraphies ; Manu Munoz pour avoir développé mon côté efficient and effective, Gilles Merzeraud pour les conseils lors des comités de thèse, Alain Chauvet pour ton humour et Suzon.

Pour la réalisation et la qualité des lames-minces, merci à Doriane Delmas et Christophe Nevado.

Enfin merci à quelques personnes en plus du Laboratoire Géoscience pour leur aide et leur bonne humeur: Bernadette, Marie-France, Céline et Amélie pour le côté compta, Cécilia, Cédric, Eric et l'équipe des goûters du jeudi.

Merci aux membres des comités de thèse pour m'avoir fait réagir à temps et boosté: Delphine Bosch, Louis Martinez, Severin Pistre, Gilles Merzeraud, Jean-Jaques cornée, Monique Le-Guen et Serge Lallemand.

J'arrive donc aux Copains... c'est chouette les copains...

Merci aux copains qui m'ont fait découvrir le Gabon et on fait de ces missions de joyeuses aventures : Merci donc à l'équipe d'Areva, Comilog et Sucaf et tout particulièrement à Flavie, Patrick, Boris, Eric et Sandrine.

Merci aux copains de Montpellier, aux copains d'enfance et d'ailleurs pour faire de ma vie un joyeux feu d'artifice dès que je vous vois: Christelle pour ton sourire en coin de lèvres, Gus et Mag, Flo, Alice, Loulou et Thomas, Konrad, Ka (pour tes petits plats), Caro, Emilie, Fred (le monde la nuit nous appartient), Eg, Prisc, Batp', Mathieu P, Manu , guigui pour ton revers de rêve et Salomé.

Merci aux thésards et mes compagnons de master qui ont partagé ces huit ans de scolarité, de bière, de repas à l'extérieur qu'il vente ou qu'il pleuve (heureusement qu'on vit à Montpellier) mais toujours très agréables par votre présence: Alex (le mutan), Mon petit Cyp, Tiéno, Golden Nick et Yo, Chakib, Ma bande de Fanfaron, Robinou la pizzaaaa, Laure, Anaïs, Audrey (trop bon les smoothies), Max, Carlotta, Sev, Ben, Oliv et Vanès' (toujours thésards dans l'âme), Anita, Cyp (le plus thésard d'entre nous), Justine, Enora, Alex, Sven, Alizia, Sophia, Lise, Viviane, Asma, Ousna, Céline pour la géoch!!

Puis, il y ces personnes sans qui la vie n'a pas la même odeur, cette odeur qui dit que l'amitié est une des raisons qui pousse à se surpasser, à être un peu meilleur chaque jour, qui met un sourire sur le coin des lèvres quand on est au fond du trou...: Merci Lulu pour tout, pour rien, pour ce que tu es, ce que tu n'es pas et pour tes pyramides qui illuminent mes nuits montpelliéraines ; Mino pour cette amitié qui grandit au fil du temps ; Romain pour ces paysages incroyables et ce goût du voyage qu'on a pu partager, ces paysages n'étaient que plus beaux partagés avec toi ; Charlotte ma plus belle rencontre pendant ma thèse, une bouffée d'oxygène à rythme de festivals, de vélo, de bière et de bien-être ; Louis pour nos bartassages et ta façon de voir la vie ; Charlotte un héros comme ça on en fait pas deux, Flo Coach pour ton coté grand frère et Christophe, capitaine au cap prodigieux. A toutes ces personnes, on dit que le bonheur ne se mesure pas mais sans vous il n'y aurait pas de machine de bonheur, ni de guet-apens aussi bien réussis....

Hop là... ne pas oublier mes colocs: Evidemment merci à Estelle et tout particulièrement à Léa pour avoir accepté mon caractère (pire en fin de thèse) et pour m'avoir fait ces petits plats qui donnent de l'énergie pour une aprèm de rédaction accomplie. Lorsqu'une coloc se transforme en amie, on ne peut que dire que c'était une colocation réussie, épanouissante, réconfortante !

Je vais les renommer mais cette fois ci pour les remercier pour les corrections d'orthographe et de style du manuscrit: Merci à Capi, Romain, Louis Flavia, Audrey, Ben pour cette foutue mise en page ☺ et à ma Mum.

A tous ceux que j'ai oubliés, je n'oublierai pas de vous payer une bière... c'est promis !

Mais... je n'oublie pas de remercier ma famille pour leur confiance et leur encouragement avec un petit mot spécial pour Rose, Loulou, Maminée, Paulo et tout particulièrement pour ma sœur qui est, pour moi, une sœur, une amie, une confidente, un pilier familial, le soleil blond Dubois...

Enfin, à la fin de ces remerciements, je prends quelques lignes pour dire à ma mère et à mon père MERCI... A ma Maman et mon Papa qui sont mes héros de tous les jours, qui m'ont fait grandir sans jamais me contraindre à des stéréotypes, qui m'écoutent, me comprennent sans jamais me juger, qui m'ont tout donné sans jamais compter. Aujourd'hui du haut de mes 27 ans, une de mes plus grandes fiertés c'est de vous avoir pour parents !

Table des matières

I. Introduction	17
I.1. Cadre de la thèse.....	17
I.2. Cadre particulier des bassins Paléoprotérozoïques	18
I.3. Problématique	19
I.4. Architecture du manuscrit.....	19

1^{ère} Partie : Etat de l'art, données et démarche

II. Etat de l'art.....	25
II.1. Mécanismes de précipitation du Manganèse	25
II.1.1. Géochimie du Manganèse	25
II.1.2. Processus généraux de la formation des carbonates de manganèse sédimentaires	27
Synthèse	30
II.2. Les Facteurs de contrôle de la sédimentation au Paléoprotérozoïque	31
II.2.1. Condition géodynamique au Paléoprotérozoïque.....	31
II.2.2. Oxygénation de la planète et conséquences.....	33
II.2.3. Le dépôt des black shales au Paléoprotérozoïque.....	36
II.2.4. Les Banded Iron Formations du Paléoprotérozoïque.....	37
Synthèse	38
II.3. Travaux antérieurs sur le bassin de Franceville.....	39
II.3.1. Situation géographique.....	39
II.3.2. Contexte géodynamique.....	41
II.3.3. Stratigraphie et environnements de dépôts	43
II.3.4. <i>Le protore manganésifère</i>	47
Synthèse	49
III. Démarche et données.....	51
III.1. Les données	51
III.2. Démarche adoptée dans ce travail.....	55

2^{ème} Partie : Caractérisation sédimentologique des Formations FA et FB et analyse géochimique de la Formation FB du Plateau de Bangombé

IV. Processus et environnements de dépôt des Formations FA et FB..	61
.....	
IV.1. Analyse de faciès et processus de dépôt du sommet de la Formation FA	62
IV.1.1 Etude sur carottes et lames-minces	62
IV.1.2 Etude des affleurements de la Formation FA	67
IV.1.3 Environnement de dépôt de la Formation FA au droit du plateau de Bangombé.....	73
IV.2. Analyse de faciès et processus de dépôt de la Formation FB	76
.....	
IV.2.1. Dénomination et classification et description des lithofaciès et des microfaciès de la Formation FB.....	76
IV.2.2. Définition des unités et des environnements de dépôt.....	101
IV.2.3. Paléo-environnements du sommet de la Formation FA au sommet de la Formation FB au droit du plateau de Bangombé.....	123
IV.3. Caractérisation et interprétation des intrusions sableuses des unités 4 à 7 du plateau de Bangombé	126
IV.3.1. Article: The 2.1Ga-old injectite network of the Franceville Basin, Gabon: Architecture, origin and implication on manganese mineralization.	127
IV.3.2. Enseignements des injectites en matière d'environnement de dépôts	169
IV.4. Evolution stratigraphique de la Formation FB	169
Synthèse	172
V. Etude détaillée du protore manganésifère	175
V.1. Microfaciès et minéralogie	175
V.1.1. Analyse des microfaciès des Mn-carbonate rich black mudstones (F7c)	175
V.1.2. Discussion préliminaire.....	183
Synthèse	185
V.2. Evolution géochimique verticale des carbonates de Mn du bassin de Franceville : implications sur l'environnement de dépôt et la formation des carbonates de Mn	186
V.2.1. Introduction	186
V.2.2. Méthodologie	186
V.2.3. Résultats	189
V.2.4. Interprétation et Discussion.....	210
Synthèse	218

3^{ème} Partie : Corrélations stratigraphiques à travers la Formation FB et implications tectono-sédimentaires à l'échelle du plateau de Bangombé

VI. Caractérisation des électrofaciès et corrélation des unités diagraphiques	223
VI.1. Caractérisation des électrofaciès	225
VI.1.1. Le signal GR sur des sédiments du Paléoprotérozoïque (> 2.1 Ga) et notions de base sur la résistivité.....	225
VI.1.2. Méthode analytique.....	226
VI.2. Traitement des données et résultats	229
VI.2.1. Le gamma ray :	229
VI.2.2. Résistivité RLLD :	232
VI.2.3. Détermination des électrofaciès et extrapolation aux autres forages du plateau de Bangombé.....	232
Synthèse	238
VI.3. Corrélations des unités diagraphiques de dépôt	239
VI.3.1. Méthodologie adaptée.....	239
VI.3.2. Détermination des unités diagraphiques de dépôt.....	240
VI.3.3. Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé.....	241
VI.4. Histoire tectono-sédimentaire de la Formation FB du plateau de Bangombé.	251
Synthèse	253
VII. Caractérisation spatiale et temporelle du Protore manganésifère sur le plateau de Bangombé	255
VII.1. Corrélation spatiale des unités 4 à 8	255
VII.1.1. Définition des repères.....	255
VII.1.2. Corrélations le long des transects	257
VII.1.3. Discussion et modèle de dépôt du protore manganésifère	265
Synthèse	270
VII.2. Situation spatiale actuelle du protore manganésifère	271
VII.2.1. Profils de corrélation.....	271
VII.2.2. Discussion sur la situation actuelle du Protore	274
Synthèse	276

4^{ème} Partie: Synthèse discussion et perspectives

VIII. Synthèse des résultats	281
-------------------------------------------	------------

VIII.1. Environnements de dépôt et évolution tectono-sédimentaire de la Formation FB	281
VIII.2. Milieu de dépôt et formation des carbonates de Mn	284
VIII.3. Architecture du protore manganésifère.....	285
IX. Discussion	287
IX.1. Les questions en suspens	287
IX.2. Les réponses possibles	287
IX.2.1. Source du Mn	288
IX.2.2. Discussion à l'échelle du Bassin de Franceville	288
IX.2.3. Facteurs externes contrôlant la précipitation des carbonates de Mn.....	296
Implications Minières.....	303
Perspectives.....	304
Conclusion	309
Références	313
Annexe. 1: Résumé du congrès SGA	333
Annexe. 2: Fluorescence X portable (Niton): outil et méthode	338
Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs.....	340

Introduction



Impalas du Parc Lékéni

I. Introduction

I.1. Cadre de la thèse

La société Eramet–Comilog est la deuxième société mondiale d'exploitation du manganèse à haute teneur. Elle exploite depuis 1953, la mine de Moanda sur le **plateau de Bangombé dans le bassin de Franceville**, au sud-est du Gabon (Fig. I.1). Le minerai extrait correspond à des oxydes de manganèse présentant des teneurs en Mn comprises entre 35 et 60 %. Ces oxydes de Mn sont le résultat de l'altération supergène d'un protore d'environ 75 m d'épaisseur, pendant le méso-cénozoïque. Ce protore est constitué de **carbonates de manganèse intercalés dans des black shales, d'âge paléoprotérozoïque** (Weber, 1968; Pambo, 2004; Azzibrouck, 1986; Cosson, 1955).

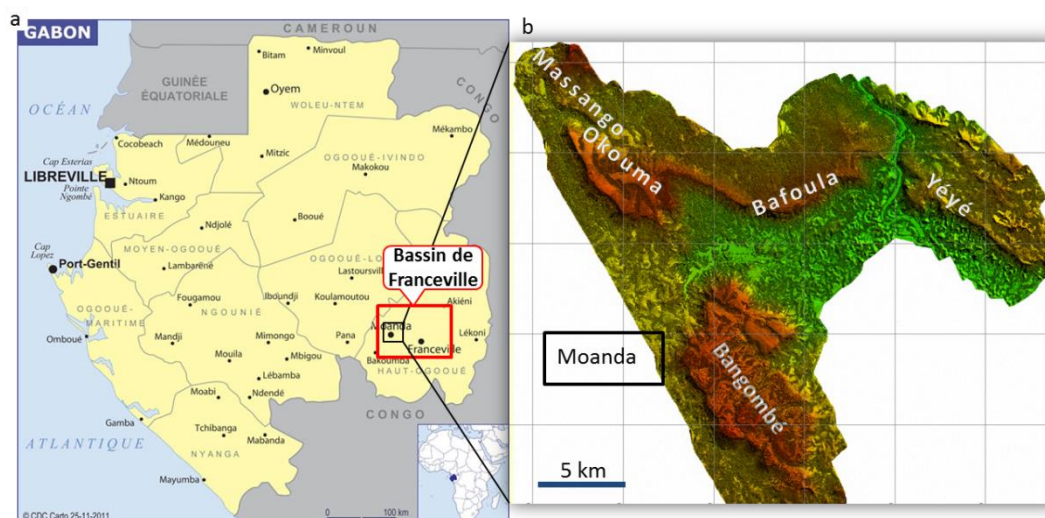


Fig. I.1: a) Localisation géographique du plateau de Bangombé, près de la ville de Moanda au Gabon (CDC-carte-Gabon). b) Plateaux enrichis en oxydes de Mn (Image-lidar Eramet-Comilog, 2013). Actuellement, seul le gisement supergène d'oxydes de manganèse du plateau de Bangombé est exploité.

Le protore manganésifère est resté, jusqu'à présent, sous-étudié en raison de ressources suffisantes dans le gisement de minerai oxydé à haute teneur. Cependant, aujourd'hui, dans le cadre de l'évaluation des ressources en Mn du futur et face à l'accroissement des besoins en Mn pour l'industrie métallurgique, Eramet-Comilog a entrepris une reconnaissance détaillée du protore. Ce projet nommé "Carbonates de Manganèse" a débuté en 2012 et vise à caractériser le protore manganésifère du bassin de Franceville en termes de distribution, de pétrologie, de géochimie et de propriétés minéralurgiques. Ce projet repose sur les données de 31 forages carottés acquis lors des campagnes de sondage 2012, 2014 et 2015 sur les plateaux de Bangombé et d'Okouma (Fig. I.1b).

Mon travail de thèse, entièrement financé par Eramet-Comilog, s'inscrit dans le cadre de ce projet. Il avait pour objectif de **caractériser le protore manganésifère en termes de distribution spatiale et temporelle, et de préciser les processus de dépôt, la pétrologie et la géochimie de ce système sédimentaire particulier**. Les résultats de ce travail, nous permettent de proposer un modèle de piégeage du Mn et de déterminer les règles de prédiction des hautes teneurs sur le plateau de Bangombé.

I.2. Cadre particulier des bassins Paléoprotérozoïques

Au cours de l'histoire primitive de la Terre, le début du Paléoprotérozoïque représente une période charnière qui s'accompagne de changements précurseurs du développement de la vie et de la Terre phanérozoïque. On observe notamment (Fig. I.2):

- L'apparition de premières cyanobactéries qui permettent les premiers pics d'oxygénation de la planète (Holland, 2002).
- Le dépôt de formations rubanées de fer (Banded Iron Formation = BIF) propre à cette période (Klein, 2005).
- La glaciation huronienne entre 2,4 et 2,2 Ga (Evans et al., 1997).
- Une augmentation de la production carbonatée (Evans et al., 1997).
- Une augmentation de la matière organique en relation avec la prolifération de la vie microbienne (Condie et al., 2001).

Tous ces changements sont discutés dans l'état de l'art de la thèse. Ils vont en particulier entrainer à 2,1 Ga le dépôt important de black shales dont certaines vont être enrichies en carbonates de manganèse (Condie et al., 2001; Roy, 2000).

Cependant, l'ensemble de ces changements est encore discuté du point de vue: i) de leur apparition respective au cours du Paléoprotérozoïque, et ii) de leur lien de cause à effet (interdépendance). De plus, la plupart des terrains de cet âge sont métamorphisés (Roy, 2006) ce qui masque en partie les informations nécessaires à la compréhension de ces changements. La formation des carbonates de Mn dans ce contexte particulier reste donc peu contrainte.

Le bassin paléoprotérozoïque de Franceville (2,1 Ga) qui porte le protore manganésifère est non métamorphisé et peu déformé (Baud, 1954; Weber, 1968), ce qui en fait une fenêtre exceptionnelle pour étudier les conditions de dépôt de cette période charnière, et en particulier les mécanisme bio- et géochimiques en lien avec la précipitation des carbonates de Mn (Fig. I.2).

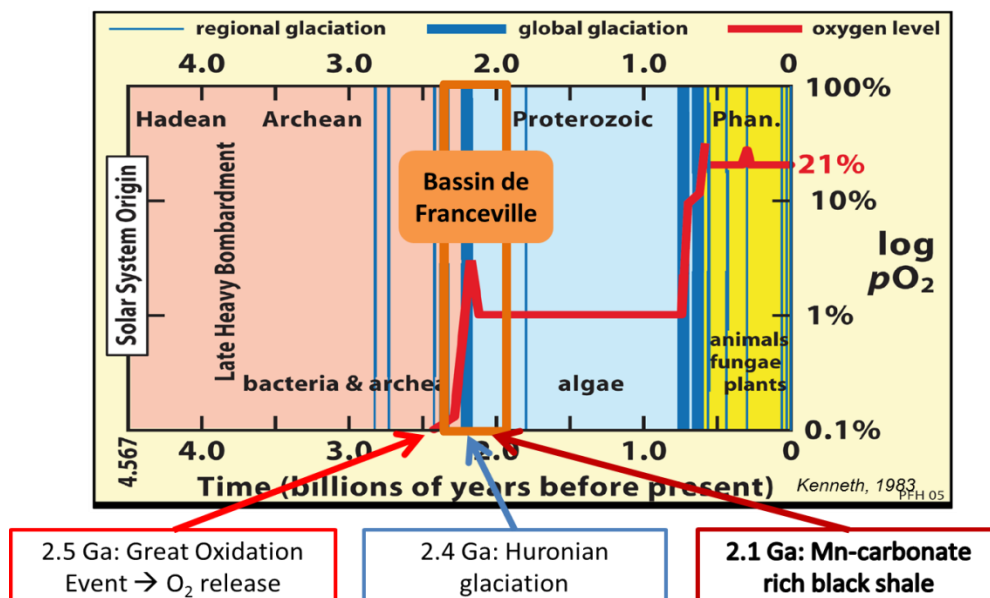


Fig. I.2: Schéma de l'évolution de l'oxygène au cours de l'histoire de la Terre. Les zones de couleur représentent l'évolution biologique et les lignes bleues représentent les grandes glaciations. Les dépôts du bassin Paléoprotérozoïque de Franceville se positionnent dans la période de la Great Oxidation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

I.3. Problématique

Mon travail de thèse s'articule autour de trois objectifs principaux, fixés de manière à répondre à la fois aux enjeux industriels et scientifiques, à savoir :

- Définir les environnements de dépôt des différentes unités qui encadrent le protore et le protore lui-même;
- Contraindre les mécanismes de précipitation des carbonates de manganèse constituant le protore;
- Caractériser de façon spatiale (verticalement et latéralement) et temporelle l'architecture du protore.

Pour répondre à ces objectifs, j'ai effectué un travail de sédimentologie, de pétrologie et de géochimie sur roche totale, à partir de données de carottes et d'affleurements. Ces données sont principalement focalisées dans l'intervalle du protore manganésifère ainsi qu'au toit et au mur de ce dernier sur la zone du plateau de Bangombé dans le bassin de Franceville.

Les données d'affleurement ont permis d'approcher les structures sédimentaires en 3D; cependant, compte tenu des conditions tropicales, les affleurements sont souvent très altérés et rapidement recouverts par la végétation. Par conséquent, seules les carrières (actuelles ou anciennes) de granulats, pour l'extraction de l'uranium ou du manganèse et les excavations ont permis des observations pertinentes. Par ailleurs, l'étude des forages a permis de réaliser les études pétrographiques et géochimiques sur des échantillons frais, soustraits à l'altération météorique.

I.4. Architecture du manuscrit

De manière à répondre aux objectifs de mon travail de thèse, le manuscrit est divisé en quatre grandes parties.

La première partie correspond à une synthèse de l'état des connaissances comprenant : i) la géochimie du manganèse et des processus de dépôts des carbonates de manganèse, ii) les facteurs de contrôle des dépôts dans le bassin et iii) les travaux antérieurs sur le bassin de Franceville, en relation avec notre étude. Je décris ensuite la démarche adoptée et présente les données utilisées dans ce travail de thèse.

La deuxième partie porte sur l'analyse sédimentologique détaillée de la Formation FB ; elle est divisée en deux chapitres. Le premier chapitre, présente les résultats de l'analyse sédimentologique, pétrologique et géochimique de la Formation FB dans son ensemble. Le deuxième chapitre est consacré à l'étude détaillée du protore manganésifère. Les résultats de cette seconde partie me permettent de proposer un modèle de dépôt révisé de la Formation FB ainsi qu'un nouveau modèle biochimique pour la genèse du protore.

La troisième partie porte sur les corrélations de la Formation FB à l'échelle du plateau de Bangombé ; elle est également divisée en deux chapitres. Le premier chapitre s'appuie sur des données de diagraphie qui recoupent l'ensemble de la Formation FB. Ces corrélations ont permis,

pour la première fois, de préciser les conditions tectono-sédimentaires de la formation FB au droit du plateau de Bangombé. Dans le deuxième chapitre, je me concentre sur la corrélation du protore Mn sur le plateau de Bangombé. Les données utilisées sont les logs sédimentologiques et les teneurs en Mn le long des forages. Ces corrélations détaillées du protore permettent de caractériser l'architecture du protore au moment de son dépôt et de définir des isochrones corrélables sur l'ensemble du plateau de Bangombé. Ces isochrones mettent en évidence un système de failles post-dépôts qui structurent le protore en touches de piano et qui affectent la continuité latérale des teneurs en Mn sur ce dernier.

La quatrième partie est une synthèse de l'ensemble des résultats. Les objectifs de cette dernière partie sont : i) d'intégrer les résultats à l'échelle du bassin de Franceville en discutant l'étendue du dépôt des carbonates de Mn et de la source; ii) de comparer le modèle de précipitation des carbonates de Mn aux dépôts de carbonates de manganèse connus sur la planète; iii) de discuter des facteurs externes contrôlant la précipitation du manganèse (climat, oxygénation de l'atmosphère).

1^{ère} Partie : Etat de l'art, données et démarche



Belvédère du haut de la Cascade Gangolo

II. Etat de l'art

De manière à replacer mon travail dans un contexte plus global, cette première partie présente, un état des connaissances sur la chimie du manganèse sur la planète et les mécanismes de précipitation des carbonates de manganèse. Je développe ensuite les facteurs de contrôle des dépôts d'âge paléoprotérozoïque ainsi que les deux types de dépôt particuliers à cette période, à savoir : les BIFs et les black shales. Enfin, je propose dans une dernière partie une synthèse sur l'historique des travaux réalisés dans le bassin de Franceville.

II.1. Mécanismes de précipitation du Manganèse

La précipitation du manganèse est contrôlée par les conditions d'oxydo-réduction (Eh) et de pH du milieu. Ces conditions peuvent être directement liées à l'oxygène mais aussi à l'activité des bactéries. Préalablement, je détaille les zones de stabilité des différentes formes du Mn en m'appuyant sur le diagramme Eh-pH du manganèse incluant les carbonates de Mn de Krauskopf (1957). En second lieu, je détaille les mécanismes de précipitation des carbonates de manganèse suivant deux facteurs de contrôle : les conditions d'oxydo-réductions du milieu et l'activité bactérienne.

II.1.1. Géochimie du Manganèse

Le manganèse est présent dans l'eau de mer sous forme dissoute à l'état bivalent Mn(II) (Morgan, 1967) sous forme de Mn^{2+} , $MnCl^+$ ou $MnSO_4$ avec une grandeur de solubilité égale à celle de l'ion Mn^{2+} (Hem, 1964; Michard and Faucherre, 1964; Morgan, 1967). Pour cette raison, seul l'ion Mn^{2+} est représenté sur les diagrammes Eh-pH (25°C – 1ATM; Fig. II.1). Sa présence dans les environnements sédimentaires est principalement contrôlée par les conditions d'oxydo-réductions qui permettent la précipitation du manganèse sous forme d'oxyde-hydroxydes ($Mn^{(III/IV)}$) ou sous forme de carbonates.

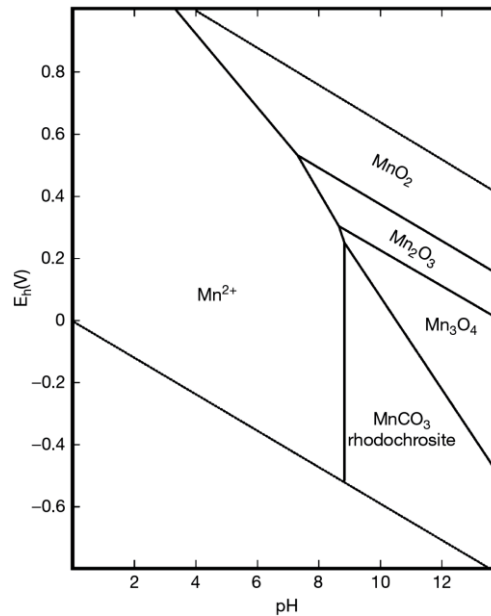


Fig. II.1: Diagramme Eh-pH des oxydes et carbonates de manganèse. Les carbonates de manganèse (rhodochrosite) sont stables pour un pH élevé et un Eh faible (d'après Krauskopf, 1957).

Cependant, le manganèse sous forme de Mn^{2+} peut se substituer à l'ion Ca^{2+} ou Mg^{2+} pour former des carbonates de manganèses (Mn^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+}) CO_3 appelés rhodochrosite (= $MnCO_3$), Kutnohorite (= $Ca(Mn, Mg, Fe)CO_3$) ou dolomie manganésifère en fonction du rapport entre le Mn et les autres éléments. Ces carbonates de manganèse se forment uniquement si le milieu est saturé en Mn (Krauskopf 1957; Maynard 2014), avec un pH supérieur à 8 (pour $T = 25^\circ C$ et 1 ATM) et que Eh reste faible ($< 0.2 V$; Fig. II.1 et Fig. II.2). La précipitation des carbonates de Mn augmente avec une augmentation du pH et de la concentration initiale de Mn.

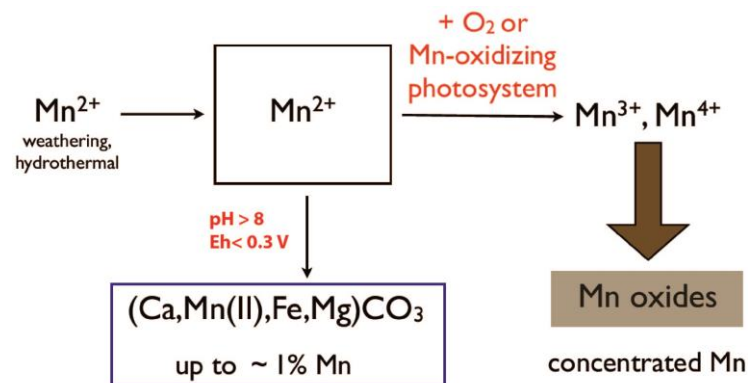


Fig. II.2: Représentation schématique du cycle des oxydes et des carbonates de manganèse (d'après Johnson, 2015). En présence d'oxygène, le Mn précipite sous forme d'oxy-hydroxydes. Si le pH augmente (et $Eh < 0.2 V$) le Mn^{2+} peut précipiter sous forme de carbonates de Mn.

Dans la nature, le manganèse existe sous forme d'oxy-hydroxydes et de carbonates de Mn. Ces deux formes de Mn se rencontrent dans des dépôts épigénétiques (filons, amas de remplacement), latéritiques (supergène), volcaniques ou sédimentaires (associé ou non à un système hydrothermal). Dans le cadre de cette thèse, je m'intéresse au manganèse dans les dépôts sédimentaires et plus particulièrement aux dépôts des carbonates de manganèse.

II.1.2. Processus généraux de la formation des carbonates de manganèse sédimentaires

Les dépôts sédimentaires des carbonates de manganèse sont généralement stratiformes et leur milieu de dépôts correspond souvent à des bassins profonds où la sédimentation est riche en matière organique (black shales). La répartition de ces dépôts datés du Paléoprotérozoïque au Phanérozoïque est planétaire (Fig. II.3).

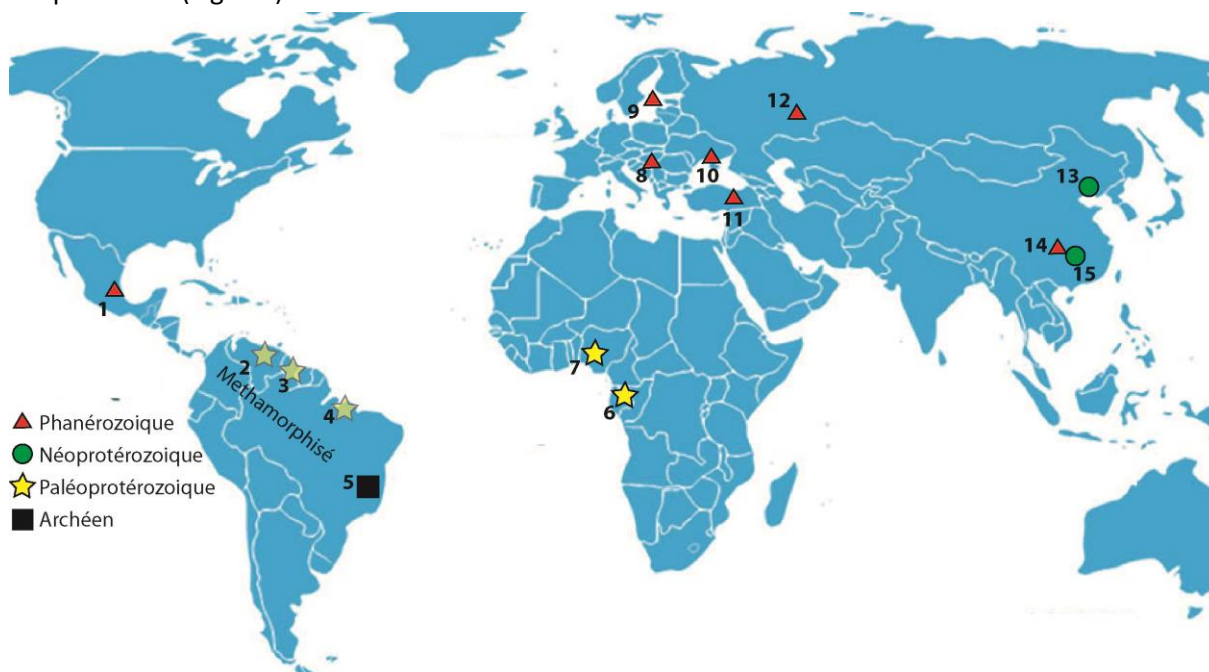


Fig. II.3: Répartition géographique et temporelle des dépôts de carbonates de manganèse portés par des black shales. 1: Malengo, Mexique (Maynard, 2010; Okita et al., 1988; Okita and Shanks, 1992); 2, 3, 4 : Territoire Amapa (Choubert, 1973); 5: Minas Gerais, Brésil (Klein and Ladeira, 2000); 6: Moanda, Gabon (Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Hein and Bolton, 1993; Pambo, 2004); 7: Nusta, Ghana (Nyame, 2008; Yeh et al., 1995); 8: Urkut, Hongrie (Polgari et al., 1991 à 2016); 9: Gotland, Mer Baltique (Burke and Kemp, 2002; Jakobsen and Postma, 1989; Neumann et al., 2002); 10: Nikopol, Ukraine (Varentsov and Rakhamanov, 1980); 11: Bassin de Thrace, Turquie (Öztürk and Frakes, 1995) 13: Tangganshan, Chine; 14: Taojiang, Chine; 15: Xiangtan et Datangpo, Chine (Delian et al., 1992; Fan et al., 1999; Maynard, 2010; modifié d'après Roy, 1992).

Dans les environnements riches en matière organique, le milieu est suffisamment anoxique et/ou euxiniques (Maynard, 2010) pour que le Mn^{2+} soit présent sous forme Mn^{2+} dissous.

Deux origines, parfois complémentaires, sont proposées pour expliquer les processus de précipitation; à savoir: des processus liés aux conditions d'oxydo-réduction et des processus d'origine biogénique. De façon générale, les modèles proposés impliquent un stade initial de formation d'oxydes qui sont par la suite transformés en carbonates de Mn au cours de la diagenèse.

- *Modèle basé sur les conditions d'oxydo-réduction du milieu :*

Ce modèle est construit pour des bassins stratiformes avec une couche inférieure anoxique permettant le dépôt de black shales et une couche superficielle photique enrichie en O_2 .

Lors du premier stade, le Mn^{2+} présent dans la couche inférieure sous forme dissoute précipiterait sous forme d'oxy-hydroxydes ($Mn^{III/IV}$) lors de la rencontre des eaux anoxiques avec des eaux oxygènes. Ce phénomène se produirait : 1) lors d'une régression (Delian et al., 1992; Frakes and Bolton, 1984, 1992; Roy, 1992), 2) lors de transgressions ou de processus d'upwellings qui favorisent

le transfert du Mn vers la couche photique (Fig. II.4; Force et Cannon, 1988; Dasgupta et al., 1992; Jarvis et al., 2001; Roy, 2006; Manikyamba et Naqvi, 1995) et 3) sous l'action de courants de fond plus froids et plus lourds, chargés en O₂ (Calvert and Pedersen, 1996; Huckriede and Meischner, 1996).

Le deuxième stade implique un retour aux conditions anoxiques. Ces conditions peuvent avoir lieu lors de 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 permet le développement de conditions anoxiques (Huckriede et Meischner, 1996; Delian et al., 1992). Dans ces cas, les oxy-hydroxydes formés lors du premier stade sont dissous dans les eaux interstitielles des sédiments, ce qui permet : 1) une augmentation du pH (l'alcalinité augmente) par réduction des oxydes et les réactions de sulfato-réduction, 2) une forte concentration de Mn²⁺ et 3) l'oxydation de la matière organique qui libère du CO₂ et du HCO₃⁻. Le Mn²⁺ va donc pouvoir réagir avec le CO₂ et/ou le HCO₃⁻ pour former des carbonates de Mn dans ce milieu alcalin (Calvert and Price, 1970; Carman and Rahm, 1997; Lovley et al., 1998; Lovley and Phillips, 1988; Neumann et al., 2002; Roy, 1992; Thamdrup, 2000; Van Cappellen and Wang, 1996).

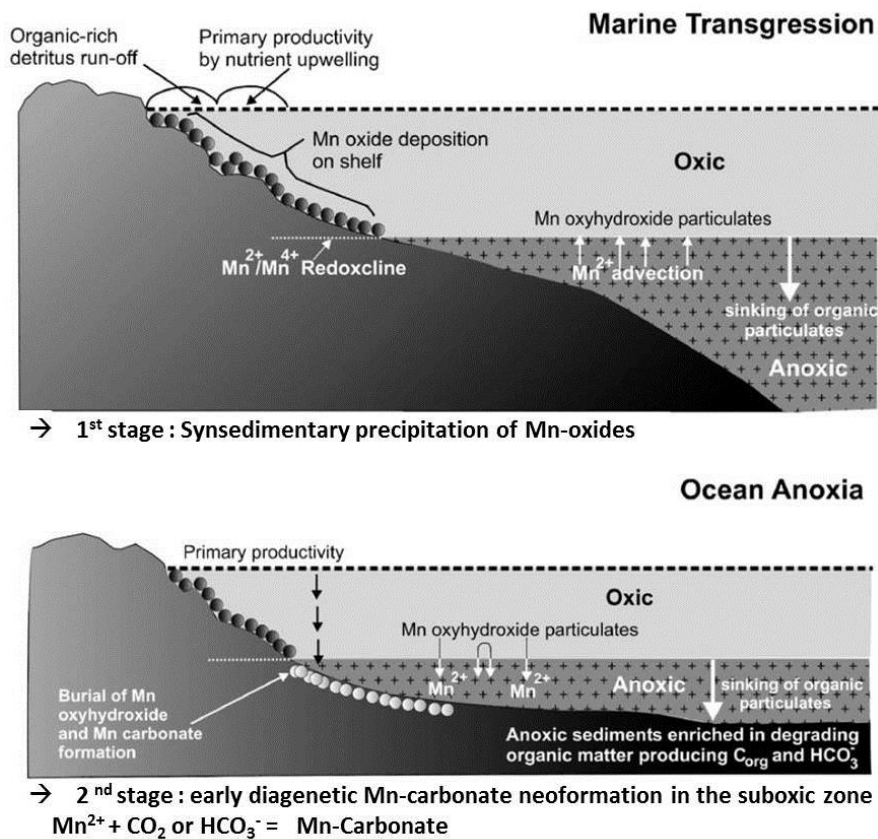


Fig. II.4: Modèle "transgressif" de formation des dépôts de manganèse basé sur les conditions d'oxydo-réduction du milieu qui conduit d'abord à la précipitation des oxydes de manganèse, puis à la recombinaison sous forme de carbonates de manganèse par dégradation de la matière organique (d'après Roy,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

La formation des carbonates de manganèse par réaction avec la matière organique est confirmée par les études isotopiques du δ¹³C des carbonates de manganèse, dont les valeurs négatives (-10 à -20‰) impliquent que le carbone proviendrait en grande partie de la matière organique (Okita et al. 1988; Polgari et al. 1991; Kuleshov & Brusnitsyn 2005; Kuleshov 2016 et références incluses). En effet, les carbonates qui précipitent depuis l'eau de mer ont un δ¹³C d'environ 0‰, tandis que le δ¹³C

de la matière organique est fortement négatif (-20 à -30 ‰ ; Berger and Vincent, 1986; Hudson, 1977).

Cependant des études récentes impliquent de plus en plus les processus bactériens dans la précipitation du manganèse. En effet, il semblerait que la précipitation d'oxydes de Mn en lien avec l'activité biologique soit bien plus courante et rapide que l'activité purement physico-chimique (Bargar et al., 2000; Hastings and Emerson, 1986; Morgan, 2000; Nealson et al., 1988; Tebo et al., 2004, 1997; Van Cappellen et al., 1998). Ceci, nous amène naturellement à nous intéresser aux processus biologiques qui favorisent la précipitation du manganèse.

- *Les processus biologiques à l'origine de la précipitation du manganèse:*

Les processus biologiques à l'origine de la précipitation du Mn peuvent être : 1) induits par des processus de respiration bactérienne (cyanobactérie), qui, en relâchant O_2 , permettent l'oxydation du Mn^{2+} (Johnson et al., 2016) ou 2) par voie enzymatique, par laquelle certaines bactéries anaérobiques (Bactérie engainées, *Galionella*, *Thiobacillus*) utilisent le Mn^{2+} pour leur métabolisme. Le Mn^{2+} permet l'apport des électrons par réaction enzymatique et passe en Mn^{3+} ou en Mn^{4+} puis en MnO_2 (Bargar et al., 2000; Brouwers et al., 2000; Mandernack et al., 1995; Morgan, 2005; Polgári et al., 2004; Roitz et al., 2002; Tebo et al., 2010, 2004, 1997; Thamdrup, 2000). Ceci peut se traduire par la formation de nodules polymétalliques (Fig. II.5; (Wang et Müller, 2009 et références incluses) ou par des oncoïdes depuis 1,9 Ga (Schaefer et al., 2001).

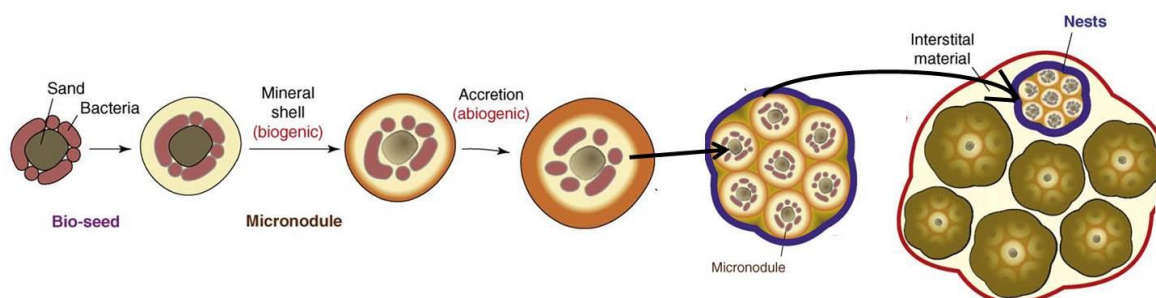


Fig. II.5: Schéma illustrant la formation de nodules manganésifères. Les bactéries se fixent sur un nucléus (grain de sable) puis par réaction enzymatique, le Mn^{2+} va être incorporé par le métabolisme de la bactérie sous forme finale de MnO_2 précipité. Les micronodules s'agglomèrent ainsi pour former des nodules plus gros (Wang & Müller 2009).

Suivant ce processus biologique, Tsikos et al., (2010) montrent que la formation de carbonates de Mn est entièrement contrôlée par l'activité bactérienne dans les dépôts de black shales enrichies en carbonates de Mn dans un bassin stratifié Paléoproterozoïque (2,3 Ga; Formation Hotazel, Afrique du Sud). Le Mn^{2+} serait ainsi précipité de façon induite. Dans un second temps, la respiration anaérobie des bactéries permettrait d'atteindre des conditions réductrices et ainsi de provoquer une réduction des oxydes-hydroxydes en Mn^{2+} . Une fois de plus, l'oxydation de la matière organique libérant du CO_2 et du HCO_3^- réagirait avec Mn^{2+} (sursaturé) dans le milieu interstitiel pour former des carbonates de Mn (Lovley et Phillips, 1988; Myers et Nealson, 1988; Burdige et al., 1992; Johnson et al., 2016).

Cependant, l'étude sur les dépôts de carbonates de Mn dans les black shales de la Formation Sinian Gaoyan (570 Ma) en Chine (Delian et al., 1992; Fan et al., 1999) montre des valeurs de $\delta^{13}C$ faibles, d'environ -3 à -4 ‰, incompatibles avec un processus de formation des carbonates par dégradation de la matière organique ($\delta^{13}C \approx -20\text{‰}$; Kuleshov, 2016; Kuleshov and Brusnitsyn, 2005;

Okita et al., 1988; Polgari et al., 1991). Ces auteurs expliquent que cette signature serait issue d'un couplage du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de Mn issus de la matière organique et du $\delta^{13}\text{C}$ issu de carbonates de Mn directement précipités depuis la colonne d'eau.

Polgari et al. (2002), ont également travaillé sur le $\delta^{13}\text{C}$ de carbonates de Mn portés par des dépôts de black shale dans la Formation Epleny du Transdanubian (Trias) en Hongrie. Ils montrent eux aussi un $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates proche de zéro (-2,2 ‰) et en déduisent, tout comme Delian et al (1996, 1999), une formation directe synsédimentaire des carbonates de Mn. Ils proposent comme hypothèse un processus microbien où la respiration des bactéries relâche du HCO_3^- et du CO_2 permettant ainsi une augmentation du pH du milieu et la précipitation des carbonates de manganèse directement à l'interface eau-sédiment.

Synthèse

En matière de géochimie du manganèse, on retiendra que:

- Le Mn est soluble sous forme Mn^{2+} dans les eaux à $\text{pH} < 8$ et Eh faible ;
- La précipitation des oxy-hydroxydes de Mn est directement fonction de l'oxydation du milieu ;
- Les carbonates de Mn peuvent exister si le $\text{pH} > 8$, le $\text{Eh} < 0.3\text{V}$ et si le milieu est saturé en Mn ;
- En milieu naturel, les carbonates de Mn sont essentiellement associés à des dépôts de black shales dans des bassins stratifiés (couche anoxique et couche oxic) ;
- D'après la littérature, dans ces bassins stratifiés, les conditions d'oxydo-réductions le facteur prédominant responsable de la formation des carbonates de Mn. Une oxydation du milieu permet dans un premier temps la précipitation du Mn sous forme d'oxy-hydroxyde. Puis, avec la dégradation de la matière organique (dans un milieu basique), les oxy-hydroxydes de Mn sont dissous et réagissent avec le CO_2 ou le HCO_3^- produit pour former des carbonates de Mn ;
- Les processus bactériens, longtemps négligés, pourraient s'avérer être la première cause de la précipitation primaire du Mn dans les black shales par action induite ou réaction enzymatique de certaines bactéries ;
- Le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de Mn issus de la dégradation de la matière organique est normalement inférieur à -13 ‰. Cependant, dans certains cas particuliers, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont proches de zéro (-2 à -4 ‰) et seraient compatibles avec une précipitation synsédimentaire directe des carbonates de Mn depuis la colonne d'eau. Les valeurs négatives seraient alors induites par une contamination pendant la diagenèse de la matière organique.

II.2. Les Facteurs de contrôle de la sédimentation au Paléoprotérozoïque

Le Paléoprotérozoïque s'étend de -2500 Ma à -1600 Ma. Cette période marque la transition majeure qui va accompagner les grands changements planétaires qui ont permis de passer d'une Terre primitive à un système plus proche de celui que l'on connaît actuellement. Les processus sédimentaires de cette époque vont donc être contrôlés par les conditions environnementales particulières ; en particulier en matière de tectonique, de température et d'oxygénation de l'atmosphère et des océans. Ces facteurs vont contrôler la nature des dépôts sédimentaires et leur minéralogie.

La Fig. II.6 synthétise les liens entre les différents paramètres du système au Paléoprotérozoïque à partir des travaux d'Holland, (2006); Reddy et Evans, (2009); Martin et al. (2013) et Melezhik et al. (2013). Cette figure intègre certains paramètres de l'Archéen de façon à avoir une vision plus étendue de cette période. Elle permet en outre de situer les principaux processus qui contrôlent la formation des carbonates de Mn.

II.2.1. Condition géodynamique au Paléoprotérozoïque

La fin de l'Archéen est marquée par une baisse du gradient géothermique (Komiya et al., 2004) vers des températures plus proches de la Terre Phanérozoïque, se traduisant par l'approfondissement de la transition cassant-ductile. Ceci va permettre la différenciation d'une lithosphère composée de micro-plaques se déplaçant relativement vite en raison d'un flux de chaleur et d'une convection induite toujours importants (Bleeker, 2003; Flament et al., 2013). Cette tectonique des micro-plaques primitives va se traduire par le développement de subductions, la création de chaînes de montagne et la mise en place de bassins sédimentaires (Fig. II.7) présentant une subsidence importante en raison de la plasticité de la lithosphère (Bleeker, 2003; Ernst et al., 2013, 2008; Reddy and Evans, 2009).

Le Protérozoïque est caractérisé par l'accrétion et la formation de supercontinents à partir des terranes archéens, permettant ainsi la formation de bassins intracratoniques (Chakraborty et al., 2010; Aspler et al., 2001).

Selon Aspler et al. (2001), le modèle de bassin intracratonique protérozoïque serait assez proche de celui du Phanérozoïque. Les bassins d'avant-pays et les zones de subductions ont également un modèle de formation et de fonctionnement proche de l'actuel durant cette période (Korsch et al., 2011; Polat et al., 2006).

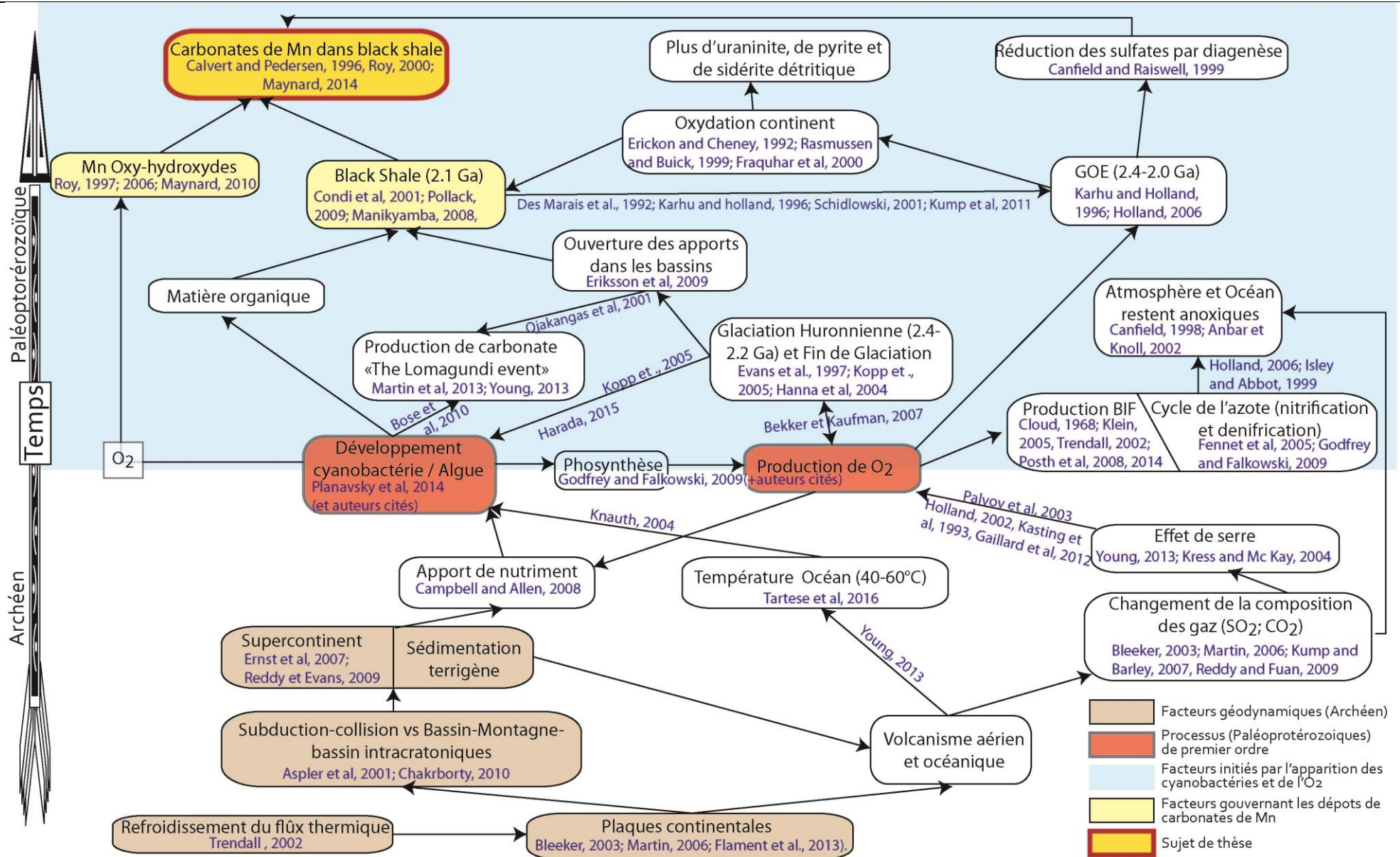


Fig. II.6: Schéma des différents processus de l'Archéen au Paléoproterozoïque et leurs liens menant à la production de carbonates de manganèse. Ce schéma permet d'illustrer l'interdépendance des processus et de situer les mécanismes de production des métaux et en particulier des carbonates de manganèse

Ce tournant dans la géodynamique va permettre l'apport de nutriments dans les bassins par l'altération des chaînes de montagnes ou par des courants océaniques de fond créés par le mouvement rapides des lithosphères (Campbell et Allen, 2008).

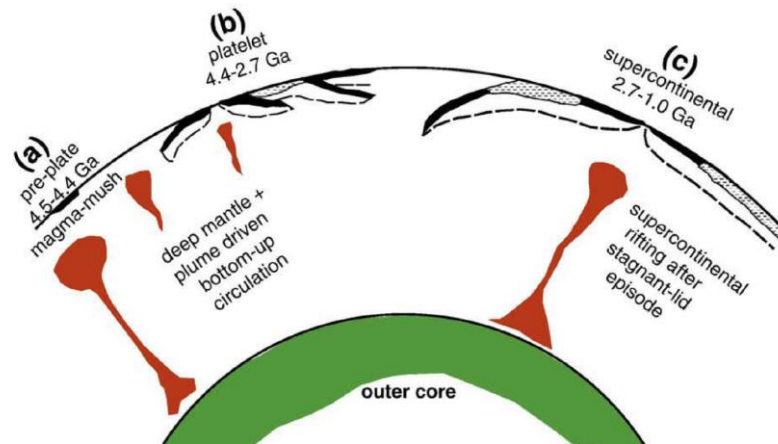


Fig. II.7: Schéma illustrant le flux mantellique (panaches) et l'apparition des continents à l'Hadéen (a); à l'Archéen (b) et au Protérozoïque (c). On observe au Protérozoïque une rigidité de plaques suffisamment importante pour la création de supercontinents, facilitant ainsi l'ouverture de bassin intracratoniques (d'après Ernst et al. 2008).

II.2.2. Oxygénation de la planète et conséquences

L'histoire de l'oxygénation de la planète débute à -3 Ga avec des taux de O_2 10^{-5} à 10^{-4} fois moins élevés que l'actuel (Crowe et al., 2013; Pavlov and Kasting, 2002), probablement liés aux toutes premières cyanobactéries et algues, se développant de façon très locale en raison d'un climat chaud et d'une géodynamique propice aux apports en nutriments (Fig. II.6). Cependant, l'apparition de l'oxygène ne s'est pas effectuée de façon continue et on observe deux stades (Planasky et al, 2014; Gauthier-Lafaye et Weber, 2013), à savoir : entre 3 et 2,45 Ga et entre 2,45 et 2 Ga :

Entre 3 Ga et 2,45 Ga, les premiers pics d'oxygène vont directement être consommés par les réactions chimiques suivantes (Fennet et al, 2005; Posth et al, 2008; Hanna et al, 2004) :

- Le fer d'origine hydrothermale, présent sous forme de Fe^{2+} en grande quantité dans les océans précambriens, va directement réagir avec l'oxygène pour précipiter sous forme d'oxyde de fer et former les premiers Banded Iron Formations (BIF; Fig. II.6 et Fig. II.8; $4Fe^{2+} + 3O_2 = 2Fe_2O_3$). Ces BIFs seront discutés plus loin dans le texte.
- Les gaz réducteurs tels que l'hydrogène ou encore le sulfure d'hydrogène, émis par les volcans sous-aquatiques archéens, vont réagir avec l'oxygène (Fig. 8; Kasting 1993; Sleep & Zahnle 2001; Holland 2006; Kump & Barley 2007) pour donner des sulfates :
 $H_2 + O_2 = H_2O$ ou $H_2S + 2O_2 = SO_4^{2-} + 2H^+$. A partir du Paléoprotérozoïque, les dépôts sédimentaires augmentent grâce au brassage induit par la tectonique des plaques. Les sédiments hydratés repris par les subductions permettent par la suite un changement dans la composition des gaz volcaniques qui vont devenir plus oxydés (enrichissement en CO_2 , H_2O , SO_2). Ces gaz plus oxydés ne réagissent plus avec l'oxygène et favorisent ainsi l'oxygénation de la planète (Kump & Barley 2007; Reddy & Evans 2009, Holland 2009).
- L'ammoniaque (NH_4^+) est oxydée en nitrite par réaction biologique. Ce processus est appelé la "nitrification" ($2NH_4^+ + 3O_2 \rightarrow 2NO_2^- + 2H_2O + 4H^+$). L'oxygène primairement formé est donc directement consommé par cette réaction. Dans un second temps, les nitrites se transforment

en nitrates toujours par réaction bactérienne. Ces nitrates, via des réactions enzymatiques bactériennes, vont alors réagir avec les liaisons H^+ de l'eau et former de l'azote volatil. Ce processus est appelé la "dénitrification" ($4NO_3^- + 5(CH_2O) + 4H^+ \rightarrow 2N_2 + 5CO_2 + 7H_2O$). Elle a pour conséquence la réduction de la productivité biologique, provoquant ainsi une diminution des colonies de cyanobactérie (Fennel et al., 2005; Falkowski et Godfrey, 2008; Godfrey et Falkowski, 2009) et donc une diminution du taux d' O_2 émis (Fig. II.6).

De nombreux auteurs considèrent qu'entre 2,45 et 2,0 Ga, l'apparition de l'oxygène dans l'atmosphère est quasi irréversible et supérieure à 10^5 PAL (Present Atmosphere Level, Pavlov and Kasting, 2002; Pollack et al., 2009). Cette période est appelée the "Great Oxydation Event" (GOE ; Bekker et al., 2013; Holland, 2002; Pavlov and Kasting, 2002) ; elle serait liée à trois évènements majeurs (Fig. II.8) :

- i) **La disparition du fractionnement indépendant de la masse pour l'isotope du soufre** qui serait le témoin de la formation d'une couche d'ozone autour de la Terre. Le rayonnement ultraviolet ne pouvant plus atteindre la surface de la Terre, la molécule SO_2 n'est plus fractionnée. L'enregistrement du $\delta^{33}S$ avant 2,45 Ga varie de -5 à -15 ‰ et reste proche de zéro après 2,45 Ga (Farquhar et al., 2000; Farquhar and Wing, 2003).
- ii) L'effet boule de neige de la **glaciation huronienne** (2.4-2.1 Ga; Evans et al., 1997; Kopp et al., 2005) qui résulterait de la réaction de l'atmosphère primitive chargée en méthane avec l'oxygène photosynthétique. Le méthane étant un gaz à effet de serre, sa diminution drastique aurait eu pour effet de provoquer une glaciation globale (Kopp et al., 2005; Rasmussen et al., 2013) à la suite de laquelle, l'atmosphère appauvrie en méthane aurait pu s'enrichir en O_2 (Bekker and Kaufman, 2007).
- iii) Le **Lomagundi-Jatuli Event** (LJE; 2263 ± 43 Ma et 2082 ± 25 Ma; Martin et al., 2013 et références incluses), pendant lequel les isotopes de $\delta^{13}C$ des carbonates sont exceptionnellement hauts (+5 et +16 ‰), comparés à celui des périodes plus anciennes ou plus récentes (Fig. II.8; $\delta^{13}C = 0 \pm 5\text{‰}$; Shields et Veizer, 2002). Ceci s'expliquerait par la fin de la glaciation huronienne qui aurait eu deux conséquences, à savoir : 1) la prolifération des bactéries et des cyanobactéries (Karhu et Holland, 1996; Bekker et al., 2008) permettant l'oxygénation de la couche photique et 2) la réouverture des systèmes terrigènes entraînant ainsi d'importants dépôts de black shale dans les bassins profonds stratifiés (les dépôts de black shales à cette époque sont 3 fois plus importants que ceux du Phanérozoïque et de l'Archéen ; Aharon, 2005; Condie et al., 2001). La matière organique étant principalement constituée de ^{12}C , le CO_2 de l'atmosphère va s'enrichir en ^{13}C . Les carbonates inorganiques ainsi formés pendant le LJE vont donc être anormalement enrichis en ^{13}C (Karhu et Holland, 1996; Bekker et al., 2008).

Concernant les océans profonds, la stratification en une couche photique et une couche inférieure anoxique (Canfield et al., 2008) aurait permis aux océans profonds de rester anoxiques jusqu'à -800 Ma (Fig. 10; Klein, 2005; Anbar et Knoll 2002).

L'effet de l'augmentation de l'oxygénation de la planète combiné à la fin de la glaciation et au LJE va impliquer des modifications minéralogiques importantes comme par exemple l'apparition des dépôts évaporitiques sulfatés rougeâtres (red bed ; Cloud 1968; Holland et al. 1997) et la disparition de l'uraninite, la pyrite, la sidérite détritique (Clemmey and Badham, 1982; Cloud, 1972; Farquhar and Johnston, 2008; Karhu and Holland, 1996; Rasmussen and Buick, 1999).

En terme de sédimentation, les océans chauds et réduits (Fig. II.8) auraient permis une accumulation du Fe^{2+} et Mn^{2+} dissous (Weber, 1973) ainsi que d'important dépôts de black shales riches en métaux de transition (incluant le Mn) ainsi que la formation abondante de BIF entre 2,5 et 2 Ga (Klein 2005 et références incluses). La formation plus spécifique de black shales et des BIFs est discutée dans le paragraphe suivant.

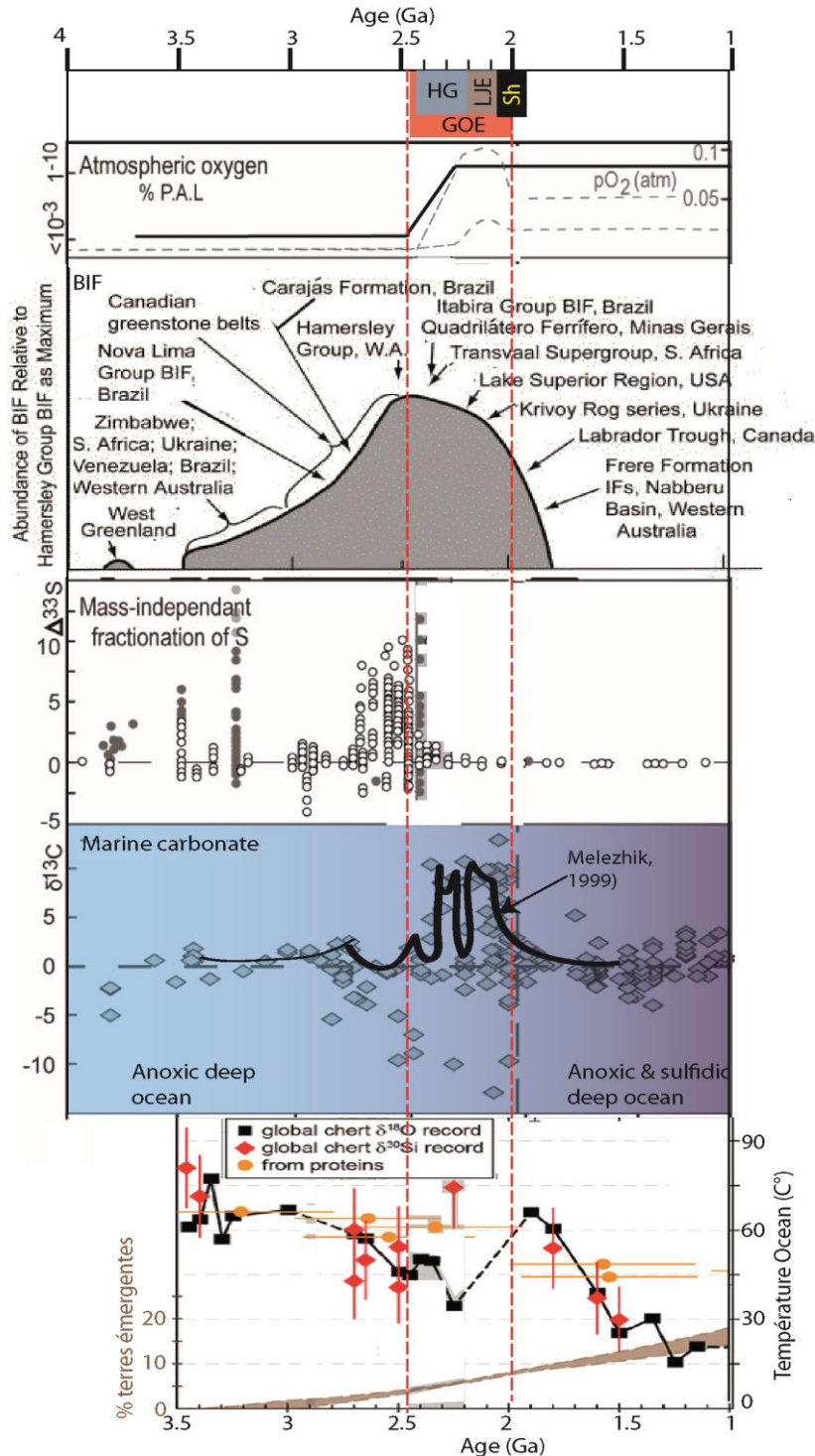


Fig. II.8: Événements majeurs de la transition Archéen-Protérozoïque discutés dans le texte. HG: Glaciation Huronienne; GOE: Great Oxidation Event; LJE: Lomagundi-Jatuli Event, SH: évènement Shunga. (Modifié d'après Anbar et Knoll, 2002; Klein, 2005; Martin et al., 2013; Tartèse et al., 2017).

II.2.3. Le dépôt des black shales au Paléoprotérozoïque

Les black shales sont des sédiments de bassins marins ou continentaux fins, de type lutite, de couleur noire à gris foncée, finement laminés, et généralement argileux et parfois carbonatés (type mudstones). Ces sédiments sont communément riches en pyrite et contiennent un taux de carbone organique supérieur à 0.5 wt. % (Tourtelot, 1979; Huyck, 1990; Wignall, 1991; Arthur et Sageman, 1994). Les black shales sont généralement enrichies en métaux de transition suivant le contexte de dépôt (Leventhal, 1998; Kontinen et Hanski, 2015 et références incluses). L'enrichissement en métaux est dû aux conditions anoxiques du milieu et à la présence de H₂S produit par la réduction bactérienne des sulfates dans un environnement riche en matière organique (Robb, 2005; Wignall, 1994). Les milieux de dépôts des black shales correspondent principalement à des bassins profonds bien que des milieux lagunaires, ou peu profonds mais restreint, puissent exister (Fig. II.9; Arthur et Sageman, 1994 et références incluses).

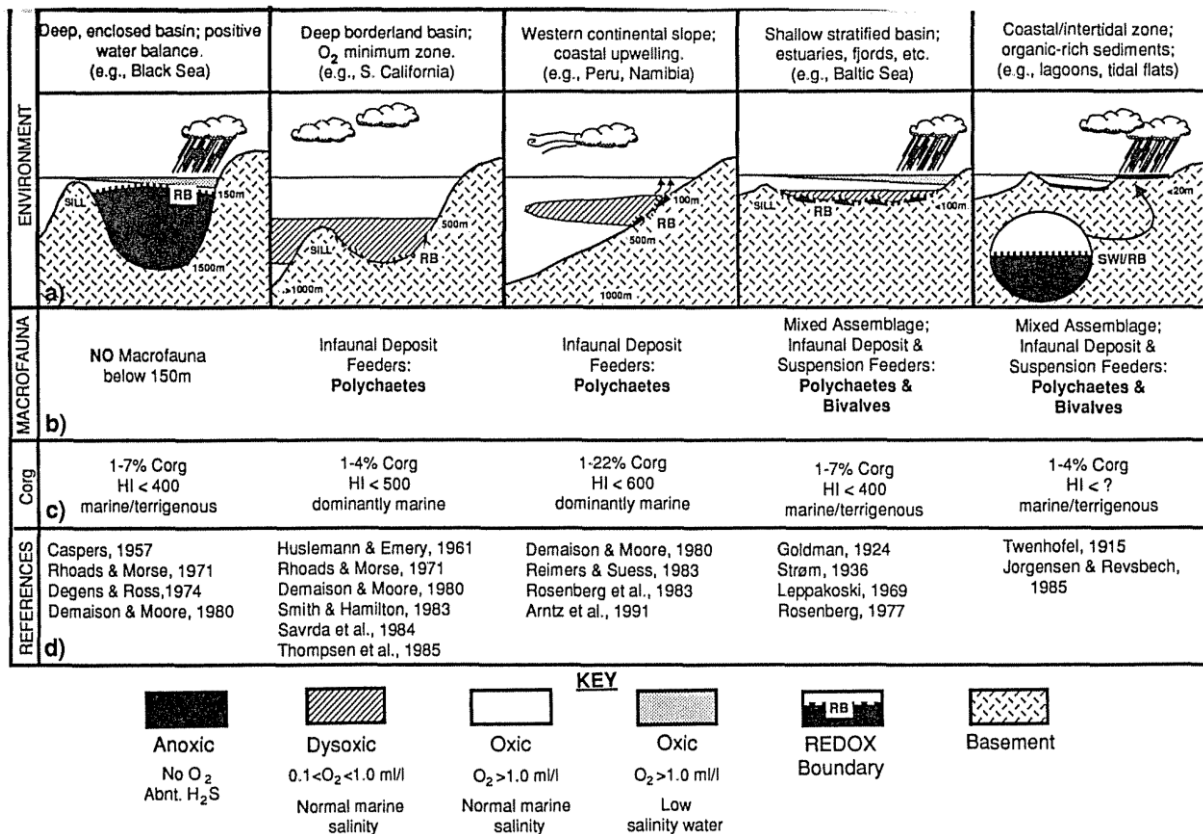


Fig. II.9: Environnements propices aux dépôts de black shale (d'après Arthur et Sageman, 1994)

À la fin de la glaciation Huronienne (entre 2,1 et 1,9 Ga), la réouverture des apports dans les bassins sédimentaires profonds stratifiés (couche anoxique) liée au développement microbien permet la formation de nombreux dépôts de black shales sur l'ensemble de la planète (Condie et al., 2001; Asael et al., 2013). La formation de ces black shales est contrôlée par : 1) les apports en nutriments provenant de l'altération des continents par l'oxygénation de l'atmosphère (Konhauser et al., 2011, Bekker et Holland, 2012) et 2) le climat chaud. Certains auteurs nomment cet épisode l'évènement Shunga (Fig. 10; Melezhik et al. 1999; Melezhik et al. 2005).

Les conditions de cette époque restant appauvries en O₂ (1⁻¹⁰PAL; Holland, 1994; Bekker et Holland, 2012), ce sont les éléments facilement oxydables qui vont être dans un premier temps

oxydés depuis les surfaces continentales. Ceci a pour conséquence d'enrichir les black shales de cet âge en uranium, en molybdène et en rhénium (Davy, 1983; Scott et al., 2008; Anbar et Rouxel, 2007; Wille et al., 2007; Konhauser et al., 2011).

II.2.4. Les Banded Iron Formations du Paléoprotérozoïque

Les Banded Iron Formations (BIF) sont des sédiments chimiques marins typiquement constitué de fins lits d'oxydes de fer quasi purs et de silice avec des traces de fer (Trendall, 1983). Leur formation est essentiellement comprise entre 3,5 Ga et 1,9 Ga (Klein, 2005). Un BIF contient 20 à 40 % de FeO (principalement sous forme d'oxydes) et entre 40 et 60 % de SiO₂. On observe, dans certaines séries, des lamines d'oxydes ou de carbonates de manganèse (Heimann et al., 2010; Morgan et al., 2013). La lamination en microbandes correspond à des unités temporelles de sédimentation, telles que des varves chimiques (Klein, 2005) ou des variations de température (Posth et al., 2008). Bien que leur formation reste sujet à débat, on estime que les BIFs se forment dans un océan anoxique en cours d'oxygénation, avec une source du fer hydrothermale (Isley, 1995; Konhauser et al., 2007).

Trois modèles possiblement couplés (Konhauser et al. 2007) permettent d'expliquer l'oxydation du Fer dans les BIFs. Ces modèles sont classés ci-dessous du plus accepté au moins accepté :

- (i) L'oxydation indirecte du fer (Fe²⁺) par l'oxygène photosynthétique (Cloud, 1973; Lalonde and Konhauser, 2015; Lindsay and Brasier, 2002).
- (ii) Un modèle biologique (Cloud, 1968; Fischer and Knoll, 2009; Konhauser et al., 2002; Widdel et al., 1993) où le fer Fe²⁺ est utilisé par les bactéries photosynthétiques comme donneur d'électrons, ce qui produit du fer Fe (III) à la place de l'oxygène ($2 \text{Fe}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + \text{photons} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 + 2 \text{H}^+ + 2 \text{e}^-$). D'autres types de bactéries utilisent le fer Fe(II) comme réducteur dans la fixation de CO₂ (Heising et al., 1999; Posth et al., 2014; Widdel et al., 1993).
- (iii) Le troisième modèle est la photo-oxydation du fer II sous un flux important de photons (François, 1986; Konhauser et al., 2007; Lascelles, 2007). En l'absence d'ozone et d'une atmosphère protectrice, un flux important de photons a pu atteindre la surface de la terre. La réaction serait alors : $2\text{Fe}^{2+} + 2\text{H}^+ + h\nu \rightarrow 2\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2$. Ce modèle correspondrait aux dépôts de BIF les plus primitifs.

Il est intéressant de noter la différence entre les dépôts de black shales et de BIFs. Les premiers correspondent à un milieu anoxique et les seconds à un milieu légèrement oxydant. Les conditions redox qui en résultent vont permettre d'un côté la précipitation d'oxydes de Fer (BIF) et d'autre part la précipitation de pyrite (black shale) (Fig. II.10).

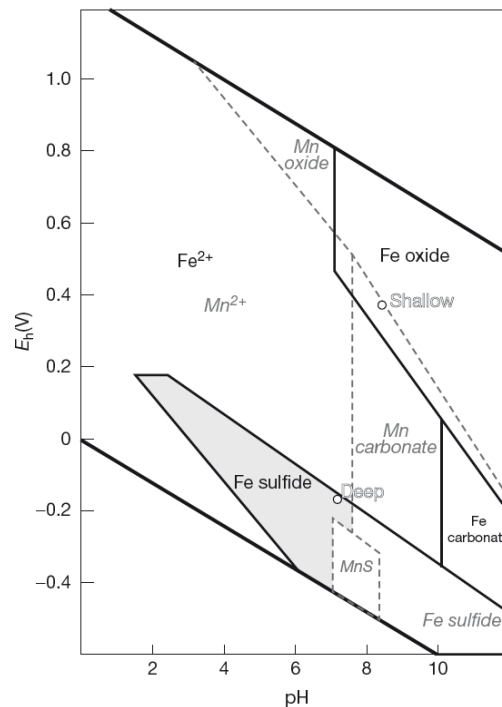


Fig. II.10: Diagramme Eh, pH du fer et du manganèse incluant les sulfures et les carbonates (d'après Force & Maynard 1991; Maynard 2014). On note que la présence d'oxydes ou de sulfures de fer est liée aux conditions d'oxydo-réduction. Les points blancs correspondent à l'eau de la Mer Noire.

Synthèse

La sédimentation paléoprotérozoïque marque un tournant important dans la dynamique du remplissage des bassins en relation avec le passage à aux conditions de forçage géodynamique et climatique de la Terre moderne (Phanérozoïque). On retiendra en particulier :

- La formation des masses continentales en lien avec la diminution du flux géothermique au cours de l'archéen donne lieu à la mise en place des subductions et donc à la création de reliefs associés à des bassins (incluant des bassins intracratoniques).
- Cette nouvelle géodynamique permet l'apport de nutriments par érosion des chaînes de montagnes et par upwelling, favorisant le développement de cyanobactérie.
- Ce développement de cyanobactérie permet les premiers pics d'O₂ responsables des changements planétaires majeurs centrés sur la période du Paléoprotérozoïque.
- Les trois changements majeurs de cette période charnière sont: (1) La libération d'O₂ libre, (2) la glaciation globale Huronienne et(3) la prolifération microbienne à la fin de la glaciation qui augmente le taux de matière organique.
- Ceci à conséquence la mise en place de deux types de sédimentation dans les bassins profonds stratifiés: les black shales si le milieu est réduit et les BIFs si le milieu est légèrement oxydant.
- Les blacks shales sont ainsi des dépôts dominants à 2,1 Ga. Les conditions réduites de ces dépôts seraient favorables à la formation de carbonates de Mn, si ce dernier est présent dans le milieu. Le bassin de Franceville au Gabon en est un exemple type puisqu'il n'a subi aucun métamorphisme et reste ainsi très peu déformé.

II.3. Travaux antérieurs sur le bassin de Franceville

Le bassin de Franceville (5000 km²) est principalement connu pour son réacteur nucléaire à Oklo (Dutkiewicz et al., 2007; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003), mais aussi pour l'exploitation d'un gisement de manganèse d'origine supergène de taille mondiale par la société Eramet-Comilog et plus récemment grâce à la découverte d'organismes considérés comme multicellulaires (El Albani et al., 2010).

Je détaillerai dans une première sous-partie la situation géographique du bassin de Franceville puis le contexte géodynamique, la série stratigraphique et les environnements de dépôts associés aux différentes formations stratigraphiques. Enfin, je présenterai le protore manganésifère en termes d'environnement de dépôts et de processus de concentration du Mn. On retiendra au préalable les éléments généraux suivants :

- Le bassin de Franceville appartient au groupe du Francevillien qui correspond à quatre bassins paléoprotérozoïques contigus en relation avec la mise en place de la West African Central Belt (WACB)
- Le remplissage sédimentaire du bassin de Franceville (2.1 Ga, Bonhomme et al., 1982; Bros et al., 1992) présente une série subdivisée en cinq formations sédimentaires (FA à FE ; Weber, 1968)

II.3.1. Situation géographique

Le groupe paléoprotérozoïque du Francevillien est situé au sud-est du Gabon dans le Haut Ogooué. Il est discordant sur le socle archéen et s'étend sur 42000 Km² (Fig. II.11). Il est limité au nord et au sud par, respectivement, le massif Nord Gabon et le Massif du Chaillu (3150-2600 Ma) qui sont des batholites de gneiss, de granitoïdes et des ceintures de roche verte supra crustale (Bouton et al., 2009b; Chevallier et al., 2002; Guerrot et al., 1994; Thomas et al., 2001). Ces massifs sont recoupés par des intrusions granitiques à tonalites, des roches ultrabasiques, des leucogranites, des syénites et des monzonites mises en place entre 2888 Ma et 2409 Ma (Delhal et Ledent, 1975; Kessi, 1992; Thiéblemont et al., 2009). Le Francevillien est limité à l'ouest par le système de l'Ogooué qui résulte des événements tectoniques de la WCAB mise en place entre 2500 et 2000 Ma. Le bassin est recouvert sur sa limite Est par les sables paléogènes à néogènes des plateaux de Batéké (Cosson, 1955).

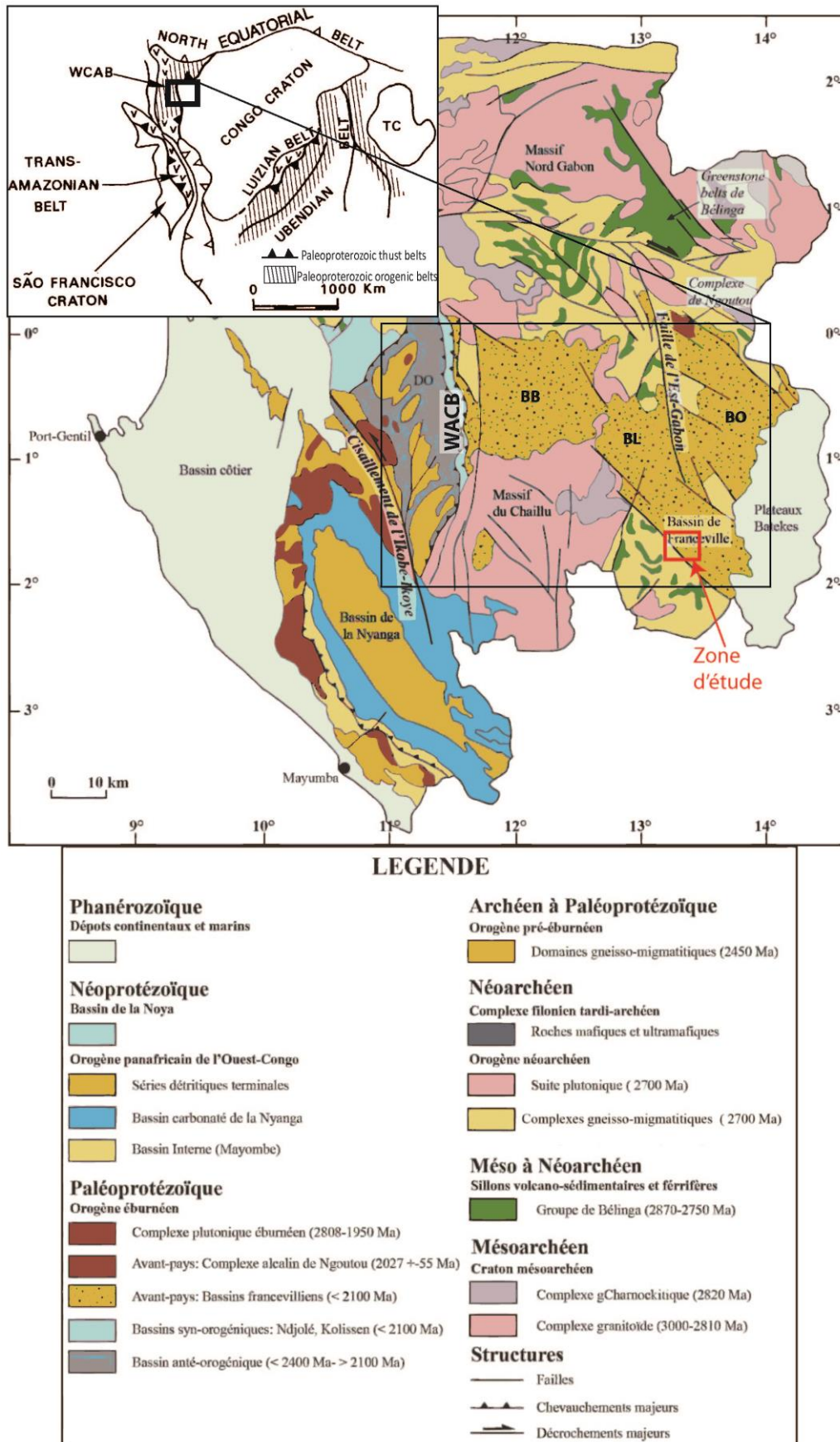


Fig. II.11: Carte géologique du Gabon au 1/1000000 et situation géographique et paléo-géodynamique du bassin de Franceville. BB: Bassin de Boué; BL: Bassin de Lastourville; BO: Bassin d'Okondja (d'après Ndongo, 2016; modifié de Thieblemont et al., 2009; et Ledru et al., 1989)

Le Francevillien comprend quatre sous-bassins intracratoniques majeurs structurés en horsts et grabens : Les bassins de Booué, de Lastourville, de Franceville et d'Okondja (Fig. II.11).

La zone d'étude de cette thèse correspond au plateau de Bangombé, situé sur la bordure ouest du bassin de Franceville.

II.3.2. Contexte géodynamique

La période du Paléoprotérozoïque est connue pour être une période de collision permettant la formation de nombreuses chaînes de montagnes et l'ouverture de bassins sédimentaires (Fig. 13; Kröner, 1983; Shackleton, 1987). L'ouverture des bassins Francevilliens serait plus précisément contemporaine de l'orogénèse éburnéenne mise en place entre 2500 et 2000 Ma avec la formation de la WCAB (Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998; Pambo et al., 2006). L'histoire géodynamique des bassins du Francevillien est ainsi rapportée à trois phases tectoniques syn-dépôts (Fig. II.12) et une dernière phase tectonique post dépôt.

Une première phase de collision (2375-2235 Ma), entre le craton de Sao Francisco et le craton du Congo, 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 (Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998; Pambo et al., 2006).

Lors du deuxième événement compressif de la WCAB (2145-2100 Ma), la position d'avant-chaîne des bassins du groupe Francevillien, couplée à la charge sédimentaire et au chargement tectonique, engendre une forte subsidence des bassins, qui se structurent en horst et graben (Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998). Il est important de noter ici, que seul le bassin de Booué est repris par des failles inverses en raison de sa position proximale vis-à-vis de la WCAB. Au cours de cette période, 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).

Le troisième événement est rapporté à la dernière phase compressive de la WCAB. Il se caractérise par la formation de plis N-S à NE-SW et le rejeu en mouvement inverse de certaines failles NW-SE (Feybesse et al., 1998).

Le dernier épisode tectonique post-dépôt est lié à la tectonique panafricaine (600 Ma) qui présente une contrainte $\sigma_1 = N160^\circ$. Ce dernier reprend certaines failles normales NW-SE en failles inverses et génère de nouvelles failles $N160^\circ$ décrochantes (Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo et al., 2006).

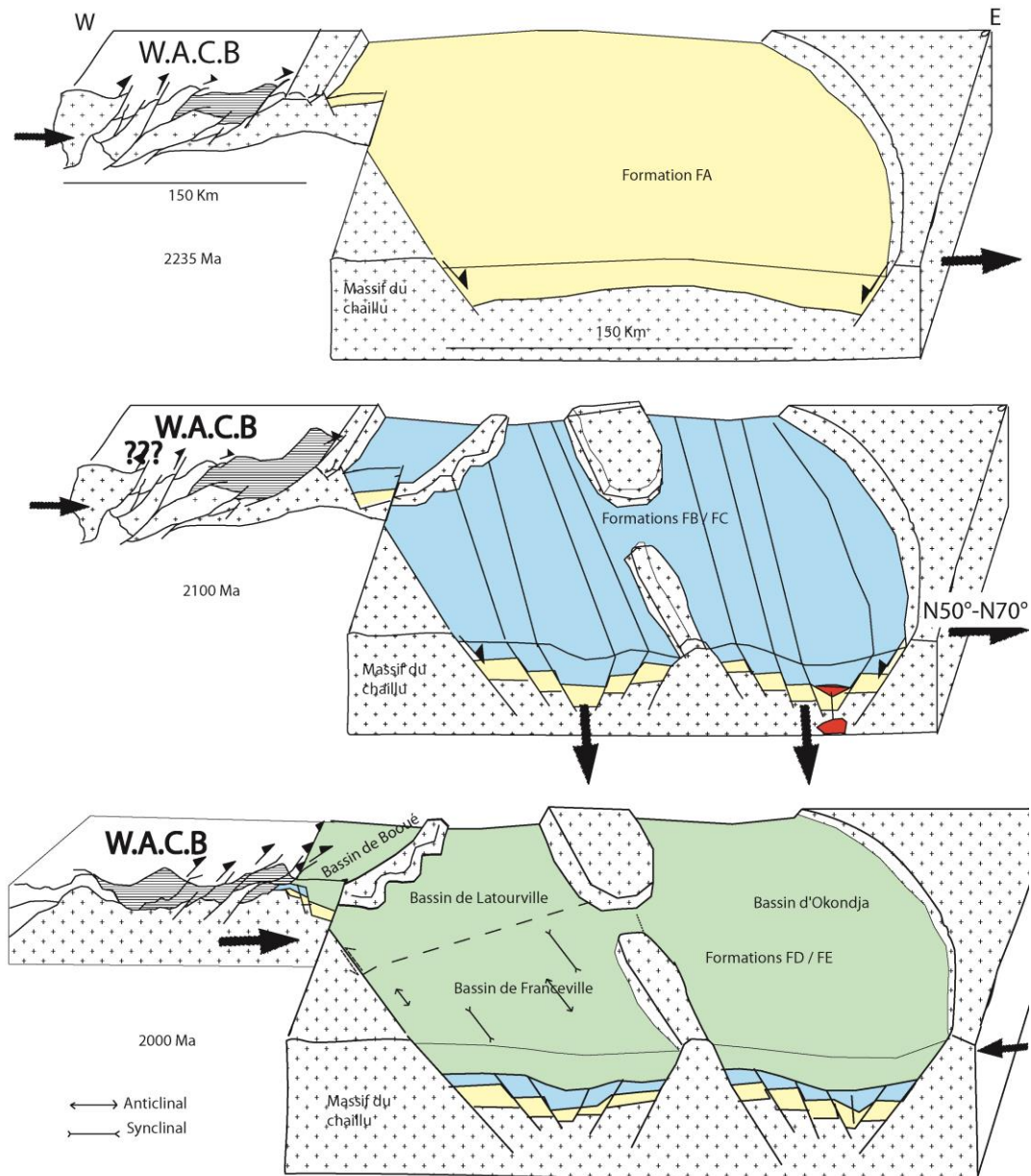


Fig. II.12: Synthèse géodynamique de l'ouverture des bassins de Boué, Lastourville, Franceville, et Okondja, en relation avec la mise en place de la WACB (West African Central Belt); Compilation bibliographique d'après Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998; Pambo et al., 2006)

En conséquence, le bassin de Franceville est aujourd'hui structuré par quatre directions majeures: N-S, NW-SE, et E-W et NE-SW (Fig. II.13; Gauthier-Lafaye, 1986) :

Les principales failles N-S sont des failles qui montrent des critères normaux et décrochants (dextre ou sénestre). La faille Mounana *Lekedi et Nord Leyou* a eu pour rôle majeur d'isoler le bassin de Lastourville de celui de Franceville (Gauthier Lafaye, 1986).

Les accidents NW-SE représentent l'allongement général du bassin avec des failles normales qui délimitent les dépressions et les horsts. Ces failles sont à l'origine de nombreux contacts anormaux entre le socle et la couverture ou entre les dépôts syn-rifts (Fig. II.12; Formation FA et FB ; Gauthier Lafaye, 1986 ; Ndongo, 2016)

Les accidents E-W correspondent à la prolongation des failles NW-SE qui s'incurvent progressivement. Le mouvement relevé est exclusivement normal avec un rejet et un pendage de plus en plus faible lorsqu'il atteint la direction E-W (Gauthier-Lafaye, 1986).

Les accidents NE-SW correspondent aux plis d'entraînements formés le long des failles décrochantes sénestres (Feybesse et al., 1998; Gauthier-Lafaye, 1986).

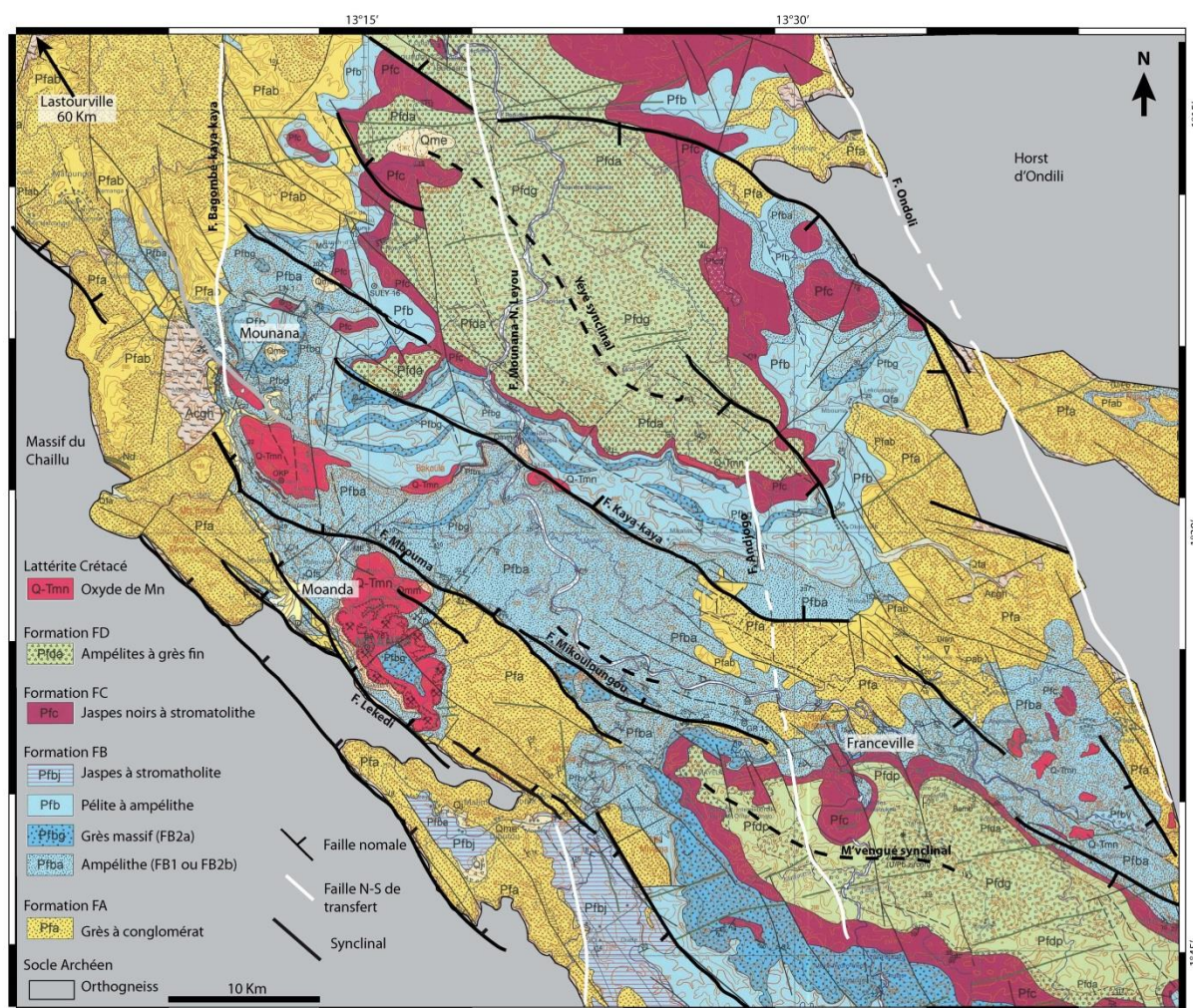


Fig. II.13: Carte géologique du bassin de Franceville montrant les grands accidents : N-S, NW-SE, E-W, qui structurent le bassin de Franceville. Les accidents NE-SE correspondent à des plis et ne sont pas indiqués sur l'image. (Modifié d'après Ndongo et al., 2016 ; Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo et al., 2006; Thieblemont et al., 2009).

II.3.3. Stratigraphie et environnements de dépôts

La série stratigraphique du Francevillien, présente une puissance totale de 1000 à 2500 m. Elle est constituée de formations silicoclastiques-carbonatées non métamorphisées et peu déformées (Baud, 1954; Weber, 1968) nommées de la base au sommet : FA, FB, FC, FD, FE (Fig. II.14). Ces formations ont été définies dans le bassin de Franceville par Weber en 1968.

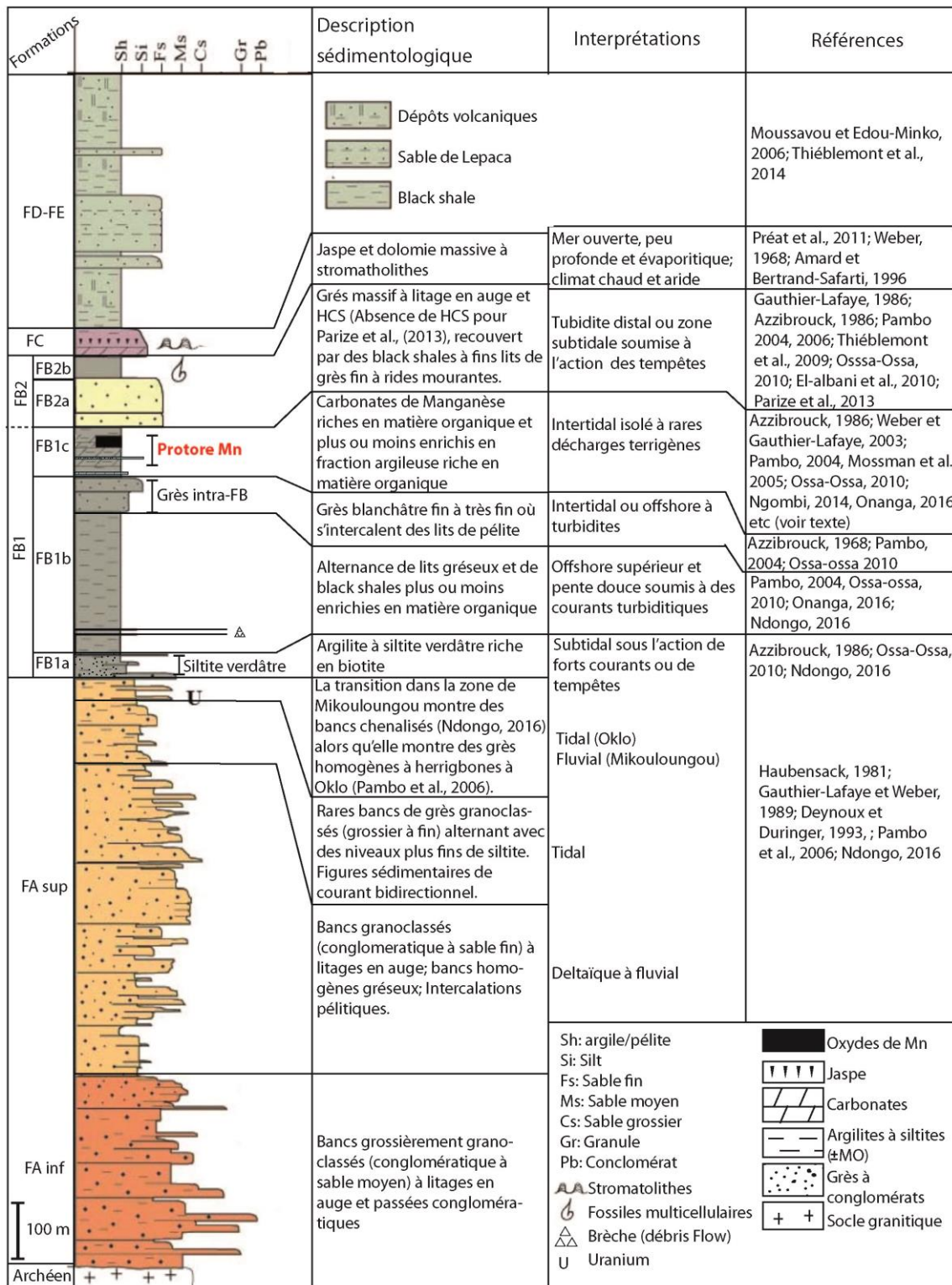


Fig. II.14: Log stratigraphique sédimentologique synthétique des formations FA, FB, FC, FD et FE du bassin de Franceville. Les différentes hypothèses en termes d'environnement de dépôt y sont replacées pour les formations FA, FB et FC (modifié d'après Weber, 1968 et Ndongo, 2016).

Avant de passer en revue la succession stratigraphique du Bassin de Franceville, il convient de définir la signification du terme "*ampélites*" qui est propre à ce bassin.

Les *ampélites* du bassin de Franceville:

Dans le bassin de Franceville, certains auteurs (Cosson, 1955, Weber, 1968, Azzibrouck, 1986, Gauthier-Lafaye, 1986) ont utilisé de manière pratique le terme "ampélite" pour qualifier les faciès de lutites noires, d'apparence homogène, riches en matière organique, qui sont difficiles à caractériser plus en détail en l'absence d'études pétrographiques poussées. Ce faciès a probablement été décrit par les premiers géologues (Barrat, 1895) qui étudiaient la géologie du "Congo Français" en référence avec les terres noires bitumineuses employées pour le traitement de la vigne (ampelos en Grec). Le débit en feuillets, la couleur noire, la présence possible de pyrite et les taches que ce faciès laisse sur les doigts lorsqu'il est soumis à l'altération, ont probablement conduit à sa dénomination encore largement utilisée par les entreprises minières (Comilog ; Areva) et de manière générale par les géologues Français. Cependant, Weber (1968), le premier auteur, précise la complexité et la variété minéralogique de ce faciès qui comprend des argilites, des argilites silteuses, des siltites ou encore des carbonates de manganèse plus ou moins riches en argiles. Tous ces faciès sont par ailleurs riches en matière organique et parfois en pyrite. Le terme approprié dans la littérature internationale serait donc celui de "black shale" (Swanson, 1961; Tourtelot, 1979; Vine, 1966; Vine and Tourtelot, 1970). Nous emploierons donc indifféremment ces deux termes dans la thèse, en fonction du contexte.

La Formation FA (Fig. II.14)

La Formation FA d'environ 1000 m d'épaisseur repose en discordance sur le socle archéen. Elle est essentiellement constituée de grès et de conglomérats. A la base, cette formation est formée d'un conglomérat lenticulaire d'environ 3 m d'épaisseur avec des galets de quartz (Weber, 1968). La série évolue ensuite avec des dépôts de grès conglomératique à grès moyen/fin, grossièrement granoclassés organisés en bancs pluri-métriques. Un litage en auge pluri-métrique peut être observé ainsi que des passées de granules. Plus haut dans la série, les bancs restent granoclassés mais peuvent être érosifs sur des niveaux pélitiques. Le sommet de la Formation FA est formé de grès fins alternant avec des niveaux pélitiques. Ces grès montrent des figures sédimentaires bidirectionnelles (Gauthier Lafaye, 1986; Pambo et al., 2006; Ndongo et al., 2016).

Les dépôts de la Formation FA seraient caractéristiques d'un environnement fluviatile évoluant vers un système deltaïque progradant vers le SE dans la partie nord-ouest du bassin de Franceville (Ndongo, 2016) et vers le NE plus au sud-ouest du bassin de Franceville (Weber, 1968). Ces dépôts passent ensuite à un système dominé par les marées au sommet du FA, avec un court retour au fluviatile à la transition FA-FB dans la zone de Mikouloungou (Haubensack, 1981; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003; Pambo et al., 2006; Ndongo, 2016).

La Formation FB (Fig. II.14)

La Formation FB est divisée en deux membres : FB1 et FB2, eux-mêmes subdivisés en unités : FB1a, FB1b, FB1c, FB2a et FB2b. Mise à part l'unité FB2a qui est constituée de grès massifs, la série sédimentaire est principalement constituée de black shales (= ampélites; Mossman et al., 2005).

Le Membre FB1

L'Unité FB1a d'environ 20-40 m d'épaisseur est constituée de pélites silteuses gris-verdâtres, finement litées, dépourvues de matière organique mais très riches en biotite détritique. Ce niveau est souvent un niveau repère appelé "siltite verdâtre" par les précédents auteurs (Weber, 1986; Azzibrouck, 1986; Gauthier-Lafaye, 1986).

L'Unité FB1b d'environ 100-150 m de puissance est caractérisée par une alternance de lits de grès fins à ciment dolomitique et de pélites plus ou moins enrichies en matière organique. On observe sur les premiers 30 mètres plusieurs niveaux de brèches syn-dépôts contenant des éléments de pélite, de dolomie et de granite. Les 30-40 m du sommet de cette unité sont plus gréseux et nommés "Grès intra FB".

L'unité FB1c d'environ 130 m d'épaisseur est constituée de trois niveaux :

- A la base, on observe des black shales (30 m) qui s'enrichissent en matière organique avec de rares passées gréseuses. On observe aussi quelques bancs de dolomie à la base.
- Au milieu, on observe un intervalle manganésifère (70 m) constitué de black shales carbonatées très riches en matière organique (10%; Mossman et al. 2005) et en manganèse avec des teneurs pouvant atteindre 30 % (Weber, 1968; Gauthier Lafaye et Weber, 2003). Cet intervalle est parfois recoupé par des bancs de grès fin à moyen (Weber, 1968; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). Il correspond au protore manganésifère qui constitue la roche mère des oxydes de manganèses latéritiques exploités par la COMILOG.
- Au sommet (30 m), apparaît un nouvel intervalle de black shales, perturbés par de petits lits de grès dans la partie supérieure.

Le Membre FB1 correspond à une des plus grandes accumulations de matière organique d'âge paléoprotérozoïque avec des teneurs pouvant atteindre 10-15 % (Mossman et al. 2005). La matière organique dans les black shales pourrait être de type kérogène ; elle est accumulée dans les argilites ou sous forme de bitume dispersé. On observe aussi dans l'unité FB1a des bitumes migrés (Cortial et al., 1990; Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989; Mossman et al., 2005). La matière organique aurait dépassé la fenêtre à gaz et serait donc hyper-mature (Mossman et al., 2005).

Membre FB2

L'Unité FB2a (100 m) est constituée de bancs métriques de grès microconglomératique à moyen, parfois granoclassés, à litage en auge. Ces grès apparaissent de façon brutale et érodent l'unité FB1c. Azzibrouck (1986) et Pambo (2004) notent la présence de HCS dans les bancs homogènes. Ces observations sont réfutées et réinterprétées comme des structures de rides symétriques par Parize et al., (2013).

L'Unité FB2b correspond à des argilites riches en matière organique à lits minces de grès fins à rides mourantes. C'est dans cette unité qu'ont été découverts les fossiles multicellulaires (El-Albani et al., 2010).

La formation FB a été interprétée de manière différente par les différents auteurs sans qu'un modèle définitif n'ait pu être établi.

Les dépôts du FB1a sont ainsi interprétés comme liés à un environnement intertidal restreint où les vitesses de courant sont inférieures à celles nécessaires pour former des rides (Azzibrouck 1986; Ossa Ossa, 2010; Ndongo, 2016). Ndongo (2016) note cependant la présence de rares chenaux sous-aquatiques liés à de forts courants tractifs.

L'Unité FB1b correspondrait à un approfondissement du bassin avec des dépôts subtidaux sur une pente douce (Ndongo, 2016; Onanga Mavotchy, 2016; Ossa Ossa, 2010; Pambo, 2004; Thieblemont et al., 2009), perturbés à la base par des dépôts de type débris flow (Weber, 1968; Azzibrouck, 1986) et associés à des courants turbiditiques (Azzibrouck, 1968) ou de tempête et de marée (Pambo, 2004; Ossa-ossa 2010). Les grès intra-FB seraient, quant à eux, d'origine turbiditique (Weber, 1986; Azzibrouck, 1986).

L'Unité FB1c est interprétée comme mise en place dans un milieu intertidal euxinique de très faible énergie (Weber 1968; Azzibouck 1986; Gauthier-Lafaye 1986; Thieblemont et al. 2009; Bouton et al. 2009; Ngombi-Pemba et al. 2014; Mavotchy 2016; Ndongo 2016). Une compartimentation par les failles conduirait à l'individualisation de sous-bassins qui seraient ainsi plus confinés et anoxiques et permettraient la précipitation du manganèse (Azzibrouck, 1986). Les bancs de grès recoupant cette unité sont peu détaillés dans la littérature et rapportés à des décharges terrigènes ponctuelles (Azzibrouck, 1986; Ossa-Ossa, 2010).

Le Membre FB2 est sujet à controverse. L'unité FB2a est interprétée comme des dépôts de tempêtes (Azzibrouck, 1986; Bouton et al., 2009b; Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo, 2004; Pambo et al., 2006; Weber, 2011), ou deltaïques (El Albani et al., 2010; Ossa Ossa, 2010) ou encore turbiditiques distaux (Parize et al., 2013). L'Unité FB2b est interprétée comme appartenant à un milieu d'offshore (Azzibrouck 1986; Parize et al. 2013) ou subtidal (El Albani et al. 2010).

La Formation FC (Fig. II.14)

Cette formation est composée de jaspes et de dolomie à stromatolithes déposés dans un environnement marin ouvert peu profond à évaporitique, associé à un climat chaud et aride (Amard and Bertrand-Sarfati, 1997; Preat et al., 2011; Weber, 1968). Cependant, Preat et al, (2011) montrent que les jaspes de la Formation FC sont, par endroit, 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).

Les Formations FD et FE

La Formation FD est composée de dépôts volcano-sédimentaires dominés par des ampélites déposées dans un domaine marin profond (Weber, 1968; Moussavou et Edou-Minko, 2006). La Formation FE correspond quant à elle à des grès alternant avec des ampélites et interprétée comme une régression (Weber, 1968).

II.3.4. *Le protore manganésifère*

Les affleurements étant trop altérés, l'intervalle des carbonates de manganèses qui constitue le protore a surtout été étudié sur deux forages historiques (Forage Ba-Com (1962) sur le plateau de Bangombé et OkP (1999) sur le plateau d'Okouma, ce qui a permis de définir la nature minéralogique et géochimique de cet intervalle, et de préciser l'environnement de dépôt et les mécanismes de formation. Ce protore est ainsi décrit comme constitué de carbonates pauvres en éléments détritiques avec des teneurs de 5 à 30 % de Mn, dans une matrice argileuse (illite) extrêmement riche en matière organique, et par endroit enrichie en pyrite (Weber, 1968; Weber ,1997; Leclerc et

Weber, 1980; Azzibrouck, 1986). Le manganèse est localisé dans des carbonates mixtes (Mn, Ca, Mg) $[CO_3]_2$: Dolomite manganésifère, rhodochrosite et de la kutnohorite. La pyrite se présente dans les plans de stratification sous forme cubique ou parfois en granules qui pourraient évoquer d'anciens framboïdes recristallisés (Azzibrouck, 1986; Leclerc and Weber, 1980; Weber, 1997, 1968). La matière organique est souvent en lamines interstratifiées avec les illites, ou en inclusions.

Pambo, (2004) décrit en détail une assise ferrifère à la base du protore Mn au droit du plateau d'Okouma (sidérite, dolomite ferreuse, berthiérine, pyrite (80%)). Cette assise ferrifère est de type BIF car les faciès sont rubanés et peuvent alterner avec des niveaux plus riches en Mn.

Environnement de dépôt des carbonates de manganèse :

Le milieu de dépôt des carbonates de Manganèses correspondrait à une plateforme marginale peu profonde et confinée (Weber 1968; Weber 1973; Azzibrouck 1986) au sein d'un bassin marin épicontinental semi-clot (Hein and Bolton, 1993). La colonne d'eau serait stratifiée avec la tranche d'eau inférieure anoxique et la tranche supérieure oxygénée (Pambo, 2004; Roy, 1992; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003). Les dépôts s'effectueraient pendant une phase de régression majeure (Canfield et al., 2013; Ossa Ossa, 2010; Pambo, 2004). Canfield et al. (2013), montrent également, par l'analyse du $\delta^{13}C$ et des isotopes du fer, que le milieu était anoxique (Gauthier-lafaye et Weber, 2003) ferrugineux et par intermittence euxinique pendant le dépôt du protore.

Mécanismes de formation des carbonates de Manganèse

Le manganèse présent sous forme de Mn^{2+} aurait précipité d'abord sous forme d'oxy-hydroxyde au cours de la phase de régression initiée au sommet de l'Unité FB1b (bien que Roy, 2006 propose une transgression), à partir de la faible oxydation du milieu par photosynthèse de micro-organismes (Pambo, 2004; Gauthier-Lafaye et Weber, 2003; Mossman et al., 2005). Les oxydes auraient ensuite été dissous pendant la diagenèse précoce par réduction bactérienne ou en relation avec une phase de transgression ponctuelle favorisant une sursaturation dans l'espace interstitiel en milieu réducteur (Azzibrouck, 1986; Hein and Bolton, 1993; Weber, 1968). Le Mn^{2+} en sursaturation aurait réagi avec la matière organique (CO_2 ou HCO_3) au cours de la dégradation pour former des carbonates de Mn pendant la diagenèse précoce (Azzibrouck, 1986; Weber, 1997; Mossman et al., 2005). Azzibrouck (1986), suite à une étude au Muséum de Paris, montre par ailleurs l'existence de bactéries type Cyanophycées (algue bleues) et bacille (bactérie) dans les ampélites portant le protore manganésifère. Cependant le lien avec le Mn n'a pu être établi car ce travail préliminaire était juste engagé à la fin de sa thèse.

Source du manganèse

L'hydrothermalisme lié au volcanisme basaltique du bassin d'Okondja (Thiéblemont et al, 2013) pourrait être la source du Mn. Le transport du Mn entre le bassin d'Okondja et le bassin de Franceville aurait été possible grâce aux conditions restées anoxiques dans le fond des océans (Pambo, 2004; Weber, 1973, 1968) combinées aux courants sous-marins

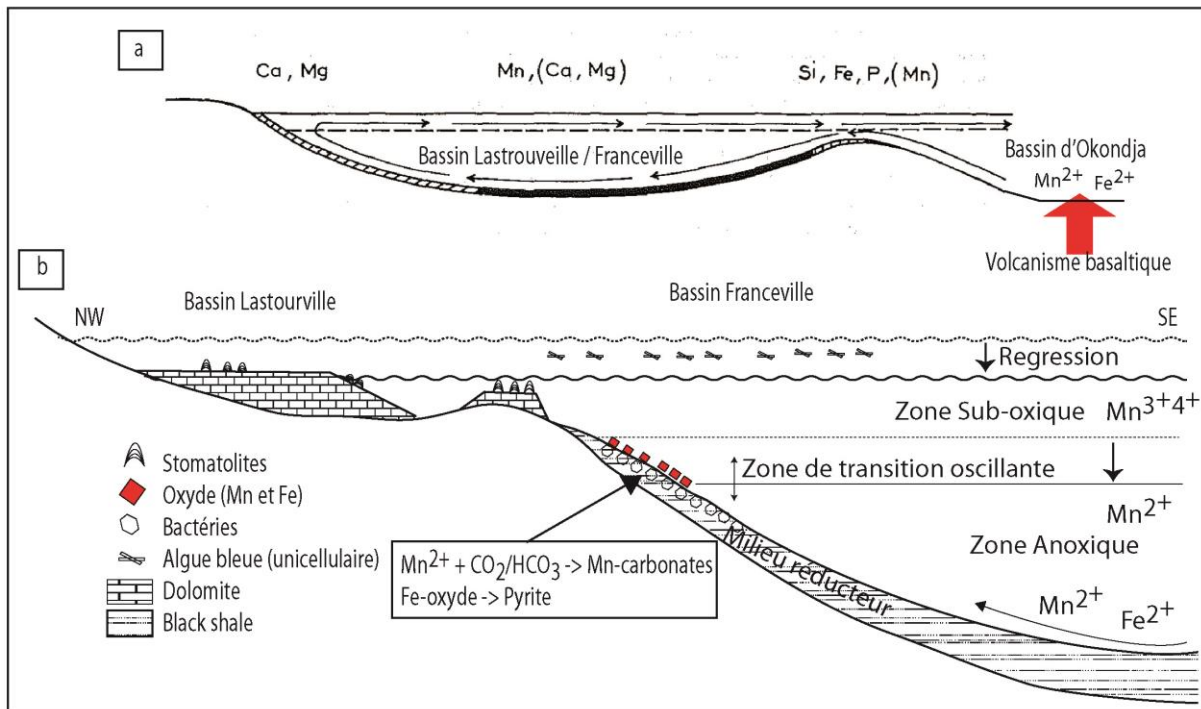


Fig. II.15 : a) Le manganèse aurait probablement une source volcanique située dans le bassin d'Okondja et se serait déplacé jusqu'au bassin de Franceville grâce aux conditions anoxiques des océans profonds et précipité sur les marges du bassin. b) Modèle synthétique de dépôt de la Formation FB montrant la précipitation des oxydes de manganèse pendant une phase de régression puis leur transformation en carbonates de manganèse pendant la diagenèse précoce (ou lors d'une transgression de petite échelle). (Modifié d'après Weber 1973; Gauthier-Lafaye & Weber 2003; Pambo 2004).

Synthèse

L'histoire géologique du Bassin de Franceville comprend une succession d'environnements de dépôts en lien avec les conditions géodynamiques :

- La mise en place du bassin de Franceville est contemporaine de la WACB (2,5-2,0 Ga).
- Deux directions majeures structurent le bassin de Franceville: (1) N-S qui permet d'isoler le bassin de Franceville de ses voisins et (2) NW-SE qui correspond à l'allongement du graben.
- La Formation FA est marquée par des dépôts fluviaux à deltaïques contrôlés par la marée.
- Le Membre FB1 est interprété comme un bassin réduit riche en matière organique. Le sommet de ce Membre porte le protore manganésifère correspondant à des carbonates de manganèse associés à des black shales.
- Le Membre FB2 correspondrait, selon les auteurs, à des dépôts deltaïques, de tempêtes ou de turbidites.
- Les carbonates de Mn seraient déposés sur une plateforme marginale peu profonde. Le modèle de formation proposé comprend deux stades: un premier stade où le Mn^{2+} précipite sous forme d'oxydes de Mn lors d'une régression (bien que l'action bactérienne ne soit pas réfutée), puis un second stade où les oxydes réagissent avec le carbone de la matière organique pendant la diagenèse précoce.
- Le Mn proviendrait des flux hydrothermaux liés au volcanisme alcalin du bassin d'Okondja.
- Le terme ampélite est synonyme de black shale.

III. Démarche et données.

Nous avons pris en compte dans notre travail les séries qui encadrent le protore manganésifère de manière à mieux contraindre la transition des environnements de dépôts et les processus à l'origine de cette précipitation. Dans cette partie, nous proposons de présenter d'abord les données utilisées pour ce travail et nous développerons ensuite la démarche générale suivie.

III.1. Les données

Les données utilisées dans ce travail de thèse proviennent de deux missions de terrain à Moanda (Gabon) de trois mois chacune. La première a été effectuée pendant mon stage de Master 2 en 2013 et la deuxième pendant ma première année de thèse en 2014. Pendant ces missions, j'ai pu travailler sur deux nouvelles campagnes de forage d'Eramet-Comilog (2012 et 2014) et sur quelques forages d'AREVA situés sur le plateau de Bangombé, ainsi que sur des affleurements clefs (Fig. III.1).

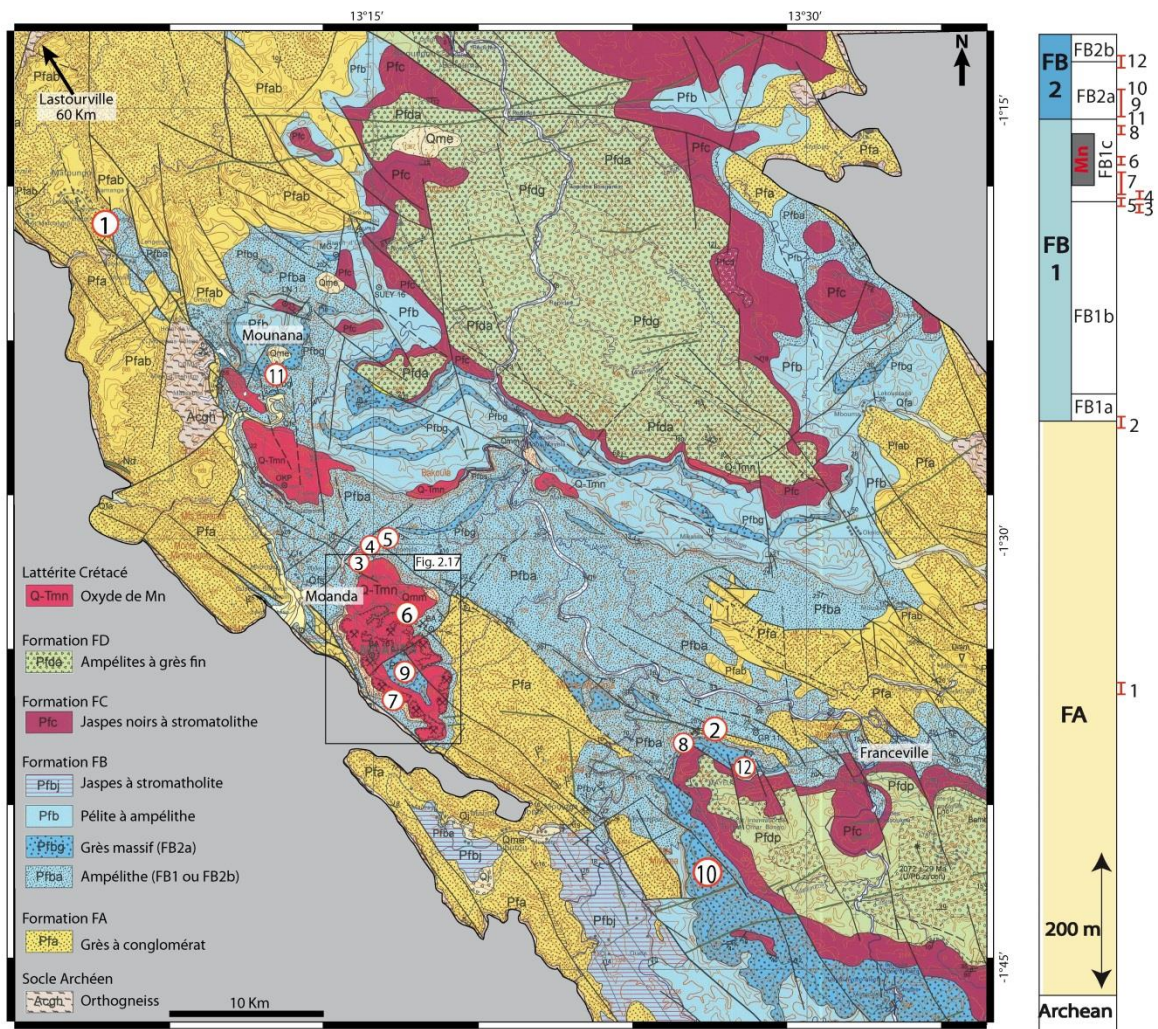


Fig. III.1: Carte géologique du BRGM du SW du Gabon et localisation du plateau de Bangombé (rectangle) et des affleurements (cercles). Les affleurements étudiés sont aussi repositionnés dans la colonne stratigraphique à droite de la carte. Affleurement n°1: Route de Lastourville; 2: Mikouloungou; 3: Convoyeur C3; 4: Route du CIM; 5: Gare de Moanda; 6: Carrière pilote; 7: Route B7; 8: Rond-Point M'Vengué; 9: Ancienne carrière de Grès de Bangombé; 10: Carrière Soco-BTP; 11: Carrière Soco-Gangolo; 12: Carrière-Moulendé (modifié d'après Bouton et al. 2009).

J'ai également pu avoir accès à certaines données historiques grâce à l'appui de l'université de Masuku et d'Areva.

Les affleurements :

La position géographique du Gabon sur l'équateur engendre une forêt équatoriale dense et le développement d'un sol conséquent. Le nombre d'affleurements reste donc malheureusement restreint et les pluies abondantes (saison humide) les détériorent rapidement. En conséquence, les affleurements du bassin de Franceville sont souvent restreints et altérés.

Dans le cadre de ce travail de thèse, douze affleurements déterminants ont été étudiés (Fig. III.1; Tab. III.1). Ces affleurements ont permis d'avoir une meilleure vision des corps sédimentaires des formations FA et FB. Ils sont situés sur la bordure ouest du bassin de Franceville et quatre d'entre eux sont situés sur le plateau de Bangombé, ce qui permet une comparaison avec les forages Comilog et Areva de ce même secteur. Deux affleurements sont situés au sommet de la Formation FA (route de Lastourville et ancienne carrière de Mikouloungou), six affleurements sont situés dans le FB1 supérieur (Convoyeur C3, Route du CIM, Gare de Moanda, Rond-point de Mvengué, Carrière pilote, Route B7) et quatre sont situés dans les grès du FB2a (Carrière Soco-BTP, Soco-gangola, Soco-Moulendé et ancienne carrière des grès de Bangombé). Mis à part les affleurements de la Gare de Moanda et du rond-point de M'Vengué, les affleurements dans le FB1 sont décrits pour la première fois, et nous verrons qu'ils apportent une nouvelle vision de l'Unité FB1c.

Affleurement	Zone	Unité stratigraphique	X	Y
Route de lastourville	Lastourville	FA supérieur	288366	9853220
Mikouloungou	Franceville	Sommet FA	325731	9821917
Gare de Moanda	Moulili	FB1b/ FB1c	305681	9834357
Convoyeur C3	Bangombé	FB1c	303112	9831492
Route du CIM	Moulili	FB1c	304019	9833987
Carrière pilote	Bangombé	FB1c	305039	9824227
Route B7	Bangombé	FB1c	307524	9828467
Rond point M'vengué	M'Vengé	FB1c	323808	9818906
Carrière grès-Bangombé	Bangombé	FB2a	306962	9826200
Carrière Soco-BTP	M'Vengé	FB2a	326177	9813392
Carrière Soco-gangolo	Mounana	FB2a	299627	9843731
Carrière Soco-Moulende	Franceville	FB2a	329119	9819978

Tab. III.1: Localisation géographique et stratigraphique des affleurements étudiés (UTM-zone -33).

Les forages Eramet-Comilog

Eramet-Comilog a lancé lors du projet "Carbonates de manganèse" deux campagnes de carottage (2012 et 2014) sur le plateau de Bangombé (Fig. III.2).

Au total, 25 forages (forages BCxx et Cxxxxxx) ont été carottés en diamètre HQ avec une profondeur comprise entre 80 et 200 m, soit une profondeur moyenne de 125 m. Ces forages sont disposés suivant une maille de 1 à 1,5 Km suivant deux directions : NNW-SSW et WSW-ENE. Il s'agit

de la première campagne de forages maillés sur le plateau de Bangombé qui permet pour la première fois d'établir des corrélations détaillées.

Seuls 23 forages ont été retenus pour ce travail de thèse (Fig. III.2; Tab. III.2), les deux derniers étant très altérés et faillés. Stratigraphiquement, ces forages recoupent la base du protore (le sommet étant souvent érodé ou altéré) et la série sous-jacente sur quelques dizaines de mètres. Certains forages atteignent le sommet de l'unité FB1b. Trois forages recoupent la base des grès du FB2a, l'ensemble du FB1a et le sommet de l'unité FB1b. Ils ont l'avantage de recouper l'intégralité du protore manganésifère et serviront de référence dans ce travail (Fig. III.2).

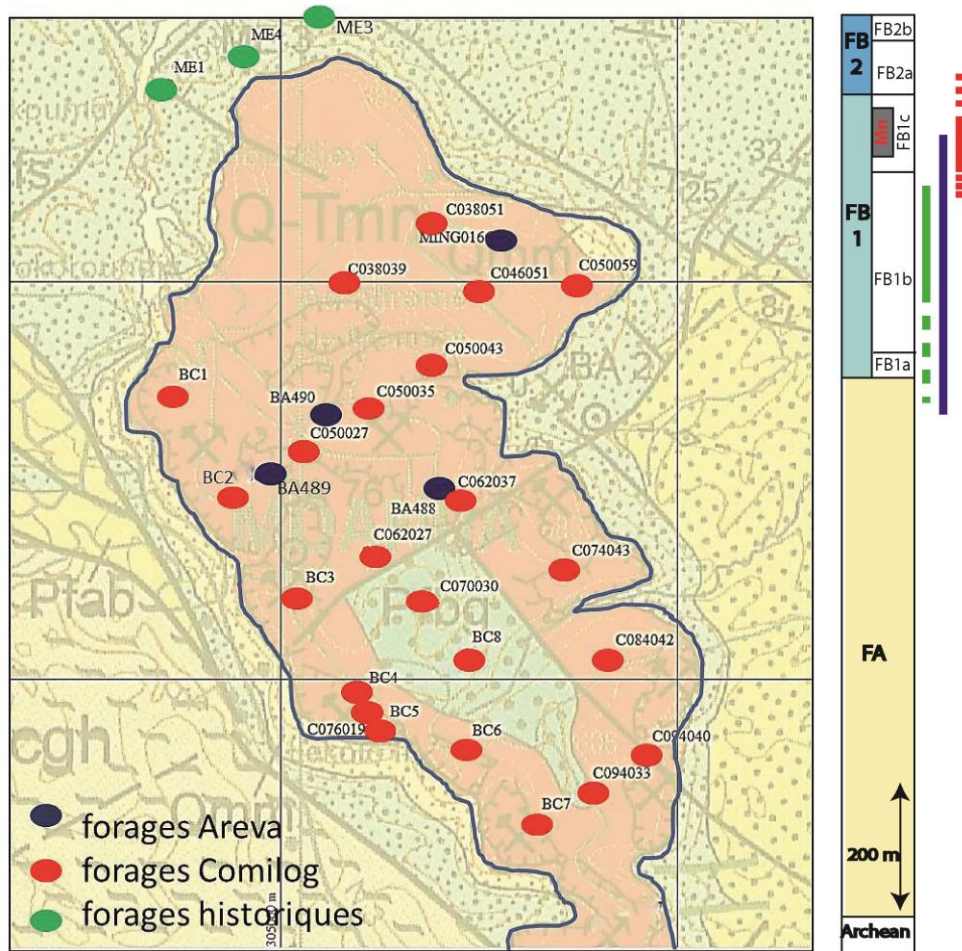


Fig. III.2: Localisation géographique et stratigraphiques des principaux forages (Comilog, Areva et Historiques) étudiés sur le plateau de Bangombé. Il manque sur cette carte le forage ME2 situé juste à côté du ME3 et le forage ML-581 proche de l'affleurement de Mikouloungou (20 Km au sud-est de la zone; cf Fig. III.1; Modifié d'après Bouton et al., 2009).

L'ensemble de ces forages a été analysé avec un pas d'échantillonnage métrique par fluorescence portable X (Niton, annexe 1) par l'équipe technique d'Eramet-Comilog de manière à évaluer les pourcentages en Mn le long de chaque forage.

J'ai également bénéficié des enregistrements diagrapiques (Gamma-Ray et Résistivité) réalisés par AREVA sur forages BC4 et BC8.

Campagnes	FORAGE	Zone	Unités stratigraphiques	X	Y	Z	Prof	diametre	Diagraphies	Logs sédimentologiques
Eramet-Comilog 2012	BC1	Bangombé	FB1c-FB1b	303652	9828616	593	153	HQ		1/25 ^{ieme}
	BC2	Bangombé	FB1c-FB1b	304455	9827337	587	151	HQ		1/200 ^{ieme}
	BC3	Bangombé	FB1c-FB1b	305242	9826072	591	151	HQ		1/200 ^{ieme}
	BC4	Bangombé	FB1c	306045	9824804	610	150	HQ	x	1/200 ^{ieme}
	BC5	Bangombé	FB1c-FB1b	306310	9824376	599	124	HQ		1/200 ^{ieme}
	BC6	Bangombé	FB1c	307343	9824139	592	130	HQ		1/200 ^{ieme}
	BC7	Bangombé	faillé	308220	9823215	581	136	HQ		1/25 ^{ieme}
	BC8	Bangombé	FB2a-FB1c-FB1b	307342	9825320	606	199	HQ	x	1/25 ^{ieme}
Eramet-Comilog 2014	C038051	Bangombé	FB1c-FB1b	307006	9830686	571,8	152,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C046051	Bangombé	FB1c-FB1b	307574	9829889	571,4	152,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C050059	Bangombé	FB1c-FB1b	308684	9829996	557,3	119,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C038039	Bangombé	FB1c-FB1b	305770	9829942	574,4	125,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C094040	Bangombé	FB1c-?	309605	9824072	558,8	101,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C094033	Bangombé	FB2a-FB1c-FB1b	308856	9823608	592,9	161,0	HQ		1/25 ^{ieme}
	C050043	Bangombé	FB1c-FB1b	306995	9828939	541,8	122,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C050035	Bangombé	FB1c-FB1b	306138	9828398	581,1	125,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C062037	Bangombé	FB1c-FB1b	307155	9827266	532,6	122,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C074043	Bangombé	FB1c-FB1b	308598	9826408	554,6	122,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C084042	Bangombé	FB1c-FB1b	309146	9825280	556,0	110,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C062027	Bangombé	FB1c	306093	9826598	565,8	122,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C070030	Bangombé	FB2a-FB1c-FB1b	306940	9825955	594,4	200,0	HQ		1/100 ^{ieme}
	C050027	Bangombé	FB1c	305298	9827877	583,0	107,0	HQ		1/100 ^{ieme}
C076019	Bangombé	FB1c-FB1b	306170	9824595	614,2	134,0	HQ		1/100 ^{ieme}	
Areva 2014	Ming 166	Bangombé	FB1-FA	307775	9830572	553	494	Destructif	x	PDF Areva
	ML-581	Mikouloungou	Fb-base et FA	325685	9822298	300	348,5	NQ/HQ	x	PDF Areva
	BA488	Bangombé	FB1-FA	307055	9827372	547	493	NQ/HQ	x	1/100 ^{ieme}
	BA489	Bangombé	FB1-FA	304799	9827621	581	450	NQ/HQ	x	1/100 ou 500 ^{ieme}
	BA490	Bangombé	FB1-FA	305535	9828327	595	502	NQ/HQ	x	PDF Areva
Comuf	ME1	Moulili	FB1-FA	303583	9832480	398	259	?	x	PDF Comuf
	ME2	Moulili	FB1	305927	9834138	320	552	?		PDF Comuf
	ME3	Moulili	FB1	305316	9833617	340	995	?		PDF Comuf
	ME4	Moulili	FB1-FA	304558	9832891	414	490	?	x	PDF Comuf

Tab. III.2: Caractéristiques des forages étudiés dans ce travail. Les données "PDF" correspondent aux logs sédimentologiques levés au 1/500^{ieme} pour les PDF Comuf et au 1/100^{ieme} pour les PDF Areva. Les coordonnées sont fournies en UTM, zone -33; et la profondeur en mètre; Donnée Comilog 2012-2014 et Areva, 2014).

Les forages Areva

Lors de la mission de terrain de 2014, Areva a mis à notre disposition deux forages d'environ 500 m : BA488 et BA489. Ces deux forages forés d'abord en NQ puis en HQ, sont situés sur la partie nord du plateau de Bangombé et recourent la quasi-totalité du membre FB1 depuis le milieu du protore manganésifère jusqu'au sommet de la Formation FA (Fig. III.2; Tab. III.2).

Areva a également mis à notre disposition les diagraphies de ces deux forages, ainsi que les diagraphies de trois autres forages traversant la formation FB jusqu'au FA. Deux sont situés sur la partie nord du plateau de Bangombé (BA490 et Ming-166) et un est situé à 20 km au sud-est du plateau de Bangombé au niveau du mur de la faille de Mikouloungou (ML-581; Fig. III.2; Tab. III.2).

Données historiques

Grace à l'université de Masuku et Areva, nous avons pu également récupérer des données historiques acquises par la Comuf ; incluant: 1) une carte historique de la Comuf au 1/50000^{ème} du bassin de Franceville avec les isobathes du toit du FA repositionnées; 2) les logs PDF des forages de la zone de Moulili (ME1 à ME4) et 3) les données diagraphiques des forages ME1 et ME4 (Fig. III.2; Tab. III.2).

Données pétrographiques et géochimiques

L'ensemble des forages ainsi que certains affleurements ont été échantillonnés ; ce qui représente au total 562 échantillons à partir desquels 153 lames-minces polies ont été réalisées par l'atelier de litholamelage de Géosciences Montpellier (Tab. III.3).

Concernant la géochimie, 138 échantillons ont été analysés sur roche totale, parmi lesquels 90 % correspondent à des analyses dans le protore ou aux transitions de celui-ci. Ces analyses permettent pour la première fois, d'obtenir une vision verticale extrêmement continue de l'évolution de la chimie du protore. Au total, sur ces 138 analyses, 24 échantillons ont été analysés par ICP-EOS pour les éléments majeurs et mineurs par SEDISOR à Brest ; et 114 échantillons ont été analysés par ICP-MS pour les éléments majeurs, traces et Terres Rares toujours par SEDISOR. Enfin, 107 de ces 138 échantillons ont été analysés au SARM du CRPG de Nancy afin de déterminer le carbone organique, le carbone total et le soufre total.

Forages	BC01	BC02	BC03	BC04	BC05	BC06	BC07	BC08	C070030	C094033	C050027	C050035	C062027	C038051	BA-488	BA-489	Terrain
Noms Echantillons= Profondeur(m)	148,3 (1A)	129 (2C)	105,6 (3A)	150 (4A)	119 (5B)	62 (6E)	133,4 (7A)	197,4 (8A)	24,5; 40;	153	57,1	51,1	94	59	33; 33,9;	28; 57;	Mo5 (A)
	34,6 (1M)	91,4 (2I)		102,5 (4H)	96,4 (5D)	36 (6G)	132,4 (7B)	192,4 (8B)	54; 58; 60;	155				44,9	41; 64,1;	68;	Mo6(A)
		61,5 (2L)		102,2 (4I)	81,2 (5F)		75,3 (7M)	188,2 (8C)	64;72; 78;	156,6				43,8	66; 72,2;	78(1-2-3)	Mo8(C)
				99,7 (4J)	17 (5O)			170,6 (8D)	83; 86; 92;					41	74,2; 79,2;	80,3; 85	Mo10 (D)
				92,3 (4M)				154,6 (8E)	94; 99; 107;					38	108,5	93; 105,5	Mo11 (E)
				16 (4R)				67 (8F)	108; 113;					22,6	119; 127,8;	114; 165	Mo14 (B)
								116,3 (8G)	119; 121;						139,1; 159;	185; 207	Mo15 (B)
								14,8 (8H)	122; 126;						159,5	227; 245,5	Mo16 (B)
								199,4 (8I)	127; 131;						189,6	265,4;	Mo29 (A)
								180,7 (8J)	134; 136;						205,5; 260	288; 293,4	
								172,6 (8K)	139; 141;						269,5	320 (1-2)	
								198,4 (8L)	143; 145;						280,1	328,4	
								169,4 (8M)	147; 150;						346; 370,5	354; 368	
								125,8 (8O)	152; 158;						379,5	370	
								110,5 (8Q)	166; 174;						382,3		
								105,8 (8R)	192; 198						395,5; 403;		
								98 (8S)							412,6; 323		
								69,4 (8T)									
								60,8 (8U)									
								44,2 (8V)									
								27,8 (8W)									

Tab. III.3: Localisation en profondeur des échantillons étudiés par forage. Le numéro de l'échantillon correspond au nom du Forage accompagné de la profondeur à laquelle l'échantillon a été prélevé. Pour la première campagne de forages (forages BCxx), il est doublé d'une seconde référence correspondant au numéro de forage + une lettre correspondant à l'échantillon. Les échantillons de terrain sont indexés avec le signe Mo + le numéro de l'échantillon. Les lettre des échantillons de terrain correspondent aux affleurements: (A) affleurement de la Gare de Moanda; (B) affleurement de la carrière pilote; (C) affleurement de la Route B7; (D) affleurement de la carrière des oxyde de Mn; (E) affleurement de la carrière Soco-Gangolo.

III.2. Démarche adoptée dans ce travail

La démarche suivie pendant cette thèse comprend cinq étapes destinées à conduire deux approches complémentaires :

- Une **première** concerne la vision 1D de la Formation FB et en particulier du protore avec une approche stratigraphique, sédimentologique et géochimique ;
- Une **seconde** concerne la vision 2D et 3D de la Formation FB et du protore destinée à mieux contraindre l'architecture du dépo-centre sur le domaine d'étude et la répartition spatiale de la minéralisation en Mn.

Ces deux approches ont été abordées avec des changements d'échelle (de la lame-mince jusqu'au plateau de Bangombé; Fig. III.3) à savoir :

1. Dans une première étape (Chapitre IV), j'ai étudié l'ensemble des forages et des affleurements d'un point de vue sédimentologique et pétrographique. Les affleurements ont été analysés en terme d'architecture de manière à offrir une vision complémentaire aux observations sur carottes. La sédimentologie sur carotte a été relevée, à l'échelle 1/100^{ième} et au 1/25^{ième} pour les forages qui recoupent intégralité du protore ou qui sont représentatifs de la zone (BC1 ; BC7 ; BC8 ; C070030, C094033). Le choix de l'échantillonnage pour la réalisation des lames-minces a été établi de manière à, d'une part, représenter la variabilité des faciès et, d'autre part permettre de mieux comprendre certaines structures sédimentaires énigmatiques. Les lames-minces ont été étudiées au microscope en lumière naturelle et polarisée, transmise et réfléchi (Microscope Zeiss Scopa.A1). Les microfaciès particuliers ou énigmatiques ont été étudiés au microscope électronique à balayage (MEB : FEI Quanta 200 FEG) en mode BSED (Back Scattered Electrons Diffusion) couplé à de l'EDX (Oxford Max 50 mm²), suivant les conditions analytiques suivantes : 15 KV, temps de comptage 30 secondes par surface, taille de faisceau moyenne : 3.5µm, la pression : 4.5 10⁻¹ torr. Cette première démarche a permis de bien contraindre les environnements de dépôt de la formation FB et de replacer le protore manganésifère dans l'évolution du bassin.
2. La deuxième étape (Chapitre V.1) porte sur l'analyse détaillée du protore manganésifère à partir d'une étude sédimentologique, minéralogique et pétrologique à plus haute résolution, basée sur un échantillonnage fin du protore. En particulier, compte tenu de l'homogénéité apparente des lutites du protore (ampélites) dont les teneurs en Mn fluctuent de 1 à 30%, nous avons réalisé un échantillonnage systématique des carottes du forage C070030 qui est le plus complet et le plus représentatif de la zone. Pour cela, 22 échantillons ont été sélectionnés; complétés par le prélèvement de 7 échantillons dans la zone de transition du mur et du toit. Ces échantillons ont été étudiés en lame-mince en lumière transmise et réfléchi (Microscope Zeiss Scopa.A1). Par ailleurs, 26 lames-minces ont été étudiées au MEB en mode BSED couplé à de l'EDX de façon à caractériser les microstructures fonctions des teneurs en Mn. Cette même approche, mais à résolution détaillée, a permis d'acquérir une vision 1D haute résolution du protore manganésifère et de préparer l'analyse géochimique présentée à l'étape suivante.
3. La troisième étape (Chapitre V.2) porte sur une étude géochimique du protore dans le forage C070030 considéré comme le forage type de la zone. Afin de bien contraindre l'évolution verticale, l'échantillonnage dans le protore et dans les zones de transitions a été réalisé tous les mètres. Au-delà des transitions, l'échantillonnage a été réalisé tous les deux mètres. Ceci nous a permis de préciser la variabilité géochimique de l'intervalle en regard des microfaciès et ainsi de mieux contraindre les conditions environnementales de précipitation des carbonates de manganèse.

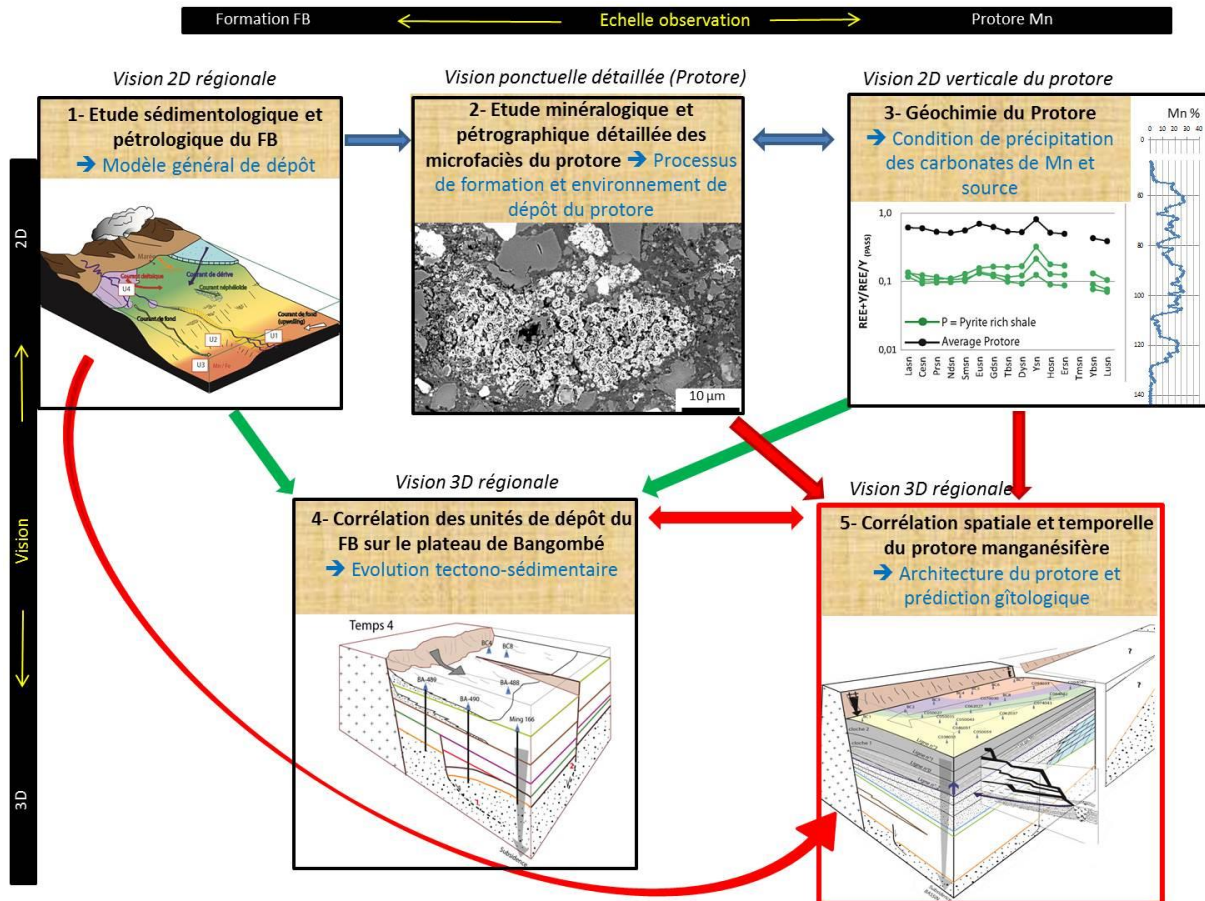


Fig. III.3: Démarche suivie pour ce travail comprenant 5 parties interdépendantes. Deux axes caractérisent d'une part l'échelle spatiale (2D vertical vs 3D corrélations) et d'autre part la dimension des objets (Intervalle stratigraphique= Formation FB vs protore détaillé).

4. La quatrième étape (Chapitre VI) a consisté à prendre du recul et à replacer nos résultats à l'échelle du plateau de Bangombé. J'ai utilisé en particulier les données des diagraphies (Gamma-Ray et Résistivité) que j'ai calibré avec les variations des teneurs en Mn, de manière à obtenir une vision 3D approchée de la zone et replacer le dépocentre dans son contexte tectono-sédimentaire. La méthodologie propre à cette étape est détaillée dans le Chapitre 2 de la partie 3.
5. Enfin, dans une cinquième étape (Chapitre VII), j'ai corrélé de manière complémentaire les résultats sur les teneurs en Mn obtenues par fluorescence X du protore mesurées à maille métrique sur l'ensemble des forages que j'ai plaqués sur les résultats de l'étape 4. Cette corrélation m'a permis de montrer le lien entre l'activité des failles, les différents domaines de subsidence et la distribution de la minéralisation en Mn.

2^{ème} Partie : Caractérisation sédimentologique des Formations FA et FB et analyse géochimique de la Formation FB du Plateau de Bangombé



Vol de l'aigle dominant la laverie de Comilog

IV. Processus et environnements de dépôt des Formations FA et FB

Afin de replacer les processus sédimentaires et l'environnement de dépôt du protore manganésifère dans l'évolution globale du bassin, un travail d'analyse sédimentologique et de pétrographie sur carottes et affleurements a été réalisé au sommet de la Formation FA et sur l'ensemble de la Formation FB. Le sommet de Formation FA a été pris en compte dans notre étude car il enregistre les conditions de la transition sédimentaire avec la Formation FB. Il a cependant été étudié à plus basse résolution en raison du volume limité de données. La formation FB a quant à elle fait l'objet d'une étude sédimentologique et pétrographique détaillée.

Organisation du Chapitre:

Ce chapitre s'organise en quatre parties majeures:

Dans la **première partie**, je détaille les faciès et les processus qui permettent de définir les environnements de dépôt correspondant au sommet de la Formation FA. Elle est abordée suivant trois échelles : sur carottes, en lames-minces et sur affleurements ; permettant d'appuyer une interprétation en matière de milieux de dépôts.

Dans la **deuxième partie** je décris de façon approfondie la sédimentologie des Membres FB1 et FB2. Je caractérise dans un premier temps les lithofaciès et microfaciès sur carotte et en lame-mince permettant d'approcher les processus de dépôt. Ces lithofaciès ont été regroupés en unités et interprétés en matière d'environnements de dépôt. Les interprétations par unités sont, lorsque c'était possible, complétées par les observations sur les affleurements. Je présente ensuite un modèle général des paléoenvironnements des dépôts de la Formation FB.

La **troisième partie** de ce chapitre est rédigée sous forme d'un article soumis à Precambrian Research. Elle concerne la caractérisation de faciès gréseux rencontrés dans l'unité FB1c et séquences à la stratification. Ces faciès ont été interprétés comme des injectites et un modèle général de mise en place est proposé.

Enfin dans la **dernière partie** s'appuie sur les résultats précédents et propose un modèle d'évolution séquentielle de l'ensemble de la Formation FB.

IV.1. Analyse de faciès et processus de dépôt du sommet de la Formation FA

La Formation FA a été étudiée à partir des carottes de deux forages réalisés par Areva (BA488 et BA489), distants de 1km et d'un forage Comilog (BC7; Fig. II.17). Ces deux premiers forages recoupent le sommet du FA sur une profondeur de 70 m et présentent une évolution identique des faciès. Le FA a aussi été étudié sur deux affleurements:

- L'affleurement de la route de Lastourville qui présente les dépôts du FA intermédiaire
- L'ancienne carrière de Mikouloungou qui présente les dépôts de la Formation FA supérieure et la transition avec les dépôts de la Formation FB (Fig. II.16).

Le FA n'a pas été échantillonné sur les forages AREVA pour des raisons de confidentialité, ni sur les affleurements à cause de l'altération trop importante. Le forage Comilog BC7 présente à sa base les grès du FA qui ont pu être prélevés pour une étude en lames-minces. Cependant, il est recoupé par de nombreuses failles qui limitent l'interprétation verticale de la succession.

IV.1.1. Etude sur carottes et lames-minces

Observations sur carottes

De manière générale, la Formation FA est constituée de grès fins à grossiers grisâtres (Fig. IV.1) à plus ou moins blancs lorsqu'ils sont silicifiés (quartzarénites; Fig. IV.2b). Ces grès sont intercalés avec des niveaux de pélites noires. Les bancs de grès présentent souvent une base érosive et une granulométrie générale granocroissante ou granodécroissante. On observe également des passées soudaines de grès très grossiers (ou granules) qui marquent des sauts de granulométrie au milieu des bancs ou au sommet. Les bancs de grès présentent des structures de rides 2D, des litages obliques de mégarides et/ou en auge ou des figures de courants bidirectionnels (Fig. IV.1).

A la base de l'intervalle carotté du forage BA488, on observe des bancs plurimétriques de grès fins à microconglomératiques (Fig. IV.2c), à matrice silto-argileuse verdâtre (Fig. IV.2e, f, d). Ces bancs sont granocroissants à la base puis granodécroissants et à base érosive au sommet de l'intervalle. Dans ces bancs, on note la présence de fins lits ou de lamines planes frustes marquées par des sauts de granulométrie. On observe également dans la fraction plus fine des grès des formes losangiques millimétriques brunes pouvant correspondre à des pseudomorphoses de gypse (Fig. IV.2a). Le sommet des bancs présente souvent des rides 2D (Fig. IV.3b). Entre 460 m et 463 m, on observe un banc de grès fin à moyen, à base érosive sur un niveau de pélite (Fig. IV.2f). Ce banc grossièrement granocroissant montre une lamination en arêtes de poisson (Fig. IV.3c)

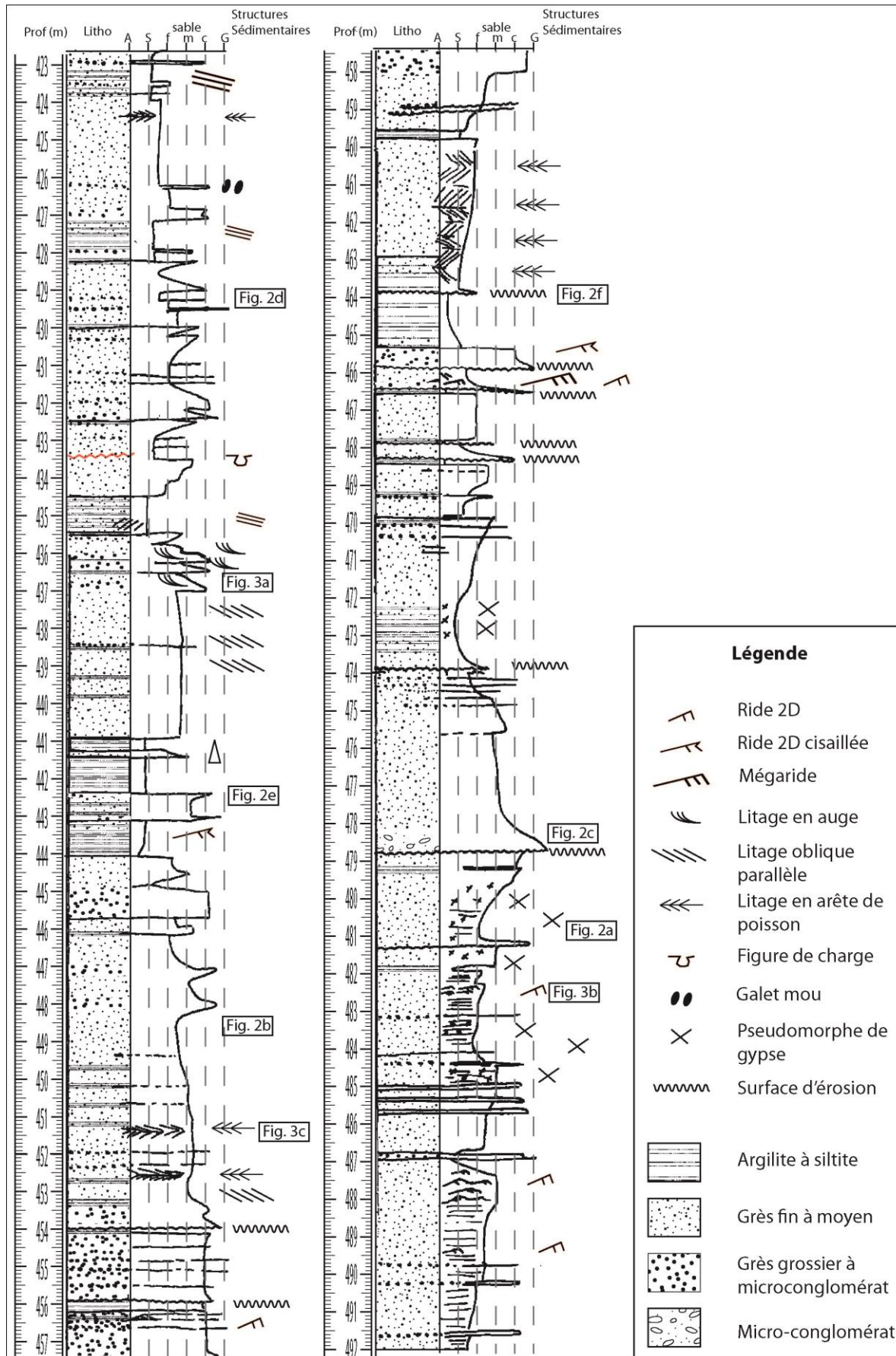


Fig. IV.1: Log sédimentologique de la Formation FA dans le forage BA-488 (cf Fig. III.2).

Au-dessus, les bancs d'épaisseurs pluri-métriques ont une granulométrie grossière à microconglomératique relativement homogène et présentent toujours des sauts internes de granulométrie (Fig. IV.2d). Ces bancs montrent aussi des figures de ride 2D ou de mégarides et un litage en arêtes de poisson (Fig. IV.1).

Le sommet présente des bancs pluri-métriques, avec une granulométrie moyenne à très fine relativement homogène, ou qui s'organise suivant un granoclassement normal puis inverse dans le même banc (Fig. IV.2e).

La granulométrie générale a tendance à diminuer vers le sommet. Des figures de mégarides 3D (Fig. IV.3a) ou de litage oblique sont observées à 436 m et un litage bidirectionnel en arêtes de poisson est visible au sommet.

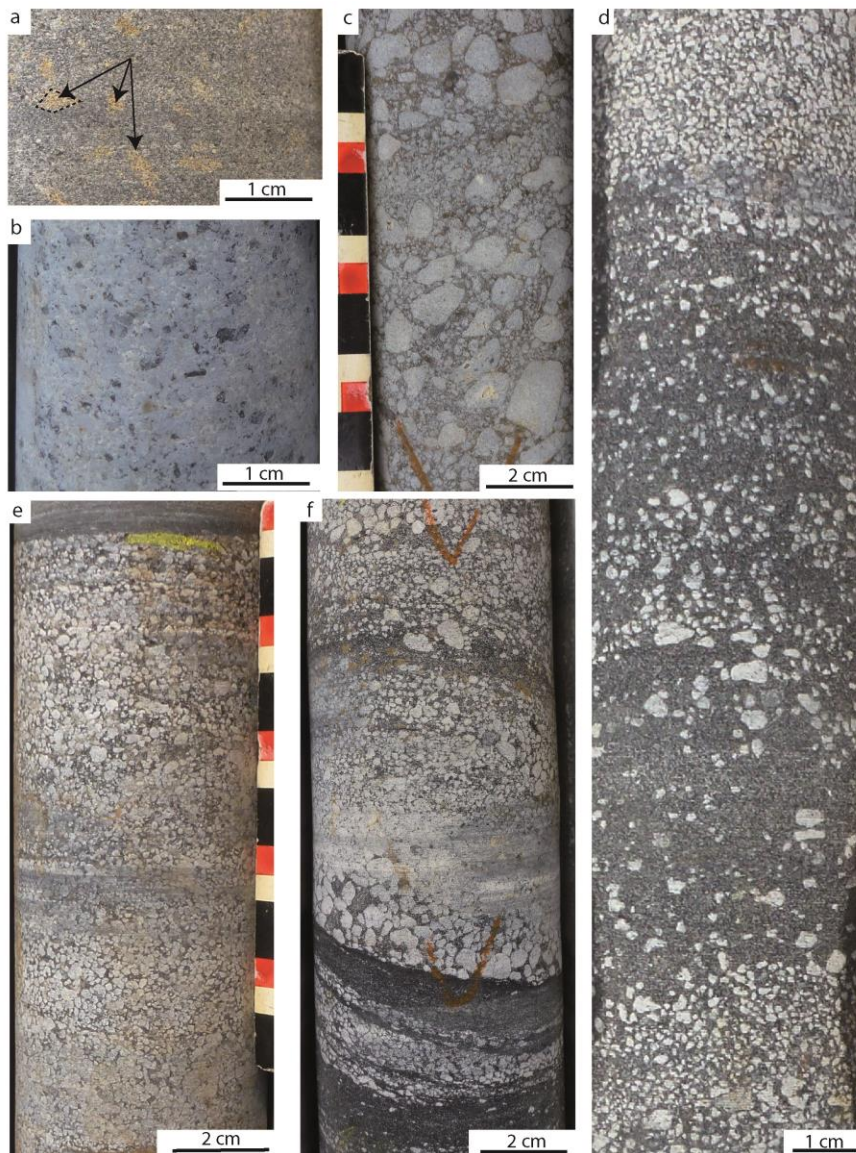


Fig. IV.2: Aspect général de la Formation FA sur carotte (BA-488; cf Fig. II.17). La position des différentes photographies est reportée sur la Fig. IV.1. a) Pseudomorphoses losangiques de gypse (?); b) Grès silicifié de couleur blanchâtre; c) Microconglomérat situé à la base d'un banc érosif; d) Grès à matrice silteuse où s'intercale un niveau de granules; e) Sommet de banc granocroissant; f) Banc granodécroissant à base érosive surmontant des pélites noires.

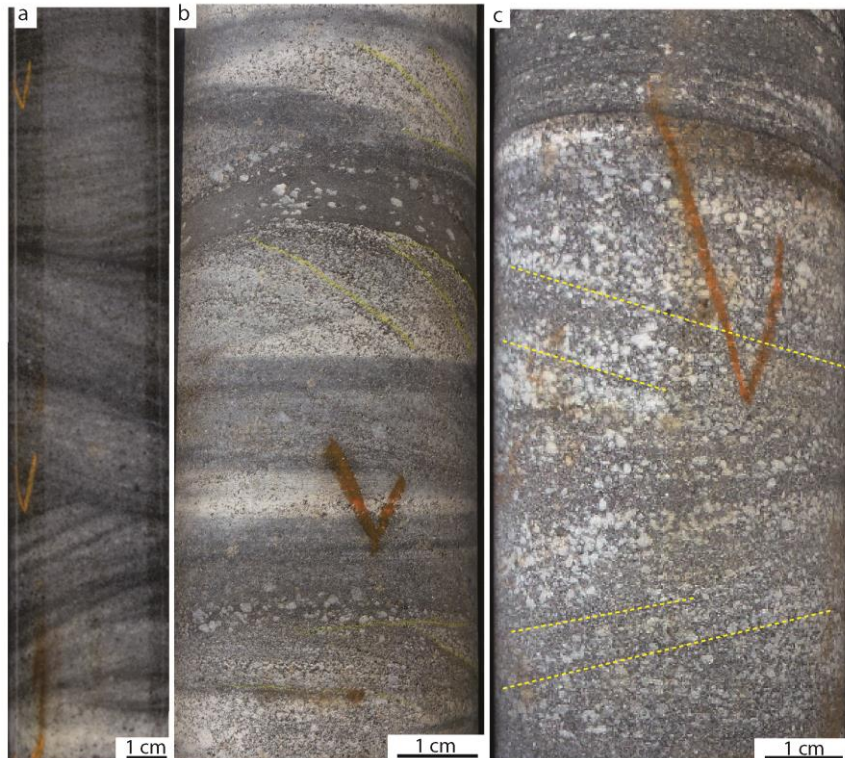


Fig. IV.3: Détail des figures sédimentaires de la Fig. IV.1 (forage BA488). a) Litage de rides 3D; b) Litage oblique plan parallèle de ride 2D; c) Litage bidirectionnel en arêtes de poisson.

Etude en lames-minces

Seulement deux échantillons (BC7: 133.4 m et 132, 4 m) de grès fin à moyen ont été prélevés.

Ils montrent que la fraction granulaire est composée de quartz présentant de rares surcroissances (85 %; 70-500 μm ; Fig. IV.4b), de lithoclastes de microquartz (5 %; 70-500 μm ; Fig. IV.4c), de muscovite < biotite (10 %; Fig. IV.4d); et de plagioclase (3%; 300 μm) (les pourcentages sont des pourcentages surfaciques observés en lame-mince). La matrice est constituée d'argiles plus ou moins carbonatées piégeant par endroits des hydrocarbures migrés (Fig. IV.4).

Certaines lamines de grès présentent une organisation bimodale (100 et 500 μm ; Fig. IV.4a).

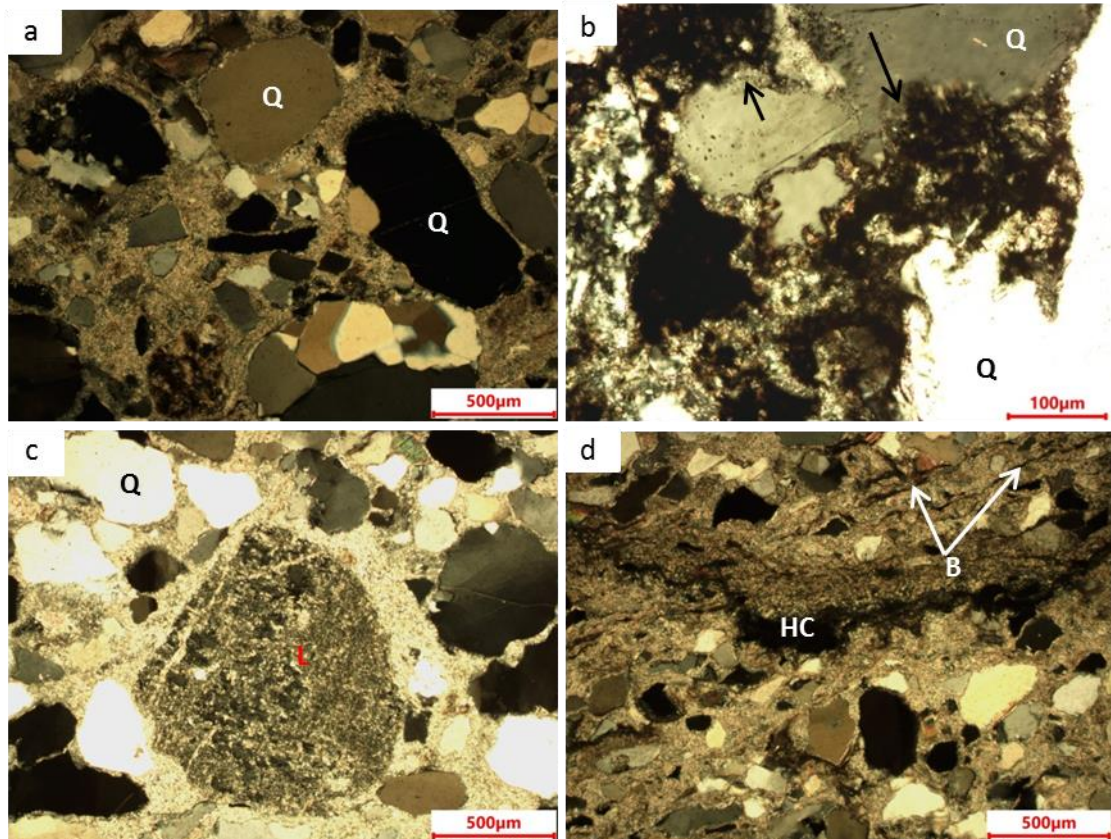


Fig. IV.4: Vues en lame-mince de l'échantillon BC7-132.4 (OM-LP): a) Quartzarénite montrant des grains de quartz bimodaux portés par une matrice argileuse; b) Détail de grains de quartz corrodés (flèche b); c) Détail d'un lithoclaste; d) Lamine argileuse servant de barrière à des hydrocarbures migrés (HC) et surmontée par un niveau de biotites alignées dans la lamination (B).

Interprétation en matière de processus de dépôt

Les bancs de grès à base érosive et à litages en auge témoignent de courants tractifs chenalisés. L'intensité du courant serait variable avec des pics d'intensité observés parfois au milieu du banc; ce qui induit le granoclassement à la fois normal et inverse dans certains bancs.

Les alignements de granules sont probablement également dus à des sauts d'intensité du courant.

La présence de rides 2D et de mégarides montre également un courant unidirectionnel mais d'énergie moindre.

L'existence de litages en arêtes de poisson témoigne quant à lui de courants bidirectionnels typiquement liés à des processus de marée (Allen, 1991)

Les pseudomorphoses observées pourraient être des pseudomorphoses de gypse. Dans ce cas, elles indiqueraient un environnement aride. En effet, le gypse ($\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O}$) présent sous forme de cristaux losangiques pourrait être formé par précipitation à l'intérieur des sédiments à partir d'eaux interstitielles remontées en surface par pompage capillaire. La présence de cristaux de gypse pourraient indiquer un domaine de dépôt intertidal supérieur à supratidal (Buick and Dunlop, 1990; Tucker, 2009). La disparition des sulfates est probablement liée à des réactions diagénétiques en présence d'hydrocarbures (Pierre and Rouchy, 1988) laissant place à des pseudomorphoses.

Enfin, les faciès bimodaux pourraient provenir d'un environnement aride en amont qui permettrait d'associer une fraction granulaire de la taille du sable fin-moyen éolien (?) avec des grains conglomératiques provenant de chenaux fluviaux (Sun et al., 2002).

IV.1.2. Etude des affleurements de la Formation FA

- *Affleurement de la route de Lastourville:*

Cet affleurement (UTM: X : 288366 Y: 9853220) correspond à la partie intermédiaire de la Formation FA (Ndongo, 2016). Il est orienté nord-sud et se développe sur une longueur d'une centaine de mètres pour une hauteur de 20 m. Le sommet très altéré et non accessible n'a pu être détaillé. Ainsi, seuls les douze premiers mètres sont décrits ci-dessous (Fig. IV.5).

Cet affleurement est constitué par une alternance de bancs gréseux à base érosive, de bancs de grès mal triés à sommet microconglomératique et de niveaux argileux. Les bancs gréseux ont une épaisseur moyenne d'un mètre (Fig. IV.5 et Fig. IV.6).

On observe à la base deux bancs de grès fins à moyens bien classés d'un mètre d'épaisseur. Ces bancs présentent de la base au sommet : un litage bidirectionnel en arêtes de poisson, indiquant une direction de courant nord-sud (Fig. IV.6e), puis un litage en auge surmonté par un litage oblique de méga-ride 2D. Un banc centimétrique microconglomératique à mégarides symétriques surmonte ces bancs.

La série présente ensuite une succession de bancs de grès, grossièrement granoclassés et mal triés avec des granulométries qui varient du microconglomérat aux grès fins. Chaque base de banc est érosive (Fig. IV.6e) et présente une morphologie à tendance chenalisée suivant une incision inférieure au mètre et une extension latérale de 10-30 m (Fig. IV.6a). De petites gouttières d'érosion (ex à 5.3 m; Fig. IV.5) sont parfois présentes à la base. On observe des granules sur plusieurs niveaux qui soulignent la plupart du temps des faisceaux à litages obliques tangentiels (Fig. IV.6e). Ces bancs érodent généralement des niveaux pluri-décimétriques argileux noirs ou rosâtres par altération qui présentent parfois des litages de grès fin en feston de ride 3D. Au-dessus (à 5,5 m; Fig. IV.5), on retrouve des bancs chenalisés à fond plat et à base érosive, constitués de grès moyens à microconglomératiques, mal triés avec des niveaux intra-bancs de granules (Fig. IV.6d). Le sommet est souvent microconglomératique (ex à 8.8 m; Fig. IV.5). Les bancs montrent un litage bidirectionnel (arêtes de poisson), un litage en auge (Fig. IV.6e), des rides symétriques et des lamines obliques parallèles. Ces figures sédimentaires peuvent toutes être présentes dans un même banc.

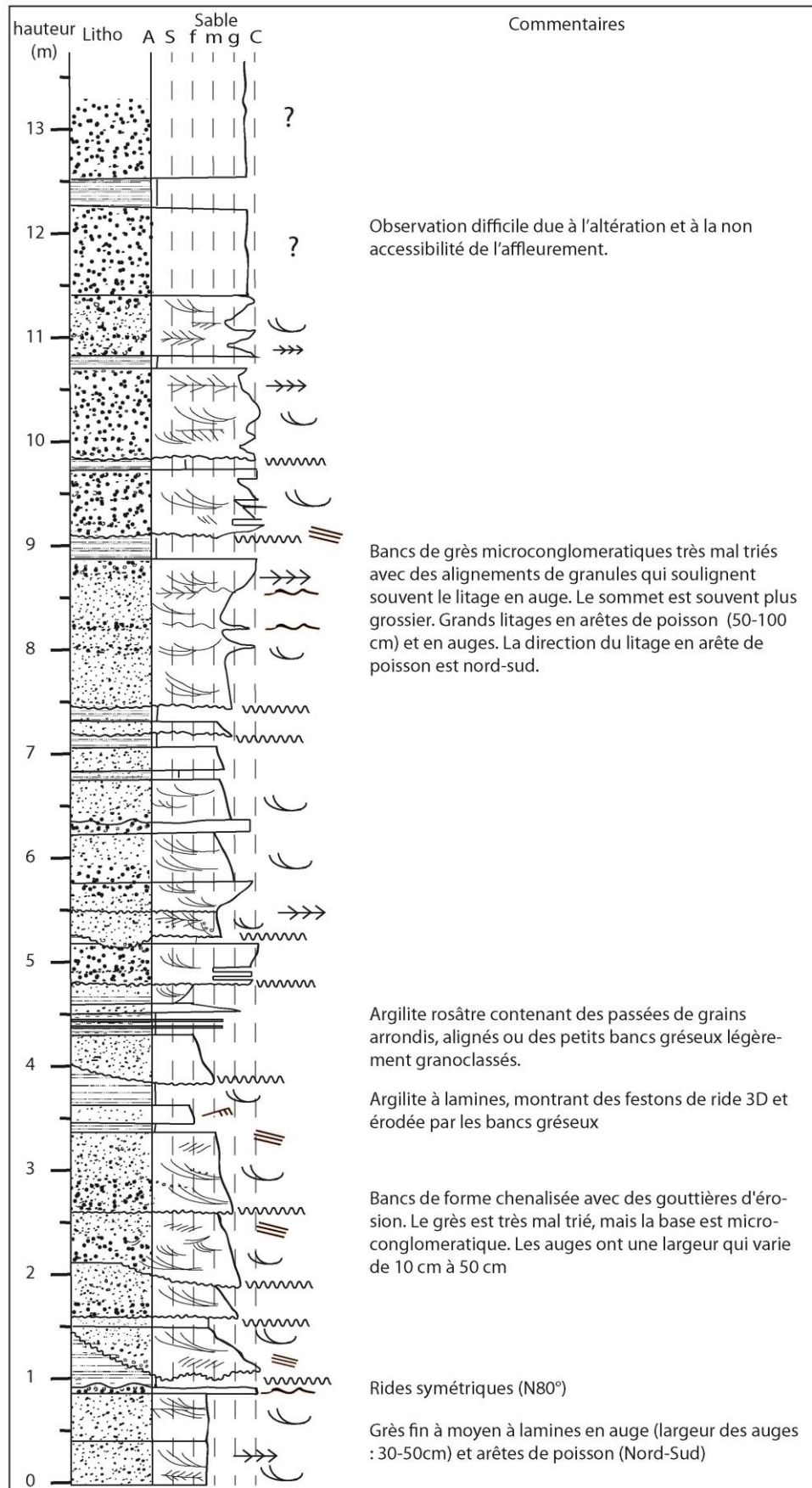


Fig. IV.5: Log sédimentologique de l'affleurement de la route de Lastourville présentant la partie intermédiaire de la Formation FA. (cf Fig. IV.1 pour la légende et Fig.2.16 pour la localisation).

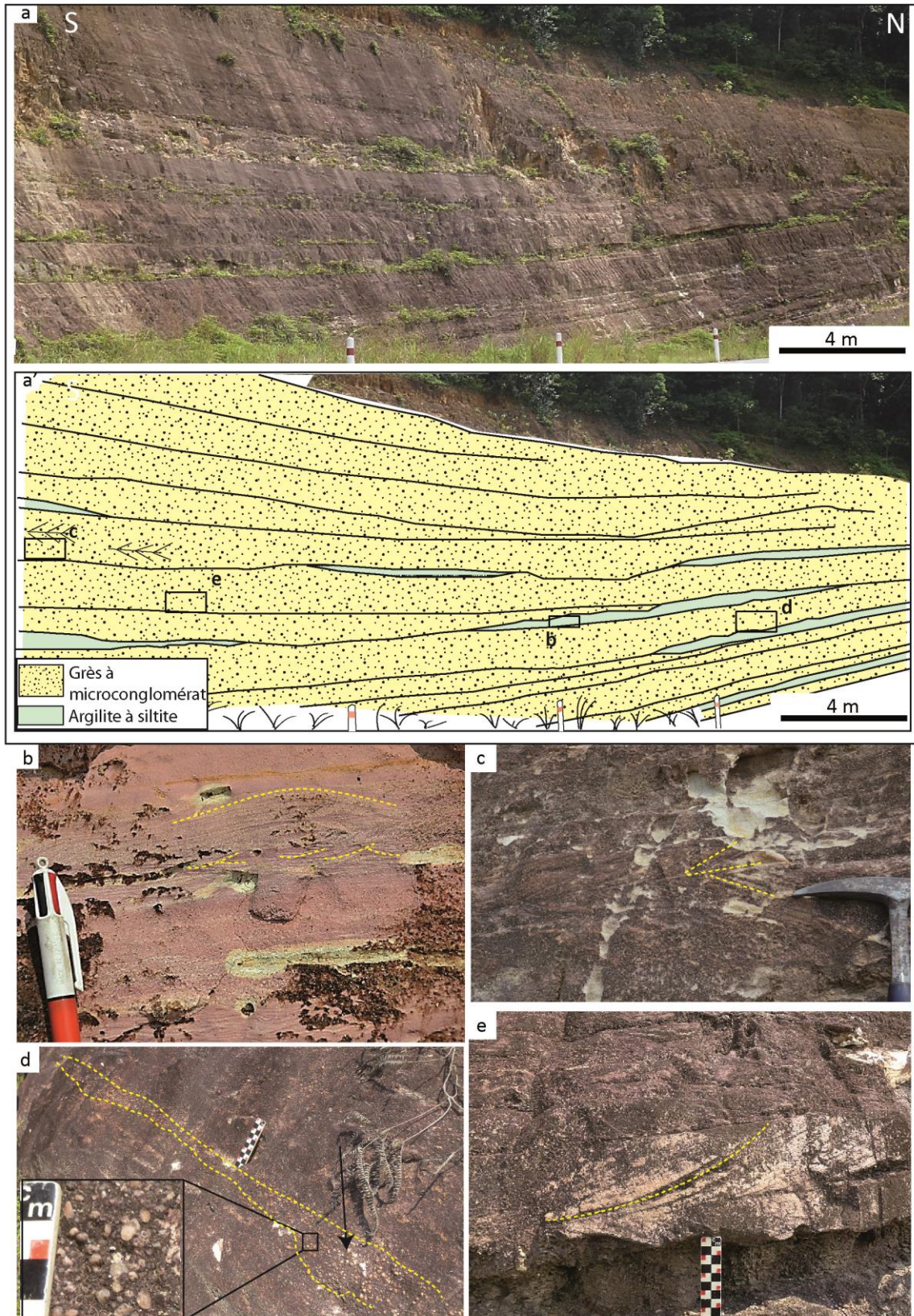


Fig. IV.6: Panorama et photographies de détails de l'affleurement de la route de Lastourville (FA intermédiaire). a & a') Panorama et dessin général de l'affleurement. On remarque que les bancs sont relativement continus à l'échelle de l'affleurement. Ils présentent cependant une géométrie légèrement chenalissante; b) Grès fin à litage en feston de ride 3D au sein de siltites argileuses rosâtres; c) Litage bidirectionnel en arêtes de poisson dans un grès fin à moyen; d) Alignement de granules dans un grès moyen; e) Litages obliques en auge métriques situés à la base d'un banc érosif sur des pélites.

Interprétations de l'affleurement de la route de Lastourville:

La présence de litages en arête de poisson tout au long de la section étudiée et de rides symétriques témoigne d'un processus hydrodynamique bidirectionnel associé à la marée et/ou aux vagues. On interprète les larges chenaux à fond plat comme issus de courants fluviatiles de forte intensité pouvant être remaniés par les processus de marée en domaine intertidal. Les bancs supérieurs mal classés, montrant des sauts de granulométrie correspondraient potentiellement à l'action de courants fluviatiles dont l'intensité varie au cours de la crue.

Le paléoenvironnement de la Formation FA dans sa partie intermédiaire correspondrait donc à des dépôts soumis à une dynamique de marée (replat intertidal) et de vagues pendant l'étiage et à une dynamique de plus forte énergie marquée par la mise en place de chenaux fluviatiles en tresse de type braid-delta actifs pendant les périodes de crues.

Nos observations sont en accord avec l'interprétation de Ngondo (2016). En revanche, je n'ai pas observé les témoins de la dynamique deltaïque avec une progradation vers le SE proposée par ce même auteur. Les barres qu'il considère comme deltaïques sont, selon moi, l'amalgame de larges chenaux à fond plat et matériel grossier d'un système de braid-delta sur une pente faible (Martin and Turner, 1998; Nemeč, 1992; Schumm and Khan, 1972).

- *Affleurement de la carrière de Mikouloungou*

Cet affleurement (UTM: X : 325731 Y : 9821917) est situé dans une ancienne carrière d'uranium qui se trouve au centre du bassin de Franceville sur la grande faille normale NW-SE de Mikouloungou (rejet > 600 m). Cette dernière faille met en contact les Formations FA et FB (Fig. IV.7). L'affleurement mesure 20 m de hauteur (Fig. IV.8) et comprend le sommet de la Formation FA et la base de la Formation FB (altérée) sur environ 150 m de long.



Fig. IV.7: Panorama de l'affleurement de l'ancienne carrière d'uranium de Mikouloungou (cf fig. II.16 pour localisation)

De façon générale, la Formation FA est essentiellement constituée de bancs métriques de grès massifs, partiellement altérés et mal triés. Les bancs de grès continus à la base, passent à une morphologie chenalisée vers le sommet. Verticalement les bancs de grès diminuent et disparaissent au profit d'argilites silteuses verdâtres à rosâtres très altérées qui marquent la transition avec la Formation FB.

Dans le détail, la série débute par une succession de bancs de grès strato- et grano-décroissants mal triés, de granulométrie fine à moyens ou moyenne à grossière.

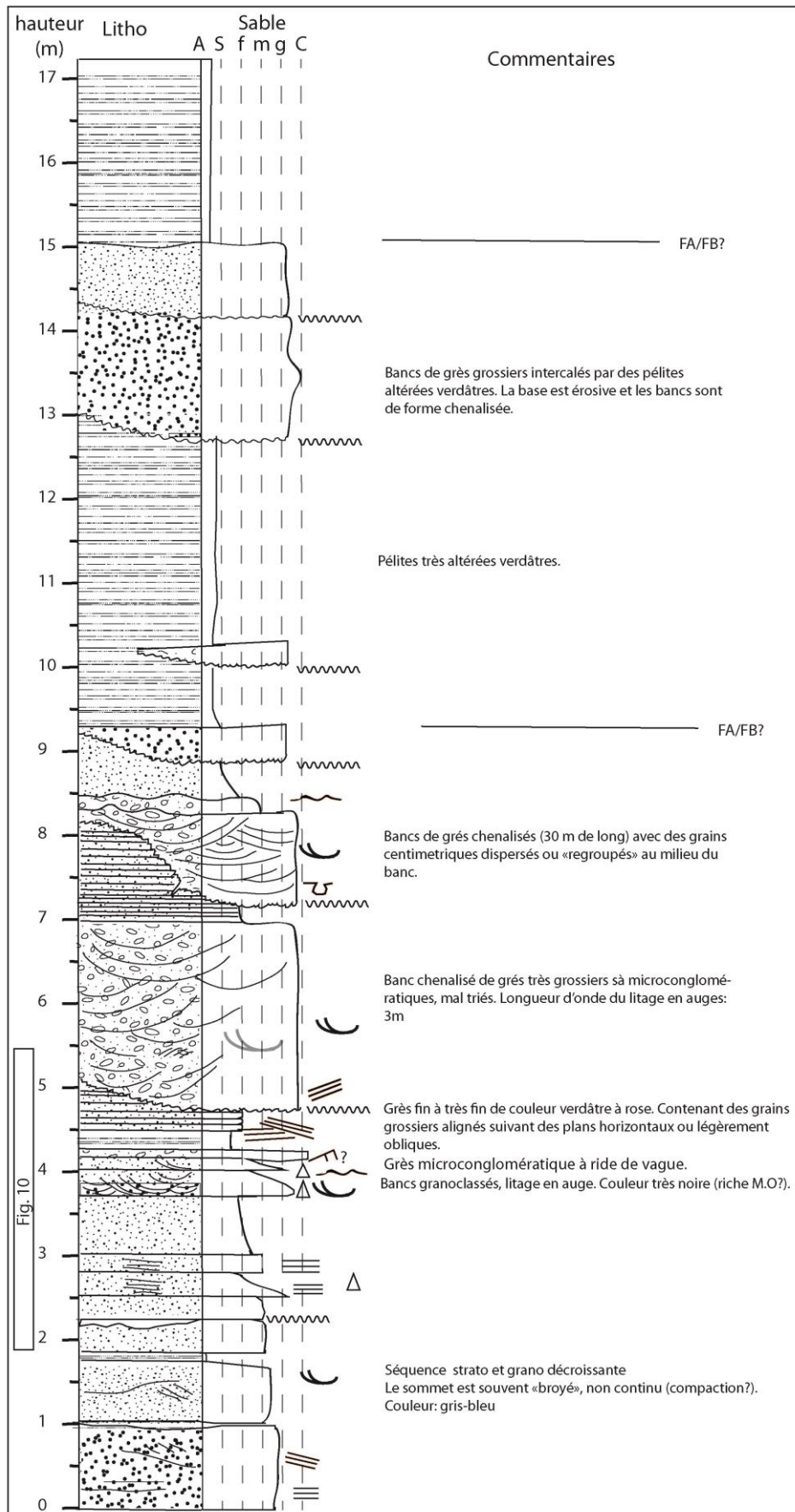


Fig. IV.8: Log sédimentologique de l'affleurement de la carrière de Mikouloungou montrant le sommet de la Formation FA et la base de la Formation FB qui est fortement altérée.

Les bancs sont continus et montrent localement des litages obliques arqués de dune 3D (Fig. IV.9b) ou un litage plan horizontal. Ils sont généralement séparés par de fins niveaux silteux, déformés par la compaction. Au-dessus, les bancs de grès toujours continus et très mal triés présentent une granulométrie granodécroissante avec un litage en auge (Fig. IV.9f). Leur base reste plane et leur sommet peut présenter une forme ondulée de mégarides 2D (Fig. IV.9d). Un niveau fin (10-15 cm) de microconglomérat à rides symétriques et un niveau continu de grès fins à gros grains alignés sur plusieurs niveaux surmontent ces bancs (Fig. IV.9c). Au-dessus, la série présente des bancs gréseux grossièrement granoclassés à base érosive traduisant une morphologie chenalisée. Ces bancs d'épaisseur métrique (1 à 2 m) ont une extension décamétrique sur l'affleurement. On y observe de grands litages en auge de largeur plurimétrique montrant un sens de transport vers le N70°, oblique à l'affleurement (Fig. IV.9e). Plus rarement, on observe un litage oblique à la base de ces bancs et des figures de charge qui affectent le niveau sous-jacent (grès très fins ou silt).

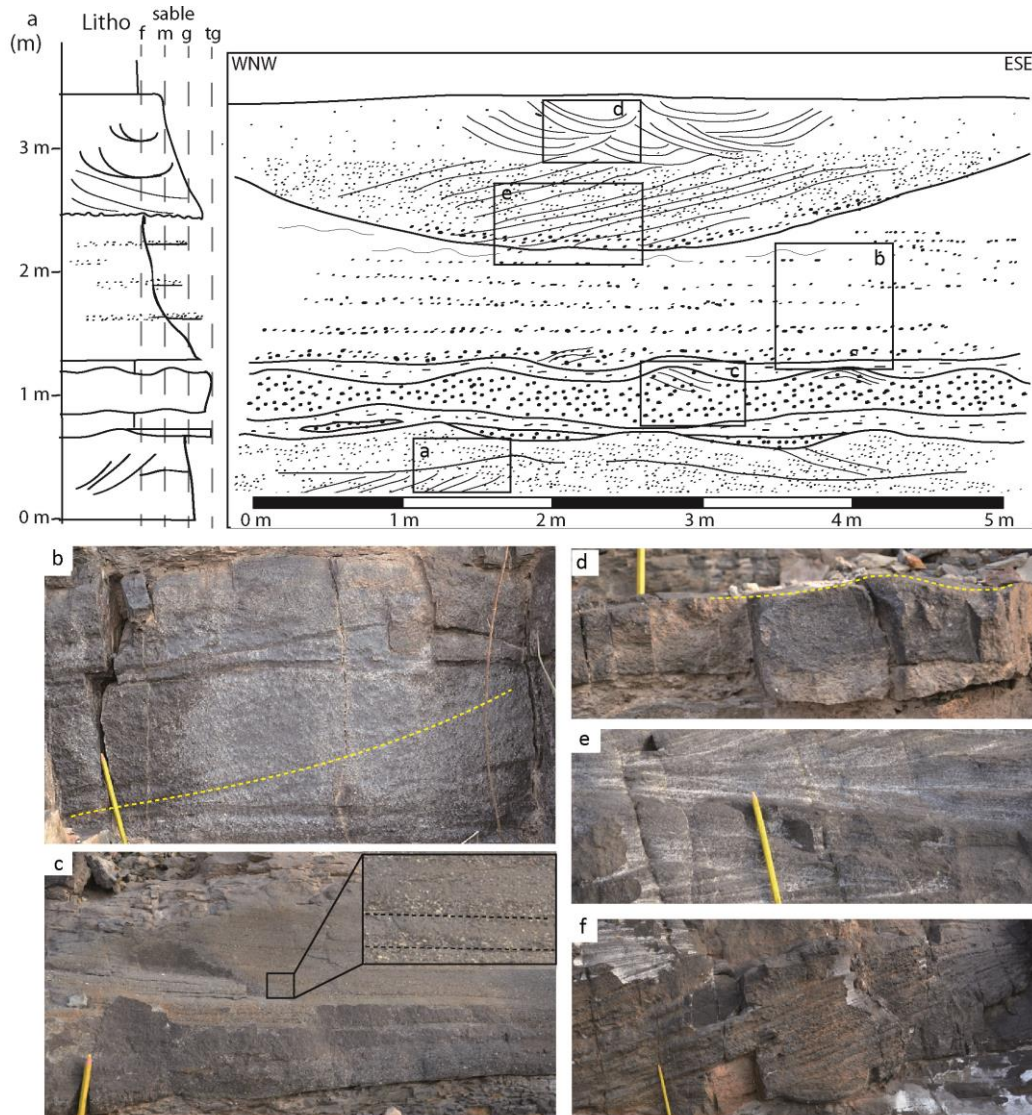


Fig. IV.9: Log sédimentologique et photographie de détail de la base de l'affleurement de la carrière de Mikouloungou. a) Dessin détaillé de l'intervalle compris entre 2 et 5.5 m sur la Fig. IV.8; b) Litages obliques arqués de dune 3D dans un banc de grès moyens mal triés. Le sommet est ondulé; c) Grès fins à grains grossiers alignés suivant des plans horizontaux ou légèrement obliques; d) Microconglomérat à mégarides symétriques pluridécimétriques ; e) Litages en auge dans la partie supérieure d'un banc chenalisé, f) Litages obliques tangentiels à la base d'un banc chenalisé.

A 8 m au-dessus de la base de la série, on observe un banc décimétrique de grès grossiers à rides en vortex au sommet d'un banc chenalisé. Plus haut sur la coupe, l'épaisseur des bancs chenalisés diminue jusqu'à disparaître au profit de dépôts d'argilites silteuses (pélites) verdâtres très altérées qui sont rapportées à la base du FB par Gauthier-Lafayes, (1986). La transition FA-FB pourrait être placée soit à la première arrivée des faciès pélitiques verts, soit à la fin des bancs gréseux chenalisés (Fig. IV.8).

Interprétations de l'affleurement de la carrière de Mikouloungou:

L'analyse de cet affleurement permet de distinguer deux types de courant : (1) un courant unidirectionnel associé à la mise en place de bancs à litages en auge associés à de grands bancs à morphologie chenalisée, (2) des courants bidirectionnels associés à la mise en place de mégarides symétriques observables sur le sommet de plusieurs bancs et associés à des rides symétriques.

Les bancs de grès à litage horizontal à légèrement oblique montrant des lits de grains grossiers pourraient souligner des dépôts de plage (Clifton, 1969; Goldring and Bridges, 1973; Jago and Hardisty, 1984; Short, 1984).

L'ancienne carrière de Mikouloungou peut donc être replacée dans un paléoenvironnement de plage incisée pendant les périodes de crue par de larges (30 m) chenaux soulignés par des structures de courants unidirectionnels de forte énergie. La diminution assez brutale des grès au profit des pélites témoignerait (1) d'un approfondissement rapide du milieu de dépôt ou (2) d'une réduction drastique de l'apport sédimentaire depuis les sources, ou encore (3) d'une délocalisation de la source gréseuse. Gauthier-Lafaye, (1986) et Ndongo, (2016) montrent une subsidence importante entre les dépôts de la Formation FA et ceux de la Formation FB due à l'effondrement du bassin par les failles normales qui structure le graben du Bassin de Franceville. L'approfondissement du milieu serait ainsi en relation avec la géodynamique du bassin de Franceville proposée par ces deux auteurs.

Ces observations repositionnées dans le bassin sont en accord avec les observations de l'affleurement de la formation FA de la route de Lastourville. Il faut cependant noter que cet affleurement est positionné non pas en bordure du bassin mais au centre de ce dernier et qu'il se situe stratigraphiquement plus haut dans la série.

Pambo et al., (2006); Deynoux (1993) et Ndongo et al (2016) interprètent cet affleurement comme un milieu intertidal à subtidal situé au niveau de l'embouchure des fleuves du Francevillien. Ce milieu évoluerait en shoreface influencé par une dynamique de marée et de tempêtes. Nos observations sont en accord avec ces interprétations. Cependant aucune figure de type HCS n'a pu être observée sur cet affleurement. En revanche, les mégarides symétriques pourraient être en accord avec un milieu intertidal soumis à l'action des vagues.

IV.1.3. Environnement de dépôt de la Formation FA au droit du plateau de Bangombé

Les observations sur les affleurements du FA m'ont permis de compléter mon analyse sédimentologique de la transition FA-FB sur les forages d'Areva.

Que ce soit sur les affleurements ou sur les forages carottés, on retiendra la permanence des critères suivants:

- Un litage bidirectionnel de type arêtes de poisson témoignant d'un processus hydrodynamique bidirectionnel de marée (Allen, 1991) et les figures de rides 2D associées à

des courants unidirectionnels. Ces structures sédimentaires seraient donc associées à un milieu de dépôt intertidal ou alternent la dynamique des marées et les crues fluviales.

- Les surfaces érosives associées à des bancs granoclassés observés sur les forages peuvent se corrélées aux bancs chenalisés à fond plat observés sur les affleurements. Le litage oblique sur les carottes ou en auge sur les affleurements confirmerait l'existence de courants tractifs chenalisés. Ces transports chenalisés seraient soumis à des cycles d'augmentation-diminution progressive de l'intensité du courant en lien avec la dynamique de crue des fleuves. Ces chenaux à fond plat et de forte énergie pourraient correspondre à un système de type braid-delta alimenté directement par les crues depuis le bassin versant (Nemec, 1992).
- Les dépôts de plage observés sur l'affleurement de Mikouloungou n'ont pu l'être sur les carottes. Cependant la présence de pseudomorphoses de gypse pourraient indiquer un environnement de plage (Buick and Dunlop, 1990; Tucker, 2009) en climat aride.
- Le climat aride est conforté par l'aspect bimodal dans certains bancs de grès pouvant provenir d'un environnement désertique où se développent des processus éoliens (Sun et al., 2002).

Le sommet de la Formation FA étudiée correspondrait donc à un environnement de **dépôt intertidal à supratidal sous un climat aride**. Ce milieu serait affecté par des **crues épisodiques nourries par** un système en nappe de type **braid delta** où interfère la dynamique fluviale et tidale/de vagues en alternance. Pendant les périodes de fortes crues (saisons?), le système deltaïque est nourri par de larges apports de sable fluviale et prograde. En période d'étiage, la dynamique tidale et de vagues domine. Cet environnement marque le début de la transgression marine du FB qui ennoie le système qui serait alors contrôlé par des courants de marée et de fond pro-deltaïques en domaine **subtidal** (Fig. IV.10).

Ces travaux permettent de détailler pour la première fois la transition FA-FB sur la bordure ouest du bassin de Franceville au droit du plateau de Bangombé. L'interprétation globale de cette série comme un système de braid delta plus ou moins influencé par la marée est en accord avec les observations faites 20 km plus au nord à Oklo par Gauthier-Lafaye, (1986), Pambo et al., (2006); Deynoux et al., 1993), ou dans la zone de Mikouloungou (25 km au sud-est; Pambo et al; 2006; Ndongo et al., 2016). La transition du sommet du FA vers le FB serait donc homogène sur une large zone entre le Plateau de Bangombé, Oklo et Mikouloungou.

Ossa Ossa (2010), en s'appuyant sur un rapport de Deynoux et al., 1993 , note une surface de hardground entre le FA et le FB sur l'affleurement d'Oklo au niveau de la ville de Mounana qu'il interprète comme un ennoiement brutal entre le FA et le FB en relation possible avec un effondrement tectonique du bassin. Mes observations montrent un passage rapide mais continu entre le FA et le FB qui serait plutôt compatible avec une montée du niveau marin et/ou une diminution des apports sédimentaires en accord avec le modèle de Ndongo et al., (2016).

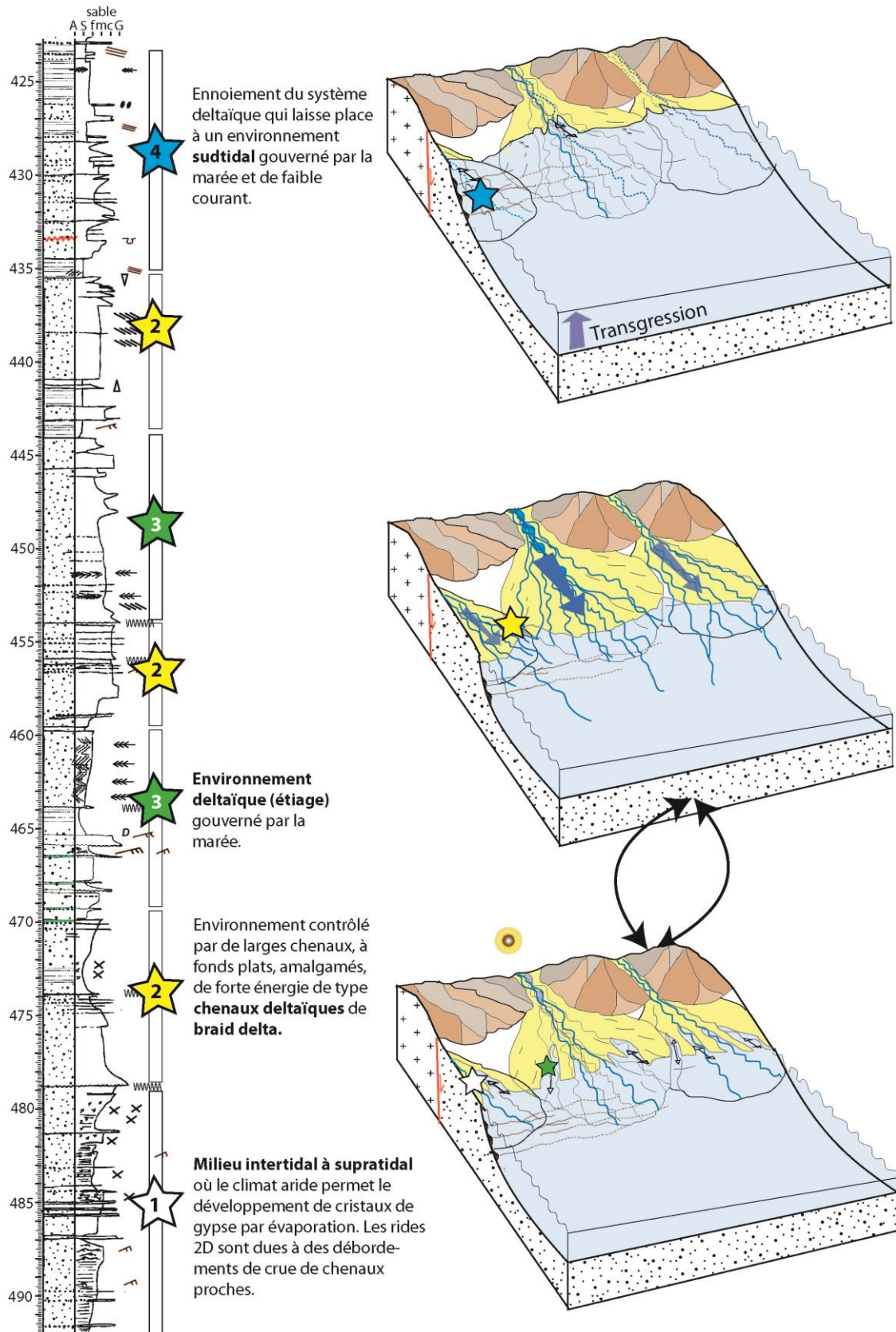


Fig. IV.10: Synthèse de l'évolution du milieu de dépôt du sommet de la Formation FA. Les étoiles indiquent la succession des milieux de dépôt observés le long du forage référence BA 488- Les flèches noires fines correspondent aux courants de marée et les flèches larges bleues, aux courants unidirectionnels dans les chenaux deltaïques.

IV.2. Analyse de faciès et processus de dépôt de la Formation FB

La Formation FB est divisée en deux membres (FB1 et FB2) eux-mêmes divisés en unités, nommées de la base au sommet: FB1a, FB1b et Fb1c pour le Membre FB1 et FB2a et FB2b pour le Membre FB2 (Fig. II.14; Weber, 1968). Les Unités FB1a et FB1b ont été étudiées sur les forages Areva BA488 et BA489. Le sommet de l'Unité FB1b et l'Unité FB1c qui comprend le protore manganésifère ont été étudiés sur les sondages de Comilog ainsi que sur les affleurements de la gare de Moanda, de la carrière pilote, de la route B7, du convoyeur C3, de la route du CIM et du rond-point de M'vengué (Fig. II.16). Seuls les affleurements de la Carrière pilote, du convoyeur C3 et de la gare de Moanda sont décrits dans cette partie, les autres étant décrits dans l'article sur les injectites, en troisième partie de ce chapitre (Chapitre III.3). L'Unité FB2a a été étudiée à partir des forages Comilog du centre du plateau (BC8, C070030, C094033; cf fig. II.17 pour localisation) et de quatre affleurements, à savoir : l'ancienne carrière de grès de Bangombé, la Carrière Soco-BTP, la carrière Socoba-Gangolo et la carrière Socoba-Moulendé. L'Unité FB2b a été observée seulement dans la carrière Socoba-Moulendé et ne sera que sommairement décrite.

D'après les données de forages, la Formation FB a une puissance d'environ 500-600 mètres sur le plateau de Bangombé. Elle comprend une multitude de lithofaciès et de microfaciès qui ont pu être précisément déterminés par l'analyse des carottes et des lames-minces.

Cette partie débute par la description des lithofaciès et des microfaciès (parfois divisés en sous-microfaciès), que nous avons interprétés en termes de processus de dépôt (Tab. IV.1). Ces lithofaciès (ou microfaciès) ont ensuite été regroupés en associations de faciès qui caractérisent les unités de dépôt. La succession verticale de ces unités de dépôts permet par la suite de proposer une évolution chronologique et séquentielle des dépôts de la Formation FB au droit du plateau de Bangombé.

IV.2.1. Dénomination et classification et description des lithofaciès et des microfaciès de la Formation FB

La Formation FB est constituée de lithofaciès allant des conglomérats aux argilites incluant des teneurs variées en matière organique. On observe aussi des faciès carbonatés, mixtes (fractions terrigènes et carbonatées), biochimiques et chimiques; toujours enrichis en matière organique. L'ensemble des lithofaciès, microfaciès et sous-microfaciès a été détaillé dans un rapport interne à Eramet, joint Annexe. 1 CD. Dans ce chapitre, seuls les lithofaciès déterminants, permettant une interprétation robuste des environnements de dépôt sont présentés (Tab. IV.1). Le Tableau 1 propose la description et l'interprétation de sept lithofaciès majeurs (F1 à F7) eux-mêmes divisés en microfaciès (ex: F2a) et sous-microfaciès (ex: F7a1) par ajout respectif d'une lettre et d'un chiffre si nécessaire. L'étude en lame-mince a été primordiale pour l'analyse des lithofaciès riches en matière organique. En effet, il existe une multitude de microfaciès de lutites riches en matière organique, d'aspect visuel semblable impossible à différencier par observation visuelle.

Afin de faciliter la lecture des lithofaciès et microfaciès cités dans la suite du chapitre, le Tableau 3.1 (ci-dessous) comprend une partie à découper et à conserver pendant la lecture du manuscrit pour une utilisation en parallèle du manuscrit.

Code et nom Microfaciès	Code et nom sous-microfaciès	Couleur	Description générale	Fabrique sédimentaire	Composition minéralogique	Processus de dépôt
		ND	Brèche à matrice argilo-silteuse noire plus ou moins riche en matière organique	Les niveaux bréchiques sont plurimétriques. Les grains ou clastes des brèches sont mm à pluri-cm, sub-arrondis à sub anguleux.	Les grains et les clastes sont composés de quartz (70 %), de grains de dolomite (10%), de microdoloparite (10 %), de microquartz (10 %), de débris lithiques de quartz granulaire dans un ciment de doloparite (10 %) et de clastes de granite (rare) .	Transport de masse par des processus d'instabilité gravitaire sous-aquatique.
F2a: Grès silicoclastique (Fig. 12)		Gris	Grès fins à microconglomératiques compacts et massifs	Bancs pluri-dm à pluri-m. Les bancs sont soit 1) érosifs et granoclassés (fruste) à rares galets mous et rares lamines obliques tangentés; soit 2) de granulométrie homogène. Les grains sont jointifs, compacts et parfois bimodaux.	Fraction granulaire: quartz légèrement corrodé et fréquentes surcroissances (70 %), plagioclases parfois en cours d'altération (15 %) et rares muscovites. Traces d'argiles, probablement dues à l'altération des grains de feldspaths et des traces de ciment probablement par dissolution-re-précipitation.	Courants tractifs de forte à moyenne énergie chenalisés. Ou courants de forte énergie non chenalisés.
F2b : Grès à microconglomérat à lithoclastes (Fig. 13)		ND	Grès fins à microconglomératiques à lithoclastes millimétriques à centimétriques dans une matrice argileuse.	Bancs pluri-cm à dm, érosifs à la base, grossièrement granoclassés. Frange de décantation au sommet du banc	Fraction granulaire: quartz et microquartz (80 %), grains de dolomite (15 %), rares lithoclastes argileux ou de dolosiltite. Les grains jointifs mais non compact ont une matrice argilo-silteuse conséquente (20%). Ils sont parfois cimentés par de la dolomie.	Courants turbulents de haute énergie
F2c			cf partie 2 chapitre 1 (Sd 4 et Sd5)			post-dépôt (Injectites)
F3a: Dolomudstone (Fig. 14)		Blanc	Dolomudstone blanchâtre à lamines plus riches en matière organique	Bancs déci-m. Les lamines sont drapantes, non régulières, ondulées	Grains de dolomite zonés et rares grains de quartz et de muscovite portés par une boue riche en matière organique et localement cimentée par de la dolomie.	Précipitation de dolomie depuis la colonne d'eau ou à l'interface eau/sédiment. Courant de remaniement des cristallites
F3b: Dolosiltite (Fig. 15)		Blanc	Dolosiltite homogène ou qui alterne avec des dolarénites	Bancs déci-m à rares rides 2D mourantes et parfois cisailées et convolutées.	Silts de cristallites de dolomite parfois enrichie en Mn (discuté dans le chap.2), cassés, remaniés. Présence de grains de quartz (5-15 %; 80 µm) et de rares plagioclases et muscovites. Les grains jointifs sont cimentés par de la dolomie avec localement de l'argile et de la matière organique diffuse.	Courant faiblement tractif depuis une plateforme carbonatée (type F3a) croisé à un courant de fond chargé en fraction terrigène
F4a: Grès vert		Vert	Grès moyens à grossiers dans une matrice argileuse verdâtre	Bancs pluri-cm à rares figures de charge et un granoclassement fruste. Les grains sont parfois bimodaux (60-100 µm / 500-800 µm)	Grains de quartz (85 %), de biotite (10-15 %); de Fe-chlorite et rares muscovites et plagioclases dans une matrice argileuse riche en inclusions d'hydrocarbures.	Courants modérés tractifs. Matériel immature.
F4b: Siltite verte		Vert	Siltite dans une matrice argileuse verdâtre	Intervalle pluri-cm à pluri-m. Aspect homogène	Grains de quartz (85 %), de biotite (10-15 %); de Fe-chlorite et rares muscovites et plagioclases dans une matrice argileuse riche en inclusion d'hydrocarbure.	Décantation et faibles courants. Matériel immature
F4c: Argilite verte		Vert	Argilite verdâtre	Intervalle pluri-cm à pluri-m. Par endroits, lamines blanchâtres non continues, irrégulières parfois séquentes à la stratification	Rares grains de quartz, biotite, muscovite, et plagioclase. Les "lamines" correspondent à des microfissures remplies d'hydrocarbures qui se diffusent de manière radiale.	Décantation proche d'une source terrigène
		Gris clair	Alternance plus ou moins rythmée de siltites et de grès très fins homogènes	Intervalle pluri-m. Grès en fins lits ou en lamines horizontales.	Fraction granulaire: Quartz (parfois en écharde, 45%), grains de dolomite parfois entourés d'une enveloppe plus riche en Mn cassée (35 %); muscovite (20%), et rares biotites, pyrite cubique et clinochlore authigène. La matrice est argilo-carbonatée et parfois localement imprégnée de matière organique. Micro-vacuoles d'hydrocarbures (200 µm).	Environnement légèrement agité à courants périodiques remaniant une fraction mixte
F6a: Alternance infra-centimétrique argilite silteuse noire-grès (Fig. 18)		Noir	Alternances infra-centimétriques d'argilite silteuse riche en matière organique et de passées de grès très fins	Intervalle pluri-m. Les passées de grès très fins sont discontinues, en lentilles, démixées, contournées ou encore "s'infiltrant" vers le bas donnant des formes sinusoïdales.	Fraction silteuse: quartz (60 %), grains de dolomite (40 %), et rares muscovites. La fraction argileuse est riche en matière organique et contient des inclusions d'hydrocarbures. Pyrite cubique et rarement pyrite framboïdale dans la fraction argileuse ou dans les grès (pyrite cubique). Les grès sont localement cimentés par de la dolomie.	Milieu réducteur gouverné par la décantation et perturbé par des courants de fond de moyenne énergie
F6b: Argilite silteuse noire et grains grossiers alignés (Fig. 19)		Noir	Argilite noire riche en matière organique, perturbée par des niveaux où flottent des grains de silt ou de sable grossier alignés.	Lamines à grains de silt ou grossiers: infra-cm. Les niveaux de grès sont non continus	Les grains de silt ou de sable grossier sont composés de quartz (60 %; 70-400 µm), de grains de dolomite (40 %) et de rares plagioclases.	Décantation dans un milieu réducteur. Relargage de grains par des glaciers ou par les plumes de débris flow ou de turbidites
F6c: Argilite silteuse noire à lamines de silt (Fig. 20)	F6c1 et F6c2: Argilite silteuse noire homogène à lamines de silt (F6c1) et à clinochlores dispersées (F6c2)	Noir	Argilites silteuses noires riches en matière organique recoupées par des lamines blanchâtres de silt (F6c1) et grains dispersés de la taille du silt (clinochlores (F6c2)	Intervalle m à pluri-décimétrique, Les lamines de silt peuvent être discontinues, boudinées, tronquées, cisailées ou slumpées.	Fraction silteuse: quartz (45 %), grains de dolomite (35 %), muscovite (20 %) et rares pyrites cubiques et framboïdales. On observe un ciment dolomitique localisé au contact des grains ou diffus dans les lamines de silt. La matière organique est liée à l'argile ou présente en vacuoles d'hydrocarbures. Les grains de la taille du silt dispersés correspondent à des clinochlores authigènes sub-hexagonaux	Milieu réducteur. Décantation sur une faible pente perturbée par de faibles courants de fond.
F7a: Siltite argileuse noire (Fig. 21)	F7a1: Siltite argileuse noire homogène	Noir	Siltites argileuses noires riches en matière organique	Intervalle m à pluri-m. Très fines lamines (souvent visibles sur échantillon scié) soulignées par fraction silteuse, plissées (plie en fourreaux) et/ou cisailées	45 à 55% de grains de silt (quartz corrodé : 40%; grains de dolomite : 40%; muscovite : 20%). Pyrite cubique principalement localisée sur les fines lamines.	Milieu réducteur. Les dépôts de décantation sont perturbés par des courants intenses très peu chargés en fraction terrigène qui déforment le sédiment sur une faible pente. Rares courants néphéloïdes.
	F7a2: Siltite argileuse noire à fenestras de carbonate	Noir	Siltites argileuses noires riches en matière organique à fines laminations blanchâtres et micronodules de carbonate	Intervalle m à pluri-m. Lamines planes de dolomie poecilitique ou micronodules de dolomie aplatis	45 à 55% de grains de silt (quartz corrodé : 40%; grains de dolomite : 40%; muscovite : 20%). Lamines ou micronodules correspondent à des fenestras de dolomite poecilitique.	Milieu réducteur. Décantation et courants néphéloïdes ou de fond dans un milieu à forte activité bactérienne permettant un dégazage (fenestras).
F7b: Argilite silteuse noire (Fig. 22)		Noir	Argilites silteuses riches en matière organique	Intervalle m à pluri-m. Homogène à l'œil nu. Micros-lamines où se concentrent les grains de silt détritiques et de Mn-carbonates.	Fraction terrigène silteuse (30%): quartz; grains de dolomite et rares muscovites. Fraction biochimique: grains colloformes de carbonates de manganèse; micronodules (10-20 µm) concentriques ou grains de dolomie enveloppés par Mn-carbonates. Pyrites framboïdale et cubique.	Milieu réducteur. Décantation et bioprécipitation. De faibles courants de fond redistribuent la fraction terrigène et biogénique.
F7c: Mn-carbonates rich black mudstone (Fig. 23)	F7c1, F7c2 F7c3 (décrits en détail dans le chapitre 2)	Noir	Mudstone noir, riche en Mn (MnO > 15 wt. %) et en matière organique	Intervalle pluri-m. Par endroits, finement laminé mais très peu visible à l'œil nu. Mn-carbonates s'organisent en lits fins (< 500 µm) qui alternent avec des lamines (<200 µm) d'argilites silteuses.	Fraction silteuse terrigène: rare quartz et grains de dolomite (5-30 %). Fraction biochimique: 1) carbonates de Mn (dolomie manganésifère, Kutnohorite; rhodochrosite) : micronodules, grains colloformes où s'altère des enveloppes de carbonates de Mn et de matière organique; nucléus de dolomie coated par une enveloppe de carbonates de Mn; 2) pyrite micro cubique rarement d'origine bactérienne; 3) rare sidérite entourant les carbonates de Mn et apatite automorphe. Phase de liaison: matrice résiduelle riche en matière organique. Lamines pluri-µm de matière organique où se concentrent des micropyrites cubiques.	processus biochimique à l'origine des carbonates de Mn dans un environnement réducteur, calme, sub-oxique à anoxique et isolé.
F7d: Micro packstone-grainstone à péloïdes (Fig. 24)		Noir à doré	Alternance irrégulière de lit à péloïde à matrice argileuse ou à ciment carbonaté.	Intervalle pluri-cm. Alternance centimétrique	Fraction granulaire: péloïdes (60 %; 100-200 µm) sub-arrondis, émoussés, composés de micronodules de Mn-carbonates (20 µm), de matière organique et pyrite cubique localisée autour de plages millimétriques de carbonate; et rare quartz (10 %; 100-200 µm). Phase de liaison: matrice argileuse, riche en matière organique ou ciment dolosparitique enrichie en Mn.	Milieu réducteur et anoxique permettant une activité microbienne.
F7e: Pyritestone (Fig. 24)		pyrite	Pyrite en bancs ou en matre. La pyrite se présente sous forme 1) d'Ooïdes; 2) de "pelotes" bactériennes; 3) d'encroûtements	Bancs cm parfois cisailés, déformés, slumpés.	Fraction granulaire: pyrite; rares grains détritiques (quartz, grains de dolomite, muscovite). Phase de liaison: argile riche en matière organique ou ciment dolomitique.	Pyrite d'origine bactérienne extrêmement précoce (interface eau-sédiment). Environnement légèrement penté, réducteur et anoxique

Tab. IV.1: Description des Lithofaciès, microfaciès et sous-microfaciès de la formation FB et interprétation en termes de processus de dépôt.

Chapitre IV

Code et nom Lithofaciès	Code et nom Microfaciès	Code et nom sous-microfaciès	Description générale	Fabrique sédimentaire	Processus de dépôt	
F1: Brèche			Brèche à matrice argilo-silteuse noire plus ou moins riche en matière organique	Les niveaux bréchiqes sont plurimétriques. Les grains ou clastes des brèches sont mm à pluri-cm, sub-arrondis à sub anguleux.	Transport de masse par des processus d'instabilité gravitaire sous-aquatique.	
F2: Grès	F2a: Grès silicoclastique		Grès fins à microconglomératiques compacts et massifs	Bancs pluri-dm à pluri-m. Les bancs sont soit 1) érosifs et granoclassés (fruste) à rares galets mous et rares lamines obliques tangentés; soit 2) de granulométrie homogène. Les grains sont jointifs, compacts et parfois bimodaux.	Courants tractifs de forte à moyenne énergie chenalisé. Ou courants de forte énergie non chenalisé.	
	F2b: Grès à microconglomérat à lithoclastes		Grès fins à microconglomératiques à lithoclastes millimétriques à centimétriques dans une matrice argileuse.	Bancs pluri-cm à dm, érosifs à la base, grossièrement granoclassés. Frange de décantation au sommet du banc	Courants turbulents de haute énergie	
	F2c		cf partie 2 chap 1		post-dépôt (Injectites)	
F3: Dolomie	F3a: Dolomudstone		Dolomudstone blanchâtre à lamines plus riches en matière organique	Bancs déci-m. Les lamines sont drapantes, non régulières, ondulées	Précipitation de dolomie depuis la colonne d'eau ou à l'interface eau/sédiment. Courant de remaniement des cristallites	
	F3b: Dolosiltite		Dolosiltite homogène ou qui alterne avec des dolarénites	Bancs déci-m à rares rides 2D mourantes et parfois cisailées et convolutées.	Courant faiblement tractif depuis une plateforme carbonatée (type F3a) croisé à un courant de fond chargé en fraction terrigène	
F4: Grès vert à argillite vert	F4a: Grès vert		Grès moyens à grossiers dans une matrice argileuse verdâtre	Bancs pluri-cm à rares figures de charge et un granoclassement fruste. Les grains sont parfois bimodaux (60-100 µm / 500-800 µm)	Courants modérés tractifs. Matériel immature.	
	F4b: Siltite verte		Siltite dans une matrice argileuse verdâtre	Intervalle pluri-cm à pluri-m. Aspect homogène	Décantation et faibles courants. Matériel immature	
	F4c: Argillite verte		Argillite verdâtre	Intervalle pluri-cm à pluri-m Par endroits, lamines blanchâtres non continues, irrégulières parfois séquentes à la stratification	Décantation proche d'une source terrigène	
F5: Alternance argillite silteuse/grès			Alternance plus ou moins rythmée de siltites et de grès très fins homogènes	Intervalle pluri-m. Grès en fins lits ou en lamines horizontales.	Environnement légèrement agité à courants périodiques remaniant une fraction mixte	
F6: Argillite silteuse noire laminée	F6a: Alternance infracentimétrique argillite silteuse noire-grès		Alternances infracentimétriques d'argillite silteuse riche en matière organique et de passées de grès très fins	Intervalle pluri-m Les passées de grès très fins sont discontinues, en lentilles, démixées, contournées ou encore "s'infiltrant" vers le bas donnant des formes sinusoidales.	Milieu réducteur gouverné par la décantation et perturbé par des courants de fond de moyenne énergie	
	F6b: Argillite silteuse noire et grains grossiers alignés		Argillite noire riche en matière organique, perturbée par des niveaux où flottent des grains de silt ou de sable grossier alignés.	Lamines à grains de silt ou grossiers: infra-cm Les niveaux de grès sont non continus	Décantation dans un milieu réducteur. Relargage de grains par des glaciers ou par les plumes de débris flow ou de turbidites	
	F6c: Argillite silteuse noire à lamines de silt	F6c1 et F6c2: Argillite silteuse noire homogène à lamines de silt (F6c1) et a clinochlores dispersées (F6c2)		Argillites silteuses noires riches en matière organique recoupées par des lamines blanchâtres de silt (F6c1) et grains dispersés de la taille du silt (clinochlores (F6c2)	Intervalle m à pluri-décimétrique, Les lamines de silt peuvent être discontinues, boudinées, tronquées, cisailées ou slumpées.	Milieu réducteur. Décantation sur une faible pente perturbée par de faibles courants de fond.
F7: Ampélites	F7a: Siltite argileuse noire homogène	F7a1: Siltite argileuse noire homogène	Siltites argileuses noires riches en matière organique	Intervalle m à pluri-m Très fines lamines (souvent visibles sur échantillon scié) soulignées par fraction silteuse, plissées (plie en fourreaux) et/ou cisailées	Milieu réducteur. Les dépôt de décantation sont perturbés par des courants intenses très peu chargés en fraction terrigène qui déforment le sédiment sur une faible pente. Rares courants néphéloïdes.	
		F7a2: Siltite argileuse noire à fenestreae de carbonate	Siltites argileuses noires riches en matière organique à fines laminations blanchâtres et micronodules de carbonate	Intervalle m à pluri-m. Lamines planes de dolomie poecilitique ou micronodules de dolomie aplatis	Milieu réducteur. Décantation et courants néphéloïdes ou de fond dans un milieu à forte activité bactérienne permettant un dégazage (fenestreae).	
	F7b: Argillite silteuse noire		Argillites silteuses riches en matière organique	Intervalle m à pluri-m Homogène à l'œil nu. Micros-lamines où se concentrent les grains de silt détritiques et de Mn-carbonates.	Milieu réducteur. Décantation et bioprécipitation. De faibles courants de fond redistribuent la fraction terrigène et biogénique.	
	F7c: Mn-carbonate rich black mudstone	F7c1, F7c2 F7c3 (décrits en détail dans le chp2)		Mudstone noir, riche en Mn (MnO > 15 wt. %) et en matière organique	Intervalle pluri-m. Par endroits, finement laminé mais très peu visible à l'œil nu. Mn-carbonates s'organisent en lits fins (< 500 µm) qui alternent avec des lamines (<200 µm) d'argillites silteuses.	processus biochimique à l'origine des carbonates de Mn dans un environnement réducteur, calme, sub-oxygène à anoxique et isolé.
	F7d: Micro packstone-grainstone à péloïdes			Alternance irrégulière de lit à péloïde à matrice argileuse ou à ciment carbonaté.	Intervalle pluri-cm Alternance centimétrique	Milieu réducteur et anoxique permettant une activité microbienne.
F7e: Pyritestone:			Pyrite en bancs ou en mat. La pyrite se présente sous forme 1) d'Ooïdes; 2) de "pelotes" bactériennes; 3) d'encroûtements	Bancs cm parfois cisailés, déformés, slumpés.	Pyrite d'origine bactérienne extrêmement précoce (interface eau-sédiment). Environnement légèrement penté, réducteur et anoxique	

Q: quartz ; MQ: Micro quartz ; Do: Grain de dolomie, CtDo: ciment dolomitique ; Ca: Calcite; Cb: carbonate indifférencié ; P: Plagioclase ; M: muscovite ; B: Biotite; Ch: Chlorite ; Al: Albite ; Ka: Kaolinite ; Il: illite ; Py: Pyrite ; C: calcédoine ; Mn: Manganèse ; K: kutnohorite ; MO: matière organique ; L: lithoclaste ; HC: hydrocarbures migrés ; A: argile ; Sa: siltite argileuse.
OM: Microscope Optique ; LN: lumière naturelle ; LP: lumière polarisé ; LR: Lumière réfléchie

Tab. 3.1 Liste simplifiée de l'ensemble des lithofaciès A DECOUPER:.

a) *Nomination et classification des lithofaciès et microfaciès*

Les noms des lithofaciès et des microfaciès ont été définis à partir de plusieurs classifications comprenant d'une part la classification de Folk (1954, 1966) lorsque les caractéristiques principales étaient la granulométrie et la nature des fractions détritiques. Lorsque deux fractions granulométriques sont associées, le nom du faciès comporte les deux noms juxtaposés avec le nom de la roche dominante en premier. Par exemple une argilite silteuse est définie comme une roche qui possède plus de 50% d'argile et le reste de silts. D'une autre part, la classification de Dunham (1962) a été utilisée pour les faciès carbonatés. Pour les faciès non conventionnels, j'ai choisi une dénomination personnelle basée soit sur la terminologie locale, soit sur le modèle de terminologie anglo-saxonne composée qui permet de conserver l'information relative à la nature des composants ; ainsi :

- le terme *ampélite* désigne le lithofaciès F7 de manière à rester en accord avec la détermination faciologique d'Eramet-Comilog et des anciens auteurs. Ce terme est équivalent à celui de "black shale" dans la terminologie internationale ; autrement dit à une argilite silteuse riche en matière organique et contenant une teneur variable en carbonates.
- Le terme "*dolosiltite*" désigne le microfaciès F3b. Cette terminologie est inspirée de Scolari et Lille (1973) où "dolo" indique la nature dolomitique des grains de silt.
- Le terme "*Mn-carbonate rich black mudstone*" (F7c): correspond à une roche carbonatée riche en matière organique et en manganèse.
- Le terme "*pyritestone*" (F7e) correspond à un faciès particulier dans lequel le préfixe "pyrite" indique la composition minéralogique des grains. Ce faciès correspond donc à une roche dominée par des grains ou lamines de pyrite.

Les lithofaciès sont classés suivant leur granulométrie, mais compte tenu de la diversité des faciès de lutites nous avons également choisi de les classer en fonction de l'abondance en matière organique qui est directement fonction de la couleur. Quatre couleurs dominantes ont ainsi pu être déterminées :

- Vert (absence de matière organique),
- Gris (matière organique partiellement présente),
- Noir (teneur en matière organique élevée)
- Blanc (teneur en carbonates élevé et peu de matière organique).

Abréviations des descriptions sur lame-mince:

Q: quartz ; M_Q : Micro quartz ; Do: Grain de dolomie, C^tDo: ciment dolomitique ; Ca: Calcite; Cb: carbonate indifférencié ; P: Plagioclase ; M: muscovite ; B: Biotite; Ch: Chlorite ; Al: Albite ; Ka: Kaolinite ; Il: illite ; Py: Pyrite ; C: calcédoine ; Mn: Manganèse ; K: kutnohorite ; Rh: rhodochrosite ; MO: matière organique ; L: lithoclaste ; HC: hydrocarbures migrés ; A: argile ; Sa: siltite argileuse.

OM: Microscope Optique ; LN: lumière naturelle ; LP: lumière polarisé ; LR: Lumière réfléchi

b) *Analyse des lithofaciès-microfaciès et sous-microfaciès: sur carottes et lames-minces*

Cette analyse présente l'ensemble des faciès suivant leur granulométrie depuis les conglomérats jusqu'aux argilites et aux carbonates.

Lithofaciès F1 : Les brèches

Ce lithofaciès correspond à des brèches pluri décimétriques à pluri métriques (Fig. IV.11a), à matrice argilo-silteuse (grains de quartz, de dolomite, muscovite) noire plus ou moins riche en matière organique et localement associée à un ciment dolomitique (Fig. IV.11d). On observe des lithoclastes et des grains (millimétriques à pluri-centimétriques) sub-arrondis à sub-anguleux de quartz (70 %), de grains de dolomite (10%), de microdolosparite (10 %), de microquartz (10 %), de débris lithiques de quartz granulaire dans un ciment de dolosparite (10 %) et de rares clastes de granite (Fig. IV.11c, d, e).

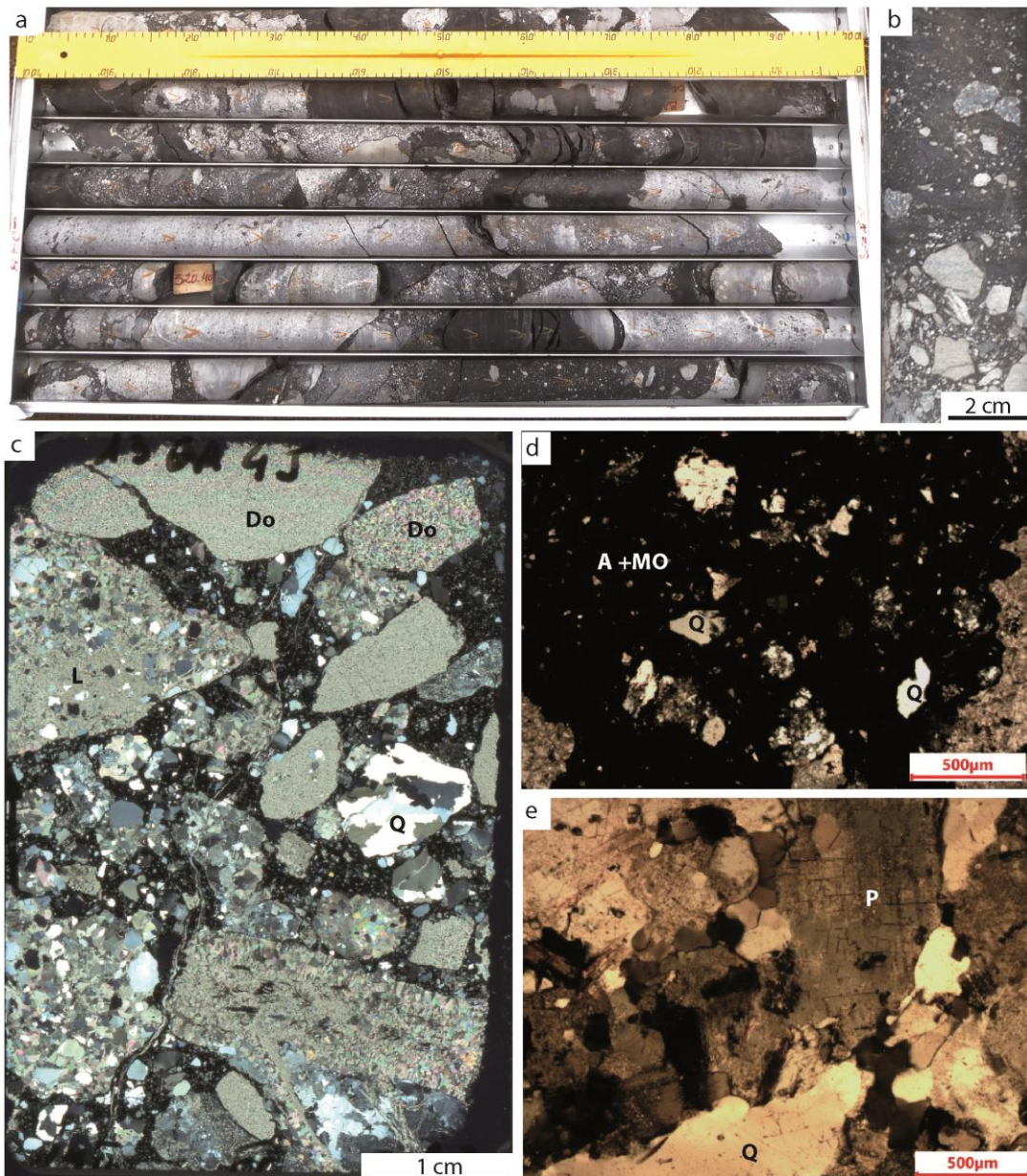


Fig. IV.11: Lithofaciès F1: a & b) Brèche d'épaisseur plurimétrique à matrice argileuse et lithoclastes millimétriques à pluridécimétriques (Forage BA-489); c) image pleine lame-mince en lumière polarisée (LP) montrant des lithoclastes, des clastes de quartz et de dolomie (BC4-99.7); d) Détail de la matrice argileuse légèrement silteuse riche en matière organique (OM-LP; BC4-99.7); e) Détail d'un claste de granite (OM-LN; BA489-265)

Processus de dépôt:

L'absence d'organisation de ce lithofaciès, l'hétérogénéité de la nature et de la granulométrie des éléments, ainsi que l'importance de la matrice argilo-silteuse témoignent d'un transport en masse initié par des processus d'instabilité gravitaire sous-aquatique (débris-flow).

Lithofaciès F2 : Les grès

Cette famille rassemble les grès fins à grossiers conglomératiques de couleur grise. Elle comprend trois principaux microfaciès F2a, F2b et F2c. Le faciès F2c correspond à un faciès post-dépôt particulier qui sera détaillé dans la suite de ce chapitre (Chapitre III. 3) où il est nommé Sd4 et Sd5 en fonction de la phase de liaison.

F2a : Grès silicoclastique

En carotte, ces grès sont fins à grossiers microconglomératiques de couleur grisâtre (Fig. IV.12). Ils sont organisés en bancs pluri décimétriques à pluri métriques, compacts et massifs, à base franche (Fig. IV.12c) probablement érosive.

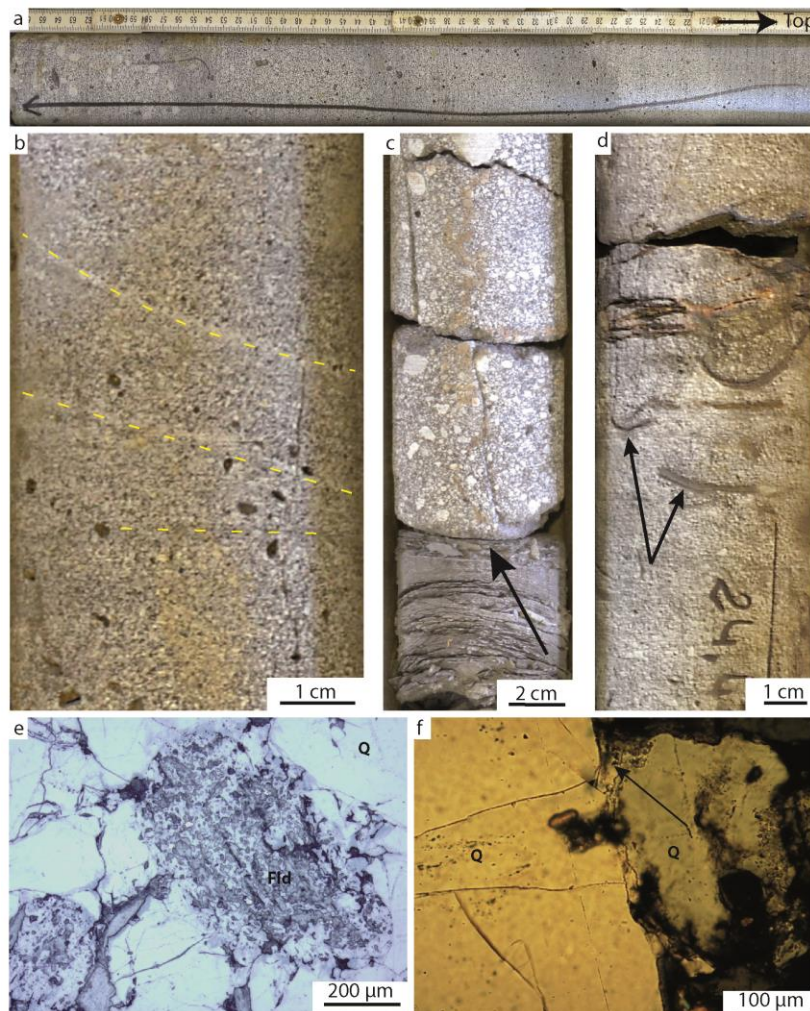


Fig. IV.12: Microfaciès F2a: a) Banc granoclassé microconglomératique à la base (Forage C070030; 27,4 m); b) Litage oblique dans un grès moyen (Forage C090040; 30 m); c) Banc de grès microconglomératique à contact franc surmontant des argilites noires (Forage C094033, 37 m); d) Copeaux d'argilite à la base d'un bancs granoclassé (forage BC8, 24.4 m). e) Détail en lame-mince montrant un grain altéré remplacé par de l'argile. On observe encore en fantôme un clivage pouvant témoigner d'un ancien grain de feldspath (OM-LR; C070030-24.5); f) Surcroissance autour des grains de quartz (OM-LR; C070030-24.5)

On y observe une granulométrie homogène (sable fin à moyen) ou encore un granoclassement fruste (microconglomératique à fin; Fig. IV.12a) présentant des galets mous à la base (Fig. IV.12c). Un litage oblique peut également être observé. La fraction granulaire est principalement composée de quartz (70 %) légèrement corrodé avec de fréquentes surcroissances, de plagioclases parfois en cours d'altération (15 %) et de rares muscovites. Les grains sont jointifs, compacts et peuvent être par endroit bimodaux (0,5-3 mm et 70-150 µm). Enfin, on observe des traces d'argiles, probablement dues à l'altération des grains de feldspaths, ainsi que des traces de ciment siliceux potentiellement formés par dissolution des grains de quartz lors de la compaction (Fig. IV.12e & d).

Processus de dépôt

L'organisation granulométrique et probablement érosive des bancs permet de proposer une mise en place des dépôts à partir de courants tractifs de forte énergie. Comme proposé dans les interprétations de la Formation FA, la bimodalité des grains pourrait traduire la combinaison de deux sources distinctes en lien avec des mécanismes de transport particuliers sur les surfaces continentales qui jouxtent le bassin. Ainsi, la fraction granulaire dominante fine à moyenne pourrait être issue du remaniement de dépôts éoliens par des processus fluviaux qui permettraient d'incorporer des fractions plus grossières avant l'entrée dans le bassin. Ce modèle de chenaux recoupant des lœss désertiques est aussi proposé par Sun et al, (2002) dans une étude sur des sédiments profonds du pacifique du Nord. Taira et Scholle, (1979) montrent aussi des grès bimodaux dans des chenaux ou dans des dépôts de tempêtes. L'origine de la bimodalité, dans le premier cas, aurait deux sources différentes. Pour le deuxième cas, les auteurs proposent un transport de matériel grossier par les courants de tempêtes dans un environnement où les grès fins sont bien triés par la dynamique des vagues. Thorpe (1977) montre quant à lui que l'aspect bimodal peut être dû à une rupture de pente dans le profil d'une rivière donnant lieu au démantèlement des grains plus grossiers qui permet ainsi une granulométrie bimodale. Dans mon étude, l'aspect sub-arrondi des grains plus grossiers témoigne d'un système chenalisé en position aval en désaccord avec une rupture de pente. Cependant, l'abrasion et le démantèlement des grains plus grossiers aurait pu avoir lieu, augmentant ainsi la fraction fine des grès bimodaux (Jerolmack and Brzinski, 2010).

F2b : Grès à microconglomérat à lithoclastes

Ces grès (F2b) sont fins à grossiers microconglomératiques et contiennent des lithoclastes millimétriques à centimétriques (Fig. IV.13a-c). Ils sont organisés en bancs pluricentimétriques à décimétriques, érosifs à la base et à granoclassement fruste (Fig. IV.13a & c). On observe régulièrement une frange de grès très fins associée à des processus de décantation au sommet des bancs (Fig. IV.13b).

La fraction granulaire est principalement composée de quartz et de microquartz (80 %), de grains de dolomite (15 %) et de rare lithoclastes argileux ou de dolosiltite. Les grains parfois entourés d'un ciment dolomitique sont jointifs, la matrice intergranulaire est argilo-silteuse (20%; Fig. IV.13d & e).

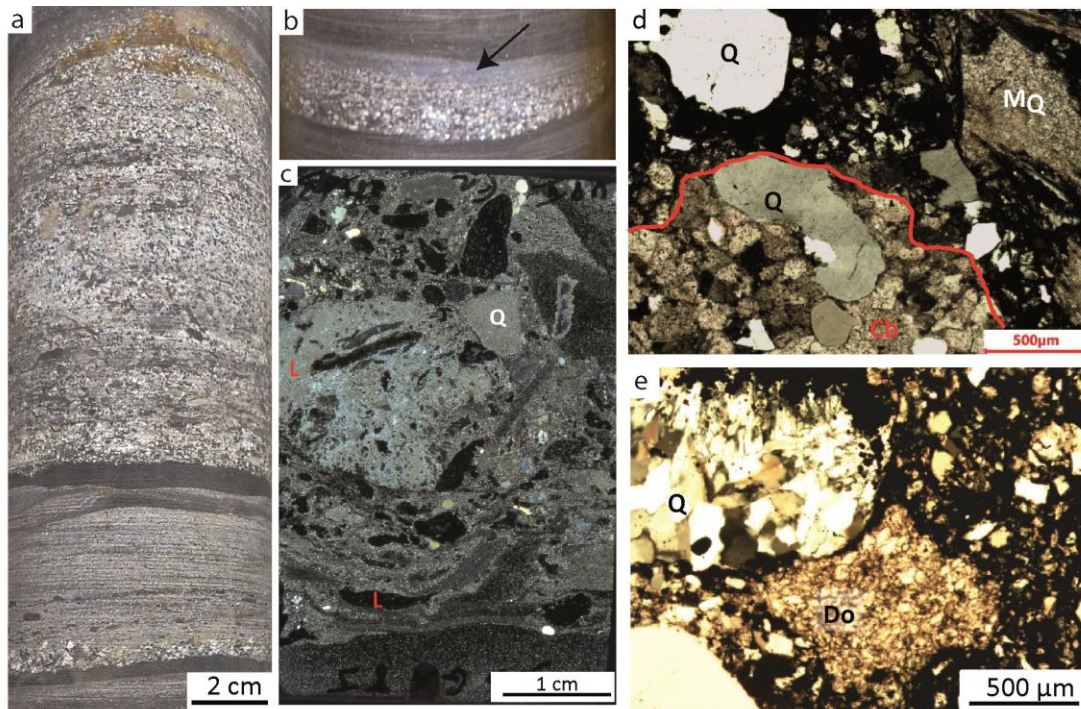


Fig. IV.13: Microfaciès F2b (BC8-180.7) : a, b, c) Photographie générale sur carotte et image pleine lame (LP) montrant un grès à lithoclastes, avec un granoclassement fruste (a) et une frange de décantation au sommet (b, flèche noire); d) Détail d'un claste de grains de quartz dans un ciment carbonaté, grains grossiers de quartz et de microquartz dans une matrice argileuse (OM-LP;BA488-165.5) e) Clastes de dolosiltite (Do) et de quartz polycristallin (Q) (OM-LP; BC8-199.4 (8I)).

Processus de dépôt

La base érosive de ce faciès témoigne d'un transport fortement tractif à la base. La présence d'une frange de décantation et d'une matrice argileuse abondante témoigne d'un courant turbulent de haute énergie qui diminue en intensité au cours du dépôt, permettant la décantation en sommet de banc

Lithofaciès F 3: les dolomies

Ce lithofaciès blanchâtre est divisé en deux microfaciès. Le premier microfaciès F3a est un dolomudstone, le deuxième (F3b) correspond au faciès F3a remanié par des courants. La microstructure induite par ces processus de dépôt est donc différente.

F3a : Dolomudstone

Ce microfaciès de dolomudstone blanchâtre se présente en bancs pluri-métriques. Il est composé de cristaux de dolomite zonés et de rares grains de quartz et de muscovite portés par une boue riche en matière organique et localement cimentée par de la dolomite (Fig. IV.14c & d). Il contient des lamines marrons, drapantes, irrégulières, (Fig. IV.14a & b) ondulées, d'épaisseur variable, formées de matière organique dans laquelle se développent quelques rhomboèdres sub-automorphes de dolomite (Fig. IV.14e). Ces lamines, par leur contenance en matière organique et par leur forme ondulée, font penser à des voiles algo-bactériens (Fig. IV.14a).

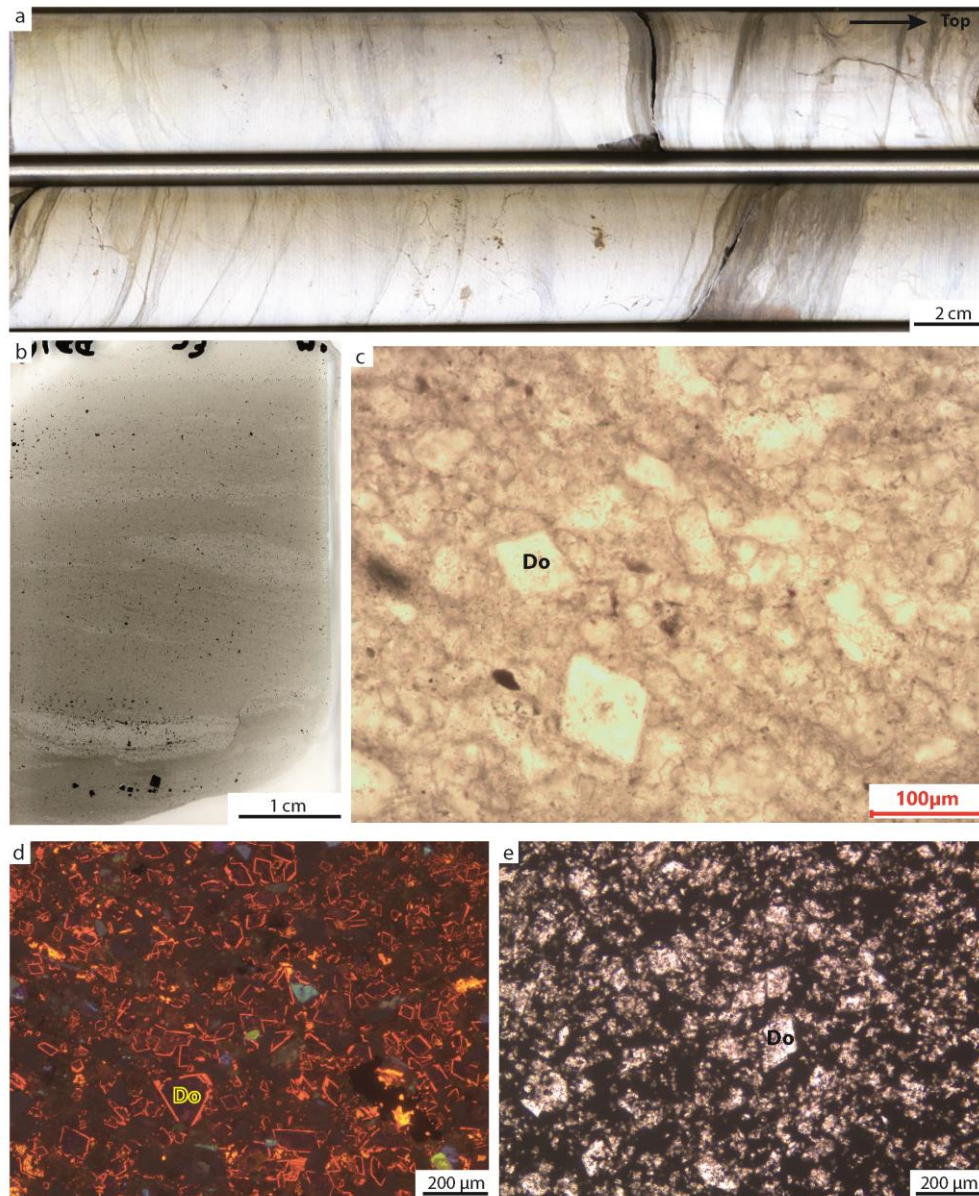


Fig. IV.14: Microfaciès F3a: a) Photographie générale sur carotte montrant un dolomudstone à lamine sombres irrégulières (forage C094033; 155 m); b) Image pleine lame (LP) montrant des alternances entre de la boue et des niveaux plus grossiers de la taille des silts (C094033-155); c) Rhomboédres de dolomite sub-automorphe dans une matrice dolomitique floconneuse (OM-LN; C094033-155); d) rhomboédres zonés de dolomite et grains détritiques dispersés (en bleu = quartz ; en vert=feldspath); e) Détail d'une lamine riche en matière organique contenant des rhomboédres plus ou moins automorphes à partiellement dissociés (OM-LN; C094033-153).

Processus de dépôt

La fabrication de ce faciès avec des rhomboédres de dolomite automorphes à subautomorphes qui flottent dans une matrice dolomitique et argileuse riche en matière organique serait compatible avec une précipitation directe de la dolomite "en pluie" dans la colonne d'eau de mer ou au sein de la matrice boueuse à l'interface eau marine/sédiment. Les lamines drapantes riches en matière organique auraient probablement une origine microbienne. L'activité algo-bactérienne pourrait ainsi être responsable de la précipitation induite (photosynthétique) ou métabolique enzymatique de la dolomite dans le milieu de dépôt. La présence de grains de quartz et feldspaths dispersés confirme l'apport discret mais continu depuis une source terrigène et donc un mélange syn-dépôt des deux fractions.

F3b : Dolosiltite à dolarénite

Ce lithofaciès blanchâtre correspond à des grès très fins ou à des siltites composés essentiellement de grains de dolomite. Ce faciès s'organise en petits bancs pluri-centimétriques régulièrement drapés par des argiles (Fig. IV.15d). On observe par endroit des litages marqués par une alternance de grès très fins et de siltite. On observe aussi des figures de ride mourantes, de convolutes ou de cisaillements qui soulignent bien le caractère clastique du matériel carbonaté (Fig. IV.15a, b, c).

La fraction granulaire est essentiellement composée de rhomboèdres de dolomite (90 %; Fig. IV.15e & f) parfois cassés et enrichis en Mn sur le pourtour (Fig. IV.15g). On note aussi la présence de grains de quartz (5-15 %; 80 µm) et de rares plagioclase et muscovite. Les grains jointifs sont cimentés par de la dolomite avec localement une matrice argileuse et de la matière organique diffuse (Fig. IV.15g).

Processus de dépôt

Les grains de dolomite cassés témoigneraient d'un transport par un courant faiblement tractif depuis une plateforme ou depuis un haut fond carbonaté isolé des apports terrigènes de type F3a. Les grains détritiques plus abondants que dans le microfaciès F3a montrent cependant un mélange depuis une source terrigène intermédiaire balayée par les mêmes courants de fond.

Il est important de noter l'existence d'une enveloppe plus riche en carbonates de Manganèse autour de certains grains de dolomite. Ces enveloppes, également cassées, sont le témoin de la précipitation synsédimentaire des carbonates de manganèse comme on le confirmera plus finement dans le chapitre V.

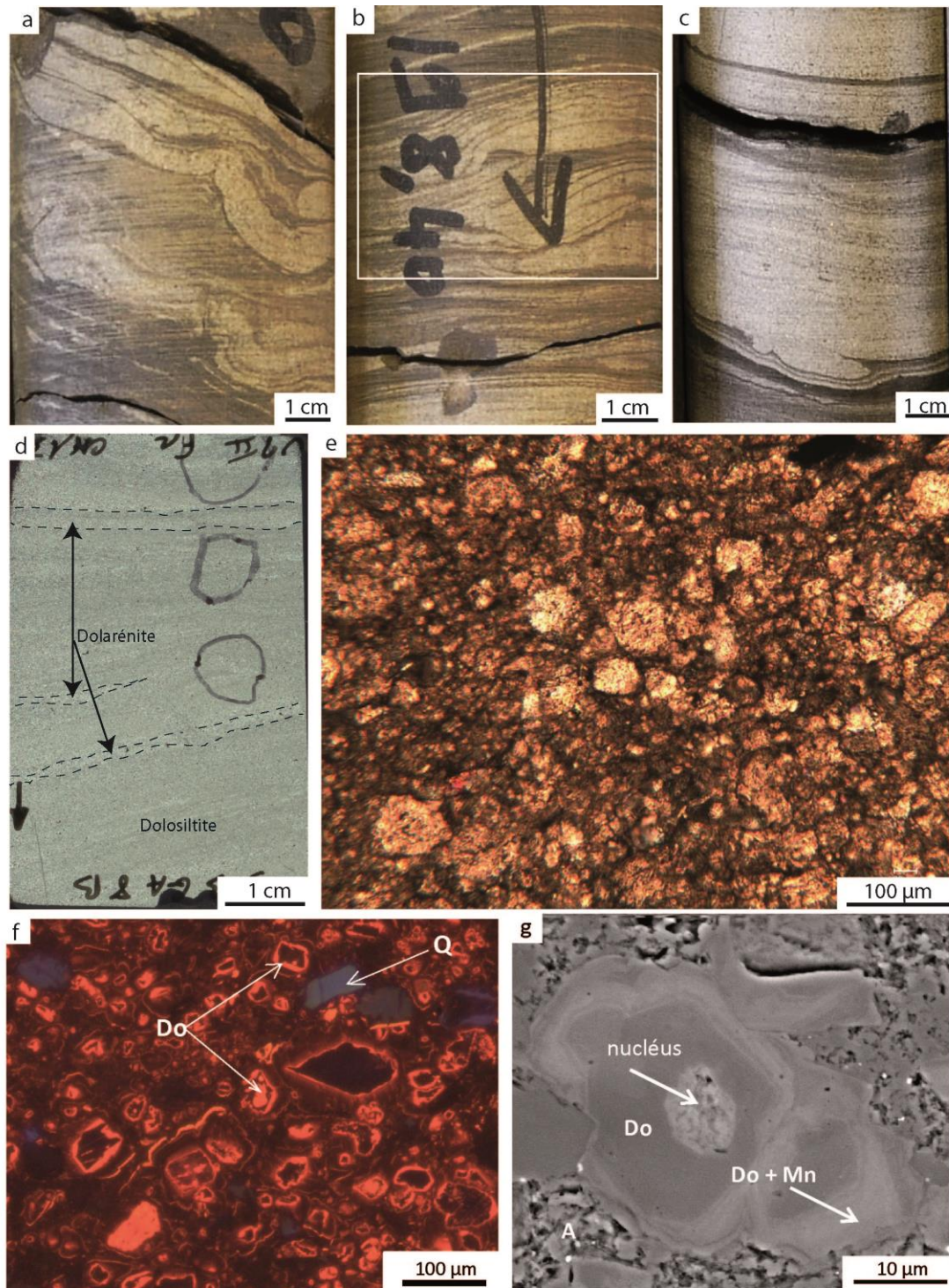


Fig. IV.15: Microfaciès F3b: a, b & c) Vue de détail de carotte du forage BC8 montrant des figures de convolute (a); des rides 2D mourantes drapées (b, rectangle) et figures de charges (c) dans des dolosiltites; d) Image pleine lame (LP) montrant une alternance entre dolarénite et dolosiltite (BC8-192.3); e) Grains de silt dolomitique émoussés dans une matrice riche en matière organique (OM-LN; BC8-192.3) f) Zonation des grains de dolomite dans un ciment riche en carbonate et une matrice argileuse. On observe aussi de rares grains de quartz; (OM – cathodoluminescence; BC8-192.3); g) Détail de grain composé d'un nucléus silicoclastique (Fe+ Si+ Al+ Mg (?)) et d'une série d'enveloppes de croissance dolomitique(Do) et dolomitique enrichie en Mn (Do+Mn; MEB; BC8-192.3)

Lithofaciès F4 : Grès vert à argilite verte

Ce lithofaciès se reconnaît facilement sur carotte par sa couleur verdâtre (Fig. IV.16). Il se localise toujours à la base de la Formation FB et comprend trois microfaciès riches en biotite : les argilites vertes (F4c; Fig. IV.16d), les siltites vertes (F4b; Fig. IV.16c) et les grès verts (F4a; Fig. IV.16b). Seule la granulométrie varie entre ces trois faciès qui gardent la même composition minéralogique. Ils sont donc décrits dans le même paragraphe ci-dessous.

Les grès (F4a) sont moyens à grossiers. Ils sont organisés en bancs pluricentimétriques discontinus présentant de rares figures de charge et un granoclassement fruste (Fig. IV.16b). Les grès sont par endroit bimodaux (60-100 μm et 500-800 μm ; Fig. IV.16e). Les siltites (F4b) ne présentent pas de structure sédimentaire particulière, contrairement aux argilites (F4c) qui sont organisées en lamines non continues plissées parfois sécantes à la stratification (Fig. IV.16d).

Les observations en lames-minces montrent que les grès sont constitués de grains de quartz (85 %), de biotite (10-15 %); de Fe-chlorites souvent associées aux niveaux riches en biotite, de rares muscovites et plagioclases dans une matrice argileuse riche en inclusion d'hydrocarbures (Fig. IV.16e, f, g, h).

Les siltites sont également associées à une matrice argileuse composée de la même fraction minéralogique que les grès. La phase argileuse présente toujours des inclusions d'hydrocarbures.

Les argilites contiennent de rares grains de quartz, biotite, muscovite, et plagioclase. Les "lamines" observées sur les échantillons macroscopiques correspondent en fait à des microfissures remplies d'hydrocarbures qui diffusent de manière radiale (Fig. IV.16i & j).

Processus de dépôt

Les grès sont transportés par un courant tractif de moyenne énergie, tandis que les siltites riches en fraction argileuse résulteraient de processus de décantation couplés à de faibles courants de fond. Les argilites sont déposées par décantation. La présence de biotite indiquerait l'apport d'un matériel non mature. Les chlorites, enrichies en fer, seraient probablement issues de l'altération des biotites dans un contexte hydrothermal ou diagénétique tardif en accord avec les observations de Ossa-Ossa (2010).

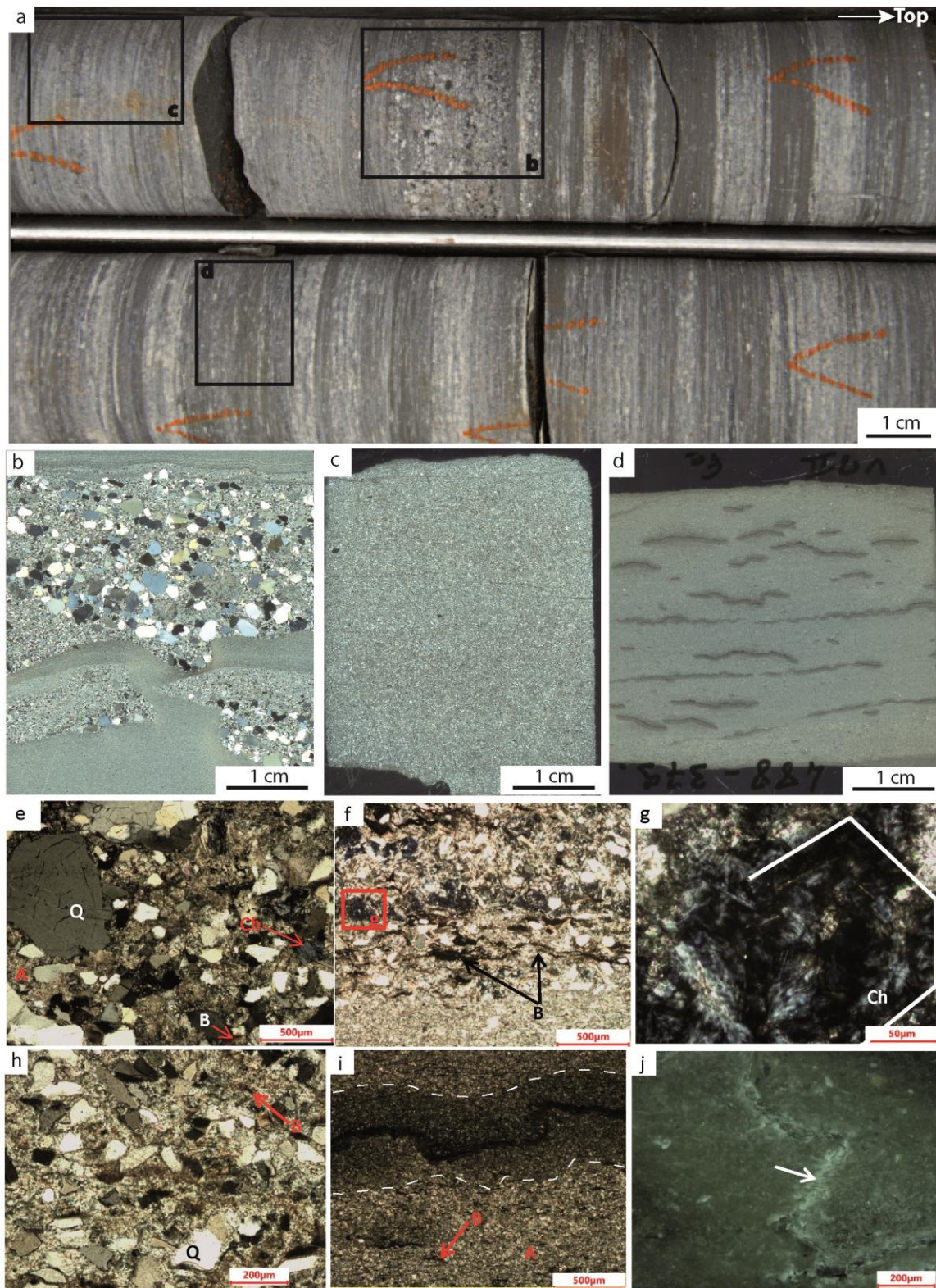


Fig. IV.16: Lithofaciès F4 (forage BA488): a) Photographie d'une carotte présentant les trois microfaciès (F4a: grès, F4b: siltite, F4c: argilites); b, c & d) Images pleine lames (LP) des microfaciès F4a (Ba488-423); F4b (BA489-370) et F4c (BA489-379.5); e) Détail du microfaciès F4a composé de grains de quartz bimodaux, de biotite et de rare chlorite dans une matrice argileuse; f & g) Niveau situé à la limite supérieure des siltites (F4b) où se concentrent des biotites et des chlorites enrichies en Fe (OM-LP; BA488-370.5); h) Siltite argileuse (F4b) composée de quartz et de biotite dans une matrice argileuse (OM-LP; BA489-370); i & j) Argilite à rares grains de quartz et de biotite (F4a) recoupée par des veines d'hydrocarbures. On observe une migration (flèche blanche image b) des hydrocarbures dans l'argilite (OM-LP : (a) ; OM-LRP : (b); BA489-370).

Lithofaciès F5 : Alternance argilite silteuse grise / grès

Ce lithofaciès est reconnaissable par sa couleur grisâtre (Fig. IV.17a). Il est composé par une alternance plus ou moins rythmée de siltites et de grès très fins homogènes présents en fins lits ou en lamines horizontales. Ce faciès se développe sur des intervalles plurimétriques (Fig. IV.17b).

La fraction granulaire est composée de quartz (parfois en écharde, 45%; Fig. IV.17c & d), de grains de dolomite cassés, parfois entourés d'une enveloppe plus riche en Mn (35 %; Fig. IV.17e); de muscovite (20%), et de rares biotites, et de pyrite cubique. La matrice est argilo-carbonatée et parfois localement imprégnée de matière organique. On observe également des micro-vacuoles d'hydrocarbures (200 µm).

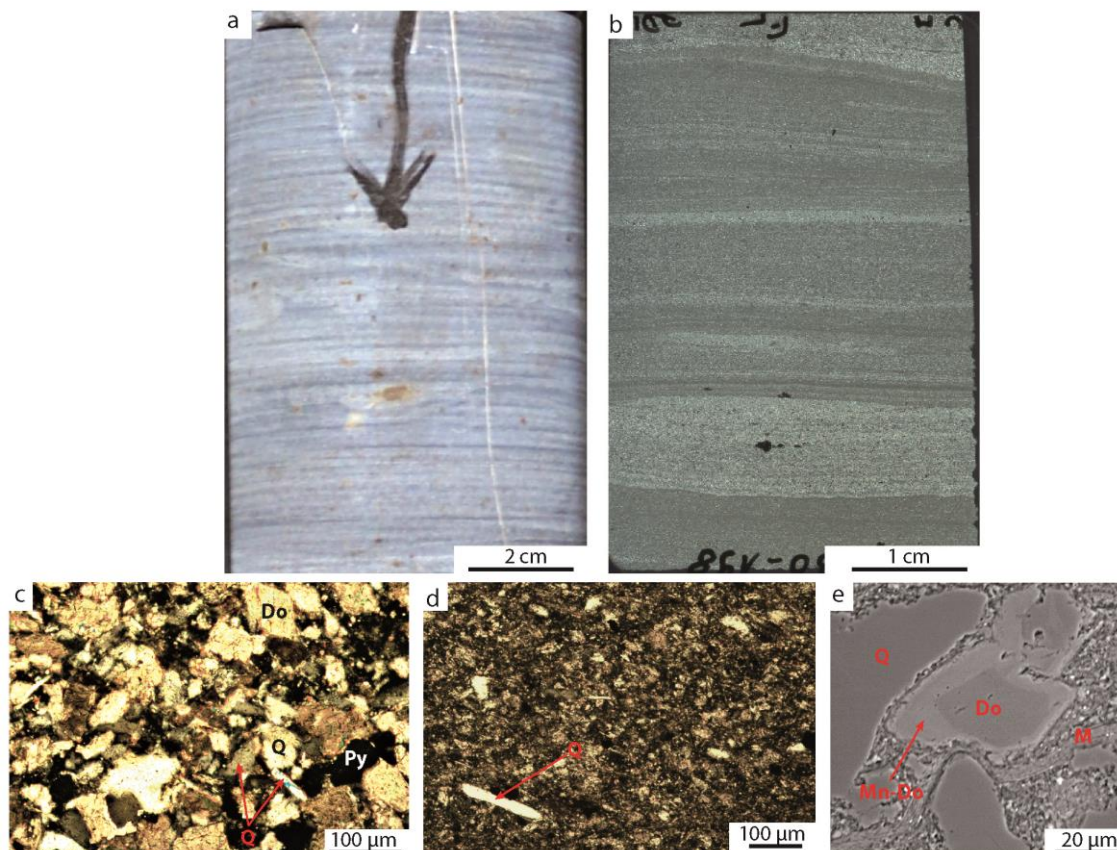


Fig. IV.17: Lithofaciès F5: a) Photographie de détail d'une carotte (BC1; 148 m) ; b) Image pleine lame (LP) montrant une alternance rythmée entre des argilites silteuses et des siltites-grès très fins (C070030-198); c) Détail des siltites/grès très fins composés majoritairement de grains de dolomite et de grains de quartz (OM-LP; BC8-197.4) ; d) Détail des argilites silteuses composées majoritairement de grains de quartz de grains de carbonates et de rares écharde de quartz. La matrice est riche en matière organique (OM-LP; C070030-198); e) Image MEB d'un grain dolomitique constitué d'une enveloppe plus riche en Mn. Le grain montre des bordures cassées (MEB, BC8-197.4)

Processus de dépôt

Ce lithofaciès résulterait d'une alternance entre des processus de décantation et d'apports périodiques d'une fraction mixte terrigène et carbonatée à partir de courants de fond de faible intensité.

Lithofaciès F6 : Argilite silteuse noire laminée

Ce lithofaciès correspond à une argilite noire plus ou moins silteuse à lamines ou lits fins de siltites ou grès très fins. Il se différencie du lithofaciès suivant F7 par la présence de lits bien marqués

de siltites ou de grès très fins. On observe trois microfaciès (F6a à F6c) qui se distinguent par la densité et le nombre de lits ou de lamines de granulométrie plus ou moins fine (silt à sable fin). Ce lithofaciès se développe sur des intervalles pluri-métriques à décimétriques.

F6a : Alternance infra-centimétrique d'argilite silteuse noire-grès

Sur carotte, on observe des alternances infra-centimétriques d'argilite silteuse riche en matière organique et de passées de grès très fins. Les passées de grès très fins forment des lentilles, "démixées" et contournées. Elles montrent de rares rides 2D ou encore présentent des formes convolutées ou festonnées qui témoignent de la déformation d'un matériel très peu cohésif (Fig. IV.18a, b, c).

La fraction granulaire des grains de sables ou de silt correspond à du quartz (60 %), des grains de dolomite (40 %), et de rares muscovites (Fig. IV.18d). La fraction argileuse est riche en matière organique et contient des inclusions d'hydrocarbures (Fig. IV.18e). On observe aussi de la pyrite cubique et plus rarement de la pyrite framboïdale dans la fraction argileuse ou dans les grès (pyrite cubique). Les grès sont localement cimentés par de la dolomite.

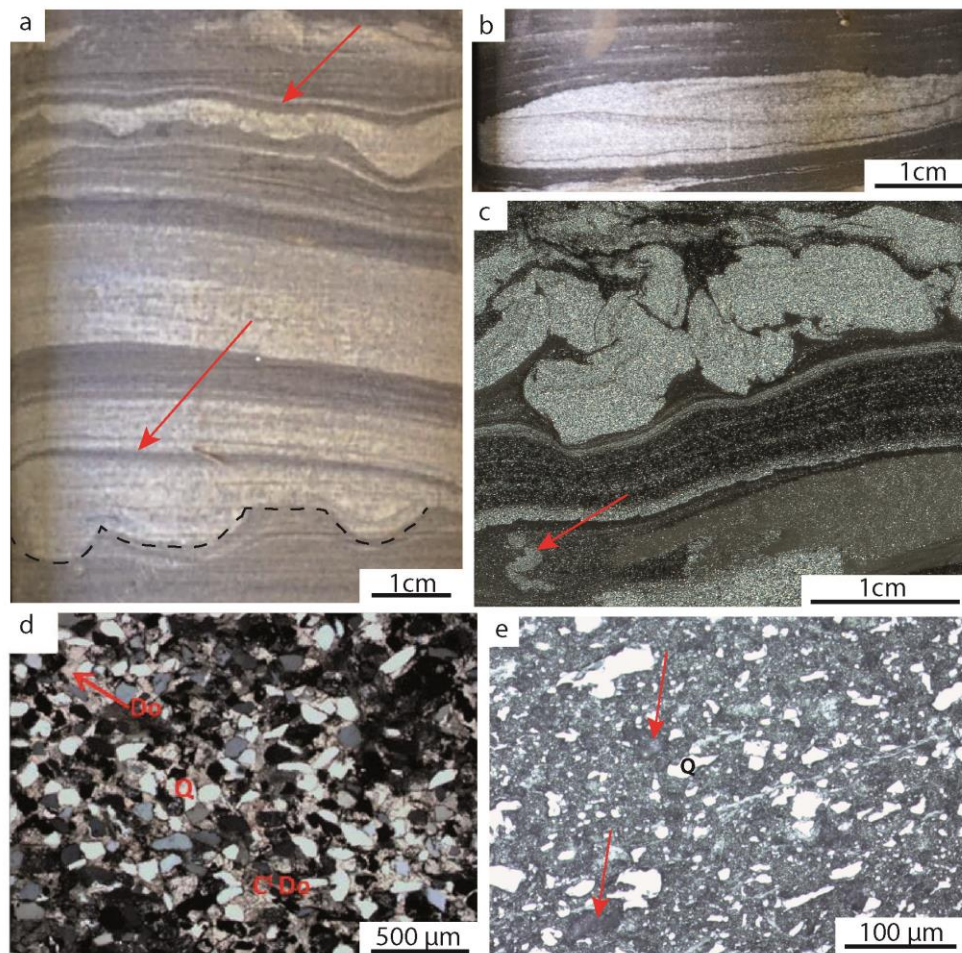


Fig. IV.18: Microfaciès F6a: a) Détail d'une carotte (forage BC8; 183 m) montrant des figures de charge et des drapages argileux (flèches); b) Photographie de détail de carotte (forage C070030) montrant d'un lit de grès à litage de ride 2D; c) Image pleine lame (LP) d'un banc contourné de grès très fin et grès infiltré verticalement vers le bas (flèche rouge; BA489-165); d) Grès très fin composé essentiellement de grains de quartz et de dolomite dans un ciment dolomitique (OM-LP; BC8-188.2); e) Argilite silteuse riche en matière organique contenant des vacuoles d'hydrocarbures (flèche) (OM-LR; C070030-40).

Processus de dépôt

La présence d'argile riche en matière organique indique la dominance d'un milieu calme et réducteur perturbé par des courants périodiques (?) de faible à moyenne énergie (milieu pro-deltaïque? / Levées turbiditiques?). Les figures de charge et les convolutes traduisent que les dépôts de silt ou de sable sont rapides et se produisent sur un sédiment meuble gorgé d'eau.

F6b : Argilite silteuse noire à lamines de siltite et grains grossiers dispersés

Ce microfaciès est composé d'argilite silteuse noire riche en matière organique recoupée par de rares niveaux où flottent des grains alignés de silt ou de sables grossiers (Fig. IV.19a & b). Ces niveaux pluri-millimétriques sont à tendance discontinue à l'échelle de la carotte.

Les grains de silts ou de sables grossiers sont composés de quartz (60 %; 70-400 μm), de dolomite (40 %) et de rares plagioclases (Fig. IV.19c & d). La fraction argilite silteuse riche en matière organique contient environ 30 % de silt formé de quartz, muscovite, dolomite, et de pyrite cubique et framboïdale. On y observe toujours des vacuoles d'hydrocarbures.

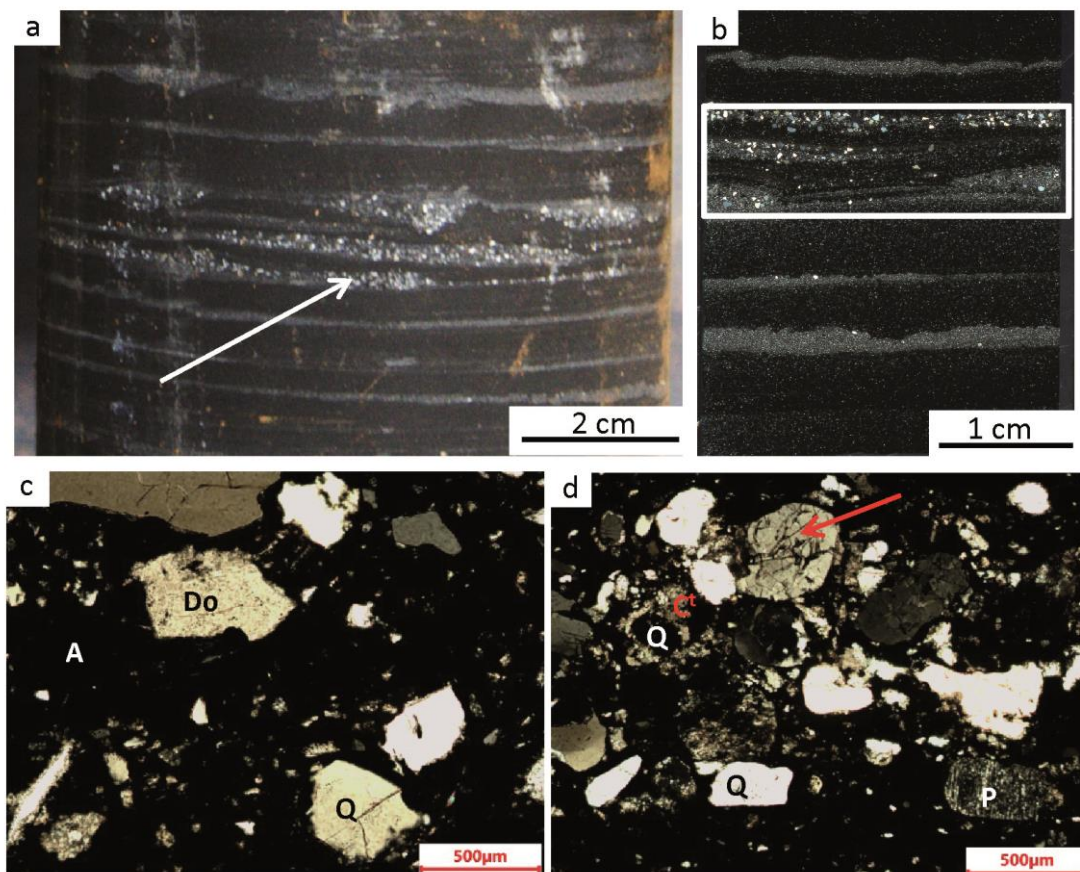


Fig. IV.19: Microfaciès F6b: a) Détail d'une carotte montrant les fines passées de silts à grains grossiers dans des argilites noires (Forage BA488, 74.2 m); b) Image pleine lame (LP). Le rectangle correspond au microfaciès étudié en lame-mince (BA488-74.2); c) Grains grossiers dispersés dans une matrice argileuse riche en M.O (OM-LP; BA488-74.2); d) Lamine de siltite contenant de gros grains de quartz et plus rarement de plagioclases et un ciment dolomitique localisé autour des grains. On observe aussi des grains cassés, fracturés (flèche rouge) (OM-LP ; BA488-346;)

Processus de dépôt

L'argilite silteuse noire riche en matière organique indique un dépôt par décantation. De manière générale ces observations traduisent un milieu de dépôt calme et réducteur, perturbé localement par des bouffées turbides (courants de fond ou néphéloïdes ?) permettant le largage de matériel plus grossier. Ce processus pourrait correspondre 1) à la fonte d'iceberg dans un environnement glacio-marin (Bridge and Demicco, 2008; Girard et al., 2015); ou 2) à la décélération de courants profonds induite par des débris flows ou des courants turbiditiques (Rebesco et al., 2014).

F6c : Argilite silteuse noire à lamines de silt

Ce microfaciès correspond à des argilites silteuses à rares lamines de silt. Il comprend deux sous-microfaciès qui se différencient par la présence ou non de cristaux dispersés de clinochlore authigène de la taille des silts.

F6c1 : Argilite silteuse noire homogène à lamines de silt

Ce sous-microfaciès correspond à des argilites silteuses noires riches en matière organique recoupée par des lamines blanchâtres de silt (Fig. IV.20a). Les lamines de silt peuvent être discontinues, boudinées, tronquées ou cisillées et/ou slumpées.

Les siltites sont composées de quartz (45 %), de dolomite (35 %), de muscovite (20 %) et de rares pyrites (Fig. IV.20c & d). On observe un ciment dolomitique localisé au contact des grains ou diffus dans les lamines de silt. La matière organique est soit dispersée dans la matrice argileuse, soit présente sous forme de vacuoles de pyrobitume.

Processus de dépôt

Ce sous-microfaciès est interprété comme déposé dans un milieu calme et réducteur, dont Les processus de décantation sont interrompus par des faibles courants de fond. La déformation des lamines de silts indiqueraient un dépôt sur un domaine de pente instable.

F6c2 : Argilite silteuse noire homogène à lamines de silt et clinochlore

Ce sous-microfaciès est identique au sous-microfaciès F6c1 mais on observe en carotte, des grains de clinochlore de la taille du silt. Ces "grains" sont mal définis et s'interconnectent avec des grains d'albite avoisinants (Fig. IV.20e). Ces "grains" seraient donc d'origine diagénétique et authigène. Contrairement au faciès précédent on observe aussi la présence d'échardes de quartz.

Processus de dépôt

Ce sous-microfaciès est interprété comme déposé dans milieu calme et réducteur, dont Les processus de décantation sont interrompus par des faibles courants de fond.

Ossa-Ossa (2010; 2013) montre aussi des chlorites enrichies en Mg et en Fe (clinochlore) et propose une origine diagénétique selon laquelle ces chlorites sont formées par dissolution des feldspaths et des I/S (illites/smectites) lors de circulations de fluides interstitiels. Cette interprétation serait compatible avec la formation des clinochlores observés.

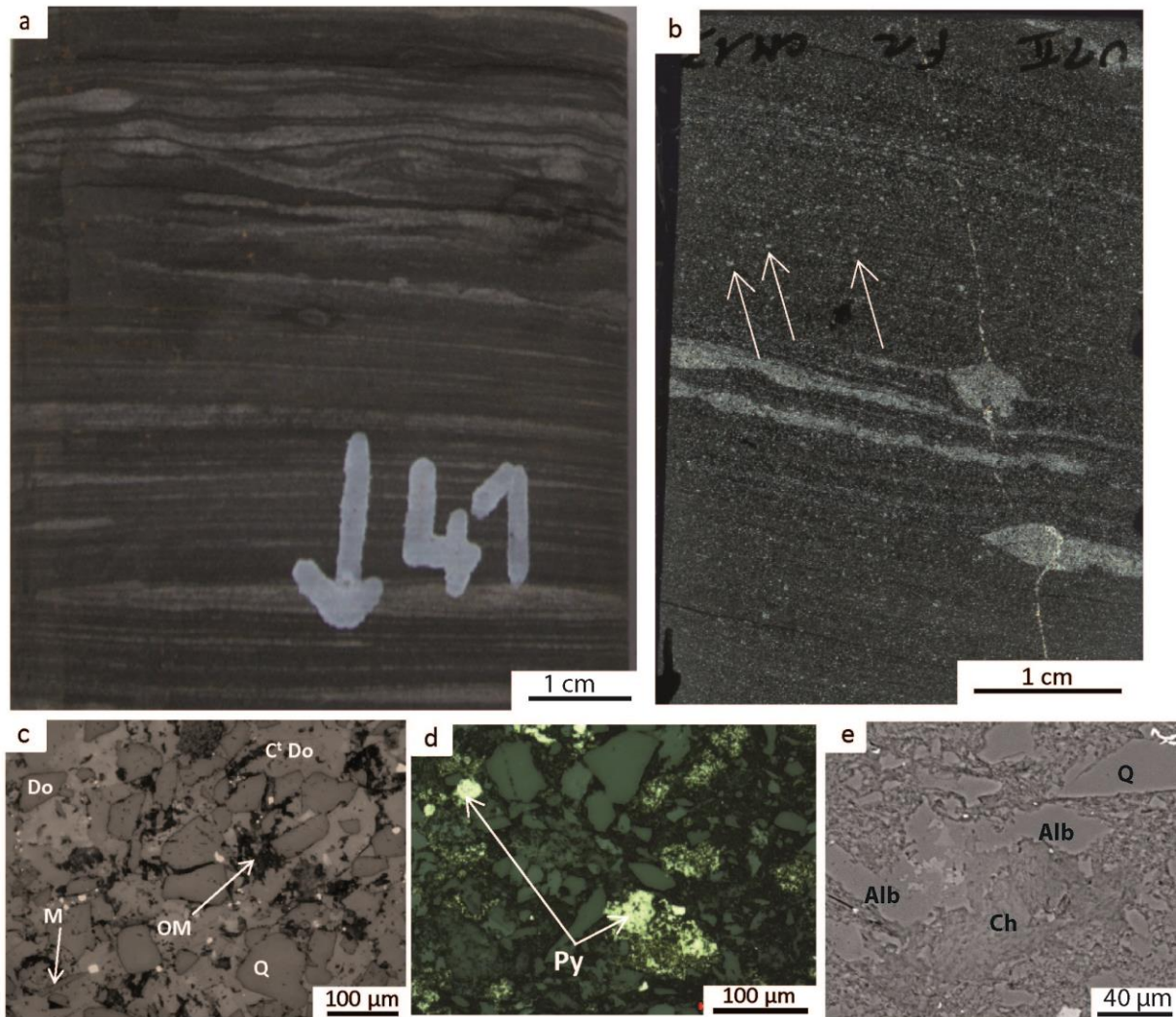


Fig. IV.20: Sous-Microfaciès F6c1 et F6c2: a) (F6c a) Détail d'une carotte d'argilite silteuse à lamines lenticulaires plus riches en silts (forage BC8); b) (F6c2) Image pleine lame (LP) montrant une argilite silteuse contenant des grains de silts grossiers dispersés (flèches) et de rares passées de siltites (BC8-170.6); c & d) Argilite silteuse (quartz, dolomie, muscovite), riche en pyrite et matière organique. Ces argilites sont localement imprégnées par un ciment dolomitique (OM-LR; C070030-54); e) Chlorite (clinocllore) authigène lié à des grains d'albite (MEB; BC8-170.6)

F7 : Ampélites

Comme expliqué dans l'introduction, ce lithofaciès a été introduit dans le Bassin de Franceville pour pallier la difficulté de la caractérisation macroscopique des faciès de lutites riches en matière organique et d'apparence homogène. Ce lithofaciès de granulométrie fine est massif ou en feuillet et de couleur majoritairement noire. Il présente cependant des niveaux plus riches en pyrite (couleur dorée) ou en carbonates précipités sous forme de fenestras (blanc). Non altéré, ce faciès ne tache pas (ou très peu) les doigts. En revanche une légère altération des carottes au contact de l'air peut amener à tacher les doigts. Ce lithofaciès comprend aussi des carbonates de manganèse ($MnO > 15wt. \%$) riches en matière organique.

Il contient cinq microfaciès (F7a à F7e) qui se différencient par leur teneur plus ou moins riche en carbonates, en pyrite et en fraction silteuse. Le microfaciès F7c qui correspond aux carbonates de manganèse sera traité en détail dans le chapitre suivant puisqu'il constitue le point central de ce travail de thèse.

F7a : Siltite argileuse noire homogène

Ces siltites argileuses noires riches en matière organique se développent sur des intervalles décamétriques ; elles présentent deux sous-microfaciès (F7a1 et F7a2). En carottes elles sont d'apparence homogène (Fig. IV.21a) mais une fois sciées, on remarque parfois de fines lamines. Le sous-microfaciès F7a1 peut présenter soit une texture très homogène noire, soit de fines lamines plissées (plis synsédimentaires ; détaillés dans l'Unité 5 (chap. III.2) et/ou cisailées, soulignées par de la pyrite cubique ; Fig. IV.21c). Le sous-microfaciès F7a2 se distingue par une fine lamination blanchâtre non continue (Fig. IV.21b).

En lame-mince, les deux microfaciès sont constitués de 45 à 55% de grains de silt (quartz corrodé : 40% ; dolomite : 40% ; muscovite : 20% ; pyrite framboïdale et cubique ; Fig. IV.21d & g). Les lamines de F7a1 sont soulignées par une fraction silteuse plus importante et par la pyrite cubique plus abondante (Fig. IV.21e). Les lamines ou micronodules visibles dans F7c2 correspondent à des fenestrae de dolomite poecilitique alignés formant des "lamines" ou isolées formant des micronodules (Fig. IV.21f).

Processus de dépôt

Ce microfaciès est interprété comme déposé en milieu calme et réducteur où les processus de décantation seraient périodiquement alimentés par des courants néphéloïdes et/ou des courants de fond très peu chargés en fraction terrigène. Les lamines plissées et cisailées sont probablement induites par ces courants qui cisaileraient le fond sur une faible pente. Ces figures ont pu être observées sur les affleurements et seront détaillées plus précisément dans l'Unité 5 (chap. III.2). Les fenestraes seraient vraisemblablement associées au dégazage pendant la dégradation précoce de matière organique (Elrick and Snider, 2002; Flügel, 2004; Shinn, 1968).

F7b : Argilite silteuse noire

Ces argilites silteuses riches en matière organique ne peuvent se distinguer du microfaciès précédent qu'en lame-mince (Fig. IV.22 a& b). La fraction silteuse (30%) est composée de quartz ; de dolomite et de rare muscovite (Fig. IV.22c). On observe de fines lamines microscopiques chargées de grains de carbonates de manganèse qui présentent plusieurs formes. La première correspond à des cristaux zonés de carbonate de Mn avec un nucléus dolomitique (Fig. IV.22d, e). La seconde forme montre des amas de micronodules (5 µm) concentriques où alternent des enveloppes de matière organique et de carbonates de Mn (rhodochrosite ou kutnohorite; Fig. IV.22f) et des pyrites framboïdales et cubiques. Comme on le verra plus en détail dans le chapitre V.1 ces grains présentent les caractères d'une croissance rythmée d'origine biochimique.

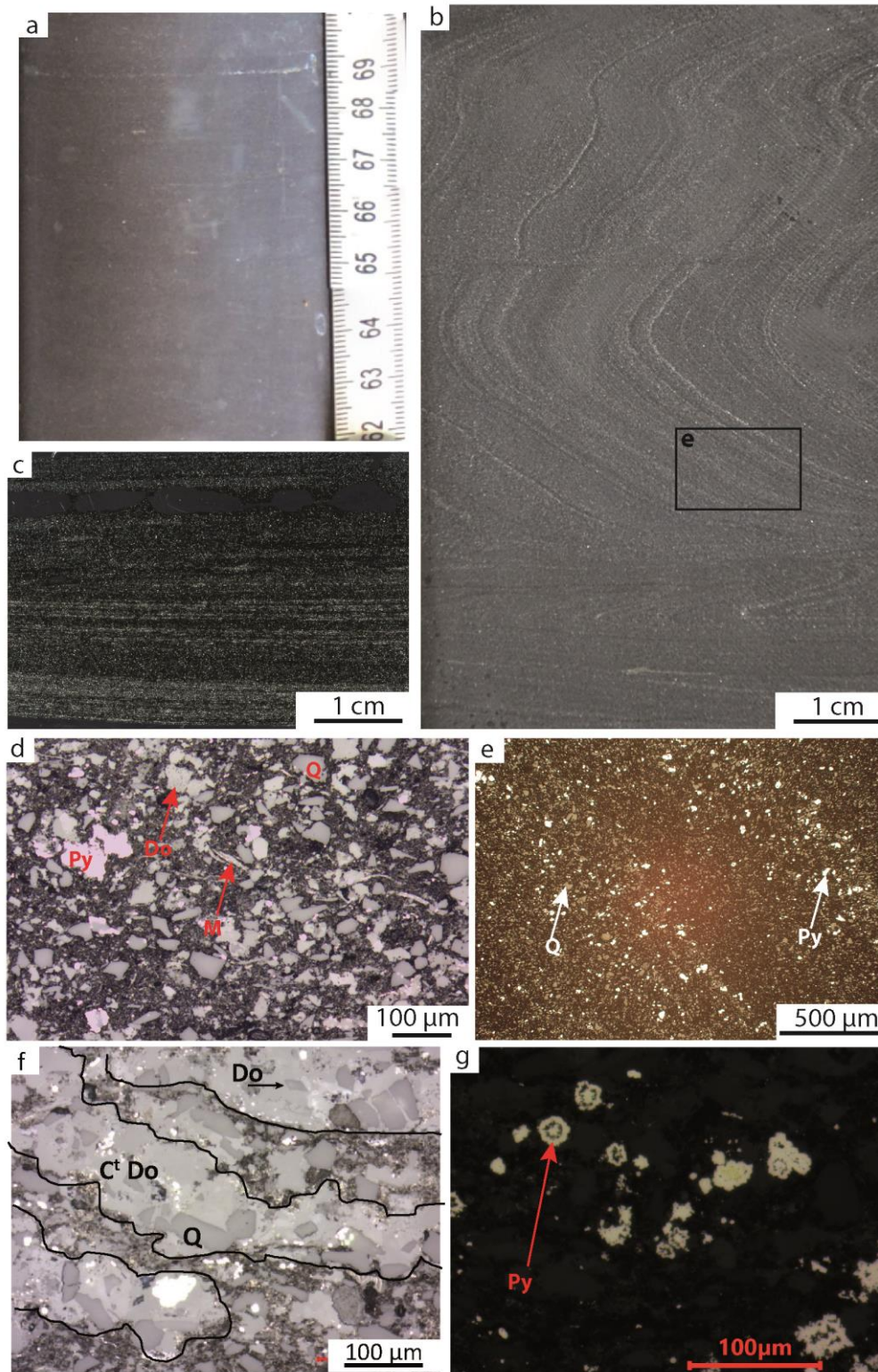


Fig. IV.21: Sous-microfaciès F7a1 et F7a2: a) Détail d'une carotte non sciée montrant une lithologie homogène, noire (C094033-123 m); b) (F7a1) Image de détail d'une carotte montrant des lamines plus silteuses plissées et cisailées (BC8-125.8 m); c) (F7a2) Image pleine lame (LP) montrant de fines lamines discontinues de carbonates (C070030-60); d) (F7a1 et F7a2) Texture générale du microfaciès de siltite argileuse F7a composée de quartz, muscovite, grains de dolomite et de pyrite (OM-LR; C070030-60); e) (F7a1) Détail des lamines formant un pli : ces lamines sont légèrement plus riches en grains détritiques et en pyrite cubique (BC8-125.8 m); f) Détail de fenestrae dolomitiques pocilitiques (OM-LR; C070030-60); g) (F7a) Pyrites (framboïdales ?) dans une siltites noire homogène (OM-LR; C070030-60).

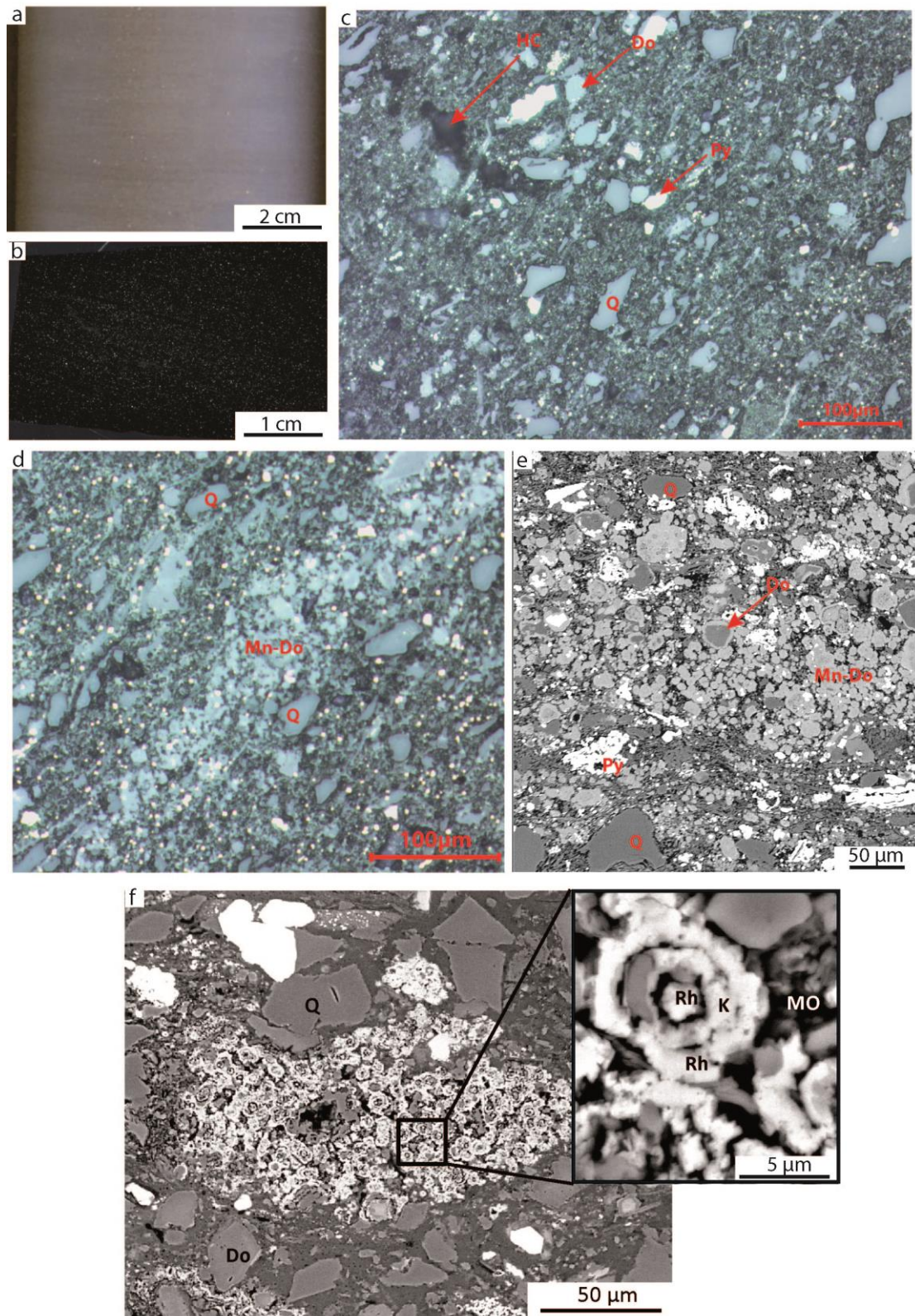


Fig. IV.22: Microfaciès F7b : a & b) Aspect général du microfaciès F7b en carotte (a) et en lame-mince (C070030-58); c) Argilite silteuse contenant des vacuoles d'hydrocarbures (OM-LR ; C070030-58); d) Lamine dolomitique (ciment et flocons agglomérés de Mn-carbonate) dans une argilite silteuse riche en matière organique et en micropyrrite (OM-LR; C070030-58); e) Image MEB montrant en détail une lamine chargée de grains de dolomie enveloppés par des carbonates de Mn et de rares grains de quartz (C070030-83); f) Images MEB montrant un amas de micronodules constitués d'enveloppes de kutnohorite de matière organique et de rhodochrosite (BC8-125.8).

Processus de dépôt

Ce microfaciès marquerait un milieu de dépôt calme, réducteur, dominé par des processus de décantation et de bioprécipitation algo-bactérienne. De très faibles courants de fond ou néphéloïdes redistribueraient la fraction silteuse terrigène et biogénique (ex: pyrite et carbonates de Mn (microfaciès F7c).

F7c: Mn-carbonate rich black mudstone

Ce microfaciès forme des intervalles décamétriques correspondants au faciès porteur de la minéralisation en carbonates de manganèse. Il est noir à gris foncé, riche en matière organique et parfois finement laminé (Fig. IV.23a & b). Il est essentiellement composé de carbonates de manganèse, pourtant, sur carotte, il n'est pas différenciable des autres microfaciès composés exclusivement d'argilites silteuses (F7a et F7b). J'ai distingué trois sous-microfaciès qui seront détaillés dans le chapitre V. Une description préliminaire en lame-mince est cependant proposée ci-dessous afin de garder toute la cohérence de ce chapitre.

En lame-mince, ce microfaciès est composé d'une rare fraction silteuse terrigène (quartz : 5-15 %, dolomite : 5-15 %) et il est majoritairement formé d'agglomérats de micronodules colloformes de carbonates de manganèse concentriques où alternent différentes phases de carbonates (dolomie / Mn-carbonates) ou de carbonates et de matière organique ou de pyrite (Fig. IV.23d, e, f).

L'espace intergranulaire des lits de carbonates de Mn est composé d'une matrice résiduelle riche en matière organique (Fig. IV.23e) et on observe des lamines pluri micrométriques de matière organique où se concentrent des micropyrites cubiques. La matière organique serait formée in situ localement avec une migration tout au plus primaire. Contrairement au lithofaciès F6 on n'observe pas ou très peu de vacuoles d'hydrocarbures migrés.

Ces carbonates de manganèse s'organisent en fines lamines (< 500 µm) qui peuvent alterner avec des lamines (<200 µm) d'argilites silteuses (Fig. IV.23c).

Processus de dépôt

Ce microfaciès indique un milieu de dépôt anoxique à sub-oxique, réducteur et isolé, permettant la précipitation biochimique des carbonates de manganèses.

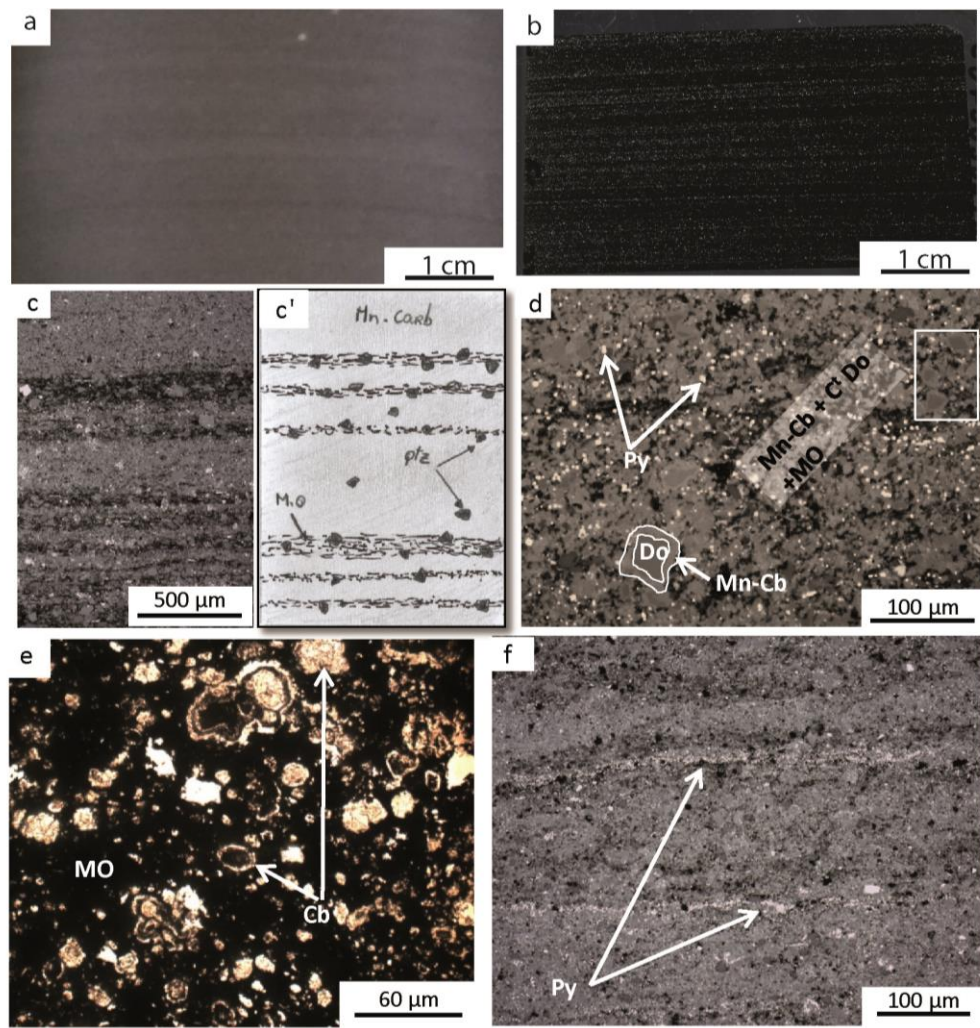


Fig. IV.23: Microfaciès F7c:: a & b) détail d'une carotte (a) et en image pleine lame (b) montrant une fine lamination discrète (C070030-72); c) Photographie et dessin interprétatif (c') des cycles de Mn-carbonates alternant avec des niveaux plus riches en argillites et en matière organique (n° C070030-78; OM-LR); b) Détail des Mn-carbonates massifs : On distingue à cette échelle des grains composés de deux types de carbonates avec un cœur de dolomite automorphe qui est entouré par des carbonates de Mn (rectangle et grains annotés). On observe aussi des micropyrrites cubiques (?) dispersées dans la matrice (n° C070030-78; OM-LR); e) Micronodules de carbonates zonés et concentriques dans une matrice (carbonatée noire?) non déterminée car la quantité de MO ne permet pas à la lumière de traverser la lame. Plus la lame-mince est fine et plus les micronodules sont visibles en OM-LP (n°C070030-72; MO-LP); f) Alternance de niveaux riches en Mn-carbonates et de lamines de pyrite cubique ou framboïdale (n°C070030-72 MO-LR).

F7d: Micro packstone-grainstone à péloïdes

Ce microfaciès correspond, sur carotte, à des passées décimétriques au sein desquelles on observe une alternance irrégulière de grès et d'argillites silteuses ayant une couleur gris-jaune pâle (Fig. IV.24a, b, c). On observe également de rares micronodules de pyrite.

En lame-mince, ce microfaciès apparaît constitué de péloïdes (60 %; 100-200 µm) sub-arrondis à émoussés, composés de micronodules zonés (20 µm) de carbonates plus ou moins riches en manganèse ; Fig. IV.24d, e, f), de pyrite et de grains de quartz (10 %; 100-200 µm). La phase de liaison est composée soit d'une matrice argileuse riche en matière organique, soit d'un ciment dolosparitique enrichie en Mn (Fig. IV.24c & f). Cette alternance plurimillimétrique est visible à l'œil nu. Les micronodules de pyrite forment des plages millimétriques qui entourent les carbonates sparitiques.

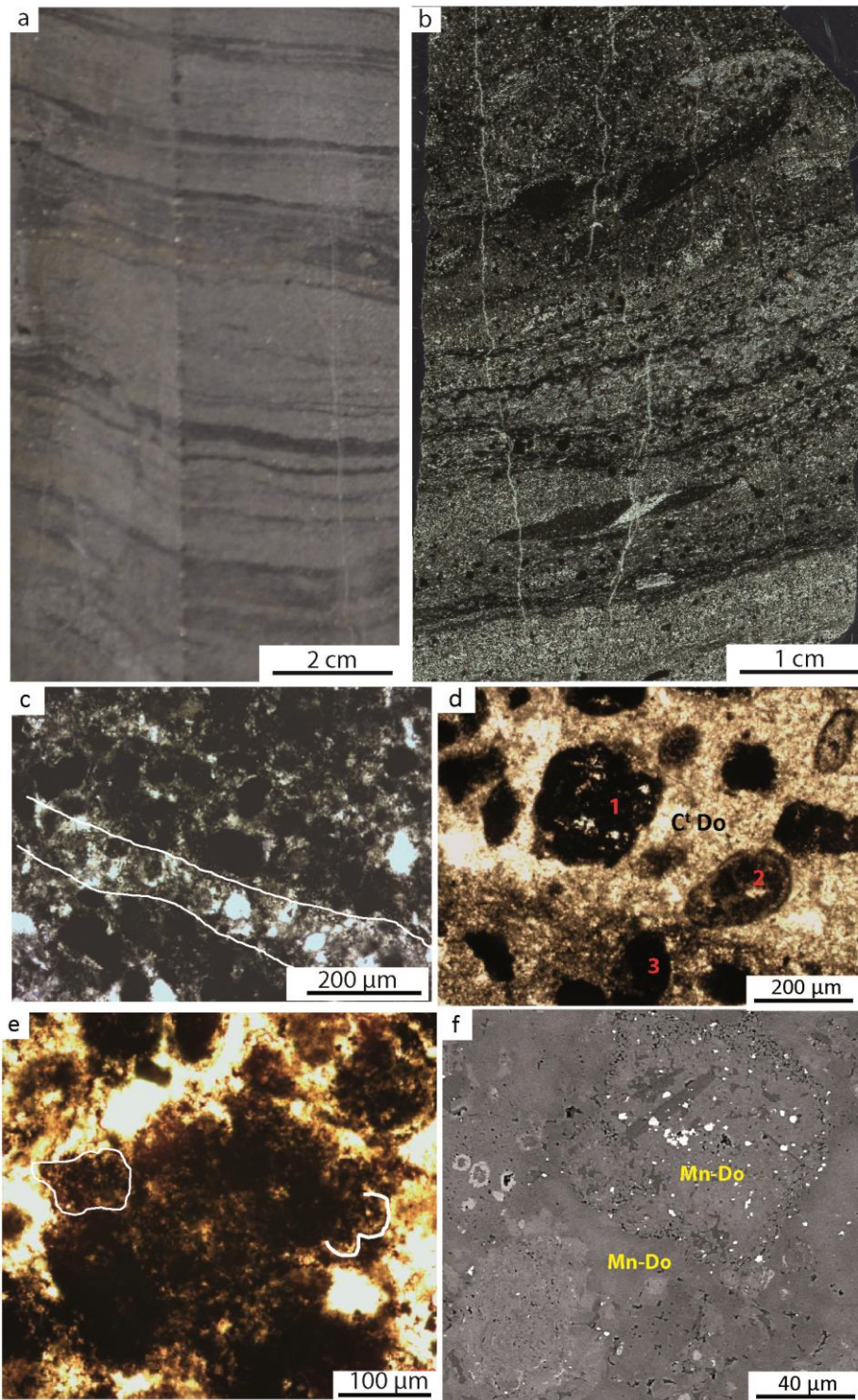


Fig. IV.24: Microfaciès F7d (C050027-57.1): a) Détail d'une carotte et b) image pleine lame (LP) montrant une alternance entre des niveaux plus argileux et des niveaux plus gris, riches en pyrite et péloïdes noirs (forage BC5; 57.1 m); c) Alternance de péloïdes de carbonates de Mn sombres dans une matrice argileuse riche en matière organique et de péloïdes de carbonates de Mn dans un ciment dolomitique (OM-LP) d) détail des péloïdes (1) non homogènes, (2) circulaires et zonés et (3) homogènes (OM-LP); e) Détail d'un péloïde non homogène où on distingue des micronodules (OM-LP); f) Image MEB montrant le détail des péloïdes qui sont constitués de carbonates dolomitiques enrichis en Mn. Les micronodules constitutifs des péloïdes sont zonés avec des enveloppes plus ou moins riches en Mn et en grains de pyrite disséminés. La matrice présente une composition identique aux péloïdes mais une texture uniforme.

Processus de dépôt

Ce microfaciès indiquerait des conditions de dépôt en milieu anoxique. La structure interne des péloïdes rappelle les fabriques microbiennes (Adachi et al, 2004; Flügel, 2004), compatibles avec le microfaciès précédent F7c.

F7e: Pyritestone :

Ce microfaciès se présente en bancs centimétriques parfois cisailés, déformés, voire micro-slumpés ; il est essentiellement composés de pyrite dans une matrice noire (Fig. IV.25a &b). La couleur générale jaune doré est liée à l'abondance de la pyrite

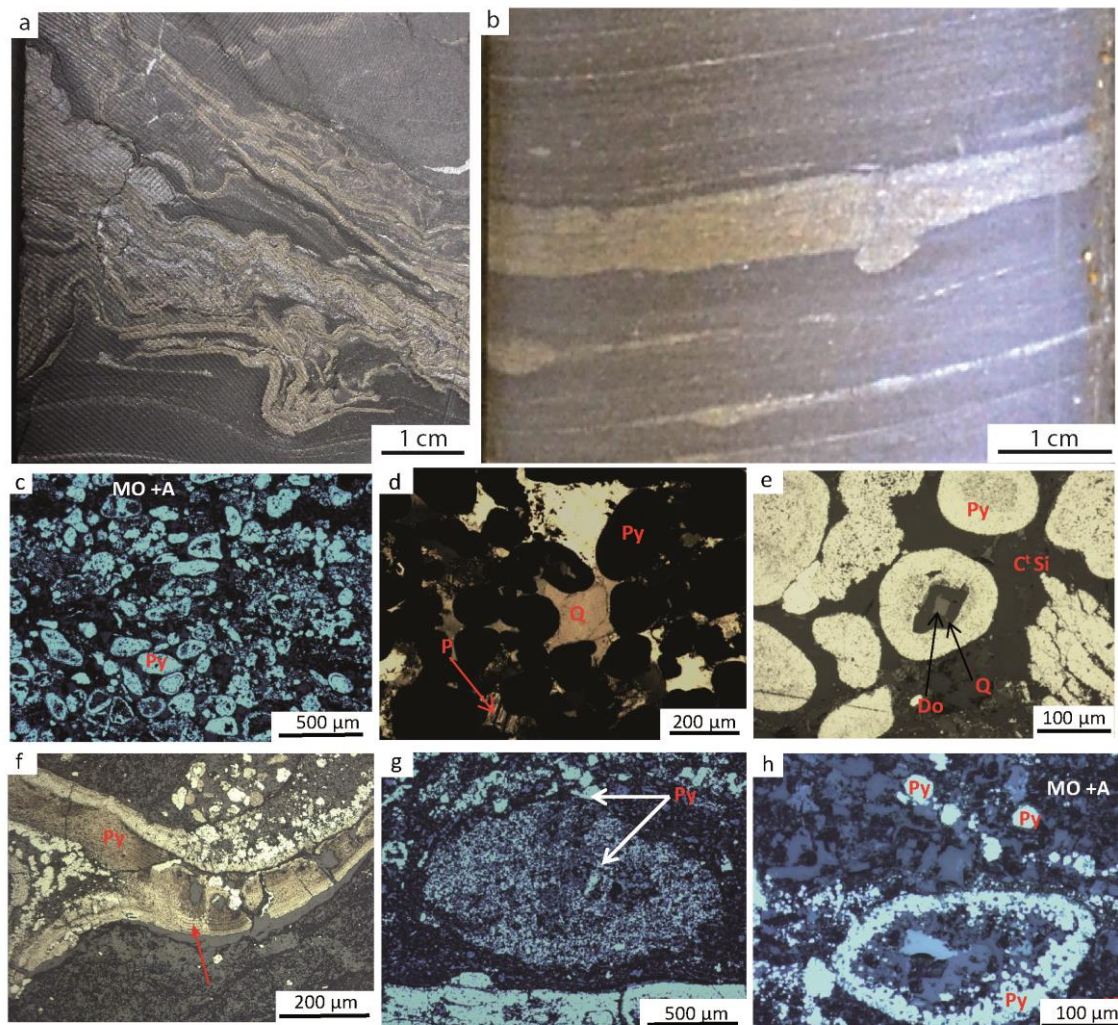


Fig. IV.25: Microfaciès F7e : a) Photographie détaillée de carotte montrant un faciès à mottes de pyrite plissées est slumpées (forage BC8); b) Photographie détaillée de carotte montrant une succession de lits de pyrite dans des black shales ; la base du lit principal montre une figure de charge (Forage C070030); c) Ooïdes concentriques de pyrite rapportés à une croissance dans une matrice argileuse riche en matière organique (OM-LR; C070030-126); d) Détail d'une lamine (1 mm) formée d'ooïdes de pyrite avec quelques grains de quartz et de plagioclase de même taille qui témoignent d'un transport sur le fond. Noter l'auréole de nourrissage du quartz (OM-LP; C070030-147); e) Détail d'un ooïde de pyrite à noyau détritique et à croissance radiale avec une extrémité frangée -OM-LR; C070030-147); f) Matte fracturée de pyrite où on peut voir la structure de biofilms microbiens (Flèche rouge ; OM-LR; BC8-128); g) Amas de micropyrites (OM-LR; C070030-126) h) Pyrites framboïdales entourant un nucléus constitué par l'encaissant (grains + ciment + M.O) (OM-LR; C070030-126)

Les observations en lames-minces montrent de rares grains détritiques (quartz présentant parfois une auréole de nourrissage, Fig. IV.25d, dolomite, muscovite). La Pyrite, se présente sous différentes formes, incluant : 1) Ooïdes à cœur carbonaté ou riche en M.O, la périphérie de l'ooïde présente souvent une texture radiale; (60 %; 100-300 µm; Fig. IV.25a, b, c) ; 2) "pelotes" d'allure microbienne (Fig. IV.25g & d) ; 3) encrustements concrétionnaires à faciès de mattes bactériennes et d'ooïdes (Fig. IV.25f). La phase de liaison correspond à une argile riche en matière organique ou un ciment dolomitique (Fig. IV.25g & h).

Processus de dépôt

Le milieu de dépôt associé à la formation des pyritestones serait de nature euxinique et anoxique. Les différentes formes de pyrite observées traduiraient bien une origine en lien avec l'activité bactérienne métabolique ou induite à l'interface eau/sédiment. Certains grains sont transportés avec des grains de quartz, témoignant de leur formation précoce et d'un transport par des courants de fond. De la même façon, les mattes de pyrite déformées seraient le témoin de processus de déformation précoce sur une faible pente.

IV.2.2. Définition des unités et des environnements de dépôt

Les faciès définis dans la partie précédente ont été regroupés en 9 unités de dépôt U1 à U7 pour le Membre FB1 et U8 et U9 pour le Membre FB2. Chaque unité comprend une association de faciès propre à un ensemble de processus sédimentaires que j'ai interprété en matière d'environnement de dépôt. Lorsque cela était possible, j'ai complété l'analyse des carottes par l'étude des affleurements correspondants de manière à appuyer et d'étoffer la géométrie des dépôts au sein des différentes unités.

Le Membre FB1 initialement divisé en 3 unités (FB1a, FB1b, FB1c) par Weber (1968); a été reconsidéré en 7 unités (U1 à U7) représentatives des différents environnements de dépôt permettant au final de proposer un modèle sédimentaire évolutif qui intègre l'histoire du protore manganésifère. Par contre, le découpage en deux unités du Membre FB2 a été conservé mais renommant les Unités : U8 (FB2a; Weber, 1968) et U9 (FB2b; Weber, 1968) pour rester cohérent sur l'ensemble de la pile étudié. Seule l'Unité 9 n'a pas fait l'objet d'un découpage en association de faciès car elle n'a été observée que sommairement sur affleurement (Fig. IV.26).

Les interprétations des milieux de dépôt sont construites par domaine de bathymétrie relatif au niveau marin potentiellement soumis à l'action de la marée, des vagues ou des tempêtes. Pour cela j'ai utilisé le découpage en domaines de foreshore, shoreface et offshore transition et offshore dans lesquels j'ai replacé les corps sédimentaires et discuté leur dynamique de dépôt.

La Fig. IV.26 montre le nouveau découpage proposé avec la répartition des lithofaciès et microfaciès permettant la détermination des unités de dépôt le long d'une coupe synthétique de la Formation FB. Les environnements de dépôts y sont également reportés. La Fig. IV.27 montre, à partir de photographies de carottes (5 -7 m d'épaisseur), les associations de faciès type par unités.

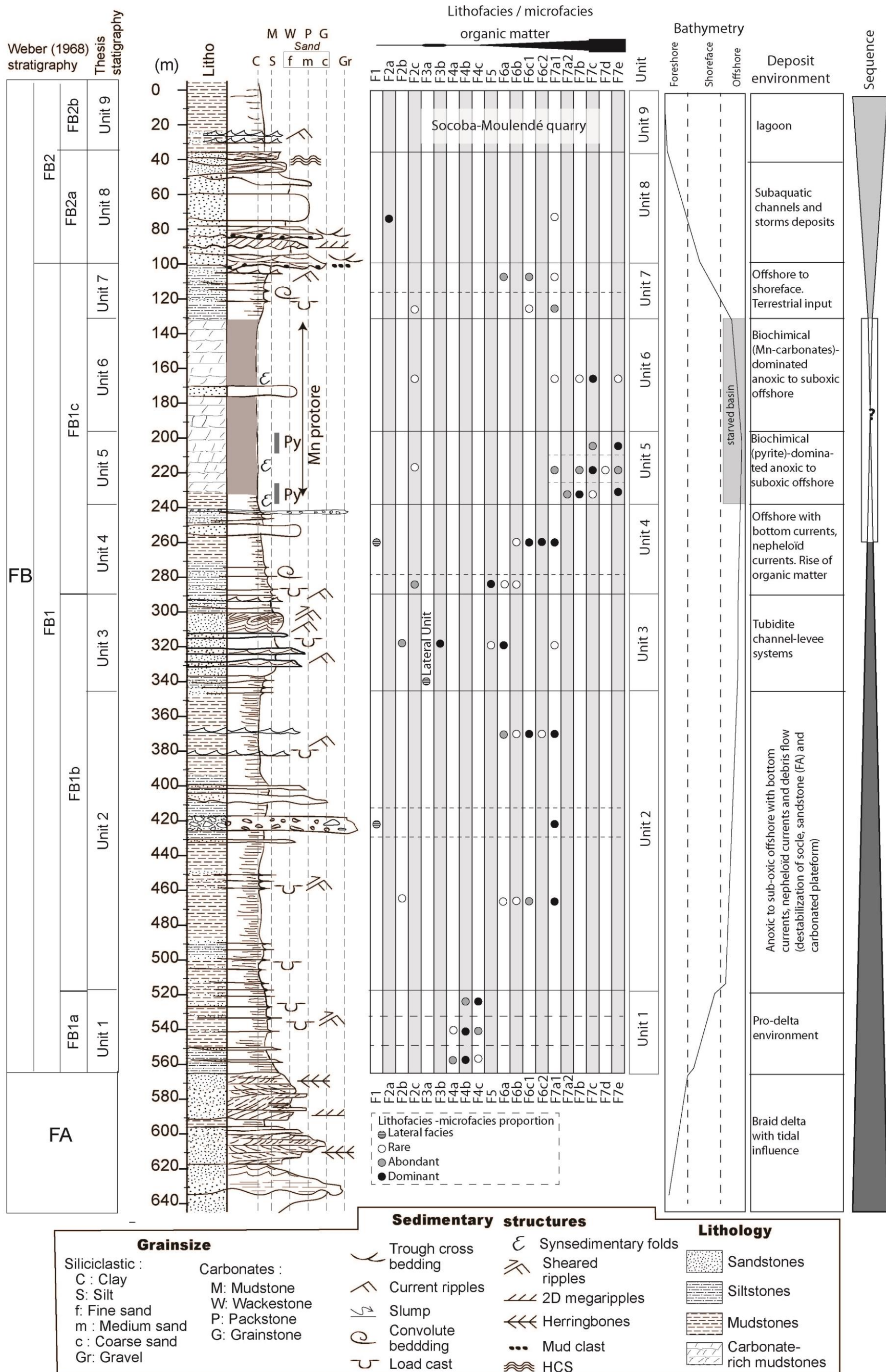


Fig. IV.26: Log sédimentologique synthétique de l'ensemble de la formation FB. Ce log est construit à partir de l'ensemble des forages Eramet et Comilog et des affleurements du Membre FB2 (cf. fig. III. 1 et III.2). Les lithofaciès/microfaciès sont regroupés en unités de dépôt. Les interprétations en matière de bathymétrie, d'environnement de dépôt et d'évolution séquentielle sont fournies en regard du log.

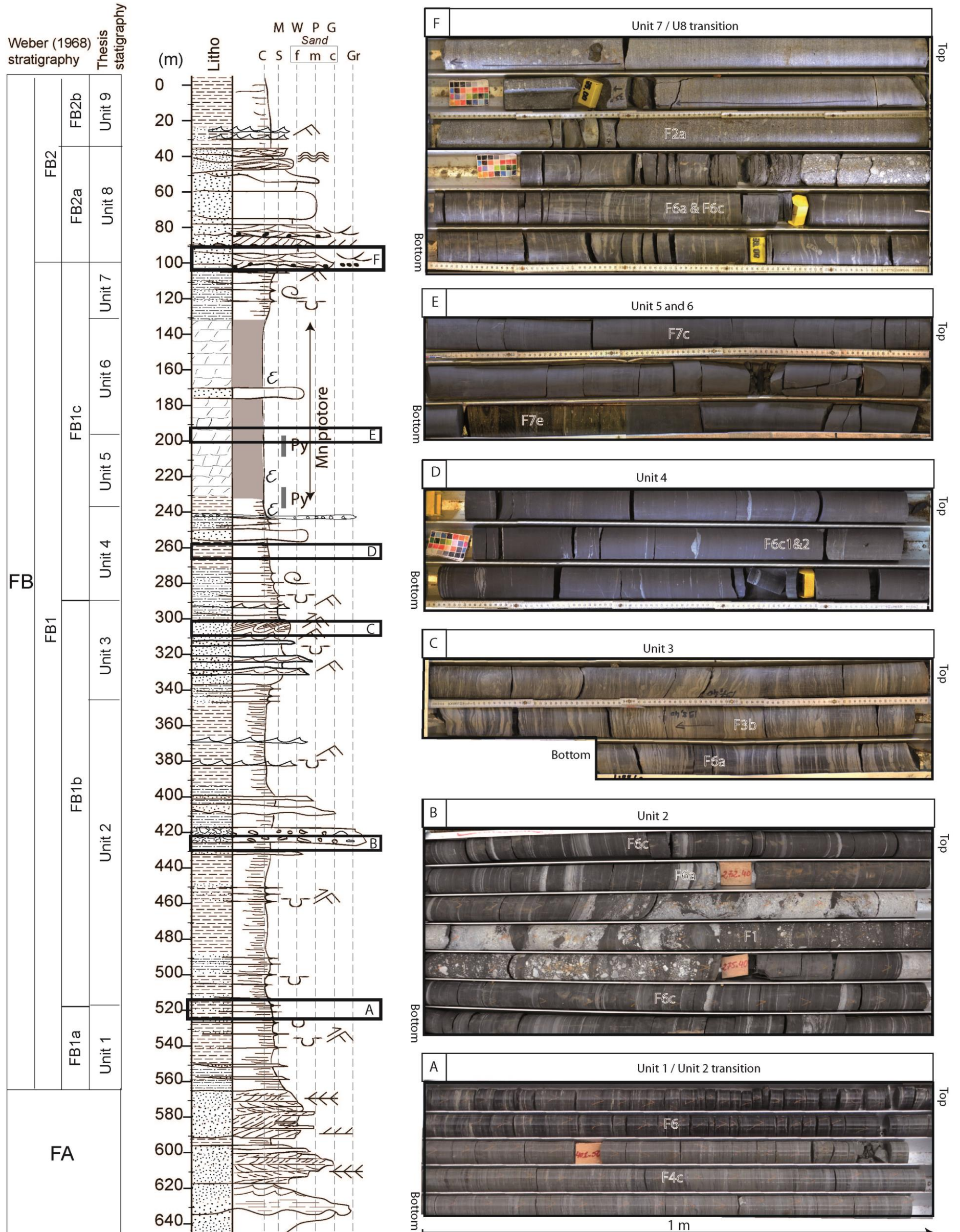


Fig. IV.27: Log sédimentologique de l'ensemble de la Formation FB et aperçu des faciès des unités de dépôt en carotte.

Unité 1 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27a) :

Etude sur carotte

L'Unité 1 (20 à 40 m) de couleurs verdâtre est située à la base de la Formation FB. Sa couleur est caractéristique de cette Unité. L'association de faciès de cette Unité comprend le lithofaciès F4 (grès vert à argile verte: F4a, F4b, F4c). A sa base, on observe une alternance entre les siltites verdâtre (F4b) et des bancs décimétriques de grès (F4a). Les bancs de grès (F4a) diminuent progressivement jusqu'à disparaître, laissant place à des dépôts où les argilites (F4c) alternent avec les siltites (F4b). Au sommet de l'Unité, les argilites sont largement dominantes.

Environnement de dépôt

La présence abondante de biotite dans le lithofaciès F4 témoigne d'un environnement de dépôt proche d'une source terrigène immature où la biotite n'est pas encore altérée par des processus chimiques et mécaniques (Wilson, 2004, 1975). L'apport terrigène, est également mis en évidence par la présence de passées gréseuso-silteuses granoclassées dans les dépôts à dominance argilo-silteuse. Il indiquerait l'existence d'un environnement de dépôt pro-deltaïque distal dans lequel des courants limités peuvent amener périodiquement des sables ou des silts qui viennent se déposer sur les boues de décantation. L'aspect immature des dépôts de la base du FB avait déjà été indiqué par Ossa-Ossa (2010) et Ndongo (2016) à partir de l'observation de la biotite en lame-mince. Pambo et al, (2006) et Ndongo et al, (2016) signalent l'existence d'HCS dans l'Unité 1 au sommet de l'affleurement de Mikouloungou et proposent un modèle de dépôt gouverné par la dynamique de marées et de tempêtes. Les observations réalisées lors de mon étude ne permettent pas de confirmer cette hypothèse.

Unité 2 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27b) :

Etude sur carotte

L'Unité 2 se développe sur 180 m d'épaisseur et comprend les faciès et microfaciès suivants : F1 (brèche), F2b (grès à microconglomérats à lithoclastes), l'ensemble des microfaciès du lithofaciès F6 (Argilite silteuse noire laminée) et F7a1 (Siltite argileuse noire homogène).

La base de l'Unité 2 est constituée du microfaciès F7a1. Sur carotte, on observe le passage d'une couleur verdâtre (F4b et c) à une couleur noire caractéristique d'un enrichissement ou de la préservation de la matière organique. L'Unité 2 est composée d'une alternance de lits minces de grès très fin ou de siltite (F6) qui recourent des argilites à argilites silteuses noires (F7a1). Dans la partie médiane de l'Unité, on observe 2 niveaux massifs de brèches (F1) qui s'intercalent dans les dépôts argilo-silteux. Il est important de noter que le faciès F6b (Argilite silteuse noire à grains grossiers dispersés) est situé stratigraphiquement à proximité de ces brèches et qu'il pourrait ainsi souligner le transport par des courants induits par la mise en place de ces brèches. Dans la partie supérieure de cette Unité 2, la proportion de passées gréseuses augmente et s'organise parfois en trains de rides 2D mourantes. Enfin, au sommet de l'Unité 2, on observe de façon locale des petits bancs gréseux granoclassés (F2b) et une augmentation des fins lits de silt (F6c1) au dépend du microfaciès F7a1.

Environnement de dépôt

L'enrichissement et la conservation de la matière organique des dépôts de l'unité 2 témoignent

d'un confinement du bassin pouvant être la conséquence d'un isolement ou d'une subsidence rapide. L'évolution des dépôts de cette unité dans un environnement profond me permet de proposer une augmentation de la quantité de matière organique par approfondissement du bassin. Les dépôts de la base de cette Unité, à dominance argileuse, seraient associés à un environnement de shoreface distal à offshore soumis à des processus de décantation perturbés par des dépôts de courants de fond apportant une fraction silteuse/sable très fin ou par des courants de type néphéloïde dispersant la fraction silteuse dans les argiles.

Des courants néphéloïdes ont été observés au large du Rhône (France) et montrent des caractéristiques communes aux dépôts associés à ces courants du bassin de Franceville. En effet Menard (1965) décrit les dépôts au large du Rhône comme des dépôts contenant une fraction importante de grains de silt dispersés. La fraction fine (silt) proviendrait du Rhône et serait transportée par une couche d'eau d'environ 10 cm, de densité plus élevée, sur le fond de la mer sur plusieurs kilomètres (Chassefiere, 1990). Ces faciès de boue riche en relargage de grains de silt peuvent aussi être liés à des couches néphéloïdes intermédiaires dans des bassins profonds comme observé par Dickson et McCave, (1986) sur la baie de Porcupine au large de l'Islande. Ces courants peuvent se former depuis les plateformes continentales (formation saisonnière) ou depuis des bathymétries supérieures à 150 m sur la pente du talus continental (sans contrôle saisonnier ; Hall et al., 2001; McCave, 1984; McPhee-Shaw et al., 2004; Moum et al., 2002). Le faciès caractéristique de ces courants néphéloïdes peut être, dans notre étude, présent sur plusieurs dizaines de mètre d'épaisseur sans montrer de rythmicité associée à des saisons. Ces courants semblent donc ne pas être liés aux saisons et se seraient donc formés à une bathymétrie relativement profonde, supérieure à 150 m.

Les brèches sont interprétées comme le résultat d'une déstabilisation des bordures du bassin entraînant des coulées de type debris-flow. La déstabilisation peut être liée à l'activité des failles. La présence de clastes granitiques montre que le socle du massif du Chaillu était à l'affleurement. Dans ce cas, la source du matériel granitique pourrait être le footwall de la faille normale NNW-SSW qui forme la bordure ouest du plateau de Bangombé (voir carte Fig. II.12). Les clastes dolomitiques témoigneraient quant à eux, de l'existence de dépôts carbonatés sur une zone moins profonde du bassin. Dans ce cas l'activité des failles normales synsédimentaires pourrait être responsable de la compartimentation du bassin avec des zones qui resteraient hautes (photiques) et soustraites aux apports terrigènes, permettant le développement d'une production carbonatée.

Enfin, la présence du microfaciès F6b au sein de l'intervalle contenant les dépôts de grains grossier dans un encaissant argileux peut témoigner de l'existence de courants de fond mésopycnaux provoqué par des débris flow ou des courants de turbidité (Mulder and Alexander, 2001; Mulder and Chapron, 2011; Pierson and Scott, 1985; Rebesco et al., 2014; Sohn et al., 2002; Stow and Shanmugam, 1980; Zavala et al., 2011).

L'augmentation de la proportion de passées gréseuses, dans le haut de l'Unité 2, associée à la présence de rides 2D mourantes ressemblerait aux faciès de turbidite de type 3 (Jopling and Walker, 1968; Stow and Shanmugam, 1980). Ces faciès seraient les précurseurs de la mise en place de chenaux turbiditiques dans l'Unité 3 subjacente.

En l'absence de témoins de structures de vagues, les dépôts de l'Unité 2 sont interprétés comme mis en place sur un domaine d'offshore. Cette interprétation est en accord avec les modèles proposés par Pambo, 2004, Ossa-ossa, 2010 et Thieblemont et al., 2009. L'étude détaillée des lithofaciès F6 et F7 permet cependant de mieux contraindre les processus hydrodynamiques associés

à des courants de fond non tractifs, chargés de grains de quartz et dolomitique et des courants néphéloïdes. La présence d'éléments carbonatés dans les brèches permet de proposer la coexistence d'une plateforme carbonatée latérale sur les bordures de la marge. Il apparaît également que les granites seraient mis à l'affleurement par le mouvement de failles bordières qui soulèvent le socle du bassin. Ces deux hypothèses avaient été également proposées par Preat et al (2011), à partir des observations de Bouton et al, (2009) qui décrivaient des clastes dolomitiques dans les brèches synsédimentaires de la moitié inférieure du FB.

Unité 3 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27c)

Etude sur carotte

L'Unité 3 se développe sur 50 à 60 m d'épaisseur. Elle comprend une association de cinq microfaciès: F2b (grès à microconglomérats à lithoclastes), F3b (Dolosiltite), F5 (alternance argilite silteuse grise /grès), F6a (alternance infra-centimétrique d'argilite silteuse noire-grès), F6b (Argilite silteuse noire à lamines de siltite à grains grossiers dispersés). La transition avec l'unité précédente (Unité 2) est caractérisée par une augmentation de l'abondance des lits de silt à grès très fins. Les argilites forment seulement de fins niveaux centimétriques ou des drapages. Les microfaciès F2b et F3b sont dominants ; ils forment des bancs centimétriques à décimétriques montrant de nombreuses structures de rides 2D mourantes parfois cisailées, de convolutes, de slumps et de figures de charge. Le sommet de cette unité montre une nouvelle augmentation des niveaux argileux.

Etude des affleurements

Deux affleurements permettent d'observer le sommet de l'Unité 3.

- *Affleurement du convoyeur C3*

Cet affleurement est situé sur la bordure inférieure NE-SW du plateau de Bangombé (UTM X : 303112 Y : 9831492) présente un front de taille de 4-5 m de haut et s'étend sur 15 m. Les observations sont limitées par l'altération et l'importance du nombre des failles (Fig. IV.28).

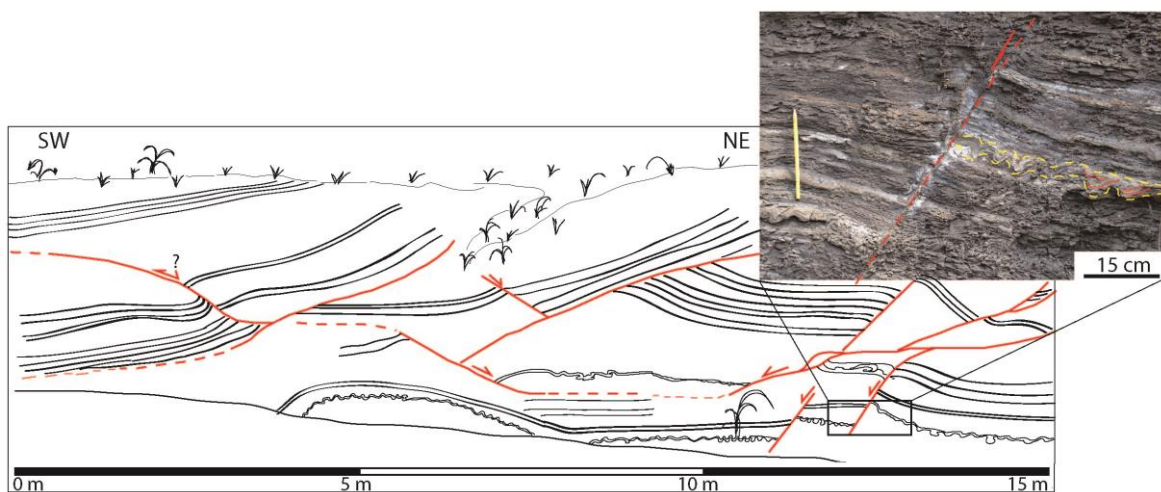


Fig. IV.28:Affleurement du convoyeur C3 (Unité 3). Dessin général de l'affleurement montrant une zone de cisaillement complexe en rampes et paliers. Un banc (souligné par les pointillés jaunes) convoluté (litage déformé en rouge) avec des figures de charge est recoupé par une faille normale à rejet décimétrique (cf fig.2.16 pour localisation)

Cet affleurement montre une alternance de siltites argileuses noires et de bancs de grès fins à très fins. Les bancs de grès centimétriques sont discontinus et localement convolutés (Fig. IV.28) et à figure de charge.

En terme de déformation, cet affleurement est affecté par de nombreuses failles dont le pendage varie de 50° à 0° vers le NE ou vers le SW. Ces failles ont une morphologie en rampe et palier (Fig. IV.28a). Les plans de faille n'ont pu être déterminés car il n'y a pas de surfaces de failles observables ni de vision 3D de cet affleurement. Le jeu des failles est post dépôts.

Les observations en matière de faciès de cet affleurement sont limitées mais il a l'avantage de montrer l'importance des failles post-sédimentaires qui affectent l'Unité 3.

- *Affleurement de la Gare de Moanda*

La coupe de la gare de Moanda située à moins de 2 km au nord du plateau de Bangombé (UTM X : 305681 Y : 9834357) présente un front de taille de 25 m réparti sur trois niveaux (Fig. IV.29).

Cet affleurement est constitué essentiellement d'argilites silteuses plus ou moins carbonatées (*ampélites*) qui alternent avec des niveaux de nodules ou des lentilles carbonatées allongées et des niveaux pluri-centimétriques plus gréseux à figures de rides 2D. Au sommet de l'affleurement, des bancs pluri-décimétriques discontinus de grès recoupent parfois obliquement les ampélites. Cette partie supérieure de la coupe est détaillée dans la troisième partie de ce chapitre (chap. III.3). Deux failles post-dépôt recoupent la série. Le pendage général est subhorizontal (Fig. IV.29 et Fig. IV.30).

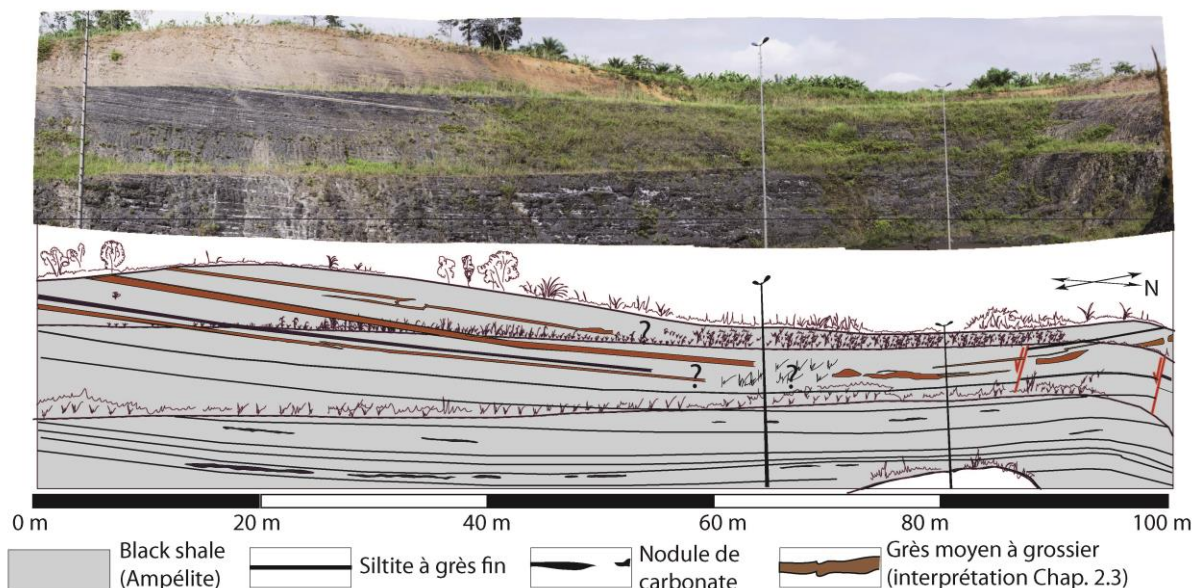


Fig. IV.29: Photographie panoramique et dessin interprétatif de l'affleurement de la Gare de Moanda (Unité3; cf. Fig. II.16 pour localisation)

Des niveaux lenticulaires carbonatés sont visibles sur les 10 premiers mètres au sein d'un intervalle bien défini (Fig. IV.30e). A la base de l'affleurement, les lentilles font 40 cm d'épaisseur et un mètre de long ; elles s'apparentent à des "miches" carbonatées. En remontant dans la série leur épaisseur diminue et passe à 20-30 cm alors que leur longueur augmente considérablement (pluri-décamétrique) en prenant une forme ondulée. Le litage des siltites épouse parfaitement la forme des nodules carbonatés soulignant une croissance anté-compaction de ces derniers.

Des figures de charge affectant les grès très fins ou les siltites sont localement détachées du reste du banc, et sont associées à quelques figures d'échappement de fluides (Fig. IV.30b&d).

On peut également observer des rides 2D (Fig. IV.30) associées à des bancs de grès fins qui peuvent être légèrement cisailés et recouverts par du matériel plus fin.

Les bancs de grès se raréfient vers le sommet. Un banc sur la partie supérieure de l'affleurement est affecté par un slump décimétrique montrant une incorporation d'argilite dans le grès déformé (Fig. IV.30a).

Au sommet de la coupe, on observe des bancs de grès d'environ 50 cm d'épaisseur interprétés comme d'origine post-dépôt (injectites) et seront détaillées dans la partie 3 de ce chapitre (Chap. III.3).

Environnement de dépôt

La variabilité des faciès de cette unité souligne une variabilité des processus de dépôts et de déformation syn-dépôt que l'on pourrait associer à la mise en place de turbidite à grains fin (type C; Jopling and Walker, 1968; Pickering, 2014; Stow and Piper, 1984; Stow and Shanmugam, 1980). Les figures de charge et les rides déformées témoignent d'un apport détritique rapide sur un sédiment meuble soumis à des courants cisailants. Ces particularités, couplées à la présence de drapages argileux qui surmontent les passées gréseuses rappellent les dépôts de levées turbiditiques. Des dépôts similaires actuels ou Pléistocène ont pu être observés respectivement dans les dépôts de deep sea fan du Congo (Hiscott et al., 1997; Normark and Damuth, 1997; Piper and Deptuck, 1997) et de l'Amazone (Babonneau et al., 2010; Droz et al., 2003; Jansen et al., 1984).

L'importance de la fraction dolomitique reprise dans les dépôts de levées turbiditiques témoignerait alors de la présence d'un environnement de plateforme carbonatée ou d'un haut fond dolomitique en marge du dépo-centre.

Les bancs de grès à convolutes et figures d'échappement de fluide observés à l'affleurement sont corrélés avec les mêmes faciès observés en carottes et nous indiquent des niveaux de déformation continus. Ces déformations sont compatibles avec le caractère relativement meuble des argiles qui se déformeraient pendant le passage des courants de fond.

Les lentilles décimétriques carbonatées de la partie inférieure de l'affleurement de la gare de Moanda sont interprétées comme formées pendant la diagenèse précoce en relation avec la dégradation de la matière organique et la réduction des sulfates (Mavotchy et al., 2016).

De manière plus globale, Azzibrouck (1986) et Weber (1968) interprètent également l'intervalle correspondant à l'Unité 3 comme des dépôts turbiditiques. Ossa Ossa (2010) quant à lui associe plutôt ces dépôts à un environnement de shoreface inférieur évoluant vers un environnement très peu profond confiné. Il s'appuie sur l'observation sur l'affleurement de la gare de Moanda de structures stromatolithiques et de fentes de dessiccation. Malgré mon étude détaillée du site, ces structures n'ont pas été mises en évidence. Par exemple, les structures stromatolithiques décrites fig.II. X, page 41; (Ossa-Ossa, 2010) sont, pour moi une structure de ride bidirectionnelle. Ndongo (2016) propose également un environnement de dépôt profond qui évoluerait verticalement vers un système peu profond soumis à une augmentation des apports terrigènes (coulées sableuses). Nous verrons cependant dans la troisième partie de ce chapitre (Chap. III.3) que les bancs gréseux de la moitié supérieure de l'affleurement de la gare de Moanda correspondent à des injectites, ce qui n'implique pas d'apports terrigènes grossiers dans cet intervalle.

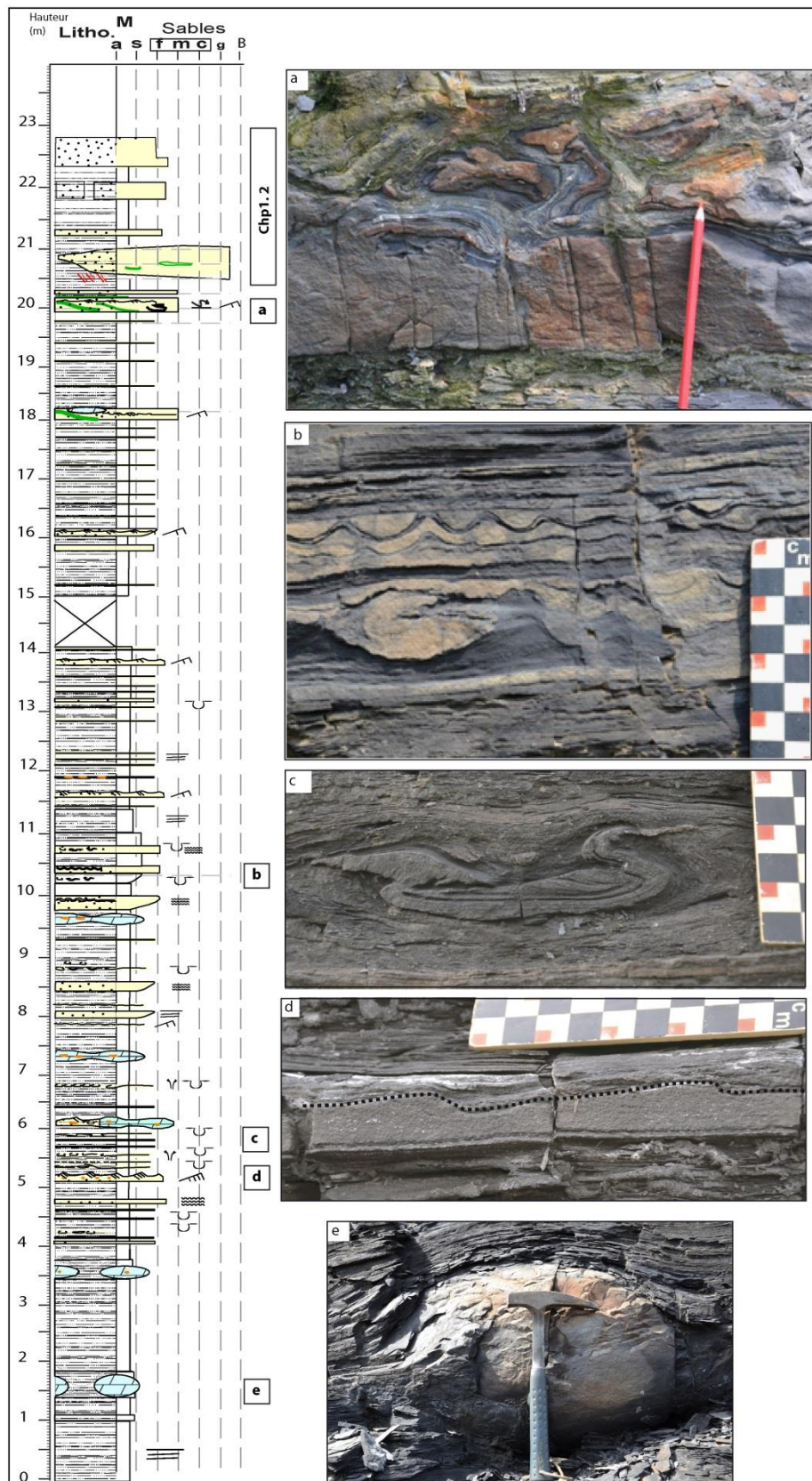


Fig. IV.30: Log sédimentologique et photographies de détail de l'affleurement de la gare de Moanda (Unité 3 sommitale): a) Slumps et argilites embarquées dans un banc de grès fin; b) Figure de charge déformant le drapage argileux sous-jacent; c) Figure de charge isolée de siltite à grès très fin. L'isolement peut être amplifié par des échappements de fluide; d) Rides 2D dans des grès très fins; e) Nodule carbonaté. A noter que la stratification de l'encaissant (ampélite) enveloppe le nodule.

La comparaison de l'étude détaillée des faciès sur carottes avec les modèles de systèmes turbiditiques de marges continentales (Droz et al, 2003; Piper et Deptuck, 1997) permettent de proposer un modèle de dépôt de levées médianes à distales turbiditiques pour l'Unité 3. Ceci impliquerait donc l'existence de chenaux turbiditiques latéralement au plateau de Bangombé. Je préciserai ce point particulier dans la partie suivante du chapitre.

L'étude de ces affleurements permet aussi de montrer l'importance des failles post-dépôt qui affectent la Formation FB (affleurement Convoyeur C3). Ces failles, en revanche n'ont pas été reconnues dans les forages. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'elles sont souvent parallèles à la stratification ou qu'elles juxtaposent des faciès identiques ; elles sont donc difficilement détectables sur carottes.

Unité 3 latérale (Fig. IV.14 et Fig. IV.26)

Etude sur carotte

Une association de faciès particulière de dolomudstone a pu être observée à la base d'un forage situé au sud du plateau (C094033) sur cinq mètres d'épaisseur. Cette association de faciès est reportée à des équivalents latéraux de l'Unité 3 décrite précédemment. Cette association comprend seulement le microfaciès F3a correspondant à un dolomudstone formé de cristallites de dolomite (taille du silt). Ces dépôts évoluent ensuite vers le haut à des niveaux plus argileux et riches en matière organique.

Environnement de dépôt

Ce faciès dolomitique serait représentatif d'un domaine de haut fond ou de plateforme carbonatée où le caractère d'isolement couplé à un climat semi-aride (Preat et al, 2011) permettrait la précipitation directe de dolomite en lien avec l'activité biologique (Arvidson and Mackenzie, 1999a; Azzibrouck, 1986; Tucker et al., 1990; Warthmann et al., 2000).

Preat et al, (2011) observent un faciès dolomitique un peu différent dans la Formation FB du côté de Lastourville, Djibalonga, et Franceville. Ce dernier correspond à un dolomudstone grisâtre laminé, à grains fins à grossiers et pseudomorphoses d'anhydrite. Ils interprètent ce faciès comme s'étant déposé dans un lagon hypersalin ou une sabkha côtière évaporitique où la précipitation de dolomite est associée à l'activité bactérienne en milieu anoxique comme démontré dans le lagon est, peu profond et isolé de Rio de Janeiro (lagoa Vermelha ; Vasconcelos and McKenzie, 1997). Dans mon cas d'étude, le taux de matière organique est cependant bien plus important et l'absence de pseudomorphoses d'anhydrite indiquerait un dépôt dans un environnement sous-aquatique un peu plus profond. Cette unité pourrait être la source des grains de dolomite cassés et à microstructures particulières qui seraient ainsi transportés de manière secondaire par des courants de fond et redéposés dans un domaine de bassin profond en même temps que la matrice argileuse.

Unité 4 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27d)

Etude sur carotte

L'Unité 4 (50 m) est constituée d'une association de faciès comprenant les microfaciès et sous-microfaciès suivants: F1 (rare, Brèche); F2b (Grès à microconglomérat à lithoclastes), F5 (Alternance argilite silteuse/grès), l'ensemble des faciès F6 (Argilite silteuse noire laminée) et le sous-microfaciès F7a1 (Siltite argileuse noire homogène). De la base vers le sommet des forages on observe une diminution des lits de silts (diminution F2b, et F6) et une augmentation des niveaux argileux (F7a1). Un seul niveau bréchique décimétrique est visible au sommet de cette unité dans le forage BC4 situé sur la bordure ouest du plateau de Bangombé (Fig. II.17).

Etude à l'affleurement

- *Carrière pilote*

Sur la partie inférieure de l'affleurement de la carrière pilote (Fig. IV.31 et Fig. IV.32), on observe le sommet de l'Unité 4. On note des niveaux centimétriques à métriques de brèches composées d'éléments millimétriques à pluricentimétriques de granite (Fig. IV.31c), de siltite et de grès fins dans une matrice argilo-pélique. On observe aussi des niveaux d'argilite silteuse déformés par des plis-synsédimentaires ou formant des mégarides 2D cisillées au sommet (Fig. IV.31a&b).

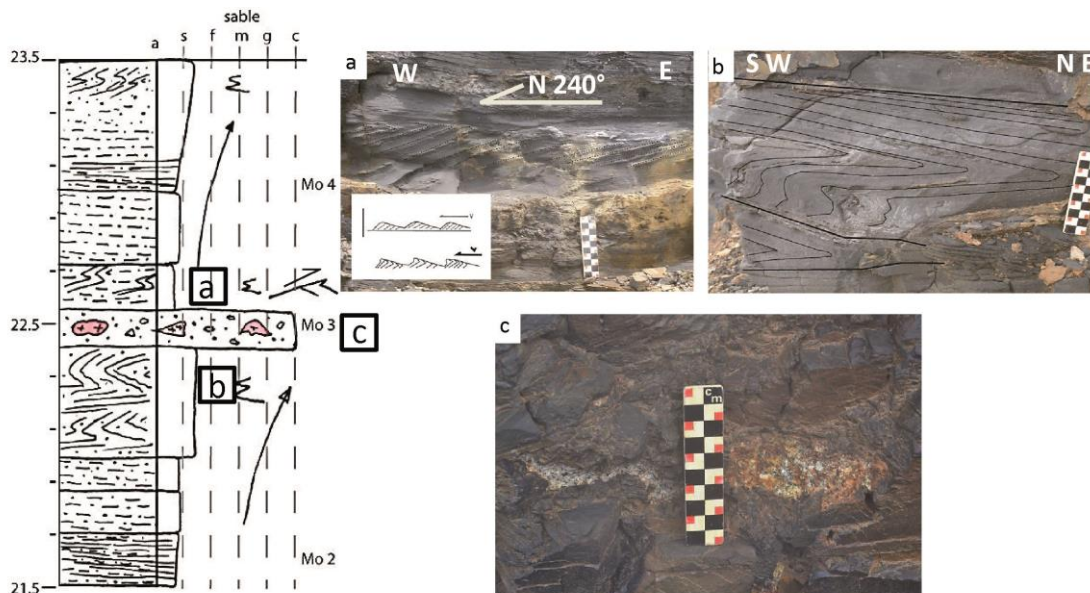


Fig. IV.31: Log sédimentologique de la carrière pilote (-21.5 à -23.5 m; Unité 4; cf Fig. IV.32): a) Mégarides dans un banc de siltite avec un sens de progradation équivalent au sens de cisaillement. Les lamines sont retroussées au sommet. b) plis synsédimentaire. c) Claste de granite dans un niveau bréchique.

Environnement de dépôt

La base de l'Unité 4, très argileuse, témoignerait de la fin des dépôts de levées turbiditiques et du passage à un système qui redevient contrôlé par les processus de décantation. Seuls de rares courants de fond ou néphéloïdes peuvent conduire à de fines passées de silt qui s'organisent sous forme de mégarides. La présence de slumps ou de plis synsédimentaire (F6c) indique une faible pente. Les grains de dolomite dispersés dans les silts témoignent toujours d'un système de haut-fond/plateforme carbonatée latérale balayé par les courants. Le sommet de l'Unité 4 montre des brèches qui pourraient indiquer une déstabilisation, par réactivation la faille bordière NNW-SSE proche.

Unité 5 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27e)

Etude sur carotte

L'Unité 5 (15 à 30 m) comprend l'ensemble des faciès F7 (Ampélites). Cette unité annonce les fortes teneurs en manganèse. Elle est principalement marquée par l'abondance de la pyrite sous forme de pyritestone (microfaciès F7e) ou dispersée dans les ampélites.

Etude à l'affleurement

- *Carrière pilote*

Cet affleurement orienté est-ouest d'environ 50 m de haut (Fig. IV.32) sur 200 m de long se situe sur la bordure ouest du plateau de Bangombé (UTM X : 305039 Y : 9824227). Il correspond à une carrière creusée à flanc de colline en 2011 par la Comilog. Cet affleurement montre le sommet de l'Unité 4 décrit ci-dessus et l'Unité 5 dans son intégralité.

L'Unité 5 (20-30 m) est essentiellement composée de siltites plus ou moins argileuses ou d'argilites riches en matière organique (Ampélite; Fig. IV.32).

Dans le détail, on observe des ampélites qui présentent deux faciès à savoir : 1) en feuillets affectées par des plis et des cisaillements (Fig. IV.31 et Fig. IV.33) ou 2) moins feuilletées et plus riches en carbonates de manganèse (10-25% de Mn; Fig. IV.32).

Les plis sont soulignés par des lamines de grains de sable ou de pyrite détritique très fins. Ces plis ont une charnière supérieure à 90 % ce qui conduit à une géométrie fermée elliptique (Fig. IV.31b; Fig. IV.33a, b, c) qui rappelle la géométrie des plis en fourreaux (= eye ou sheath fold; Ramsay and Huber, 1987). Des structures similaires ont été observées dans des grès fins dans la Formation de Lisan (Pléistocène; Jordanie) par Alsop et Marco, (2013). Dans mon étude, ces plis synsédimentaires montrent généralement un sens de propagation de l'ouest vers l'est mais sont parfois repris par des cisaillements ce qui peut masquer la direction initiale. Leur taille peut être centimétrique à pluri-décimétrique et ils se répartissent sur des niveaux continus le long de l'affleurement. Sur les mêmes niveaux on observe aussi des slumps ou des mégarides 2D (Fig. IV.31a; Fig. IV.33c, d, e) formées de siltites argileuses, extrêmement cisillées, où les lamines habituellement obliques montrent généralement un rebroussement du sommet de la couche.

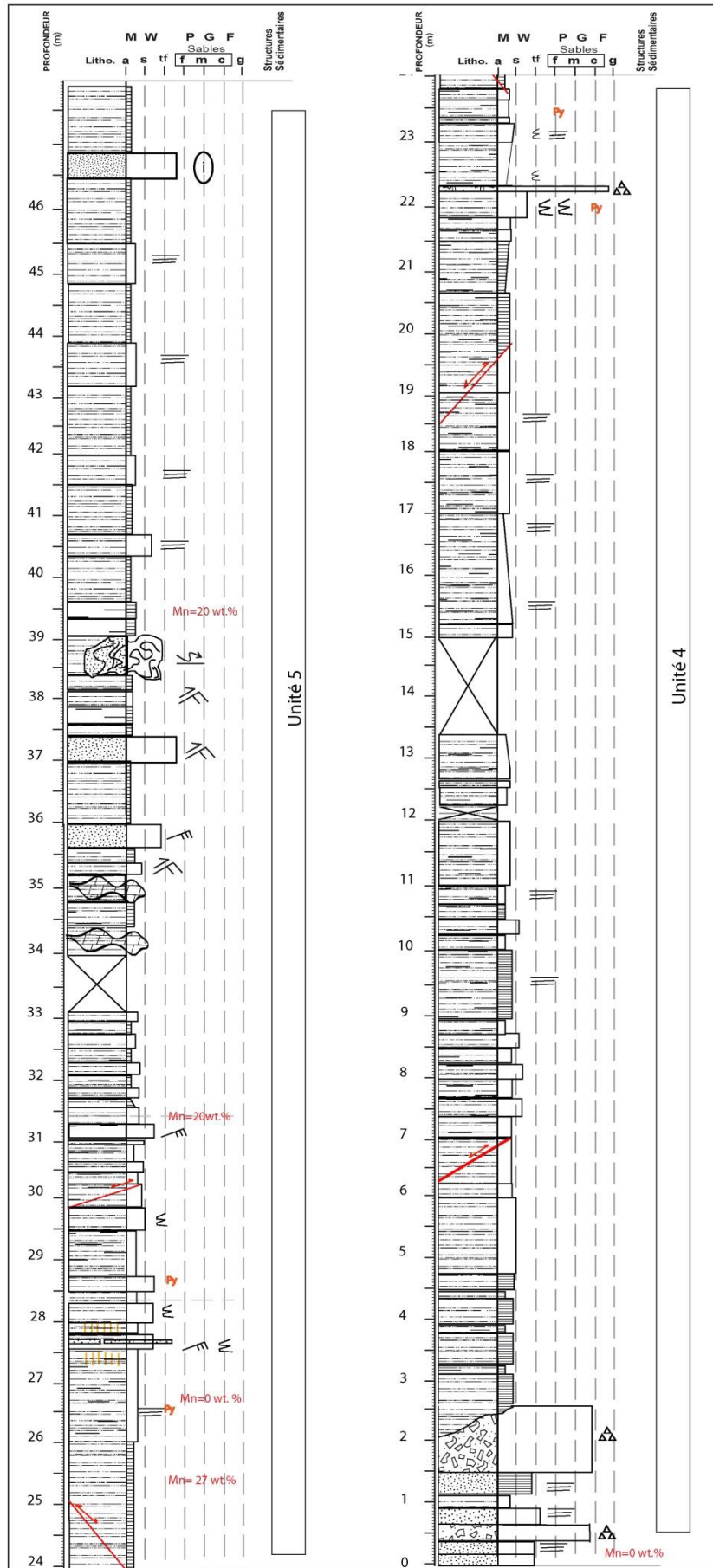


Fig. IV.32: Log sédimentologique de l'affleurement de la carrière pilote (Unité 4 et 5; cf Fig. II.16 pour localisation).

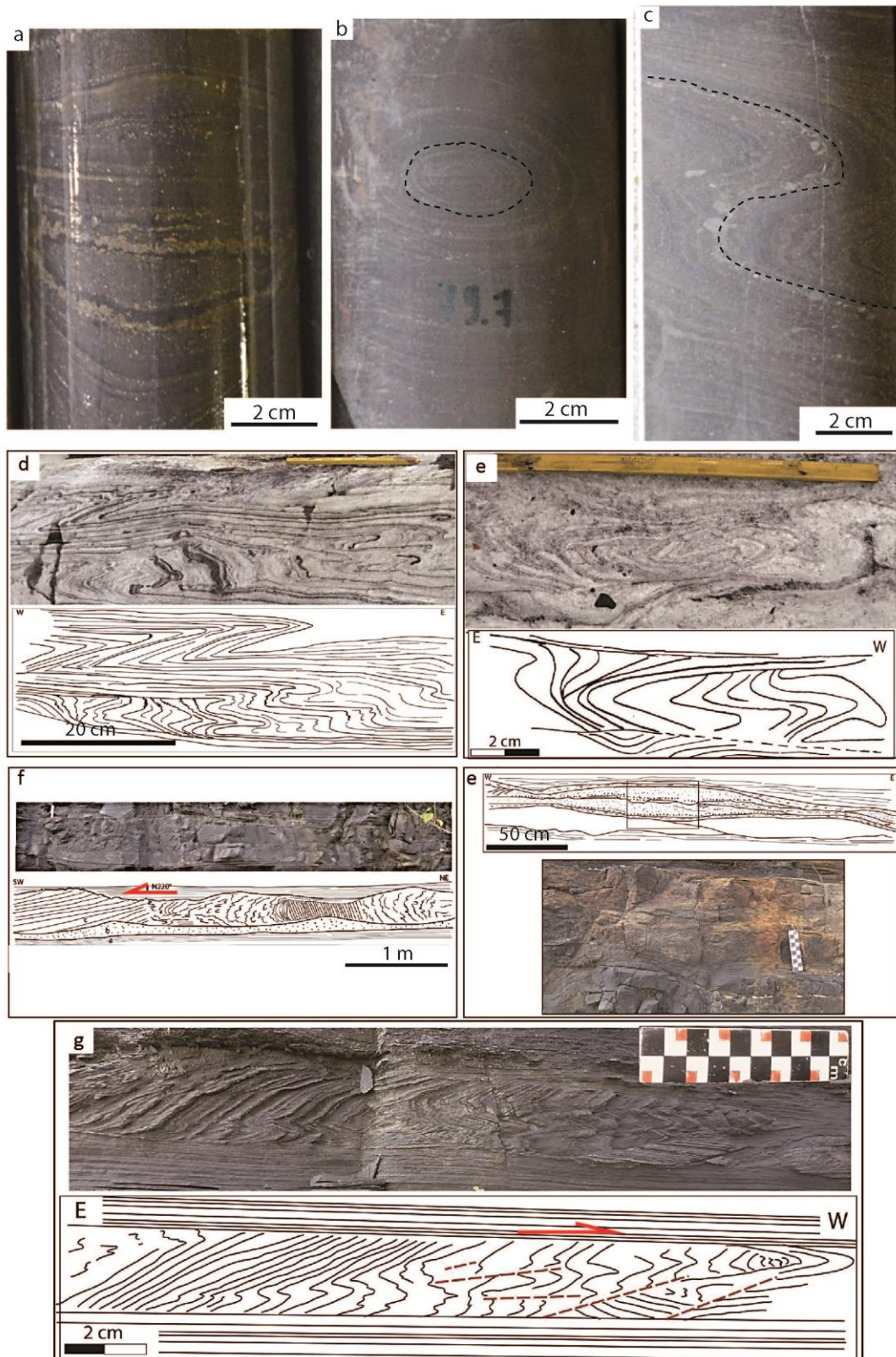


Fig. IV.33: Photographies et dessins de détail des plis synsédimentaires (sur carotte et affleurement) et des mégarides cisailées de la carrière pilote (Unité 5): a,b, c) détail des plis synsédimentaires sur carotte. On observe l'axe de la charnière qui est supérieure 90° (c). On observe aussi des plis fermés (a & b); d & e) Plis synsédimentaire à charnière supérieur à 90° (d) et pli fermé (e) dans des ampélites. La couleur blanchâtre est due à l'altération; f & g) Mégarides cisailées dans des grès fins. d) Cisaillement sur plusieurs plans dans des ampélites feuilletées.

Sur ce site, des intervalles gréseux séquents à la stratification (injectites) sont observés et seront décrits dans le chapitre suivant.

J'ai également observé la présence de failles normales post-dépôt (N140°) reprises en failles inverses à rejet pluri-métrique (0-6 m) affectant l'ensemble de l'intervalle (Fig. IV.34a & b).

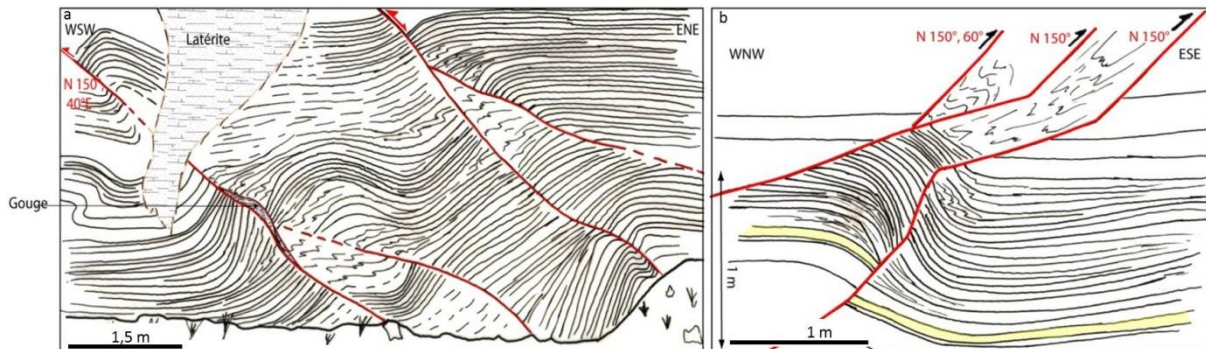


Fig. IV.34: Système de failles normales inversées sur la Carrière pilote. Ces failles ont des directions parallèles aux failles bordières du bassin.

Environnement de dépôt

La disparition des bancs gréseux dépositionnels marque un arrêt des apports détritiques avec l'isolement du bassin ou le tarissement de la source en amont. Le bassin devient affamé. La présence de pyrite d'origine bactérienne témoigne ainsi de conditions euxiniques à l'interface eau-sédiment. Par ailleurs, l'apparition des fenestras de carbonates plus ou moins riches en manganèse soulignerait le développement intensif d'une activité biologique sur le fond de la mer. Enfin, la formation de plis synsédimentaire en forme de fourreaux cisailés serait le témoin d'une déformation ductile progressive non coaxiale (Alsop and Holdsworth, 2004; Cobbold and Quinquis, 1980) sur une faible pente. Ces plis se développeraient dans des sédiments meubles (Alsop and Holdsworth, 2004; Roberts, 1989; Strachan and Alsop, 2006) lorsque i) le contraste de viscosité entre deux interfaces est un ordre de grandeur différent (Marques et al., 2008) ; ii) lorsque une pente même inférieure à 1% est préexistante (Field et al., 1982; Owen, 1996; Wells et al., 1980); iii) lorsque des facteurs externes initient le pli comme par exemple : un séisme, le chargement en eau des sédiments lors des marées, le mouvement des eaux profondes, ou encore le dépôt rapide des sédiments (Allen, 1982; Field et al., 1982; García-Tortosa et al., 2011; Owen, 1987; Owen and Moretti, 2011; Wells et al., 1980).

Le fait que la lamination soit marquée par des grains de silt et que la nature du microfaciès F7a soit plus argileuse que celle des lithologies plus carbonatées (F7c ou F7e) du toit et du mur des couches pourrait parfaitement créer une différence de viscosité suffisante pour conduire à la formation de plis type fourreaux. En l'absence de mise en évidence de sismites ou de figures de courant bidirectionnel, je propose une déformation du fond par des courants laminaires de haute densité (déformation cisailante des mégarides) ou linéaires-turbulents (plis en fourreaux). L'environnement de dépôt correspondrait donc à un domaine d'offshore isolé, anoxique, en faible pente, balayé par des courants de densité rapides chargés en fraction argileuse responsables de la formation des plis synsédimentaires fermés (type fourreaux) et du cisaillement des mégarides.

La base de l'Unité 5 qui correspond à l'unité la plus riche en pyrite a parfaitement été identifiée au droit du plateau d'Okouma (Fig. 1) par Pambo (2004) dans le forage OKP. Cette étude décrit une unité massive de 3 m d'épaisseur avec des structures de type BIF. Il interprète l'environnement de

dépôt comme un milieu pauvre en oxygène sous la limite d'action des vagues (offshore inférieur) à l'abri des apports détritiques et l'associe au plus haut niveau marin du FB.

Malgré l'absence de faciès de type BIF à la base de l'Unité 5, l'abondance de pyrite bactérienne permet de corréliser cet intervalle avec celui décrit par Pambo (2004) sur le plateau d'Okouma, ce qui permet de définir une ligne de corrélation entre les deux plateaux.

L'affleurement de la carrière pilote permet aussi de souligner l'importance des failles normales post-dépôts qui subissent ensuite une inversion.

Unité 6 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27e)

Etude sur carotte

L'Unité 6 dont l'épaisseur varie de 30 à 60 m de puissance correspond à l'intervalle le plus riche en manganèse. Elle comprend une association de faciès de trois microfaciès du lithofaciès F7 (ampélites), à savoir : F7a1 (Siltite argileuse noire homogène), F7b (Argilite silteuse noire) et F7c (Mn-carbonate rich black mudstone). Le microfaciès F7c est le plus représentatif. Les deux autres sont associés au précédent et composent en particulier le sommet de l'Unité 6.

Environnement de dépôt

Le milieu de dépôt serait semblable à celui de l'Unité 5. En revanche les conditions géochimiques diffèrent un peu par leur caractère anoxique à suboxique, marquées par la formation des carbonates de Mn. Cet environnement apparaît contrôlé par une sédimentation biochimique où l'activité bactérienne paraît dominante comme on le verra dans le chapitre suivant.

La rythmicité des lamines de carbonates de manganèse qui alternent avec des niveaux plus argileux a conduit Azzibrouck (1986), Ossa-Ossa (2010) et Pambo (2004) à proposer une hypothèse de dépôts rythmés par un phénomène de marée en domaine intertidal à subtidal restreint, à l'abri des apports terrigènes qui restent très limités. Sur la base de mes observations, je propose plutôt un modèle de système de dépôt profond affamé, en dessous de l'action des vagues de tempête.

Unité 7 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27f)

Etude sur carotte

Cette association de faciès correspond à l'Unité 7 (30-40 m) qui forme l'unité sommitale du Membre FB1. Cette Unité 7 comprend les microfaciès F6a (Alternance infra-centimétrique d'argilite silteuse noire-grès), F6c1 (Argilite silteuse noire homogène à lamines de silt) et F7a1 (Siltite argileuse noire homogène).

Sur carotte, cette unité ressemble à l'Unité 4, et se différencie seulement par l'absence du microfaciès F6c2 (argilite silteuse noire à clinochlore dispersées). De plus, les lits de silt augmentent progressivement vers le sommet de l'unité. Enfin, aucun slump n'est visible mais les passées de silt ou de grès très fins montrent des figures de charges.

Environnement de dépôt

L'Unité 7 marquerait la réouverture du système terrigène en amont qui "tuerait" le système biochimique. Les passées de grès très fins pourraient provenir de pulses de courants deltaïques ou de

chenaux sous-aquatique distaux dans un environnement de shoreface à offshore supérieur. Le fait d'observer des figures de charge montre que le taux de sédimentation est relativement important. L'unité silicoclastique grossière qui suit (U8) permet de mieux préciser les conditions de cette transition.

Unité 8 et Unité 9 (Fig. IV.26 et Fig. IV.27f)

L'Unité 8 a été étudiée en carotte et sur quatre affleurements présentés ci-dessous. Le dernier affleurement (Carrière Socoba-moulendé) qui présente l'Unité 8, montre également l'Unité 9 en son sommet. L'Unité 9 n'a pu être observée seulement que sur ce dernier affleurement, pour cette raison, elle est détaillée avec l'Unité 8

Etude sur carotte (Unité 8)

Cette unité aussi nommée l'Unité FB2a par Weber (1968) n'a pu être observée dans sa totalité. Cependant d'après les données des forages historiques (Azzibrouck, 1986) couplées aux affleurements étudiés, on estime son épaisseur comprise entre 60 et 70 m. L'association de faciès caractérisant cette Unité est constituée en quasi-totalité du microfaciès F2a et de quelques rares intervalles pluricentimétriques plus argileux (F7a1) à litage plan. Le microfaciès F2a (grès silicoclastique) surmonte sur les argilites de L'Unité 7 sous-jacente sans transition avec un contact franc probablement érosif, mais difficile à déterminer sur carotte. Le microfaciès F2a est constitué de bancs granoclassés chenalisés et de bancs isogranulaires.

Etude à l'affleurement (Unité 8 et Unité 9)

- *Ancienne carrière des grès de Bangombé*

Cet affleurement est situé sur les grès sommitaux du plateau de Bangombé (UTM X : 306962 Y : 9826200). Il se présente sous la forme d'une surface structurale d'une cinquantaine de mètres carrés qui montre des grès grossiers à très grossiers mal classés, principalement constitués de grains de quartz (Fig. IV.35a & b). On observe également de grands litages en auge (3-4 m) orientés N170°.

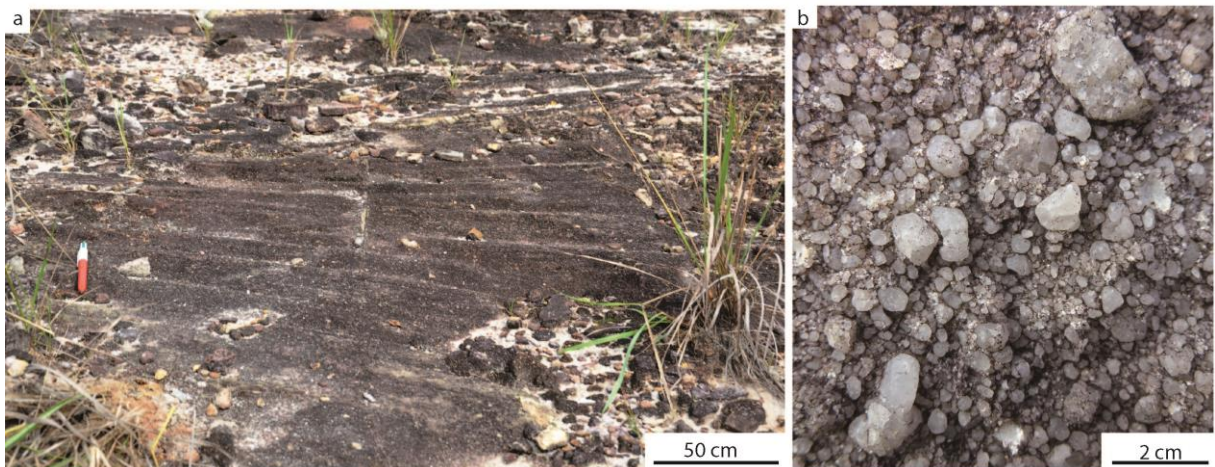


Fig. IV.35: Affleurement de la carrière de grès de Bangombé (Unité 8, cf Fig. II.16 pour localisation): a) surface structurale montrant un litage en auge métriques; b) Vue de détail des grès grossiers à microconglomératiques composés de quartz;

- *Carrière Soco-BTP*

Cette carrière encore exploitée pour les granulats (UTM X : 326177 Y : 9813392) montre un affleurement de bancs gréseux d'une centaine de mètres de long pour un front de taille d'environ 10 m (Fig. IV.36).

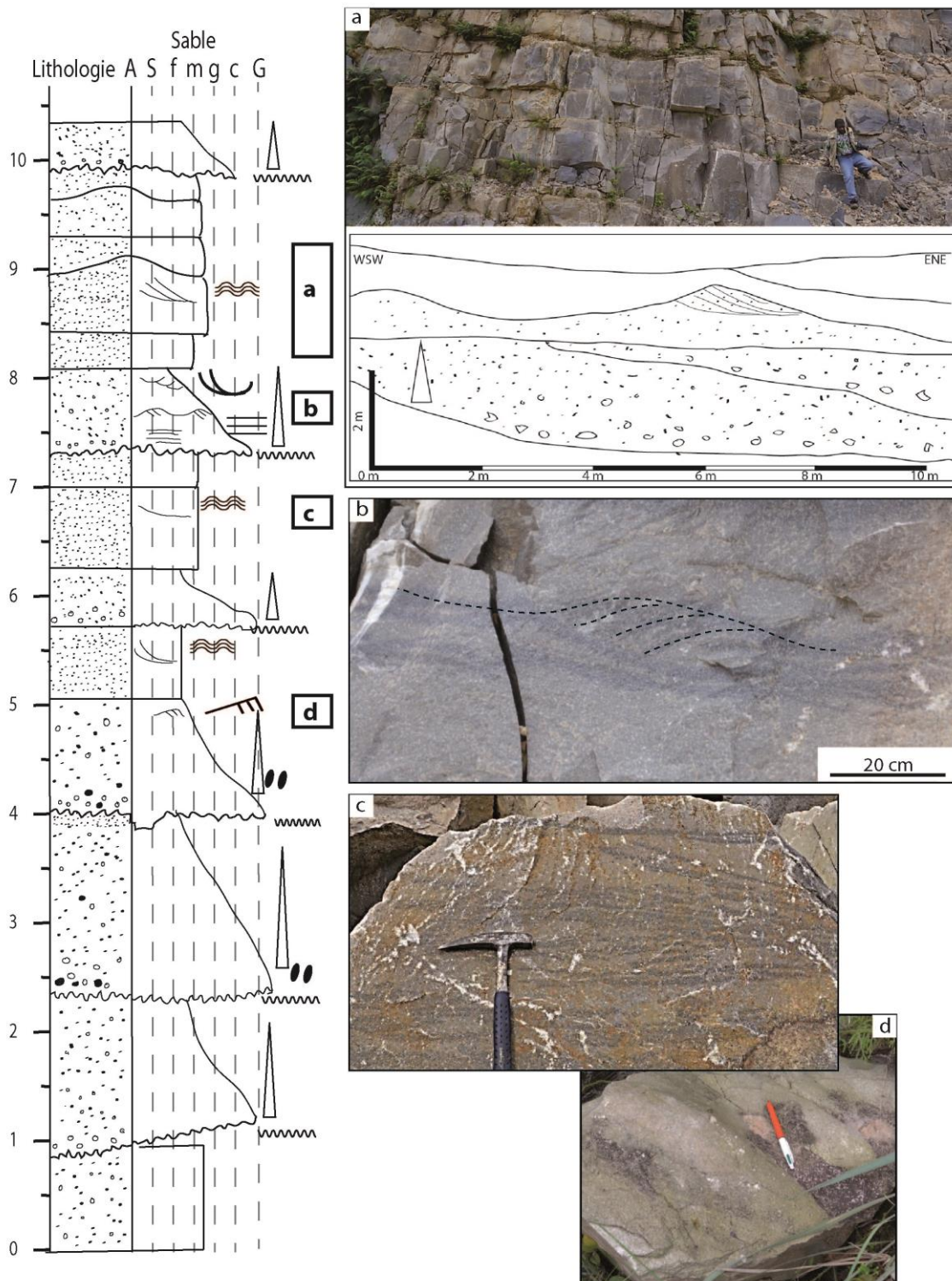


Fig. IV.36: Log sédimentologique du front de la carrière Soco-BTP et photographies de détail (Unité 8, cf Fig. II.16 pour localisation): a) Photographie et dessin de la partie supérieure de l'affleurement : alternance d'un banc chenalisé granoclassé et d'un banc de grés moyens assez bien trié à litage oblique tangentiel de mégarides 3D. b) Mégaride 2D affectant le sommet d'un banc chenalisé; c) Litages obliques d'angle faible de type HCS; d) Vue de dessus d'une mégaride 2D au sommet d'un banc chenalisé.

Dans son ensemble, la série est constituée de grès fins à grossiers et microconglomératiques strato- et grano-décroissants (Fig. IV.36).

Ces grès présentent des grains sub-arrondis à plus rarement sub-anguleux. Ils sont hétérogènes et contiennent en particulier du quartz, des feldspaths et de la muscovite.

La base de l’affleurement montre des bancs métriques granoclassés de morphologie chenalisée à base érosive. La granulométrie varie du microconglomérat au grès moyen. Le classement reste cependant mauvais. Le sommet des bancs présente parfois des ondulations de longueur d’onde métrique identifiées comme des mégarides 2D (Fig. IV.36b & d). La partie supérieure de l’affleurement est constituée d’une alternance comprenant : 1) des bancs gréseux érosifs, mal triés, grossièrement grano-décroissants et chenalisés et 2) des bancs de grès moyens bien triés à HCS (Fig. IV.36a) de longueur d’onde métrique pouvant contenir un litage oblique d’angle faible (Fig. IV.36c).

- *Carrière Socoba gangolo*

Cet affleurement se situe à 17 km au nord du plateau de Bangombé (UTM X : 299627 Y : 9843731) et présente un front de taille de 30 m (Fig. IV.37). Seuls les 15 premiers mètres sont accessibles. A la base, on observe des argilites verdâtres contenant des niveaux lenticulaires centimétriques de grès fins bien triés. Latéralement, on observe des bancs métriques de morphologie chenalisée composés de grès quartziques fins à litages en auge décimétrique (Fig. IV.37c). Ces grès sont parfois drapés par des feuillets d’argilites verdâtres ; ils contiennent de rares galets mous centimétriques en base de banc. Au-dessus, les bancs gréseux sont de granulométrie fine et assez bien triée. Ils présentent un litage type SCS (swaley cross stratification; Fig. IV.37b). Le sommet de ces bancs montre une morphologie en "bosse" et "creux" (longueurs d’onde 2-3m) typique de HCS. Des structures en "assiette" d’échappement de fluides sont également visibles sur cet intervalle (Fig. IV.37c).

Au sommet de la série, l’observation devient plus compliquée en raison du manque d’accessibilité ou de l’altération. On retrouve cependant une alternance de bancs à sommet ondulé et de bancs à sommet plan horizontal. Une section de train de mégarides (symétriques?) est visible au sommet de la coupe (Fig. IV.37a).

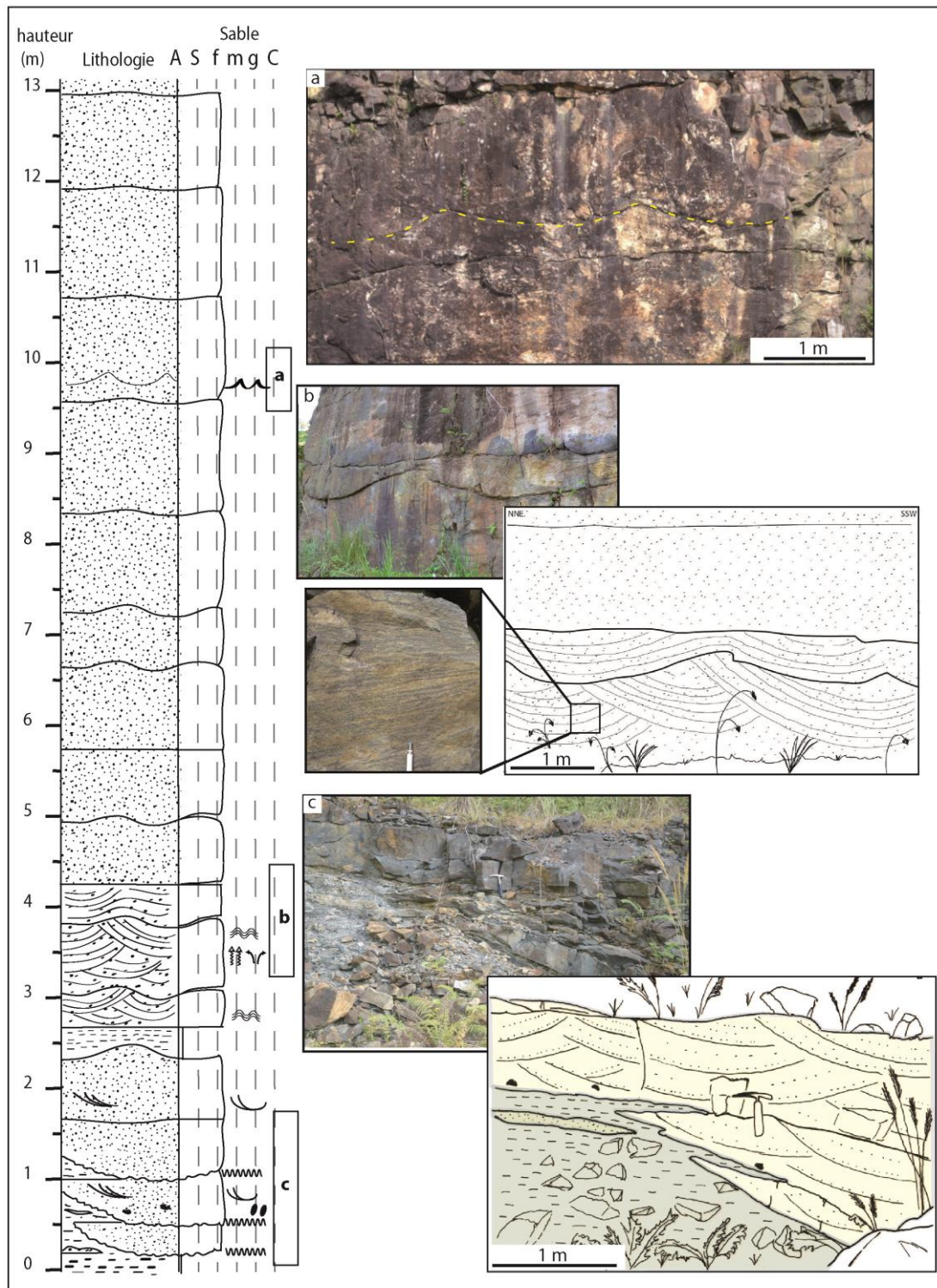


Fig. IV.37: Log sédimentologique de l'affleurement Soco-Gangolo et vues de détail (Unité 8 cf Fig. II.16 pour localisation): a) Trains de mégarides d'apparence symétrique; b) Photographie, dessin et détail d'un intervalle à grandes structures de type SCS; c) Détail de la bordure d'un chenal érodant les argillites vertes sous-jacentes près de la base de l'affleurement.

- *Carrière Socoba – Moulende*

Cette carrière (UTM X : 329119 Y : 9819978) s'étend sur plusieurs centaines de mètres de long pour un front de taille d'environ 15 m (Fig. IV.38). L'affleurement permet d'observer la transition

entre les grès de l'Unité U8 et les *ampélites* de l'Unité 9 (= Unité FB2b; Weber, 1968) dans lesquelles les fossiles pluricellulaires ont été découverts par El Albani et al. (2010).

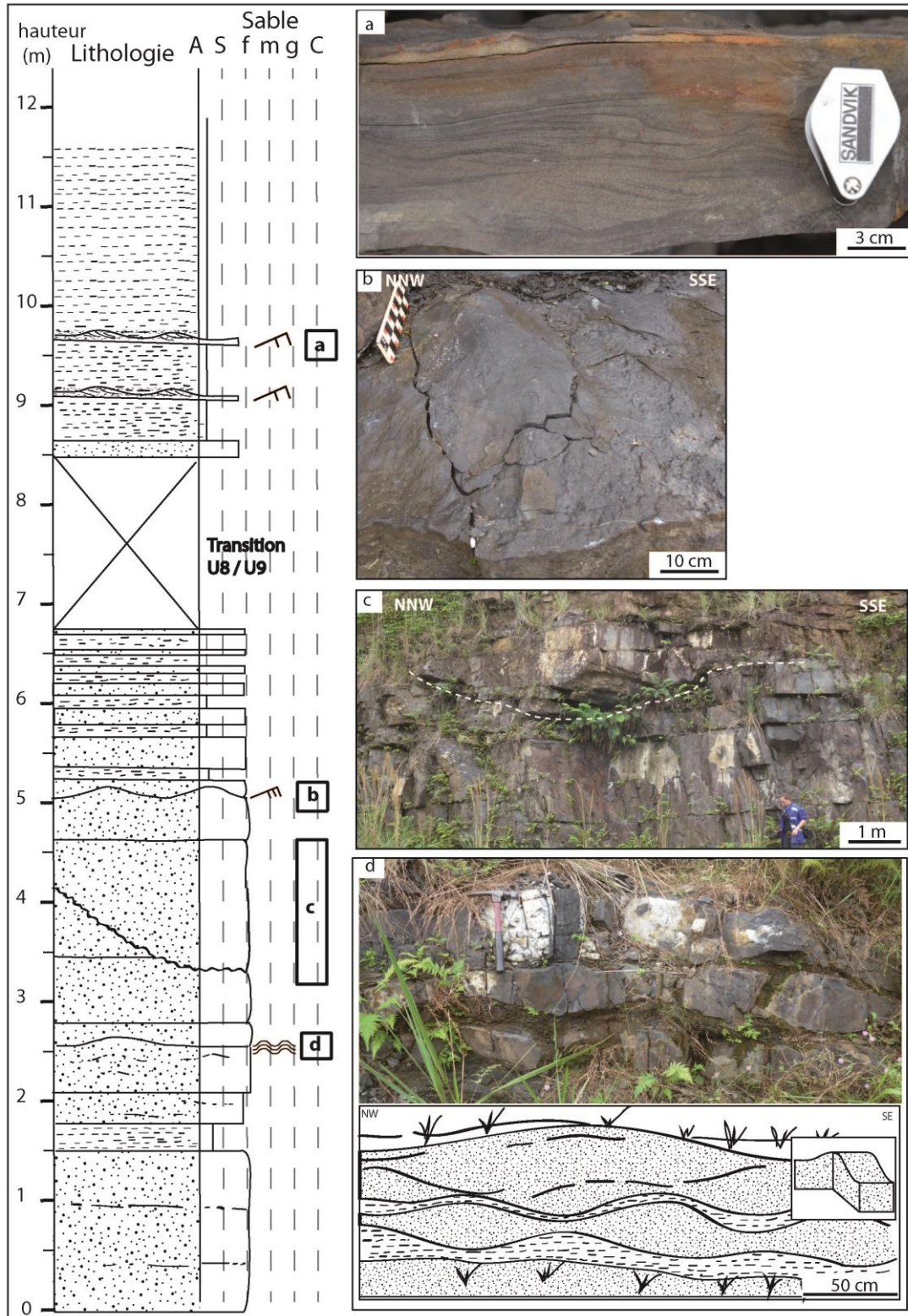


Fig. IV.38: Log sédimentologique de l'affleurement de la carrière Soco-Moulendé (Unité 8 et 9, cf Fig. II.16 pour localisation): a) Unité 9 montrant un banc pluricentimétrique à figure de rides mourantes; b) Vue de dessus d'un sommet de banc montrant un HCS caractéristique (U8); c) Banc chenalisé tronquant les bancs sous-jacents (U8); d) Vue de détail et dessin interprétatif d'un ensemble de bancs à structures en HCS (U8).

A la base de la coupe, les bancs de grès fins gris-noirs sont isogranulaires et strato-décroissants jusqu'à 3 m puis érodés par un chenal d'environ 2 m d'épaisseur pour 20 m d'extension latérale, (direction : N190°; Fig. IV.38b). Vers le sommet, des passées argileuses de plus en plus épaisses séparent les bancs gréseux qui deviennent de plus en plus fins. Le sommet des bancs montre souvent des HCS d'environ 40 à 70 cm de longueur d'onde pour une hauteur de crête pluri-centimétrique à décimétrique (Fig. IV.38d) et des rides en vortex (longueur d'onde : 20 cm; Fig. IV.38b). Latéralement, on observe des bancs chenalisés.

La transition entre l'Unité 8 et 9 se développe sur environ 2 m d'épaisseur. Elle montre des petits niveaux (<10 cm) de siltites ou grès très fins à rides mourantes (Fig. IV.38a) qui alternent avec des argilites noires. Au-dessus, les argilites noires finement laminées et riches en matière organique (*ampélites*) deviennent dominantes et forment l'Unité 9. Ce niveau contient les moulages pyritisés des plus vieux métazoaires de la planète ainsi que des macrofossiles en forme de disque non pyritisés. Ces métazoaires seraient le signe d'une oxygénation de la surface de l'océan (El Albani et al., 2010; 2014).

Environnement de dépôt Unité 8

L'apparition soudaine des grès (F2a) au-dessus de l'Unité 7 marque un changement de sédimentation avec le retour à une sédimentation terrigène grossière. Les grandes lamines en auge dans les grès grossiers de la carrière de grès de Bangombé impliquent un courant unidirectionnel chenalisé de haute énergie de direction N170°E. En carottes, le granoclassement normal dans les bancs à base érosive et la présence de galets mous ainsi que, la géométrie des bancs observée sur l'affleurement de la carrière BTP-Socoba, sont compatibles avec l'hypothèse de chenaux sous aquatiques en raison de l'absence de témoins d'émersion et de l'existence locale de rides/mégarides symétriques en sommet de banc (vagues).

En revanche les bancs de grès, de granulométrie homogène, observés sur carotte pourraient s'apparenter aux faciès à structures en HCS ou à des mégarides observés dans les carrières BTP-Socoba et Gangolo-socoba. Ces bancs seraient mis en place par une dynamique de courants de tempêtes.

L'ensemble de ces observations permet alors de proposer un paléoenvironnement subtidal avec des chenaux sous aquatiques peu profonds deltaïques ou de retour de tempêtes(?) qui recourent des dépôts de barres de tempête.

Le passage rapide entre une sédimentation gouvernée par des processus de décantation (U7) et une sédimentation de grès silicoclastiques grossiers (U8) peut être expliqué par différents processus :

1. Les bancs chenalisés situés à la base de U8 ont pu éroder des dépôts marquant la transition de la progradation du système entre l'Unité 7 et l'Unité 8 (lacune d'érosion).
2. Une autre hypothèse serait une régression marine rapide. L'Unité 7 serait dans ce cas l'unité de transition entre l'environnement d'offshore (U6) et une zone subtidale contrôlée par les tempêtes (U8)

L'influence des courants de tempête diminue clairement au sommet de l'Unité 8 ce qui pourrait indiquer soit 1) un approfondissement du milieu qui recevrait simplement des décharges de sables fins-silts par les courants unidirectionnels de tempête distaux (= rides mourantes) ou de pulses deltaïques ; ou bien 2) un isolement du milieu vers une tendance lagunaire soumise à des décharges terrigènes fines ponctuelles.

Mon interprétation couplée entre les affleurements et les carottes confirme les hypothèses proposées par Gauthier Lafaye (1986), Pambo (2004), Bouton et al. (2009) et Weber (2011) qui interprètent les dépôts de l'Unité 8 comme des barres sableuses de tempêtes. Mon étude montre cependant que ces barres de tempêtes sont recoupées par des chenaux sous-aquatiques tractifs au droit du plateau de Bangombé. Aucune de mes observations n'est en ce sens compatible avec le modèle de dépôt turbiditique proposé par Parize et al. (2013).

Environnement de dépôt Unité 9

Les argilites riches en matière organique constituent le faciès dominant de cette Unité 9. Le retour à une sédimentation dominée par des processus de décantation peut être dû à un isolement du bassin ou à un approfondissement plaçant les dépôts sous la limite d'action des vagues. La présence de rides mourantes montre un système encore alimenté par de faible courant qui peuvent avoir pour origine: 1) des débordements de chenaux sous-aquatiques, de pulse deltaïque ou de retour de tempêtes en lien avec un approfondissement ou 2) des courants unidirectionnels de submersion du cordon littoral par des vagues de tempêtes dans une lagune (*washover deposits*).

Le profil sédimentologique de la lagune de l'île de Saltes au sud-ouest de l'Espagne montre, tout comme les dépôts de l'Unité 9, des faciès argileux de décantation riche en matière organique affectés par des dépôts de sable fin à structure de rides 2D drapées par des silts ou de l'argile (Morales et al., 2014). Cripps et al. (2005) montrent également dans un environnement lagunaire, des faciès argileux à passées de cendre montrant des rides 2D à rides mourantes (Formation de Mumbai, Inde). La présence de métazoaires décrit par El Albani et al. (2010; 2014) au sein de la base de cette Unité 9 tend vers l'hypothèse d'un environnement peu profond dans une zone photique et calme où la vie par photosynthèse peut s'exprimer. Notre interprétation va donc plutôt dans le sens d'un isolement du bassin vers un milieu lagunaire soumis à des submersions du cordon littoral ou des débordements fluviaux permettant le dépôt de sable fin. La présence de carbonates de sebkha (Preat et al., 2011) dans la Formation FC située juste au-dessus de cette Unité 9, conforte cette hypothèse.

IV.2.3. Paléo-environnements du sommet de la Formation FA au sommet de la Formation FB au droit du plateau de Bangombé

L'évolution verticale des dépôts du sommet de la Formation FA, étudiés au droit du plateau de Bangombé montre pour la première fois, une alternance entre des bancs de grès érosifs et chenalisés et des bancs de grès à litage en arête de poisson interprété comme un système de braid delta alimenté par des chenaux amalgamés à fond plat. La dynamique fluviale permet au système de prograder pendant les périodes de forte crue et la dynamique de la marée reprend les dépôts fluviaux pendant les périodes d'étiage. Le sommet du FA est composé de grès fin-siltite à rares litages en arête de poisson montrant. Ces dépôts marquent un ennoisement du système laissant place à des dépôts marins sur l'ensemble de la Formation FB.

Le Membre FB1 débute par des dépôts pro-deltaïques (U1) qui deviennent rapidement confinés avec le dépôt de lutites enrichies en matière organique (U2; Ampélite = black shale) probablement en relation avec un approfondissement rapide du bassin gouverné par les failles bordières (Gauthier-Lafaye, 1986; Ndongo et al., 2016). L'environnement est alors dominé par des processus de décantation sous la limite d'action des vagues interrompus par des pulses de courants de fond ou néphéloïdes qui apportent périodiquement une fraction terrigène plus grossière et de rares dépôts

de débris flow en lien avec l'instabilité tectonique des bordures du bassin. Dans ce bassin en cours d'approfondissement se met progressivement en place un système d'éventail sous-marin caractérisé par des dépôts de chenaux – levées turbiditiques (U3). Latéralement on observe la persistance d'un haut fond ou d'une plateforme carbonatée (U3 latérale) balayée par des courants descendants qui entraînent une partie de la fraction dolomitique fine vers les zones profondes du bassin où elle se mélange en proportions variables avec la fraction silicoclastique. L'Unité 4 montre la diminution rapide de ces apports turbiditiques pour céder à nouveau la place à une sédimentation dominée par la décantation et la dynamique ponctuelle des courants de fond qui se développent sur une pente instable soumise aux mouvements gravitaires. Par la suite le bassin devient rapidement affamé et anoxique avec des conditions qui permettent la formation de pyrite bactérienne (U5). Le bassin connaît alors son maximum de confinement avec une sédimentation d'origine essentiellement biochimique qui se traduit par le dépôt de carbonates de manganèse (U6). Au cours de cet épisode de dépôts biochimiques (U5 et U6), les courants de fond, denses et cisailants conduisent à la déformation des mégarides boueuses et à la formation de plis synsédimentaires. La réouverture du système terrigène dans l'Unité 7 est marquée par le retour de débordements de chenaux sous-aquatiques et/ou de courants deltaïques en domaine d'offshore supérieur.

L'Unité 8 marque une progradation du système terrigène avec la mise en place de chenaux sous-aquatiques de retour de tempêtes ou deltaïques en domaine d'offshore supérieur à shoreface. Ces chenaux alternent rapidement par la suite avec des dépôts de tempêtes. Le sommet de l'Unité 8 est marqué par une diminution des chenaux et des dépôts de tempêtes plus fin marquant une tendance vers un isolement de type lagunaire. Enfin l'Unité 9 observée seulement dans la carrière de Socobamoulendé montre un retour à des dépôts gouvernés par la décantation dans un environnement riche en matière organique et permettant le développement d'organismes multicellulaires (El Albani et al., 2010, 2014). Cet environnement est interprété comme un milieu isolé, peu profond perturbé par de rares courants de faible énergie ayant pour origine la submersion de cordon littoral par des vagues de tempêtes en fin d'énergie ou des débordements fluviatiles dans un milieu lagunaire.

La Fig. IV.39 propose un modèle global des systèmes de dépôt pour l'intervalle allant du sommet du FA au sommet du FB.

Ce modèle sédimentaire général des dépôts de la Formation FB montre l'importance et la diversité des courants à l'origine des dépôts. Il montre aussi l'existence d'une plateforme carbonatée peu profonde latérale au système. Cette plateforme alimente les dépôts des unités 2 et 3. En revanche, la présence de cette dernière n'a pu être observée pendant le dépôt des unités U4 à U9. Ce modèle propose également pour la première fois un système de chenaux turbiditiques dont les levés se situeraient au droit du plateau de Bangombé.

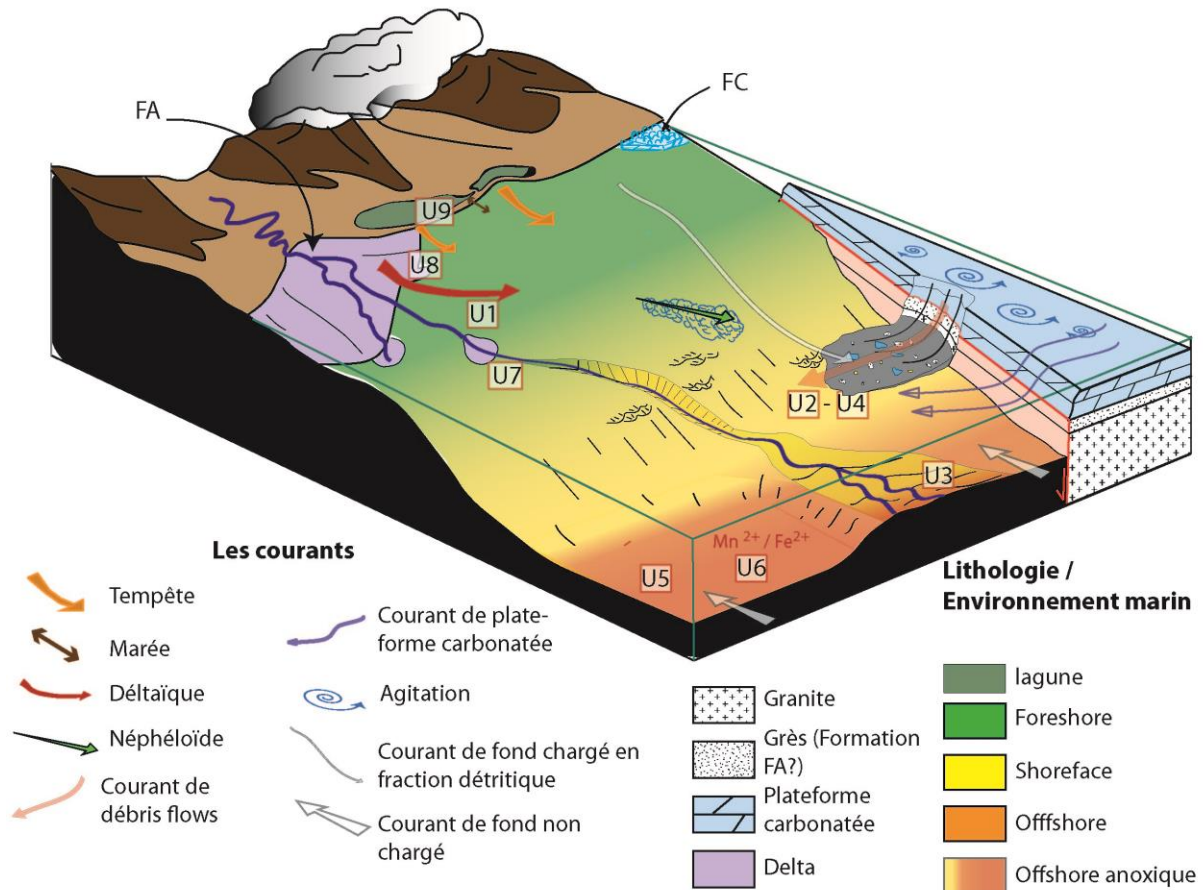


Fig. IV.39: Bloc 3D synthétique et théorique présentant les différents environnements de dépôt de la formation FB. Les unités sont replacées sur le bloc mais ne coexistent pas forcément sur un même paysage. Attention L'unité 5 et 6 sont isolées du système (cf texte pour explication).

Comme expliqué en début de partie, un faciès de grès particulier (lithofaciès F2) n'a pas été décrit dans cette partie. Ce faciès nommé sd4 et sd5 dans la partie qui suit est composé de grès à grains "lâches" dans une phase de liaison composée d'argile ou de ciment carbonaté. Ce faciès appartient aux associations de faciès des unités 4 à 7. Leur existence est rapportée à des pulses de décharge terrigène par Azzibrouck (1986) et Ossa-Ossa (2010) ce qui est en désaccord avec l'isolement complet du bassin pendant le dépôt des unités 5 et 6. La partie qui suit, rédigée sous forme d'un article, révisé cette interprétation et appuie l'hypothèse d'une mise en place post-dépôt de ces grès (sd4 et sd5) à partir de processus d'injection nourris par les chenaux turbiditiques sous-jacents. Ce modèle confirme ainsi l'hypothèse de bassin affamé avec un arrêt des apports terrigènes pour les unités 5 et 6.

IV.3. Caractérisation et interprétation des intrusions sableuses des unités 4 à 7 du plateau de Bangombé

Les unités 4 à 7 définies dans la partie précédente, ont montré sur les études en carotte et à l'affleurement des intervalles gréseux d'épaisseur centimétrique à plurimétrique. La suite de ce chapitre s'attache à la caractérisation et la compréhension de ces intervalles gréseux.

Ces intervalles ont été, jusqu'à présent, que peu étudiés et ont été interprétés comme des décharges terrigènes de type turbidites (Weber, 1968; Azzibrouck, 1986, Ossa-Ossa, 2010). Cependant, nous démontrons par nos observations sur carottes et à l'affleurement que ces intervalles sont localement séquents à la stratification. Ces observations nous ont permis de réinterpréter ces intervalles gréseux comme des dépôts post-sédimentaires. Cette nouvelle interprétation permet de mieux contraindre l'environnement de dépôts des unités 3 à 7 qui sont discutés à la suite de l'article.

IV.3.1. Article: The 2.1Ga-old injectite network of the Franceville Basin, Gabon: Architecture, origin and implication on manganese mineralization.

Manon Dubois ^{a,*}, Michel Lopez ^a, Beate Orberger ^{b/c)}, Aurélien Gay ^a, Mathieu Moussavou ^{d)},
Florent Pambo ^e and Sophie Rodrigues ^e

^a Géosciences Montpellier, CNRS, UMR5243, Université de Montpellier, Place Eugène Bataillon, cc 60, 34095 Montpellier, France, manon.dubois@gm.univ-montp2.fr

^b ERAMET Research, 1 Avenue Albert Einstein, 78190 Trappes, France

^c Laboratoire Geops-UMR8148, Université Paris Saclay, Bât 504, 91405 ORSAY, France

^d Université des sciences et techniques de Masuku (USTM), Franceville, Gabon

^e COMILOG SA- Société du groupe Eramet, B.P. 27-28 Moanda, Gabon

Bulletin: Precambrian Research

Abstract

Detailed sedimentological investigations on numerous outcrops and drill-core sections in the 2.1-Ga-old Franceville basin, Gabon, provide evidence for a large-scale injectite network. The injectites were formed by the injection of sands through a thickness of about 150 m of the FB1 Member, and now cover a minimum area of 70 km² corresponding to the Bangombé plateau, but are also recognized close to Franceville 35 km farther south-east. The injectite lithology corresponds to a mud- or carbonate-supported sandstone characterized by a loose and uncompacted fabric, without any depositional link with the host-rock. Because the injectites are often parallel to subparallel to the stratification, they were misinterpreted as depositional beds by previous authors. At outcrop, the injectite bodies exhibit sill, dyke, wing and protrusive geometries emplaced during early burial within poorly compacted material, with partial wall erosion and dissociation. The source of the sand material is attributed to a channel-levee turbidite depositional system located in the lower part of the FB1 Member. These deposits were buried by a thick biochemical muddy cap deposited during a starvation phase, which increased the seal capacity of the system. This type of architecture has a high potential to develop compaction disequilibrium during burial. Moreover, in the case of the Francevillian injectites, the abundance of microbial organic matter favoured early methane degassing and lateral charging of the sand reservoir. The overpressure in the channels was periodically released during early burial, through the effect of rapid sedimentary and tectonic loading, and possible seismic activity. The fluidized sand was injected according to a symmetrical wing pattern. Thus, the injected masses caused a local decrease in the grade of the lateritic manganese ore deposit of the Bangombé plateau.

Keywords: Injectites, Paleoproterozoic, Franceville bassin, Mn-carbonate, black mudstones, turbidites, pyrobitumen.

1. Introduction

Sand bodies encapsulated in low permeability host rocks are likely to be overpressured and injected through the sedimentary pile during the burial history of basins. The resulting clastic dyke networks are designated as injectites (Murchison 1827; Larsen and Mangerud, 1992, Rijdsdijk et al., 1999) and have been documented world-wide in many sedimentary environments (Cosgroves, 2001, Jolly and Lonergan, 2002, Hurst et al., 2003). They have been identified both on outcrops and seismic reflection profiles, mainly from the Cretaceous and Neogene (Hurst and Cartwright, 2007; Braccini, 2008; Hurst et al, 2011), because they play a fundamental role in the migration and trapping of hydrocarbons (e.g. Dixon et al., 1995; Jolly and Lonergan, 2002). In particular, injectite complexes are often associated with deep water systems, such as in the Tertiary succession of the Gulf of Mexico or on the West African margin (Davies, 2003; Hurst and Cartwright, 2007).

Indeed, injectites are poorly known in Precambrian sedimentary successions because they have often suffered intense deformation and metamorphism. In this sense, Precambrian terrains are essentially regarded as primitive cratons targeted for ore deposits, as found in Sweden (Lecomte, 2014;) and S.W. Ghana (Milesi et al. 1991), or forming the basement for younger overlying sedimentary basins such as on the West African margin (Villeneuve, 2005) or in south-central Africa (Catuneanu et al, 2005). On the other hand, accessible Precambrian basins are reputed for their peculiar fill history compared to Phanerozoic units; these differences include the plate-tectonic style, the high heat flow, the changes in magmatism over time, the evolution of atmospheric composition and photosynthetic bloom, as well as their influence on weathering processes and sediment supply (Eriksson et al., 2001).

Clastic dykes were firstly reported in metamorphosed Proterozoic terranes in Scotland (Tanner, 1998; William, 2001) and Ontario (Lafrance et al., 2004). The oldest, and also most significant injectite network, was described by Ossa Ossa (2010) in the Mapoba pelites of the M'Vengué roundabout outcrop of the 2.1-Ga-old Franceville basin in Gabon. This occurrence was recently reported by Ndongo et al. (2016) as representing the earliest evidence of a complete synlithification-postlithification fluid pressure cycle on restricted permeability barriers within footwall forced anticlines, taking place during the synrift burial of the basin. Unfortunately, because of the scarcity of outcrops, which are essentially located in partly drowned and covered disused uranium mining pits and gravel quarries, much speculation remains concerning the distribution, source and origin of the Francevillian injectites.

Following a recent drilling exploration campaign by the third manganese world producer COMILOG on the Bangombé plateau at the western border of the Franceville basin, twenty-two cored boreholes were studied in detail along with the reappraisal of six key outcrops, including the M'Vengué roundabout outcrop cited above. The present study focuses on the detailed sedimentological, petrographic and mineralogical study of the FB Formation, where remobilized sands

have been previously described. The aim of this paper is i) to characterize the sedimentary architecture and post-depositional fabric of the sandstone bodies intercalated within the black mudstone series and ii) improve constraints on the distribution and triggering mechanisms of the injectites at the regional scale. Moreover, this approach sheds new light on the origin of sand clusters that randomly reduce the grade of the Mn-lateritic ore exploited by COMILOG on the Bangombé plateau (Weber, 1968; 1973).

2. Geological setting

The Paleoproterozoic Francevillian basin (2.1 Ga, Bonhomme et al., 1981), located in the western Congo Craton southeast of Gabon, is mainly known for the natural reactors of Oklo and Bangombé (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003; Dutkiewicz et al. 2007), and the mining of a world-class supergene manganese ore deposit exploited by Eramet Comilog. More recently, this basin has attracted the attention of the geobiologist community because of the discovery of the earliest known multicellular organisms (El Albani et al., 2010; Moussavou et al., 2015). The Francevillian Group is made up of an unmetamorphosed and slightly deformed sedimentary pile which represents an exceptional archive for reconstructing the paleoenvironmental conditions of the early Earth, (Baud, 1954; Weber, 1968; Dubois et al., 2015).

2.1. Geodynamic context

The Paleoproterozoic Francevillian basin covers an area of about 42,000 square km, extending from the granito-gneissic Archean basement of the North Gabon Massif in the north to the Chaillu Massif in the south (Fig. 1A; Cosson, 1955; Weber, 1968; Caen Vachette et al., 1988; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989, 2003), and bounded by the West African Central Belt (WCAB) to the west (Feybesse et al., 1998). It is overlain in the east by the Meso-Cenozoic sands of the Batékés plateau (Cosson, 1955).

The Francevillian basin is compartmentalized into four depocentres corresponding to the Booué, Lastourville, Okondja and Franceville sub-basins (Weber, 1968); these sub-basins opened during the Eburnean orogenesis between 2400 and 2000 Ma that led to the formation of the WCAB (Fig. 1A; Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998; Pambo et al., 2006). The geodynamic history of the basin includes four tectonic phases:

(1) An initial collisional phase (2375-2235 Ma) between the Sao Francisco and Congo Cratons leads to the formation of the WCAB orogenic zone (Feybesse et al., 1998).

(2) This collision was accompanied by the eastward thinning of the crust, associated with a series of NW-SE trending normal faults that controlled the opening of the sub-basins (Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998; Pambo et al., 2006).

(3) During a second compressive stage of the WCAB front (2145-2100 Ma), strong differential subsidence increased the partitioning of the basin into major N135-trending horst and graben structures (Fig. 1A; Ledru et al., 1989; Feybesse et al., 1998).

(4) A final post-filling event linked to Pan-African tectonics (600 Ma) led to slight inversion of the normal faults and possible coeval strike-slip movement along inherited N160-trending faults in the basement (Gauthier-Lafaye, 1986; Pambo et al., 2006; Ndong et al., 2016).

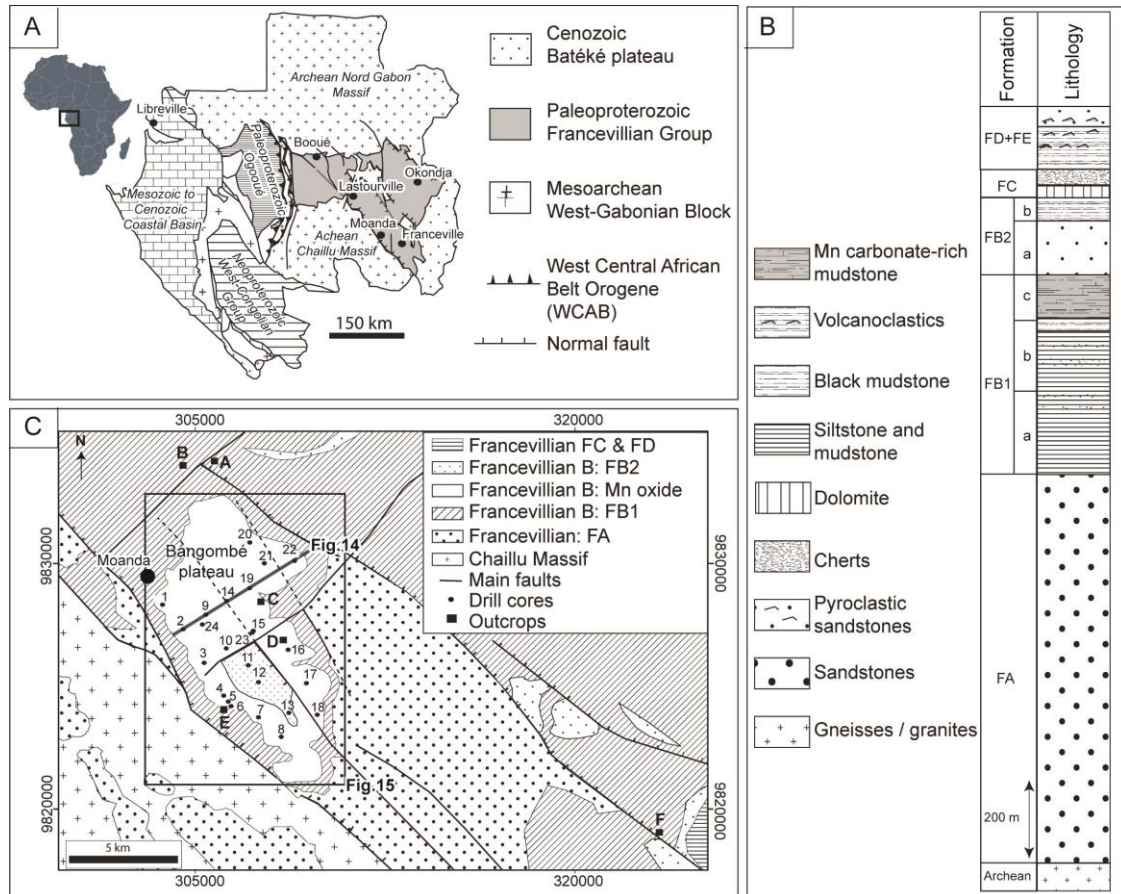


Fig. 1: Geological setting of the studied area. A) Main tectono-sedimentary units from Gabon. The Francevillien Group is bordered by WCAB, Archean basement and Batéké plateau [modified from Thiéblemont et al., 2009]. B) Stratigraphic column of the Franceville paleoproterozoic basin [modified from Weber, 1968]. C) Detailed geological map of the investigated area showing the location of drill cores and outcrops. Figures 14 and 15 are localized [modified from Bouton et al., 2009a].

2.2. General stratigraphy of the Franceville basin

The study area is located in the Franceville Sub-basin (Figs. 1A and 1B). It corresponds to N135 trending graben systems (Gauthier-Lafaye, 1986) filled by 1000 m to 2500 m of silicoclastic sediments and carbonates (Baud, 1954; Weber, 1968), locally intersected by volcanoclastic units. The latter are probably related to the emplacement of the Ngoutou annular complex in the Okandja sub-basin (Moussavou and Edou-Minko, 2006; Thiéblemont et al., 2014).

In the Franceville Sub-basin, we can distinguish five lithostratigraphic formations (FA to FE, Fig. 1C) corresponding to five main depositional environments (Weber, 1968; Ossa

Ossa et al, 2013; Ngombi-Pemba et al, 2014; Mossmann et al., 2005). The FA formation at the base of the pile was deposited during the first tectonic phase and consists of coarse fluvial sandstones evolving into a delta system intersected on top by tidal channels (Haubensack, 1981; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989, 2003; Pambo et al., 2006). The rapid increase in synrift subsidence during deposition of the FB Formation leads to the accumulation of an overall shaly marine sequence divided into two major members (Figs. 1C and 2A).

The FB1 Member has been dated at 2099 ± 115 Ma by Bros et al. (1992). It is about 600 m thick, being dominated by dark to green to black mudstones interbedded with multiple fine to medium-grained sandstone intervals (Units 1 to 4). These deposits have been successively attributed to a deltaic environment (Weber, 1968), or a tidal and storm-dominated system (Pambo et al., 2006; Ossa Ossa, 2010) passing upwards to slope and deep sea deposits (Ossa Ossa, 2010; Pambo, 2004; Thiéblemont et al, 2009) subject to turbiditic and clastic debris-flow inputs (Azzibrouck-Azziley, 1986; Préat et al., 2011). Unit 4 is overlain by Mn-carbonate-rich black shales (Mossmann et al., 2005; Units 5 and 6) often including slumped siltstone and possible fine-grained sandstone beds, which mark the isolation of the depocentre from the terrigenous source (Gauthier-Lafaye and Weber, 2003; Pambo, 2004; Ossa, 2010; Ngombi-Pemba et al., 2014). The Mn-carbonate sequence of Units 5 and 6 represents the pro-ore of a supergene Mn-laterite ore deposit (Figs. 2A and 2B) exploited since 1962 by Comilog [Weber, 1973; Pambo, 2004]. It is capped by a new mudstone interval (Unit 7).

The FB2 Member is about 300 m thick. It includes a thick massive sandstone interval (Unit 8) capped by a new black mudstone series (Unit 9). The depositional environment of the FB2 Member is still the object of controversial debate on whether it reflects storm-dominated [Azzibrouck-Azziley, 1986; Pambo, 2004 and 2006; Thiéblemont et al, 2009], deltaic-dominated [El-Albani et al., 2010; Ossa Ossa-2010] or turbiditic-dominated processes [Préat et al., 2011; Parize et al., 2013] for Unit 8, and offshore-dominated [Azzibrouck-Azziley 1986; Parize et al., 2013] or shallow subtidal-dominated processes [El Albani et al., 2010] for Unit 9.

The FC Formation corresponds to a thin interval of a few tens of metres (Bouton et al. 2009) including massive dolomites and stromatolitic cherts (Amard and Bertrand Sarfati, 1997) showing evaporite replacements, interpreted as intertidal to supratidal deposits (Préat et al., 2011; Ossa-Ossa et al., 2013).

The FD and FE Formations on top of the sedimentary pile are poorly exposed. They include a thick mudstone and sandstone series intersected by volcanoclastic intervals (Fig. 1C; Weber, 1968; Bouton et al., 2009; Moussavou and Edou-Minko, 2006, Thiéblemont et al., 2014).

This study focuses on the FB1 Member, and more specifically the interval from the top of Unit 3 to Unit 9, which was recovered by the drilling campaign of COMILOG and which is visible at the selected outcrops.

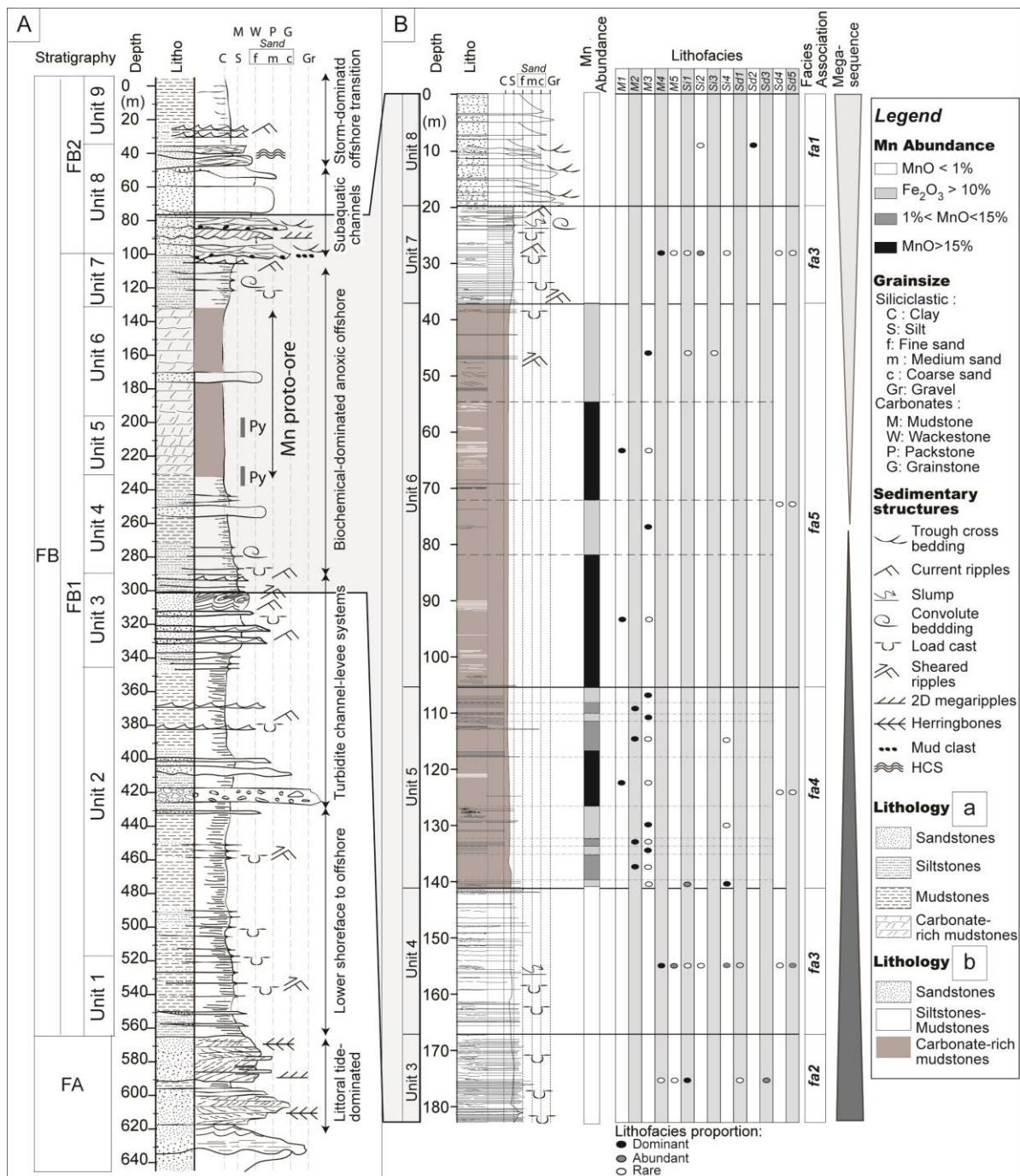


Fig. 2: Detailed sedimentological column of the Moanda-Franceville area. A) Stratigraphic section and depositional environments from top of the FA to top of the FB, based on the synthesis of the two longest cores drilled by AREVA at sites 23 and 24 and complementary outcrop sections on the Bangombé plateau. B) Detailed sedimentological section of the investigated interval (from top of Unit 3 to base of Unit 8) based on the drill core from site 11, considered as the most representative of the area. The Mn/Fe abundance, lithofacies and Facies Associations are mentioned. This interval corresponds to a lower fining upward cycle passing to a reverse coarsening upward cycle on the half top. The reversal tendency indicates the maximum of starvation of the depositional system.

3. Materials and Methods

Twenty two exploration diamond drillings were performed with HQ drill rod specifications and a relative spacing of about 1500 m by Comilog on the Bangombé plateau during core sampling campaigns of 2012 and 2014 (Boreholes 1 to 22). The drill depth was comprised between 100 m and 200 m, including part of the FB1 Member and locally the base of the FB2 Member. In addition, two long cores drilled by AREVA in the investigated area were studied up to the top of the FA Formation and supplemented by outcrop sections of the FB2 Member used here as a stratigraphic reference (Boreholes 23 and 24).

Six outcrops were selected (A-F, Fig.1B) to obtain better constraints on the sedimentary fabric, and in particular, the 3D architecture of the sandstone bodies of the FB1 Member. Outcrop A (1°29'51.21"S, 13°15'8.31"E) corresponds to the pit cutting at the mineral train loading station of Moanda. Outcrop B (1°30'04.5"S, 13°14'18.4" E) is located close to the first exposure along the road leading to the CIM (Complexe Industriel de Moanda) plant just before the bridge over the Moulili river. Outcrop C (1°33'4.31"S, 13°16'11.65" E) is located on the north-eastern edge of the Bangombé plateau, along a track going to the manganese pit B7. Outcrop D (1°35'19.42"S, 13°13.80"E) corresponds to a disused Mn quarry on the western side of the Bangombé plateau and outcrop E (1°35'19.42"S; 13°15'13.80"E) is a pilot Mn quarry on the eastern flank of the Bangombé plateau. Finally, outcrop F (1°38'16.01"S, 13°24'58.20"E) extends over a distance of about 80m along the main road to Franceville, close to the M'Vengué roundabout. From a structural point of view, both of the AREVA drill cores and outcrops B and C are located in the hanging wall of the Lekedi normal fault on the Bangombé plateau, while outcrops A and D are located in the hanging wall syncline of the Mbouma normal fault on the Oogoué plain (Fig.1B).

The outcrops and drill cores were carefully described from base to top at a scale of 1/100 using conventional stratigraphic and sedimentological techniques, including facies and microfacies analysis, and also used to characterize the sedimentary and structural fabric. Because of the abundance and peculiarity of fine-grained facies observed in the FB Formation, on the one hand, and the plethora of classification schemes on the other hand, we used here the two basic ternary classifications proposed by Folk (1974) for the mud-sized and sand-sized fractions, respectively, supplemented by the relative abundances of carbonates, manganese and iron.

The most significant architectures observed at outcrop were characterized and the borehole data correlated using a confident time-line (see below). To study the microfabric, 50 polished thin sections were prepared from the most representative core facies and observed under a Wild Heeburgg binocular and a Zeiss Scopa A1 optical microscope in transmitted and reflected light. In parallel, 15 of these thin sections were selected for scanning electron microscope (FEI Quanta 200 FEG) analysis in BSED mode, coupled with EDX (Oxford Max 50 mm²), using the following conditions: 15 KV, 50 s

counting time per area, average beam spot size of 3.5 μm and a pressure of $4.5 \cdot 10^{-1}$ torr. The organic material was characterized initially by optical microscopy under reflected light, and then was coupled with SEM-EDX analysis (Oxford Max 50mm²) to calibrate its reference spectrum (Orberger et al., 2014).

4. Stratigraphic framework and facies assemblage of the FB1 and FB2 Members

A high-resolution study of the drill-cores, coupled with careful observations of the outcrops of the FB1 Member and the base of the FB2 Member allow us to characterize the main lithofacies and group them into relevant Facies Associations (*fa*) representative of the depositional processes. These Facies Associations lead in turn to the definition of stratigraphic units, whose stacking is interpreted in terms of palaeoenvironment evolution and basin history. Borehole 11 in the central part of the Bangombé plateau is representative of the complete sedimentary pile, and is used as the lithostratigraphic reference for this study (Fig. 2B).

4.1. Lithofacies and inferred depositional processes:

From petrographic and mineralogical analyses, we can first distinguish 14 main lithofacies related to specific depositional processes (See Table 1 for detailed description). The muddy group (Table 1, Facies *M1* to *M6*; Figs. 3A to 3M) is the dominant lithofacies; it reflects suspension settling in quiet anoxic to suboxic conditions, locally or periodically interrupted by bottom to near-bottom currents [in the nepheloid layer], responsible for inputs of coarse material and possible sheared/slumped fabrics. The silty group (Table 1, Facies *Si1* to *Si4*; Figs. 3N to 3V) records episodes dominated by bed-load to mixed-load transport under weak to moderate bottom currents. The sandy group (Table 1, Facies *Sd1* to *Sd5*) includes different grainsize and mineralogical assemblages from very fine to coarse litharenite to subarkose, with a mud-supported to clast-supported fabric (Table 1, Figs. 3W to 3AB). The large variety of sandy facies reflects a wide range of depositional processes, from tractive to hyperconcentrated and even liquefied flows.

4.2. Facies Associations and associated stratigraphic units:

To better constrain the depositional environments of the FB1 and FB2 Members, five Facies Associations (*fa1* to *fa5*) are distinguished that group together typical lithofacies. They reflect the sum of all the processes that occur at a given place and time in the depositional system (Fig. 2B).

- Facies association *fa1*:

This facies association is dominated by fine to coarse subarkose (*Sd2*) and accessory green to grey siltstone to mudstone (*Si3*), and is strictly restricted to the FB2 Member at the top of the pile. It often shows rough graded bedding, erosional bases with lag deposits, and trough cross-bedding; indicating high tractive channelized currents.

Name	Facies code	Color	Description	Major components	Sedimentary fabric	Depositional process
Mn-carbonate-rich mudstone to manganostone	M1	Black	Mn carbonate and organic matter-rich mudstone (15<MnO<30 wt%), with a very low detrital silt-size fraction. This facies represents the proto-ore of the Bangombé Mn-oxide deposit.	Microconcretions and colloform grains and rhomboedral crystals (10-50µm) of Mn-dolomite, kutnohorite, rhodochrosite. Less than 5 % silt-size quartz, dolomite and framboidal pyrite. Clayey and organic matter (Biofilm relicts+pyrobitumen) matrix in variable proportion (5 to 30%).	Mn-carbonate aggregates forming a more or less loose massive to thinly laminated fabric.	Synsedimentary to early diagenetic carbonate bioprecipitation on a quiet and starved environment.
Pyrite-rich mudstone	M2	Black	Pyrite (10<Fe ₂ O ₃ <30wt%) and organic matter-rich mudstone containing less than 10wt% MnO.	Silt to sand-sized framboidal, ooid-like and cubic pyrite (50-300µm), 10 to 30 % silt-size detrital quartz, dolomite and dispersed Mn-carbonate microconcretions (20-30µm) in a clayey and organic matter-rich matrix.	Medium to thinly laminated fabric with abundant micro-slumps and contorted structures suggesting often a bacterial mat fabric.	Synsedimentary to early diagenetic pyrite bio(?)precipitation on a quiet to low energy environment. Bacterial binding.
Low Mn-carbonate bearing mudstone	M3	Black	Organic matter-rich Mn-carbonate bearing mudstone (MnO<15wt%).	Composed of 30 to 50% of silt fraction including corroded quartz, dolomite, muscovite and pyrite with accessory reworked or co-precipitated Mn-carbonate micronodules or cement patches in a clayey and organic matter-rich matrix.	Thinly laminated sheet-like fabric.	Alternation of suspension settling and possible nepheloid to low bottom currents reworking previous upstream Mn-carbonate rich deposits. Possible bacterial binding.
Fe-Mn barren mudstone	M4	Dark grey to black	Organic matter-rich mudstone without metal anomaly.	Composed of 30 to 50% of silt fraction including quartz, plagioclases dolomite, muscovite and framboidal pyrite ; possibly cemented by dolomite, in a clayey and organic matter-rich matrix. No manganese.	Massive to thinly laminated, often slumped and sheered. Shows possible wispy silt laminae.	Alternation of suspension settling and possible nepheloid to low bottom current.
Granule-rich sandy mudstone	M5	Medium grey to black	Poorly sorted sandy mudstone showing floating grains of medium to coarse-grain sized quartz.	The sand/silt fraction is composed of corroded quartz, dolomite, plagioclase and accessory muscovite; locally cemented by dolomite. Floating on a clayey and organic matter-rich matrix.	This facies forms locally infra-centimetric alternations within Fe-Mn barren mudstones.	Possible cohesive flow and pellicular mass-transportation by local slope instability.
Laminated siltstone/fine sandstone-mudstone	Si1	Black	Regular to irregular or discontinuous silt to very fine sand-size laminae to thin bed alternating with organic matter-rich black mudstone.	Quartz (60%), dolomite (40%) and rare muscovite in the silt/fine sand laminae supported by a dolomitic cement and 25-30% of silt-sized grains in the black clay and organic matter-rich mudstone. Dispersed framboidal pyrite, pyrobitumen blebs and local alignment or clouds of coarse-grained quartz grains.	This facies is often highly deformed or disorganized and shows contorted, sheared, folded or slumped structures at centimetric to decimetric scale. The coarse-grained laminae/thin beds can show cross-lamination, and in particular fading ripples.	Alternation of suspension settling and periodical tractive current pulses to an unstable environment submitted to mass-movement and shearing by bottom currents.
Clayey Siltstone	Si2	Black to dark grey	Homogenous facies showing a medium to coarse organic matter-rich clayey siltstone with scarce to abundant dolomite birdeyes.	Corroded quartz (40%), dolomite (40%), muscovite (<20%) supported by a organic matter-rich clayey and dolomitic cement. Accessory framboidal pyrite and pyrobitumen bubbles.	Massive to roughly laminated. Lamination is locally marked by the alignment of 100-200µm thick poikilitic dolomite fenestrae (birdeyes). Possible convolute bedding.	Mixed suspension settling and low tractive currents associated to probable microbial degassing.
Green to grey clayey siltstone to Mudstone	Si3	Green to grey	Includes a continuous series from silt- to clay-sized material characterized by a green to grey color.	Silt-sized quartz, biotite, muscovite, chlorite et rare plagioclases in variable proportion supported by a clayey organic matter free matrix (5 to 95% of the rock).	Massive	Suspension settling to low energy environment
Dolosiltstone	Si4	Light beige	Partly broken to corroded medium to coarse grained reworked silt-sized dolomite crystals giving a sucrose texture.	Dolomite crystals (90%), quartz (5-15%) and rare plagioclases and muscovite. Possible pyrite cubes. Dolomite cement and locally clay matrix.	Massive to thinly laminated with possible current ripples. The massive facies shows often irregular conduits possibly linked to fluidized or bioturbated material?	Low tractive bottom current reworking early precipitated dolomite crystals.
Fine to medium-grained litharenite	Sd1	Light to dark grey	Poorly sorted fine to coarse grained litharenite	Quartz (60%), microquartz/cherts (20%), plagioclases (10%), dolomite (10%) and accessory undetermined lithics supported by a dolomite cement.	Massive to roughly bedded. Shows often a bimodal fabric.	Moderate to high tractive turbulent currents.
Fine to coarse-grained subarkose	Sd2	Grey to beige	Bimodal and/or roughly graded fine to coarse grained subarkose.	Quartz (70%), plagioclases (15%), muscovite (2%) and possible dispersed cubic pyrite, supported by a siliceous and partly clayey cement. Shows residual pyrobitumen on microfractures and grain joints.	Massive and often bimodal with a roughly graded fabric.	Transportation and deposition under a medium to high tractive current.
Muddast-rich muddy litharenite	Sd3	Medium to dark grey	Muddy unsorted litharenite including dispersed mudclasts produced by the reworking of the interbedded mud drapes.	Quartz (60%), dolomite (20%), dolosiltstone, microquartz, and pluri-cm to cm-sized mudclasts in variable proportion; supported by a clayey-silt and organic matter-rich matrix. Possible pyrite, chalcocypite and covellite.	Massive pluri-cm to dm-thick beds alternating with black mudstones.	Alternation of high erosive tractive current and decantation phases.
Carbonate-supported quartzarenite	Sd4	beige to grey	Fine- to coarse-grained carbonate-supported quartzarenite with a clear loose structure of the granular fraction.	Quartz (90%), plagioclases and partly weathered albite(<5%), muscovite (2%), rare carbonate grains, chaledonia and subangular clay-clasts, supported by a dolomitic cement containing variable Mn content (from 0 to 15% MnO). Possible clay chips.	Poorly sorted and uncompacted/loose fabric. The grains are corroded and floating into the Mn-carbonate cement. This facies is possibly oblique or secant to the bedding.	Liquified flow associate to early water escape or late fluidization and injection processes through the sedimentary pile.
Mud-supported litharenite	Sd5	Dark grey to black	Fine to medium-grained, dark silty-clay and organic-rich poorly sorted litharenite showing a loose structure of the granular fraction.	Quartz more or less corroded (70%), dolomite (25%), muscovite (2%) and rare partly kaolinized plagioclases. The matrix is composed of illite, kaolinite and organic matter (10-20wt%) with dispersed euhedral pyrite and possible carbonate cement.	Poorly sorted and uncompacted/loose structure (floating grains) supported by a silty-clayey matrix. Some granules layers or intraclasts can appear at the base or in the middle part of the bed.	Hyperconcentrated flow linked to subaqueous density current or fluidization and injection of a mixed sand and mud load through the sedimentary pile.

Table 1. : Main lithofacies of the FB Formation and associated depositional processes.

- Facies Association *fa2*:

This facies association is located at the base of the investigated pile (Unit 3) and corresponds to relatively regular thin siltstone-mudstone alternations (*Si1*). It includes abundant thin fine- to medium-grained (*Sd1*) and often mudclast-rich (*Sd3*) litharenite, and often shows current ripple lamination and loadcasts. Fe-Mn barren mudstones (*M4*) and granule-rich sandy mudstones (*M5*) are locally visible. In terms of sedimentary fabric, *fa2* is characterized by abundant synsedimentary disturbances, including slumped, sheared and contorted packages that reflect intense bottom instability in a system subject to periodic or continuous bottom currents.

- Facies Association *fa3*:

This Facies Association is observed close to the base (Unit 4) and the top (Unit 7) of the studied interval. It is mainly composed of Fe-Mn barren mudstone (*M4*) with scarce intervals of granule-rich sandy mudstone (*M5*), laminated thinly siltstone-mudstone (*Si1*), clayey siltstone (*Si2*) and dolosiltstone (*Si4*); associated with possible loadcast or slumped structures. This assemblage reflects a quiet environment dominated by suspension settling with episodic currents [?or pulses] in the bottom nepheloid layer.

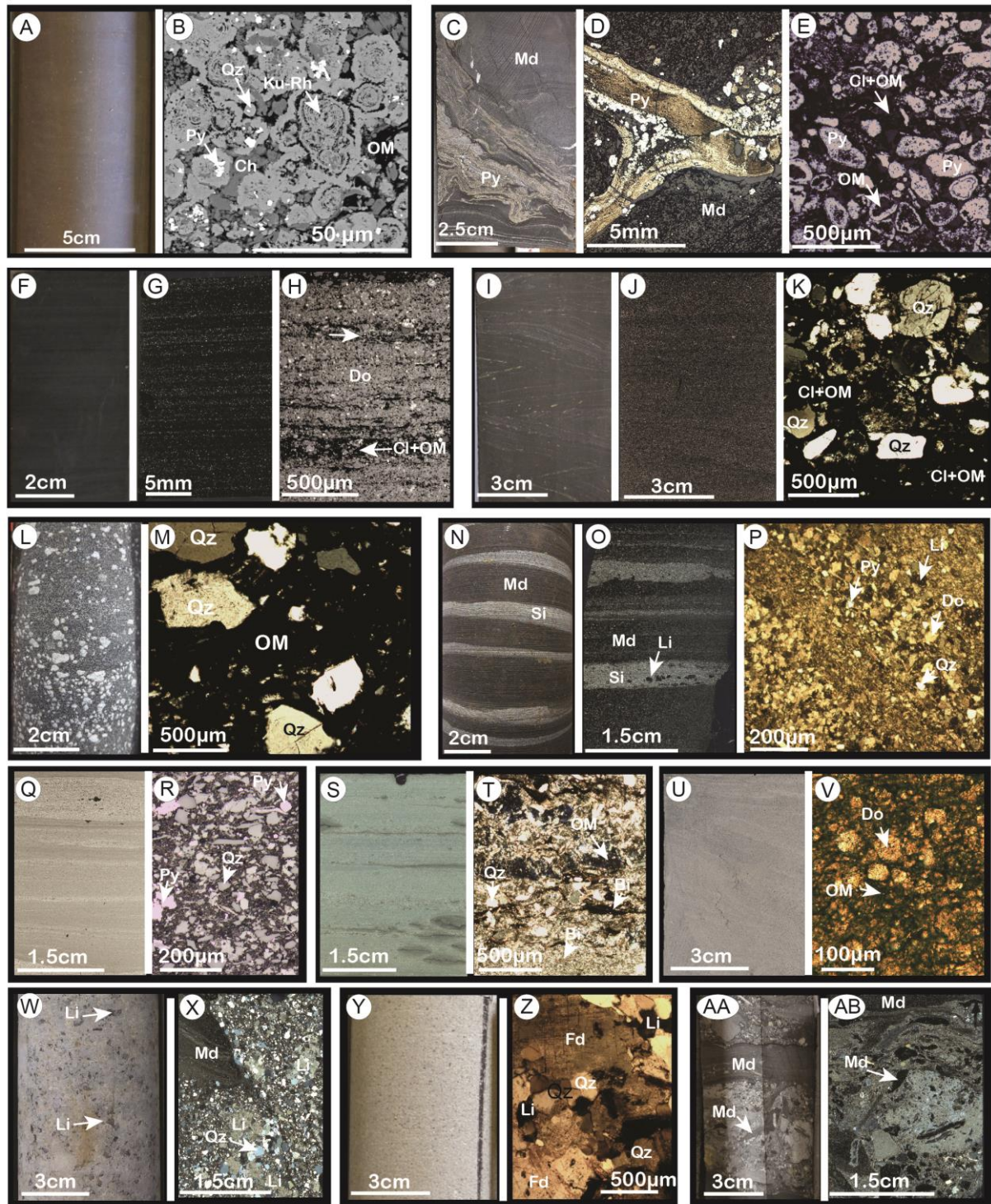


Fig. 3: Macro and microfacies characteristics of the investigated interval (from top of Unit 3 to base of Unit 8; see Table 1 for detailed description).

Muddy group (A to M). Mn-carbonate rich mudstone to manganostone (M1 Facies): A) Closed up core view showing a massive homogeneous dark grey manganostone; B) SEM-BSE image showing microconcretions formed by successive laminae of kutnohorite, rhodocrosite and organic matter resembling to biofilm relicts, scattered quartz grains and anhedral pyrite. The intergranular space is filled by a Mn-carbonate rich cement trapping possible clay relicts. **Pyrite-rich mudstone (M2 Facies):** C) Close-up core view showing a thinly laminated, contorted and partly disrupted pyrite bands in a black mudstone; D) Detail view of microbial mat fabric rich in framboidal pyrite (Reflected Light Optical Microscopy = RL-OM); E)

Thin-section showing Pyrite ooids linked by a clayey organic matter-rich matrix. Ooids show successive pyrite and organic matter laminae (RL-OM). **Low Mn-carbonate bearing mudstone** (*M3* Facies): F) Close-up core view of *M3* Facies showing a dark-grey thinly laminated mudstone; G) Full-size thin section showing silt-sized dolomite/Mn-dolomite and quartz laminae alternating with black organic matter-rich clay (Plane Polarized Light Scan Image PPL-SI). H) Detailed view of the previous photo showing the laminated fabric and the abundance of carbonate silt fraction (Plane Polarized Light Optical Microscopy=PPL-OM). Fe-Mn barren mudstone (*M3* Facies): I) Close-up core view showing a cross-laminated grey mudstone; J) Full-size thin section showing the thinly laminated fabric underlined by the silt fraction (PPL-SI); K) Detailed view of the previous photo showing the components of the fine sand/silt fraction including quartz, dolomite and lithics into a clayey organic matter-rich matrix (PPL-OM). **Granule-rich sandy mudstone** (*M4* Facies): L) Close-up core view of a sandy mudstone formed by coarse-sized quartz grains floating into a medium grey muddy matrix; M) Thin section showing the detailed fabric of the previous photo (PPL-OM). Dispersed quartz grains have a very variable size from fine silt to granules.

N to V) Siltstone group. Laminated siltstone/fine sandstone-mudstone (*Si1* Facies): N) Close-up core view showing regular thin-bedded alternations of siltstone and dark grey mudstone; O) Full-size thin section view showing the details of the previous photo (PPL-SI). The base of the silt layers is partly erosive and gives dark millimeter-sized mudclasts aligned in the bed; P) Detailed view of the microfabric showing silt-sized dolomite, pyrite and accessory quartz fraction alternating with clay-rich laminae (PPL-OM). **Clayey Siltstone** (*Si2* Facies): Q) Full-size thin section showing the roughly laminated fabric with wispy silt laminae (Natural Light Scan Image= NL-SI); R) Detailed view showing poorly sorted silt-sized quartz, micas and pyrite grains in a clayey matrix (RL-OM). **Green to grey clayey siltstone to Mudstone** (*Si3* Facies): S) Full-size thin section showing the green very fine grained subtly laminated fabric (NL-SI); T) Detailed view of the previous photo showing the biotite-rich siltstone and dispersed quartz grains in a clayey matrix (PPL-OM). **Dolosiltstone** (*Si4* Facies): U) Close-up core view showing a massive to subtly laminated light grey siltstone (NL-SI). (V) Thin section showing partly broken dolomite crystals linked by a carbonate and bitumen-rich cement (PPL-OM).

W to AB) Sandstone group. Fine to medium-grained litharenite (*Sd1* facies): W) Close-up core view showing coarse sandstone with heterolithic grains; the dark-grey grains correspond to lithics; X) Full-size thin section showing medium-sized quartz, lithic grains of polycrystalline quartz, dolomite and possible mudclasts of *M4* Facies (PPL-OM). **Fine to coarse-grained subarkose** (*Sd2* facies): Y) Close-up core view of beige medium sandstone; Z). Thin section showing the tight bimodal texture including feldspar and quartz grains (PPL-OM). **Mudclast-rich muddy litharenite** (*Sd3* Facies): AA) Close-up core section of the muddy unsorted mud-draped mudclast-rich litharenite. The mudclasts clearly originate from the reworking of the mud drapes; AB) Full-size thin section showing the unsorted fabric and the abundance of mudclasts and lithics (PPL-SI).

Si: Siltstone; Md: Mudstone; Cl: Clay; Ch: Chlorite; Qz: Quartz; Fd: Feldspar; Bi: Biotite; Li: Lithics; OM: Organic Matter; Py: Pyrite; Do: Dolomite; Mn-Do: Mn Dolomite; Ku: Kutnohorite; Rh: Rhodocrosite.

The underlying mud-rich interval is abruptly overlain by a metal-rich mudstone suite with high organic matter content making up the Facies Associations *fa4* and *fa5*, which represents the proto-ore of the supergene manganese ore of Bangombé.

- Facies Association *fa4*:

The *fa4* assemblage forms the Stratigraphic Unit 5. It is dominated by black pyrite-rich mudstone (*M2*) beds several metres in thickness alternating with mudstones poor in Mn-carbonate (*M3*) and possible manganostone (*M1*). Dolosiltstone laminae or thin layers are locally visible. The pyrite fabric shows very thin mat-like and often contorted laminae sets, or is more or less dispersed as framboidal

or silt-sized cubic grains. Pyrobitumen impregnates the clayey matrix or forms dispersed blebs. This Facies Association is consistent with a quiet to low energy environment dominated by suspension settling and bioprecipitation.

- Facies Association *fa5*:

The Facies Association *fa5* characterizes Unit 6 of the investigated pile; it is largely dominated by Mn-carbonate-poor (*M3*) to Mn-carbonate-rich (*M1*) mudstones (MnO = 5-30 wt%). The term manganostone is used here to refer to a massive or inconspicuous thinly laminated facies containing more than 40-50% carbonates (generally a mix of dolomite, kutnohorite and rhodocrosite) only distinguishable from the Mn-poor carbonate-bearing mudstone in thin section or by chemical analysis. The carbonate fraction is made up of 10-50 μm -sized microconcretions, colloform grains and rhomboedral crystals entrapping possible microbial film relicts indicating a synsedimentary to early diagenetic process of bioprecipitation (Dubois *et al.*, 2015). This Facies Association is compatible with a quiet starved system dominated by biochemical processes.

4.3. Stacking pattern and paleoenvironmental interpretation of the FB1-FB2 sequence:

The sedimentary sequence recorded over the entire Bangombé plateau is characterized by a symmetrical megacycle of about 200 m thickness (Fig. 2B). The lower part of the cycle shows a fining upward trend with an overall increase in mud and biochemical precipitation, from Unit 3 to Unit 6, while the upper part of the cycle shows the coarsening up, from Unit 6 to Unit 8 (FB2 Member). This sedimentary loop is interpreted as a progressive decline of detrital input from the source area followed by a renewed increase towards the upper limb. The origin of the disappearance of the coarse fraction at the hinge point of the cycle is currently not well constrained, but we can evoke three main possible mechanisms: (a) an increase in distance from the sources, (b) deepening of the depocentre, or (c) an overall climate change (increase of aridity or inland glaciation?).

Concerning the depositional environment, all the sedimentological criteria converge towards a deep-water depositional system. In particular, the prominence of slumps, the alternation of suspension settling with low to high density unidirectional bottom currents, as well as the abundance of organic matter in *fa2* and *fa3* assemblages, all argue for a confined deep depositional environment subject to episodic or continuous gravity driven flows from an upstream deltaic system.

At the base of the pile, the Facies Association *fa2* of Unit 3 displays the typical fine-grained turbidite suite described by Stow and Piper (1984) or Pickering and Hiscott (1994), notably including fading ripples (Type C ripple of Jopling and Walker, 1968; and Stow and Shanmugam, 1980) and bed loading and shearing structures on flocculate to soupy muds (Kranck, 1984; McCave, 1984; Curran *et al.*, 2004). More precisely, this sedimentary fabric would be more indicative of levee overbank deposits as described, in particular, on the Pleistocene Amazon deep sea fan (Piper and Deptuck, 1997;

Hiscott et al., 1997, Normark et al., 1997) or on the modern Congo deep sea fan (Van Weering and Van Iperen, 1984; Droz *et al.*, 2003; Babonneau et al., 2010).

According to the above assumption, Unit 4 (Facies Association *fa3*) would represent an decrease in intensity and frequency of the turbidite overspill caused by the overall retreat of the detrital feeding system and the increased confinement of the basin which becomes dominated by decantation processes and bacterial binding of the mud. Unit 5 (Facies Association *fa4*) marks the abrupt onset of the starvation stage accompanied by euxinic conditions on the sea floor as reflected by pyrite bacterial mediation. Unit 5, corresponding to Facies Association *fa5*, would be representative of the maximum of starvation in an anoxic to suboxic environment, where biochemical processes, in particular Mn-microbial mediation, would lead to high rate of Mn-carbonate precipitation. The colloform structure, or even, the locally reworked position of the Mn-carbonate grains, argue for synsedimentary to very early processes (Dubois *et al.*, 2015). In the upper part of the sequence, the biochemical-dominated suite is marked by the sudden reappearance of the *fa3* assemblage identified as Unit 7. This latter indicates the renewal of siliciclastic input by distal fine-grained turbidite deposition. In the South-central part of the Bangombé plateau, the FB1 Member is unconformably capped by massive sandstone beds (*fa1* Facies Association) forming the Unit 8 at the base of the FB2 Member. As observed at outcrop and in core sections, this facies assemblage is characterized by positively graded layers and trough cross-bedding indicating the emplacement of a channel network by high-energy tractive unidirectional currents. Ossa Ossa, (2010) and El Albani et al. (2010) attribute this facies assemblage to deltaic channels, while Azzibrouck (1986) considers them as turbidite channel deposits. More recently, Parize *et al.* (2013) also interpreted the supposed lateral equivalent Poubara Sandstones (Weber, 1968) as upper slope turbidite deposits. Based on our paleoenvironmental interpretation and stacking pattern of the FB1 series, we propose a model that reconciliates the hypotheses proposed by previous authors. Thus, we consider the base of the FB2 Member in the investigated area as representing a main turbidite fairway at the fringe of a major deltaic system. In this sense, it records the maximum of progradation of the siliciclastic wedge and the ultimate stage of the megasequence.

5. Evidence of post-depositional sedimentary bodies

In addition to the Facies Associations described above, Units 4, 5, 6 and 7 locally show centimetre- to pluri-decimetre thick matrix- or cement-supported sandstone bodies (facies *Sd4* and *Sd5*) randomly distributed through these intervals (Fig. 2B). These sandstones have been observed both at outcrop and in drill-cores; some cross-cut or are oblique to the stratification with a variable position in the section from one borehole to another. Because of their enigmatic position and fabric, these bodies have been carefully identified and studied. In particular, their presence during the peak of starvation of Unit 6 is hard to understand with regard to the lack of sedimentary link with the host-rock.

5.1. Facies analysis and microfabric of the matrix- and cement-supported sandstones *Sd4* and *Sd5*

The two matrix or cement-supported facies are observed in both of the boreholes on the Bangombé plateau and at outcrops A, B, C, D, E, F (see Fig.1B).

- Facies *Sd4* (Table 1 and Fig. 4):

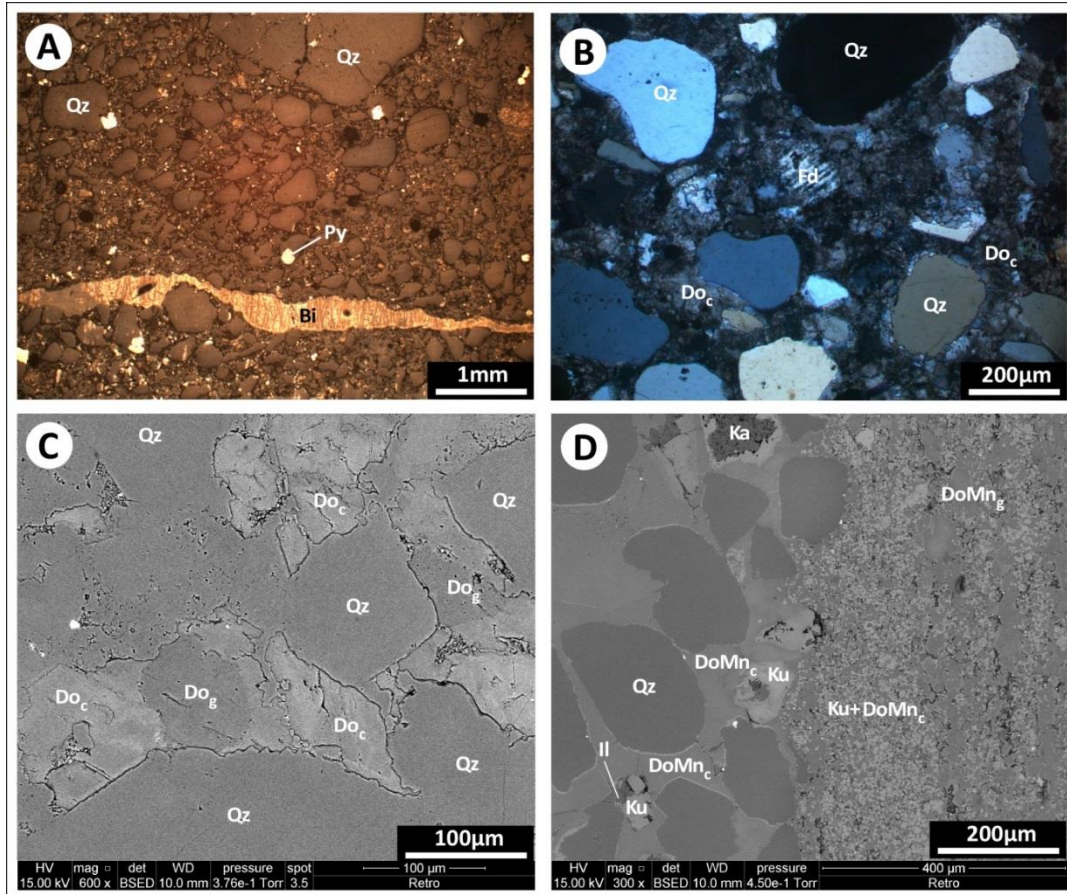


Fig. 4: Microfacies characteristics of the *Sd4* Facies (Carbonate-supported quartzarenite). A) Loose fabric of poorly sorted quartz and accessory anhedral pyrite. An early vein of bitumen (orange) is visible in the lower third of the thin section (Reflected Light Optical Microscopy= RL-OM). B) Quartz and accessory feldspar assemblage floating into a dolosparite cement (Plane Parallel Polarized Light Optical Microscopy= PPL-OM). C) Corroded quartz and dolomite grains cemented by subhedral dolomite from Unit 4 (SEM-BSE image). D) Corroded quartz grains cemented by poikilitic Mn-dolomite and kutnohorite (left) injected into a manganostone. The latter is composed of thinly laminated kutnohorite and Mn-dolomite microconcretions (right) from Unit 6 (SEM-BSE image).

This facies corresponds to fine to coarse-grained beige to dark grey quartzarenite, mainly composed of quartz (90%), partly weathered plagioclase and albite (5%), muscovite (2%) and rare carbonate grains, as well as chalcedony and euhedral to anhedral pyrite and apatite grains (Figs.4A and 4B). In terms of fabric, *Sd4* is poorly sorted and very loose and uncompacted. Delaminated to structureless clay-chip intervals are also locally observed sandwiched within the layers. The grains are floating within a carbonate cement that partly corrodes the quartz fraction (Fig. 4C). The composition of the cement varies according to the stratigraphic position, from dolomite in Units 1, 2 and 5 (Fig.

4C) to Mn-dolomite, kutnohorite or rhodocrosite in Units 3 and 4 (Fig. 4D), indicating a possible diagenetic link between the cement and the host-rock (Fig.5). Additionally, illite is possibly plated against the surface of the grains or flock grain contacts, implying that it pre-dates the cement precipitation. Finally, kaolinite and pyrobitumen plug the residual pore space, including drusic cavities of the carbonate cement and partially altered feldspar grains, or the interfoliar spaces of illite flakes which postdate the cement precipitation. Pyrobitumen fills the residual voids or late veins (Fig. 4A).

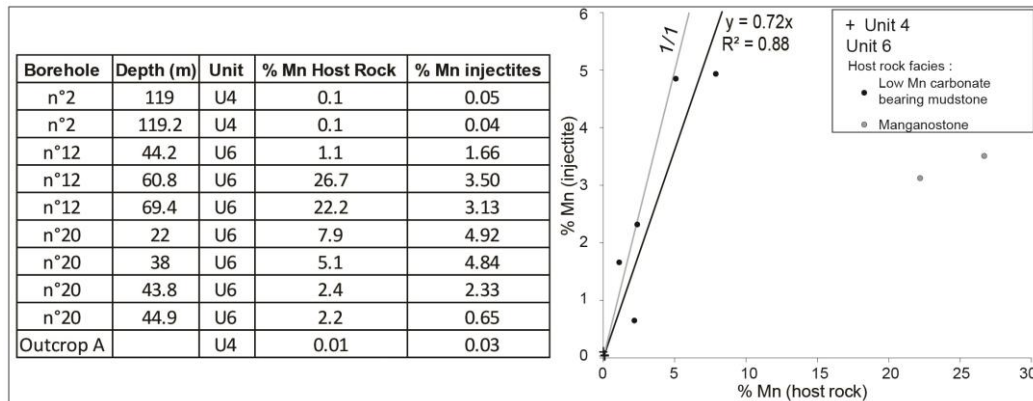


Fig. 5: Table and cross-plot representing the Mn content between the *Sd4* and *Sd5* Facies and the surrounding rocks. There is a clear relationship between the Mn abundance of the low Mn-carbonate bearing (*M3*) host rock and the injectite, indicating a direct lateral migration of the interstitial fluids from the surrounding material towards the injectite. In the case of the manganostones (*M1*), because of the limited intergranular space and possible interstitial clay, there is a high contrast between the Mn content of the cement of the injectite (3 to 4wt%) and that of the host rock (15 to 30wt%).

- Facies *Sd5* (Table 1 and Fig. 6):

The second anomalous facies is similar to *Sd4*, but has a more abundant lithic fraction and a clayey supported matrix (Fig. 6A). It is a dark grey to black, medium- to fine-grained, poorly sorted litharenite. The grains are mainly composed of more or less corroded quartz (70%), dolomite (25%) muscovite (2%) and rare plagioclase and partly weathered albite (Figs. 5B and 5C). The grains are uncompacted and are supported by a mixture of clay (illite, chlorite, I/S mixed layer; Ossa Ossa, 2010; Figs. 5C and 5D), fine silt-sized quartz and euhedral pyrite, and pyrobitumen forming a loose fabric (Figs. 5 and 6C). When sandwiched into Mn-carbonate rich mudstones or manganostones (*M1* Facies), pluri-millimetre patches or pipes of anhedral Mn-carbonate (kutnohorite and/or rhodocrosite) corrode the quartz grains with clay flocks on the walls (Figs. 6B and 6D).

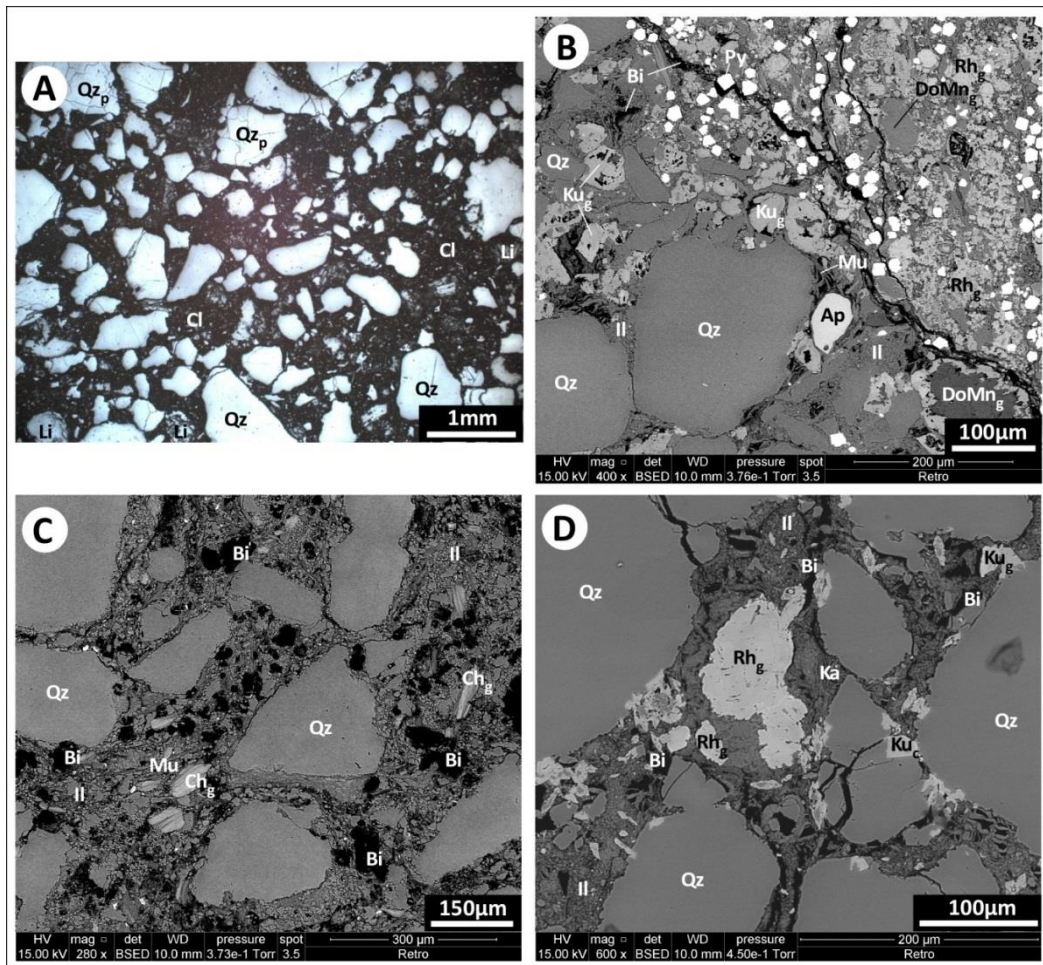


Fig. 6: Microfacies characteristics of the *Sd5* Facies (Mud-supported litharenite). A) Loose fabric of poorly sorted quartz and lithics floating into a clayey and bituminous matrix (RL-OM). B) Corroded quartz, kutnohorite and muscovite grains into a clayey matrix (*Sd5*; half-left low corner) crossing a manganostone composed of Mn-dolomite, pyrite and rhodocrosite grains and high Mn-carbonate-rich cement (*M1* Facies; half-right high corner; Unit 6; SEM-BSE). C) Typical clay-supported litharenite without Mn content (Unit 4). Black blebs correspond to residual pyrobitumen (SEM-BSE). D) Highly corroded quartz, rhodocrosite and kutnohorite grains floating into a kaolinite and illite matrix; Unit 6 (SEM-BSE).

5.2. Characterization at the core scale

In core section, the matrix-supported sandstone facies *Sd4* and *Sd5* form massive centimetre- to metre-thick layers (Fig.7); no particular distribution could be identified between these two facies within the sedimentary pile. However, as noted above, the manganese content of the carbonate cement is clearly related to that of the surrounding mudstones. These sandstone layers are generally parallel to the sedimentary bedding (Figs. 7C, 7E and 7F), but in some places they can crosscut the stratification at angles ranging from $<10^\circ$ (Fig.7B) to 90° (Figs.7A and 7F), forming in this case highly folded sandstone veins with often abundant pluri-millimetre sized clay ships (Fig. 7D). At the core scale, we also frequently observe a peculiar fabric with coarse grains or mudclast alignment in the axial part or close to the walls (Fig.7E), and even sometimes the upper and lower margin eroding the host rock.

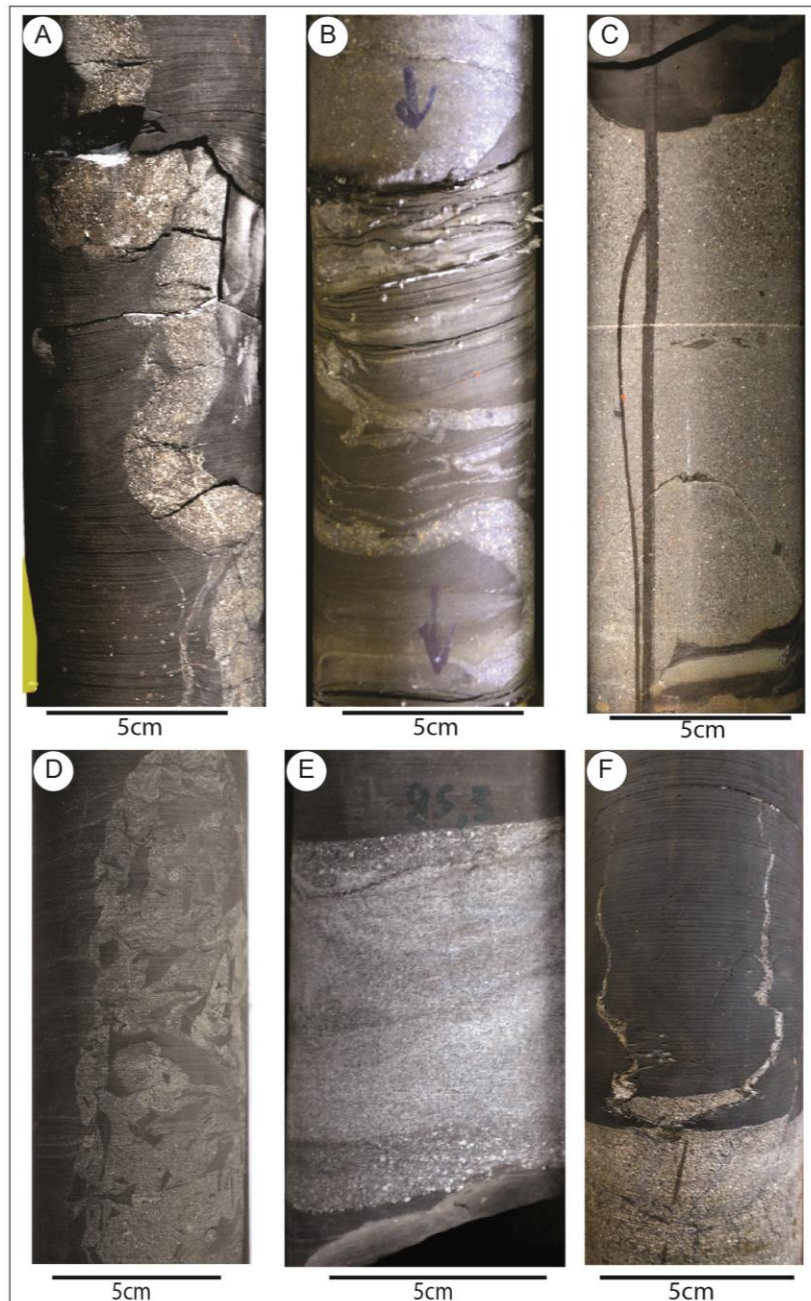


Fig. 7: Close-up core sections showing the different injectite patterns. A) Highly folded vertical vein of *Sd5* Facies cross-cutting the Fe-Mn barren mudstone; Unit 4. B) Complex folded network of *Sd4* injectites indicating ductile shearing and progressive bed parallelization of the injected sand before compaction; Unit 6. C) *Sd4* injectite parallel to the bedding and showing an erosive hanging wall. The base of the core shows a large irregular mudclast that states the poor consolidation of the host mud during injection; Unit 6. D) Irregular contact between a vertical *Sd5* injectite vein and the surrounding mudstone (*M4* Facies). The contact is stacked by abundant mud chips originating to the erosion of the walls during the injection process; Unit 4. E) *Sd5* injectite sill characterized by a coarse-grained fraction both on the footwall and hanging wall interpreted as elutriation process during injection. The nebulous internal pseudo-bedding could result to internal friction and shearing between different flow lines; Unit 6. F) *Sd4* injectite sill showing a typical micro-wing propagating upwards through the *M1* Facies; Unit 6.

Based on petrographic and sedimentological observations at the core scale, we might interpret the matrix-supported sandstone facies as high-density turbidite deposits including liquefied flows *sensu* Lowe (1982) or concentrated density flows *sensu* Mulder & Alexander (2001) in the case of *Sd4*, and as cohesive flows *sensu* Lowe (1982) or hyperconcentrated density flows *sensu* Mulder & Alexander (2001) in the case of *Sd5* facies. However, the overall loose fabric, the frequently oblique position compared to the general stratification, the local erosion of the hanging wall and the observed vein pattern, are more compatible with post-depositional processes. In particular, this type of deposit has also been observed in the Tesnus Formation of Texas, where Diggs (2007) suggests sand injection from a parent unit that is not deeply buried (<100 m) and incorporation of the clay matrix from the surrounding sediment that remains poorly consolidated. Such bodies have also been identified in the Cerro Toro Formation of Chile, where Hubbard et al (2007) describe graded injectites rich in clay. In this latter case, the injectites were interpreted as being related to injection due to pressurized gas causing turbulent flow from a parent unit buried deeper than one hundred metres.

To obtain a 3D view and elucidate the origin of these deposits, we decided to study some selected outcrops in greater detail.

5.3. Outcrop equivalents

Only road cuts and quarries were investigated (see location paragraph 3 and Fig. 1C) because of the poor preservation of the muddy and sandy rocks under tropical conditions. Three of the outcrops are located on the Bangombé plateau close to the boreholes and three others on the Oogoué plain close to Moanda and Franceville. They are described from north-west to south-east.

- *Mineral train loading station (Outcrop A, Fig 8):*

Cuttings were excavated in this u-shaped quarry to allow the maneuvering and loading of mineral trains. The outcrop extends for about 250 m along three successive steps corresponding to a cumulated height of about 25 m. This outcrop is developed in Unit 4 which is dominated by Fe-Mn barren mudstones (*M4* facies) including large carbonate nodules in the lower front (Mavotchy et al., 2016), alternating with fine-grained rippled and locally deformed litharenite (*Sd1*) in the middle front. To the west and the south, the middle and upper front show four, more or less discontinuous, decimetre- to metre-thick beds of matrix-supported litharenite (*Sd5* facies; Fig. 8A). In this sector, the sandstone layers extend for more than 80 m and are generally conformable to the stratification. Nevertheless, they locally cross-cut the bedding planes with low-angle truncation (<20°, Fig.8C), while some layers pinch out (Fig. 8D) or bifurcate abruptly with a stair-step (bayonet-like) pattern showing a clear right-angled truncation of the bedding (Figs. 8C and 8E). The surrounding mudstone is often micro-faulted or sheared and deformed, while the vertical branches connecting the different sandstone bodies are often regularly folded along a horizontal axial plane (Fig. 8C), indicating pre-compaction emplacement through a partly plastic material.

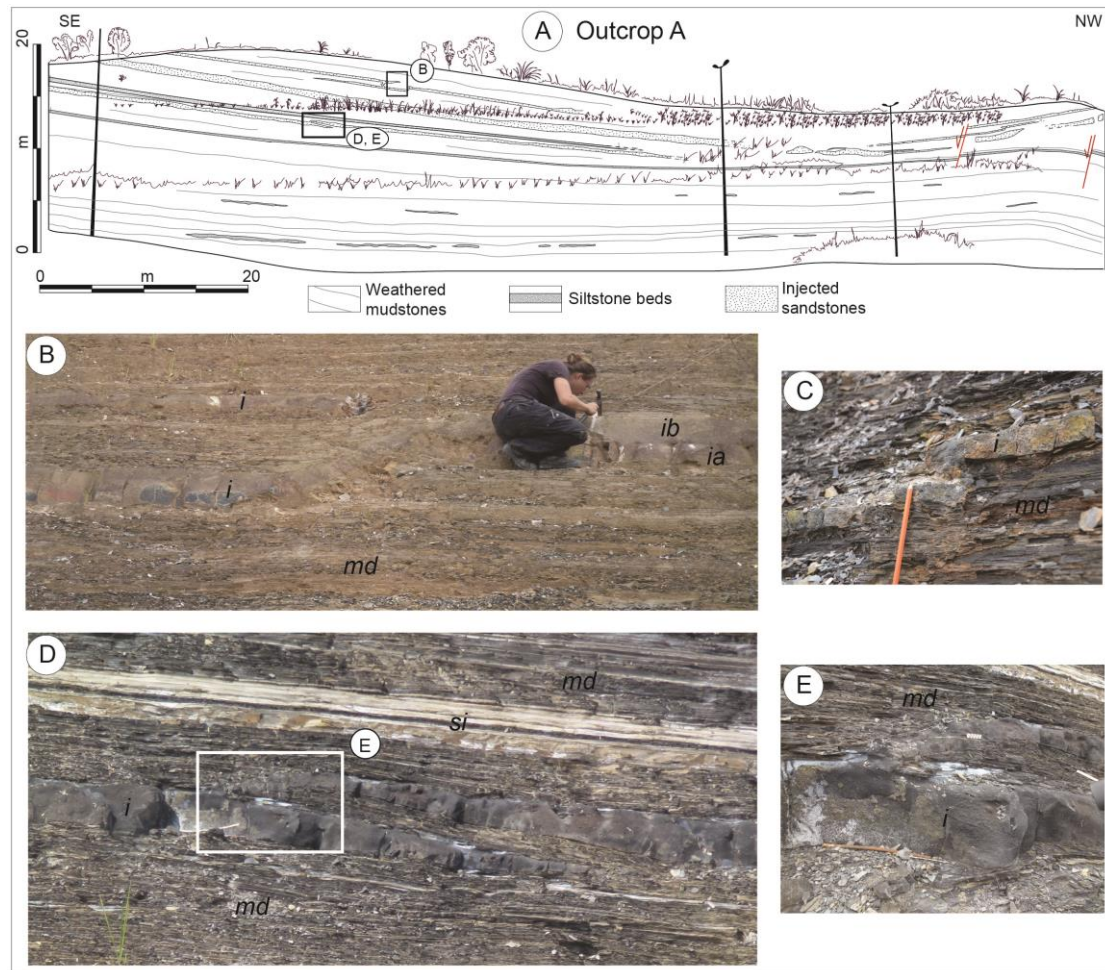


Fig. 8: Mineral train loading station outcrop (Site A Fig. 1C). A) Line-drawing of the outcrop showing different injectite sills on the upper part of the outcrop; Unit 4. Close-up photos of the outcrop : A) Tuning fork-like sill branching showing two superposed injectite layers of different grain size (*ia*: coarse-grained injectite and *ib*: fine grained injectite) on the right part of the photo. C) Bayonet-like branching between two injectite sills. The vertical vein connecting the two levels is clearly folded. D) Opposed pinch-out between two superposed injectite sills with low-angle truncation of the surrounding mudstones. This geometry could correspond to vertical *en echelon* opening and potential hook branching during the bed-parallel sand injection. E) Detailed view of the hook branching of photo D.

- *Road to the CIM plant (Outcrop B, Fig 9):*

This outcrop along the main road is 25 m long and 2.5 m high, showing brown to pinkish highly weathered mudstones corresponding to the *fa3* Facies Association of Unit 2. The strata are folded and sheared with low-angle axial plane dipping towards the south-east, intersected by two decimetre-thick sandstone layers (Facies *Sd5*; Fig. 9) that accommodate the folding but cross-cut the bedding at a low angle. The lower layer terminates abruptly toward the south-east. In addition, a triangular mass of fine-grained sandstone rich in pyrite cubes, 70 cm wide and 30 cm high, intersects the bedding in the core of the main fold.

These structures, as in the previous outcrop, are compatible with post-depositional sand emplacement before or during the folding phase.

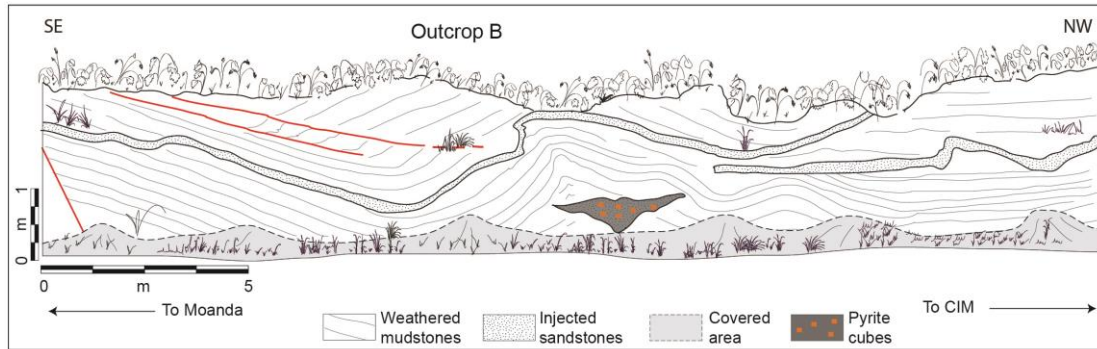


Fig. 9: Road of the CIM plant (Site B, Fig. 1C). Line-drawing of the outcrop showing a folded injectite sill with local low angle truncation of the bedding; Unit 4. This folding indicates an overall south-eastward transport accompanied by a local syn-kinematic shearing of the host-rock pile. A possible *en echelon* relay is suspected in the north-western part of the outcrop. A limited pyrite cube-rich sand protrusion is visible on the core of the anticline structure.

- *Track to the B7 Manganese pit (Outcrop C, Fig 10):*

This 40-m-long outcrop shows a complex network of clayey to mud-supported fine to medium grained litharenite bodies intruding the *fa5* Facies Association of Unit 6 (Fig. 10). The sandstone bodies extend over several tens of metres; they are very irregular, structureless and partly parallel to the bedding with multiple branching, and pinch out to form a mushroom-like shaped geometry. Locally, pluri-decimetres sized blocks of the surrounding mudstone are found floating in the core of the bodies or disrupted from the walls. These geometries evoke an ascendant sand flow through the mudstone pile with interstratal wedge penetration and possible brecciation of the surrounding rocks.

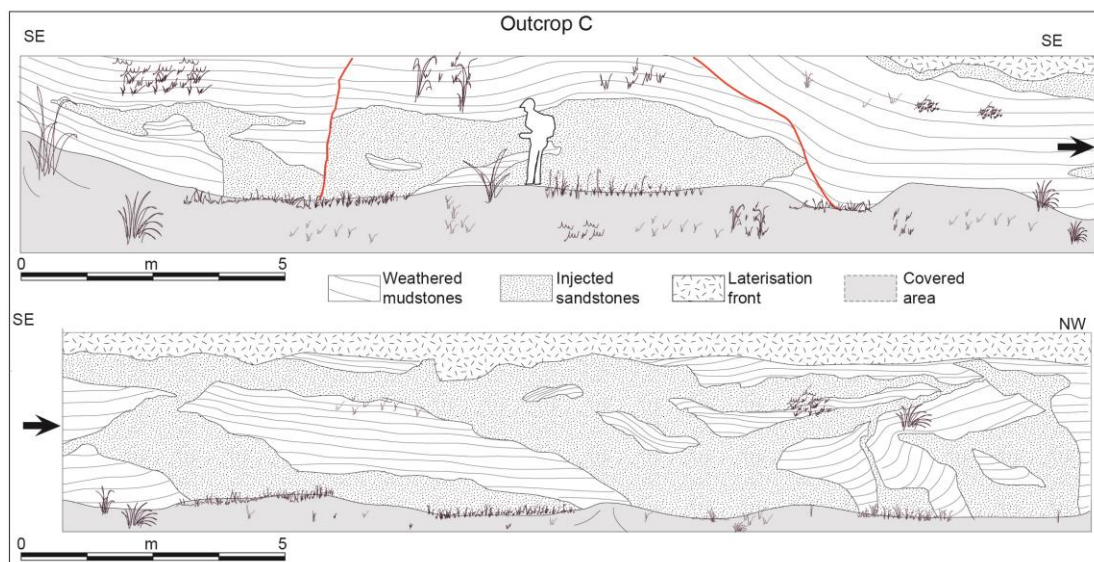


Fig 10: Track to the B7 Manganese pit (Site C, Fig. 1C). Line-drawing of the outcrop showing complex injected sand masses through the Mn proto-ore; Unit 6. The *M1/M3* host-rock was brecciated and progressively incorporated in the overpressured fluidized sand mass during the injection process leading to a large laccolith protrusion.

- *Disused Mn quarry (Outcrop D, Fig 11):*

This site corresponds to the partially preserved front of an abandoned manganese pit in the oxidized ore (weathered Unit 6). It shows very irregular sand masses and patches, cemented by manganese oxides and partly brecciated and incorporated into a manganese oxide breccia (Fig. 11A). In view of the grain composition and grainsize distribution, this facies is closely similar to the *Sd5* mineralogy and fabric (Fig. 11B). This peculiar facies has been observed by the geologists of the COMILOG at several points in the lateritic manganese ore deposit of the Bangombé plateau; it leads to a local lowering of the grade of the ore and penalizes the mining process. The possible origin of this facies is discussed in Section 8.

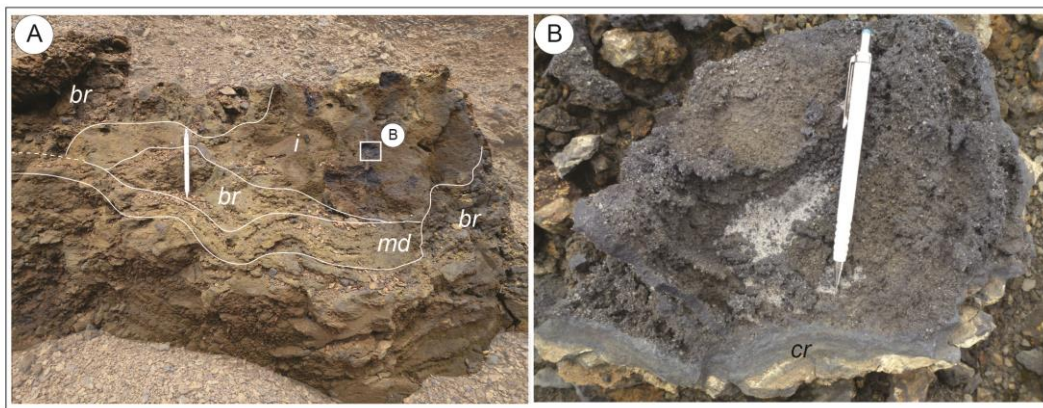


Fig 11: Disused Mn quarry (Site D, Fig. 1C). A) Detailed view of the front showing the complex mixing between highly oxidized injectite sand (*i*, *Sd4* Facies at the origin), residual highly weathered mudstone (*md*) and Mn laterite breccia (*br*); lateritization of Unit 6. The chaotic fabric was produced by the progressive collapse, illuviation and Mn enrichment of the weathered interval during the uplift of the plateau that led to the Bangombé rich manganese ore genesis during Mesozoic to Cenozoic time. B) Close-up view of the oxidized injectite showing unsorted sand supported by a pyrolusite matrix (*Sd*, Initially *Sd4*). This facies is crossed by cryptomelane and pyrolusite veins and crusts (*Cr*).

- *Manganese carbonate pilot quarry (Outcrop E, Fig 12):*

The quarry extends for about 200 m and reaches a height of 50 m in successive benches at the western border of the Bangombé plateau. Stratigraphically, outcrop E is localized at the Unit 4-Unit 5 transition, and shows partially leached and weathered *fa4* Facies Association, superimposed on the *fa3* Facies Association. At the base of the outcrop, close to the top of the Unit 4, a 40-50 dm thick irregular medium-grained sandstone body (facies *Sd5*) cross-cuts the surrounding mudstones at a low-angle and caps a highly chaotic and contorted package of mixed mud and sand (Fig. 12A). In turn, the mudstones overlying the sandstone body show multiple irregular vertical and horizontal fractures injected by the same material, propagating over a few dm from the footwall (Fig. 12B). The architecture of the sandstone interval, in particular the chaotic package, clearly express processes of liquefaction and mixing of a poorly lithified material.

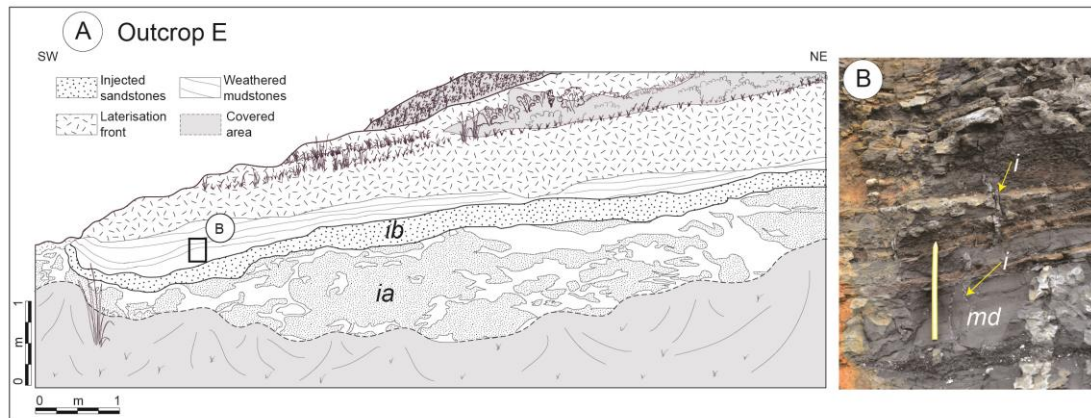


Fig 12: Pilot manganese quarry (Site E, Fig. 1C). A) Line-drawing of the outcrop showing at the base a very chaotic and contorted package of mixed mud and sand (*ia*), topped by a 40-50 decimetre thick irregular medium-grained sandstone sill (Facies *Sd5*, *ib*) cross-cutting at low-angle the surrounding mudstones. B) Detailed photo showing multiple irregular injectite veins (*i*) propagating over a few decimetres from the footwall.

- *M'Vengué roundabout (Outcrop F, Fig 13):*

This outcrop is 5 m high and extends for about 100 m along the main road from Moanda to Franceville. It shows irregular masses of sandstone intruding highly weathered reddish to yellowish-brown mudstone dipping 5° to the WSW. This interval was attributed to the “Mapoba pelites” by Ossa Ossa (2010), corresponding to Unit 7 (Facies Association *fa3*) of the present study. The sandstone is fine- to medium-grained and poorly sorted but, because of the intense weathering, its original mineralogical composition and fabric are not easily determinable. In the east-north-eastern and central part of the outcrop, the sandstone bodies range in thickness from about 10 to 40 cm, which are developed both subvertical or parallel to the bedding masses with a sinuous pattern forming a dyke and sill network (Fig. 13A). The vertical branches are clearly folded with their axial planes parallel to the bedding. Some of these branches bend abruptly to become parallel to the bedding plane and finally pinch out laterally (Fig. 13B). The main azimuth and dip of the dykes are respectively (N080-100, 70-80N) and (N120, 80N), and some dyke walls show linear sub-horizontal structures including both groove marks (Fig. 13E) and crenulation (Fig. 13D). Furthermore, the west-south-western part of this outcrop shows a complex network of cross-cutting dykes, dipping at 30 to 45° to the SW or the NE, and cross-cutting the bedding planes at low to high angles depending on their dip direction (Fig. 13A). This dyke network is clearly connected in the westernmost part of the outcrop to a sandstone body that progressively thickens and becomes parallel to the bedding westwards and shows multiple ptygmatic folds with axial plane parallel to the bedding (Fig.13C).

Ossa Ossa (2010) first described this outcrop as sedimentary dykes deformed by an overall north-westward sliding. Recently, based on a more detailed description, Ndongo et al. (2016) considered these sandstones as injectites deformed by compaction, sourced from the FB2 Member (here Unit 8) which these authors erroneously placed at a stratigraphic level below outcrop F. Indeed, this outcrop

appears at the footwall of the tabular FB2 sandstones that armour the flanks of the Mikoulongou mounts further to the south-east; as clearly shown by the landscape topography and confirmed on the Franceville – Boumango geological map (Bouton et al., 2009). Thus, the FB2 Member cannot represent the source of the sand and a deeper source has to be considered.

Nevertheless, our study supports the hypothesis of pre- to syn-compactional sand injection in accordance with the borehole and outcrop data, and leads us to propose a comprehensive regional process-response model for the Moanda-Franceville area with economic implications for the manganese proto-ore and lateritic ore of the Bangombé plateau.

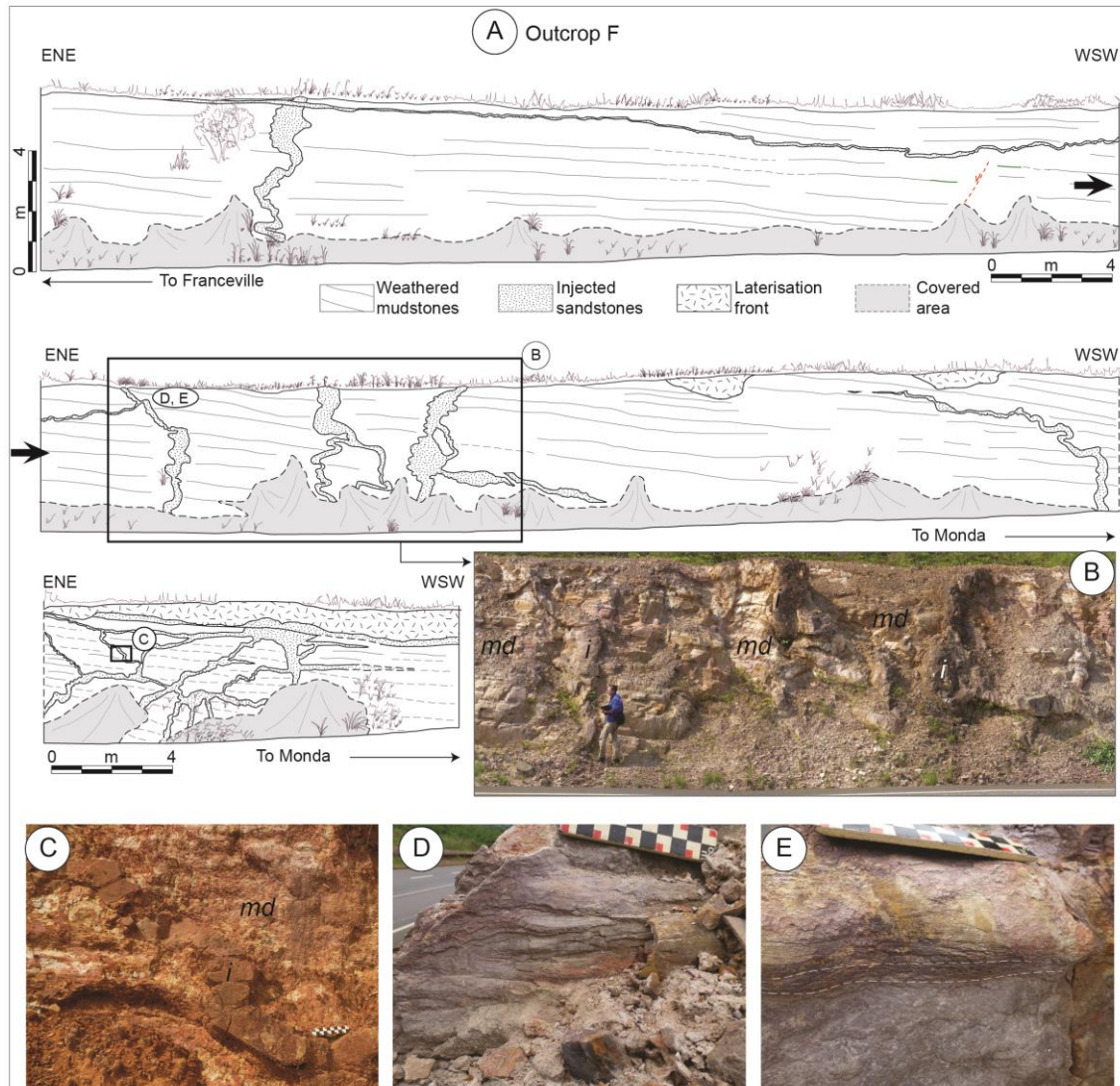


Fig 13: M'Vengué roundabout outcrop (Site F, Fig. 1C). A) Line-drawing of the outcrop showing multiple folded injectite dykes and sills; Unit 7. Some dykes bend abruptly to parallelize to the bedding, and possibly pinch out. The west-southwestern part of the outcrop shows a complex dyke/sill network. B) Photo of the central part of the outcrop showing the complex ptygmatic fold pattern affecting the vertical injectite dykes, with axial plane parallel to the bedding. C) Close-up photo from the west-southwestern part of the outcrop showing the bayonet-like propagation of an injectite vein (*i*) with systematic folding of the vertical branch. D) Close-up view of the injectite dyke from the central part of the outcrop (Photo B) showing crenulation structures compatible with the successive hinges of the ptygmatic folds. E) Same area as the photo

D showing **slickenside striations interpreted as groove marks during the flow injection and indicating a horizontal transportation of the fluidized sand.**

5.4. Toward an injectite process-related model

All the criteria observed at the six outcrops of the Moanda-Franceville area are compatible with sand invasive injection, forming bodies known as injectites. These injectites penetrate the FB1 pile from Unit 4 to Unit 7, indicating that the source is located below or laterally to these units. In particular, the source could correspond to the sand-rich Unit 3, if we consider a conventional upward expulsion during the loading of underconsolidated sand sandwiched between clay seals during burial. These observations at outcrop help to improve our understanding of the sandstone facies *Sd4* and *Sd5* observed randomly in the core sections in the same stratigraphic interval (i.e. Unit 4 to Unit 7). Indeed, in the core sections, the post-depositional origin is hard to recognize because of the frequent parallel (sill) or low-angle crosscutting relation with regard to the stratification. However, the loose, matrix- or cement-supported fabric would facilitate the post-compaction emplacement of the sand.

In terms of microfacies, the non-compacted grain fabric of the *Sd4* Facies is consistent with the micro-texture of injectites from the Dinantian group of Scotland (Jonk et al., 2007) or the Vocantian basin in France (Ravier et al., 2015), which are composed of non-contiguous grains ($\approx 60\%$) floating in a carbonate cement ($\approx 40\%$). Clay-supported injectites comparable to the *Sd5* Facies have been observed in the Tesnus Formation of the Marathon Basin in Texas (Diggs, 2007). In addition, grading has been observed in matrix-supported injectites in the Cerro Toro Formation of the Magallanes Basin in Chile (Hubbard et al., 2007). Moreover, the erosion of the hanging wall and the coarse-grained fraction or mudclast alignment in the axial part or close to the walls can be compared with magmatic intrusions (Bhattacharji and Smith, 1964), being compatible with a fluidized sand flow capable of erosion and transport of the surrounding material. These peculiar structures were described by Lopez *et al.* (2014) as the criteria for turbulent and buoyant liquefied flow emplacement, accompanied by elutriation processes, during early sand injection and associated sliding at the margin of a channel-levee system. For these reasons, if not all, we argue that a significant proportion of the sandstone layers crosscutting the manganese proto-ore (Units 5 and 6) are of post-depositional origin and associated with injectite processes.

Injectites were discovered in the beginning of the 19th century (Strangway, 1821) and studies on their architecture and origin have continued up to the beginning of the 21st century, both in the field (Hiscott, 1979; Martill and Hudson, 1989; Surlyk and Noe-Nygaard, 2001; Friès and Parize, 2003; Vetel and Cartwright, 2008; Kane, 2010; Scott *et al.*, 2013; Monnier *et al.*, 2015) and by seismic data interpretation (Timbrell, 1993; MacLeod *et al.*, 1999; Lonergan *et al.*, 2000; Molyneux *et al.*, 2002; Huuse and Mickelson, 2004; Huuse *et al.*, 2004, 2007; De Boer et al., 2007; Jackson, 2007, 2011; Szarawarska *et al.*, 2010; Monnier *et al.*, 2013). The injectites are classified in the literature following

five main types of architecture: dykes, sills, wings, conical intrusions and irregular masses. Our analysis is consistent with the criteria for four of these types of structure.

The dykes are defined as linear objects which intersect the stratification at an angle greater than 20° (Hurst et al., 2011; Monnier et al., 2015). The geometry of these bodies can be straight or curvy (Taylor, 1982; Parize and Fries, 2003; Parize et al. 2007), and they can branch off, join up, divide or become braided (Surlyk and Noe-Nygaard, 2001; Hubbard et al., 2007). Their lower and upper margins may be straight or erosive (Taylor, 1982; Surlyk and Noe-Nygaard, 2001). At outcrop F (Fig. 13) and in the drill cores (Fig. 7), we observe sandstone bodies sub-perpendicular to the stratification, showing geometries which are compatible with the above criteria.

The sills have a dip of less than 20° with respect to the stratification (Hurst et al., 2011; Monnier et al., 2015). They are very often confused with depositional bodies, but they can be distinguished due to their lower margins and higher erosion in some places (Vigorito et al., 2008; Hurst et al., 2011). They can branch off (Truswell, 1972; Hillier and Cosgrove, 2002; Diggs, 2007; Lonergan et al., 2007; Parize et al., 2007) or pinch out (Hiscott, 1979; Diggs, 2007), and frequently propagate along lithological boundaries or heterogeneities (Parize et al., 2007). Many *Sd4-Sd5* Facies layers have dips of less than 20° and the criteria mentioned above are observed at outcrops A, B, E and F as well as in core sections (see Figs. 7C, 7E and 7F).

The wings are a combination of sills and dykes forming a symmetrical stair-step (bayonet-like) pattern (Hiscott, 1979; Archer, 1984; Obermeier, 1996; Huuse et al., 2004; Macdonald and Flecker 2007; Jackson et al., 2011). This geometry can be observed at Outcrop A (see Figs. 8C and 8E) and core Fig. 7F.

Irregular sandstone masses known as sand protrusions, injected bowls or even sedimentary laccoliths, depending on their size and shape, have also been described in the literature (Thompson et al., 1999, 2007; Hurst et al., 2003; Surlyk et al., 2007; Scott et al., 2009; Diggs, 2007; Monnier et al., 2015). They correspond to intermediate sand reservoirs that possibly feed a network of dykes, sills and wings as illustrated by Monnier *et al.* (2015) at the hill outcrop of Le Puy in the Vocontian basin. Small-sized geometries of this type are observed at outcrops B, C and F (Fig 9, 10 and 13). In this way, the chaotic and contorted package of mixed mud and sand at outcrop E (Fig. 12) can be interpreted as the material feeding a poorly consolidated reservoir; the partial mixing of sand and mud below a barrier forms a sedimentary lopolith structure. The latter is injected as a late-stage sill at the boundary of the hanging wall where there is a rheological contrast.

Because of the lack of borehole data, numerous sandstone beds of the FB1 Member in the Moanda-Franceville area, in particular at the mineral train loading station, are considered as depositional beds related to deltaic or turbidite flows (Weber, 1968; Azziley-Azzibrouck 1986; Ossa, 2010; Ngombi- Pemba et al., 2014). In the light of the new drilling campaign of COMILOG and AREVA, combined with the review of selected outcrops, we present evidence here for a previously

unsuspected dense injectite network within the FB1 Member, representing among the oldest structures of this type on the planet (2.1 Ga).

6. Spatial distribution of the injectite network on the Bangombé plateau

Owing to the dense sampling grid of boreholes on the Bangombé plateau, we can apply a semi-quantitative approach to study the vertical and lateral distribution of the matrix-supported facies with reference to the injectite model. For this purpose, and to strengthen the validity of the method, we can distinguish: (a) *confirmed injectites*, corresponding to indisputable layers of *Sd4* and *Sd5* Facies clearly cross-cutting the stratification, and (b) *supposed injectites*, including *Sd5* Facies parallel or truncating the bedding planes at a low angle.

6.1. Vertical distribution:

We stratigraphically repositioned a NW-SE transect north of the Bangombé plateau (Fig. 1C) perpendicular to the margin of the basin, taking the abrupt starvation stage of the base of Unit 5 as a timeline, in order to estimate the location and number of injectite layers (Fig. 14). The first conclusion from this study is the lack of visible correlation between the successive boreholes, compatible with the lack of stratigraphic continuity. The two injectite classes (*confirmed* and *supposed*) are randomly interspersed, but their abundance decreases upwards, with a maximum of layers localized below Unit 5. The concentration of injectite bodies just below the thick and homogenous mudstone interval of the proto-ore appears indicative of the good sealing power of Unit 5 and the origin of the sand material. In this case, the injected sand is supposed to draw its source from below (Unit 3) or laterally (Unit 4). Finally, the NW-SE transect shows that the relative abundance of injectite layers increases globally north-eastwards, indicating the potential location of the source in the same direction. An analysis of the lateral distribution of the injectite network helps us to constrain the source of the sand material.

6.2. Lateral distribution

We estimate here the cumulative thickness of the supposed post-depositional facies from Unit 4 to 6; including the *confirmed injectites* (Fig. 15A) and the *supposed injectites* (Fig. 15B). In this way, two main zones are distinguished for the *confirmed injectite* package, with a limit that potentially coincides with a regional NW-SE trending fault separating an area of low (<1.5 m) cumulative thickness in the south-west from an area of high (2-8 m) cumulative thickness in the north-east (Fig.14A). Concerning the *supposed injectite* package, the same limit is found between an area of low (0.2m) cumulative thickness in the south-west, and an area of high (3-4m) cumulative thickness in the north-east (Fig. 15B). Additionally, the north-easternmost part of the Bangombé plateau shows a higher cumulative thickness (>5 m, borehole 22), possibly delimited by a NW-SE-trending fault parallel to the previous one.

As a consequence, the injectites and related facies show an overall increase of their cumulative thickness towards the north-east, with a suspected partitioning by normal faults which controls the subsidence of the basin and the location of the feeder system.

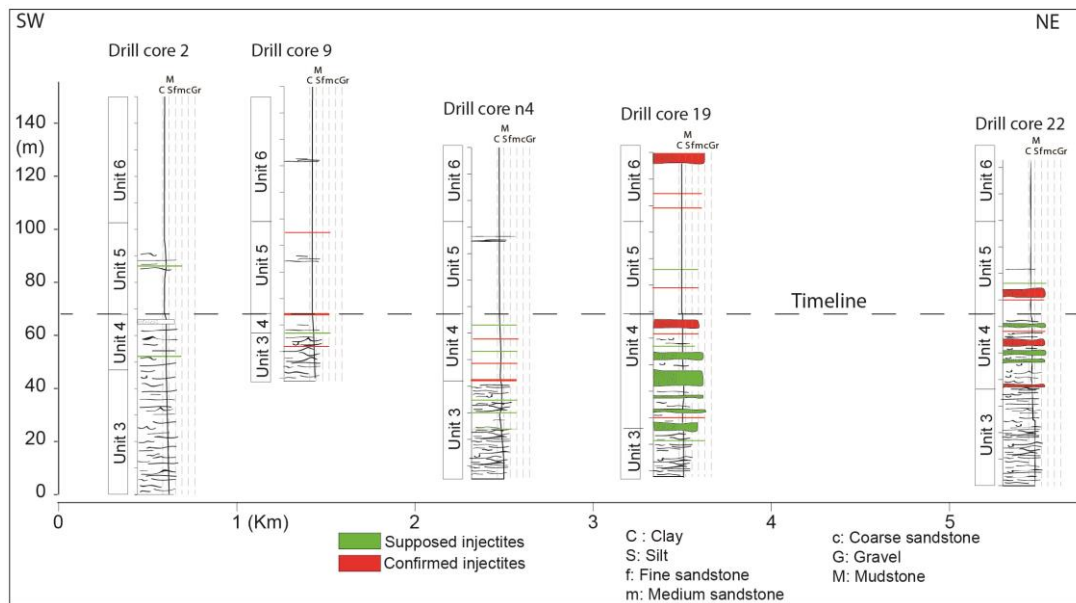


Fig 14: NE-SW transect, perpendicular to the margin of the basin, north of the Bangombé plateau (Fig. 1C) showing the abundance and distribution of the *Supposed* and *Confirmed injectite*. Clearly, the abundance increases north-eastwards, indicating the location of the sand source toward the same direction.

7. General discussion

We show that a network of injectites formed of sills, dykes, wings and irregular masses intersect the FB formation at the level of the Bangombé Plateau and beyond, two kilometres further north and 20 km southeast of Moanda (Fig. 1C). An injected system is conventionally defined by the geometry of the injections, by the parent sandstone unit (Hurst and Cartwright, 2007; Hurst et al., 2011) and the conditions of the injection (Jonk, 2010). In the light of this analysis, we first discuss the origin of the parent unit identified by the spatial mapping, and then address the diagenetic evolution of the injectites, to specify in more detail the overpressure conditions and triggering mechanisms (Vigorito et al., 2008; Hurst et al., 2011; Jonk, 2010). Finally, we propose a global model for the Francevillian injectites, placing them in a geohistorical framework.

7.1. Origin of the parent sandstone unit

The extensive development of injectites throughout the FB1 Member requires a large volume of sand material that is not directly observed in this interval. For this reason, three main origins can be envisaged, including the hanging wall, the footwall or a lateral position elsewhere within the FB1 Member.

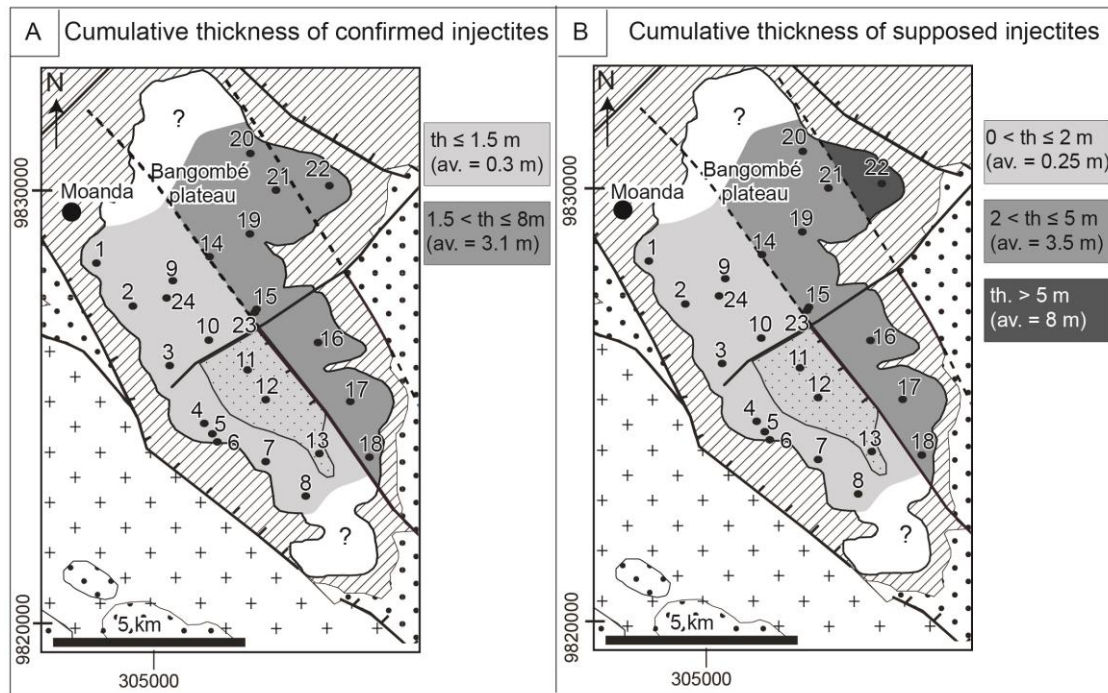


Fig 15: Cumulative thickness maps of the *Confirmed* (A) and *Supposed* (B) injectites of the Bangombé plateau. Both maps show a SW-NE thickness increase with a possible partitioning by the NW-SE fault network that controls the subsidence of basin and the location of the feeder system. The latter is interpreted as a main turbidite fairway developed in the lowest part of the basin.

The FB1 Member is capped by the FB2 sandstones, which we interpret in agreement with El Albani et al. (2014) as sands deposited at the fringe of a major deltaic system. These sands could thus be regarded as the parent unit of the injectite network if we assume injection mechanisms towards the bottom (Parize and Fries, 2003). However, this hypothesis is ruled out by the upwards decrease in abundance of the injectites and the multiple criteria indicating ascending flow.

Another hypothesis would be that the injectite reservoir is located within the underlying FA Formation, where the volume of sand is considerable (i.e. several hundred metres thick). These sandstones correspond to extensive braided-delta deposits without clay intercalations passing upward into intertidal or shoreface deposits with little or no clay drapes (Gauthier-Lafaye, 1986, Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Ndongo *et al.*, 2016). This type of sandstone body, despite its good permeability, has a low potential to develop pressure cell systems during burial that could trigger injection. In particular, (1) the high vertical and lateral connectivity (i.e. low seal potential), (2) the relatively protracted bedload transport; (3) the intense reworking conditions, and (4) the limited sedimentation rate, favour grain arrangement/sorting and continuous dewatering. The possible compartmentalisation and local overpressure conditions of the sandstone reservoir at the footwall of active faults could have spurred injection processes. In such cases, the injection should be localized exclusively above/?at the level of faults and accompanied by hydraulic fracturing processes, for which there is no evidence. Furthermore, the sandstones of the hanging wall of the FA Formation contain a

uranium-rich granular fraction (Ndongo *et al.*, 2016), which should be found in the injectites, which is not the case.

The last hypothesis concerns the possible existence of large lateral sand bodies in Units 3 and 4, in the lower part of the FB1 Member. Because we interpret the *fa2* and *fa3* Facies Associations as emplaced, respectively, by proximal and distal levee overflow of a turbidite depositional system (see section 4.3), we suggest that the undercompacted sand reservoirs could originate from the main channels that necessarily existed laterally to the levee systems (Dixon *et al.*, 1995; Surlyk and Noe-Nygaard 2001; Strachan, 2002; Hillier and Cosgrove, 2002; Hubbard *et al.*, 2007; Parize *et al.*, 2007). Numerous injectites have been described in this particular context, where the mode of transport (i.e.: high-density flows), sedimentation rate, seal potential and compartmentalization all favour undercompaction and sand fluidization (Monnier *et al.*, 2013; Jackson, 2007; Monnier *et al.*, 2015; Kane, 2010; Ravier *et al.*, 2015; Lopez *et al.*, 2014). In particular, the stacking of channel-levee complexes can lead to the propagation of a symmetric wing network, which can extend several km laterally away from the parent channel (Jackson *et al.*, 2007; 2011; Hurst and Cartwright, 2007; Huuse *et al.*, 2004; Huuse and Mickelson, 2004; Szarawarska *et al.*, 2010). This hypothesis is supported by the abundance of slumping, shearing, and early faulting in the FB1 pile. In this case, the north-eastwards increase of injectite layers could indicate the potential location of the main turbidite fairway in the same direction, in a more deeply subsident part of the depocentre controlled by synsedimentary NW-SW-trending faults.

7.2. Timing of diagenesis:

Petrographic analysis of the matrix/cement-supported sandstones (see Section 5.1 and Table xx) attributed to injectites allows us to constrain the mineralogy and timing of the intergranular phase emplacement (Fig. 16). As demonstrated by the clear ptigmatic folding of the dykes, the sand was emplaced during early burial, when the FB1 deposits were not completely compacted and lithified. The overpressured sand was potentially capable of eroding and incorporating mud and mud-clasts from the walls to produce the *Sd5* Facies. The carbonate-supported injectite facies *Sd4* more specifically intersects the carbonate-bearing mudstones and manganostones, indicating the lower erodability of this material, possibly due to its microbial-lattice fabric. In this case, the Mn-content of the injectite is clearly linked to the composition of the surrounding rocks, indicating an overall chemical equilibrium during the compaction-dewatering stage, when injectites act as a preferential drain favouring the corrosion of quartz grains and the precipitation of carbonate cement. Such a process is compatible with a synsedimentary to early diagenetic origin of the Mn proto-ore. During a more advanced stage of burial, feldspars are partly leached leading to the growth of authigenic kaolinite that clogs the residual porosity and leached grains. Finally, migrated pyrobitumen plugs the residual voids and fractures during deep burial diagenesis. This type of sequence has already been described in the injectites of the Dinantian Group from the Midland Valley, Scotland (Jonk *et al.*,

2007), where the authors propose two diagenetic phases affecting injectites with: i) the formation of a carbonate cement, which reduces the porosity during early burial (<1.5 km), followed by ii) a fracturing phase that allows the circulation of fluids rich in Ca / Fe and hydrocarbons.

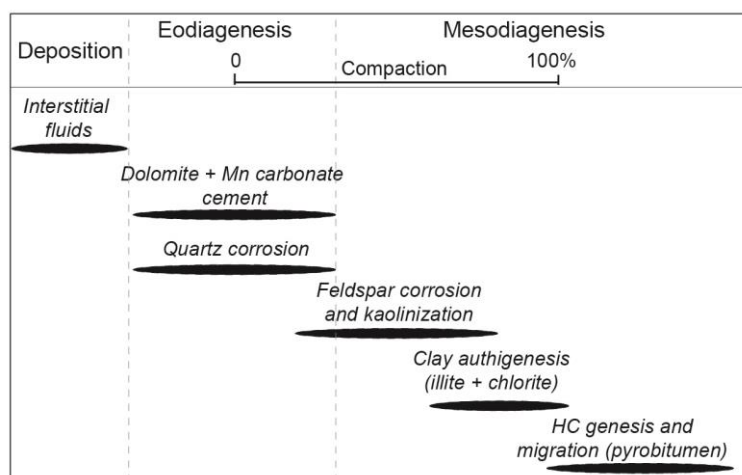


Fig 16: Diagenesis time chart of the injectite sequence showing in particular the early origin of the dolomite and Mn-carbonate cement emplaced during early compaction.

7.3. Overpressure and triggering mechanisms

The injection processes require overpressure in the parent sandstone unit, accompanied by a triggering mechanism dependent on (1) the depositional conditions, (2) the burial pathway and (3) the tectonic context of the basin (Jolly and Lonergan, 2002; Hurst et al., 2003). At shallow depth (i.e. <10 m), the process of liquefaction (Allen, 1982; 1985) is also responsible for sand injection (Obermeier, 1989; 1996) in relation with (i) cyclic shear stress produced by earthquakes (Seed, 1979) or (ii) storm waves (Bouchette, 2001; Leeder, 1982; Hildebrandt and Egenhoff, 2007), or (iii) associated with an unidirectional shear (Seed and Peacock, 1968) induced by slumping or turbidite deposition. In the case of the Bangombé plateau, a synburial model for injection is corroborated by the recognition of the injection of sand through a thick interval including units 4, 5 and 6, as well as the location of the sand reservoir on Units 3 and 4. As argued in Section 7.1, channelized turbidites have a high potential for sand injection, because the high rate of sedimentation and sealing capacity of the host material limits the dewatering of the sand, this favours the process of compaction disequilibrium with the host rock during burial (Swarbrick et al, 2002). In particular, in the case of the FB1 Member, the abundance of illite, chlorite and accessory kaolinite (Ngombi-Pemba *et al.*, 2014; Ossa Ossa et al., 2010, 2013) in the carbonate mud is compatible with an efficient seal. In this case, some injectites could have crossed more than 150 m of compacted strata, representing about 300 m of the initial deposits, assuming a compaction rate upper 50% for the mudstones (Domnesteau *et al.*, 2002; Hornby, 1998; Sayers, 1994) and considering that they were settled during an early phase of burial. However, the Sd5 Facies corresponds to a silt- and clay-supported sandstone, which is difficult to interpret in terms of stable injection processes by a laminar fluid. Indeed, laminar Newtonian fluids do not carry equal amounts of

clay as sand at the same time (Allen and Uhlherr, 1989). This type of injectite has been observed in the Tesnus Formation of Texas, where Diggs (2007) suggests a parent unit that was not deeply buried (<100 m), which allowed the incorporation of a clay matrix from the host sedimentary formations that were still unconsolidated. In this case, the author suggested that these injections would rapidly cease due to the clay concentration which limits the flow. They were also identified in the Cerro Toro Formation in Chile, where Hubbard et al (2007) describe graded injectites rich in clay. In this latter case, the injectites were interpreted as being related to the injection of a pressurized gas responsible for turbulent flow carrying materials from a parent unit buried deeper than one hundred metres. The model of Hubbard et al., (2007) can be compared to the development of mud volcanoes, where the parent sandstone unit is pushed out by a gas, producing an overpressured mixed fluid composed of overpressured liquid and fine materials (Obermeier, 1989; Montenat, *et al.*, 2007; Monnier, 2013). The increase of pressure in this case is possibly linked to an increase of the compressive stress by burial or tectonic loading, or fluid expansion by thermal or biogenic cracking of the organic matter (Clennell, 1999; Kopf, 2002) or both. In this case, the fluid allowing the ascent of fine material is generally biogenic or thermogenic methane (Milkov, 2000; Kopf, 2002). Three types of organic matter are identified in the FB Formation of the Francevillian basin: accumulated, dispersed and migrated, including kerogens and pyrobitumen, corresponding to highly mature and oxidized organic matter that has reached the gas window (Cortial, 1985; Gauthier-Lafaye, 1986; Gauthier-Lafaye and Weber, 1989; Cortial *et al.*, 1990). The present-day pyrobitumen represents the relicts of a high potential source rock formed by prokaryote-type organisms (Dreux, 2015), which produced the equivalent of about 84.10^9 US oil barrels as calculated by Mossman *et al.* (2001), comparable to a giant oil field. From measurements at intervals of 1 m throughout the FB1 Member of the reference drill-core 11, we obtain TOC values ranging between 4 and 15%, with a mean value of 6%, indicating the particularly high potential for early biogenic methane and late hydrocarbon production. During early burial, the methane produced at shallow depth by bacterial activity (Flogate and Judd, 1992; Fleischer et al., 2001; Benites, 2015) could have preferentially migrated toward the sandstone reservoirs and then favoured compaction disequilibrium with the host rock during the initial burial phase a few hundreds of metres below the sea floor (Clennell, 1999; Milkov, 2000; Kopf, 2002). Following this model, the release of the fluidized sand could be triggered by the possible combined effect of simple burial, tectonic loading on the hanging wall of normal faults, earthquakes, and late biogenic or early thermogenic gas expansion during kerogen cracking, or even buoyancy associated with reservoir charging by deep buried hydrocarbon sources (Grauls, 1997). The abundance of slumps, contorted masses and syn-sedimentary faults support the paleoseismicity of the area and associated faulting. Based on a multi-scale analysis, Ndongo et al (2016) clearly identified synlithification fluid-pressure structures including hydroplastic deformation, liquefaction and fluidization. These authors (*op.cit.*) linked the latter to the development of overpressure at the main permeability barriers of the FA-FB1 stratigraphic transition, which occur along NW-SE trending longitudinal normal faults. Our study

strongly supports the role of this synsedimentary fault network as a main pathway and triggering mechanism for sand injection. However, detailed mapping of the injectite network on the Bangombé plateau, that covers a minimum area of 70 km², indicates an overall disequilibrium compaction, which is more compatible with early biogenic methane charging. But as pointed out on paragraph 7.1, we can rule out the role of the FBA formation as a source of the sand, in contrast with the conclusions of Ndong et al (2016).

8. Impact of injectites on the manganese protore and supergene oxide deposits

As stated in the introduction, Weber (1968, 1973) reports the presence of amorphous sandstone masses affecting the oxide ore, which in no way correspond to lateritization of the manganese protore (Facies M1 and M2 Units 5 and 6). In particular, we describe this facies from the Mn disused quarry of outcrop D (see Section 5.5), where it shows a fabric and mineralogy similar to the *Sd5* Facies, except for the denser black manganese oxide matrix. Our study makes it possible to suggest that these enigmatic masses result from the weathering and partial pedogenetic reworking of the proto-ore injectites. These sandy masses locally affect the integrity of the manganese ore deposits by significantly lowering the grade and forcing the operator to bypass these zones, such as in the case of outcrop D. This study clearly shows that the distribution of the injectites is controlled by the NW-SE trending faults, with an overall increase of their abundance towards the deeper subsident block on the eastern edge of the Bangombé plateau. Thus, it is normal to find more sandstones that are detrimental to mining the oxidized Mn-ore in zones where injectites are more abundant. By improving the mapping analysis of the injectite network on the Bangombé plateau, COMILOG would be able to manage its operating plan more effectively. In the same way, if the proto-ore becomes economically profitable in the future, careful mapping will help provide better constraints on the mining geomodel and resource estimation. Lastly, the early pre-compaction nature of the manganese cements in the injectites supports the early or even syn-depositional origin of the Mn-rich mudstones and manganostone of the proto-ore.

9. Conclusion: The Bangombé injectite model

Owing to the COMILOG and AREVA drill-core campaigns, supplemented by a revaluation of selected outcrops, this study proposes the first integrated investigation of Paleoproterozoic injectites (2.1 Ga) from basin scale to thin section. The injectite facies correspond to matrix- and cement-supported sandstones distinguished from the depositional facies by their loose to floating fabric, as well as the possible erosional contact on the hanging wall, associated with mudclast alignment and grain elutriation, and without any depositional link with the host-rock. At outcrop, dykes, sills, wings and sand protrusions (laccoliths, lopoliths) are observed which always show clear early-

syncompactional relations. In parallel, detailed sedimentological analysis of the FB1 series, coupled with structural studies of the area, allows better constraints on the origin of the sand material and the injection mechanisms. The shallow coastal siliciclastic environment of the top of the FA Formation is followed by offshore green mudstones and clayey sandstones typical of a prodelta system (Pambo, 2004; Ndong, 2016). These deposits pass upward rapidly into black organic-rich mudstones that mark the overall confinement of the basin. This interval displays the criteria of distal to proximal turbidite overspill deposits; we propose the emplacement of channel-levee complexes controlled by the eastward collapse of segmented blocks along NW-SE trending normal faults during the deposition of Units 3 and 4. These N140° corridors could have guided channelized turbidite flows, as also suggested by the N140° paleo-current directions measured by Bouton et al (2009) to the East of the Bangombé Plateau. At the scale of the Bangombé plateau, the deep-sea turbidite system is followed abruptly by a phase of starvation dominated by microbially mediated pyrite (Unit 5) and Mn-carbonate (Unit 6) precipitation responsible for the regional manganese proto-ore deposit. The latter forms an efficient seal, preventing dewatering of the underlying turbidite deposits. As discussed here, the depositional processes and rapid sealing of isolated turbidite channels is an efficient kitchen to develop compaction disequilibrium during burial. Moreover, we suspect an early charging of the turbidite reservoirs by biogenic methane degassing, as demonstrated by the abundance of microbial organic matter. Under these conditions, the overpressured channel cells would be periodically released during early burial, both by the effect of sedimentary and tectonic loading and possible earthquakes, leading to sand fluidization and injection at variable proportions of mixing with the surrounding mud (Facies *Sd4* to *Sd5*). Sand was expelled both laterally and vertically from the edges of the channels, according to a symmetrical bayonet-like pattern, potentially traversing more than one hundred metres of strata (Fig. 17). Finally, the injected material propagated preferentially parallel to the horizontal stratification when the fluid pressure approached the lithostatic pressure at shallower depth, forming the sill network - and possible laccoliths/lopoliths - misidentified as depositional beds by previous authors. The diagenetic sequence of the injectites includes an early carbonate cement, precipitated by lateral dewatering of the surrounding mudstones during late burial compaction, followed by trapping of the more or less abundant interstitial clay (illite) carried during uprise of the sand. During later stages of burial, the leaching of feldspars led to kaolinite authigenesis. Finally, thermal cracking of the organic matter led to trapping of *in situ* and migrated hydrocarbons, represented today by residual pyrobitumen that plugs the residual porosity. These injectites are responsible for lowering the grade of the lateritic manganese ore deposit of the Bangombé plateau.

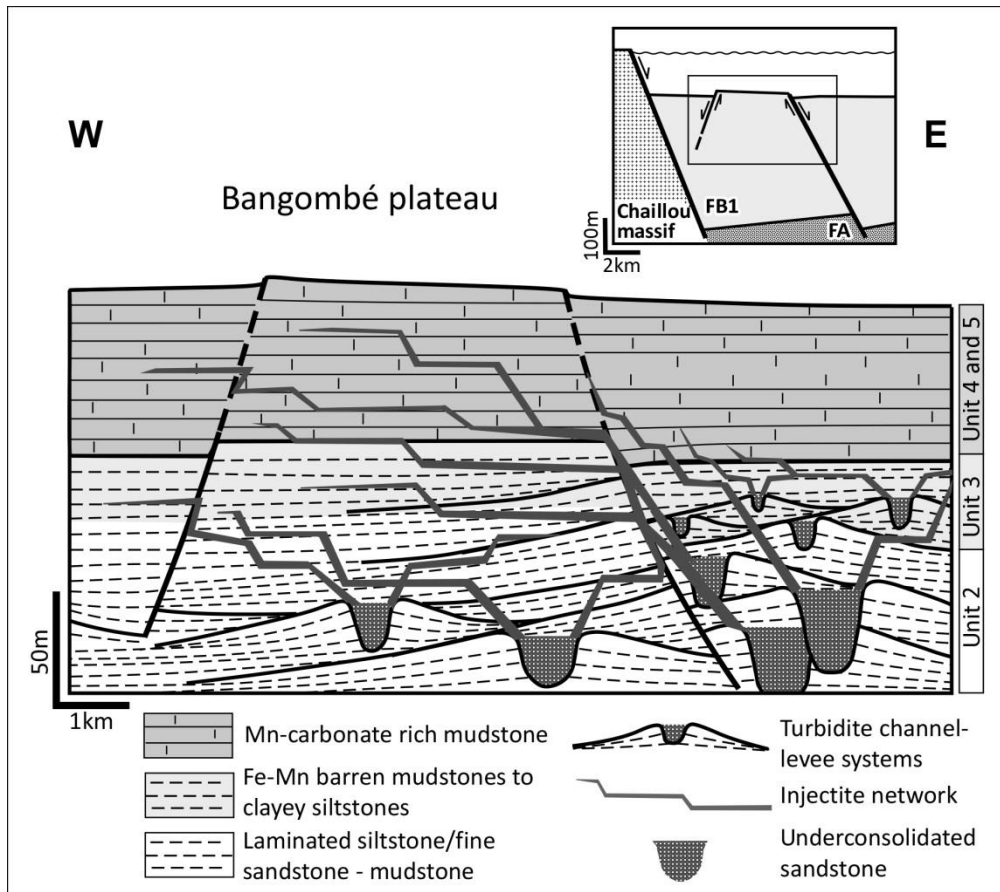


Fig 17: General model for the injectite network emplacement during the middle to late deposition of the FB1 Member. Injection originates in the fluidization and overpressurisation of underconsolidated sand trapped into isolated turbidite channels. Sand is preferentially conveyed along the synsedimentary normal fault network from an initial wing pattern. Lately the sand conduits bend to parallelize the bedding, when the fluid pressure gets closer the lithostatic load, forming a bayonet-like pattern.

Acknowledgements

This study was funded by ERAMET-COMILOG as part of a PhD research project (M. Dubois). We warmly thank the entire COMILOG team in Moanda (Gabon) for its logistic and technical assistance during fieldwork and in the core lab. We are also very grateful for the support and help of the Manganese Division of ERAMET (France) and AREVA Gabon that efficiently completed our drill-core sampling grid. We thank C. Nevado and D. Delmas from Géosciences Montpellier for their technical assistance and the preparation of thin sections and F. Fernandez for assistance with the SEM. Prof. L. Martinez (Univ. Stasbourg) is thanked for his valuable advice regarding organic matter. Dr M.S.N. Carpenter post-edited the English style and grammar.

(+ Reviewer Acknowledgements)

References

- Allen, J.R.L., 1982, Sedimentary structures, their character and physical basis; Volume II: Netherlands, Elsevier Sci. Publ. Co. : Amsterdam, Netherlands, 592 p.
- Allen, E., & Uhlherr, P. H. T. (1989). Nonhomogeneous sedimentation in viscoelastic fluids. *Journal of Rheology*, 33(4), 627-638.
- Allen, J. R. L., 1985, Changes of state. In *Principles of Physical Sedimentology* (pp. 181-199). Springer Netherlands.
- Amard, B., & Bertrand-Sarfati, J., 1997, Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Research*, 81(3-4), 197-221.
- Archer, J.B., 1984, Clastic intrusions in deep-sea fan deposits of the Rosroe Formation, Lower Ordovician, western Ireland: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 1197-1205.
- Azzibouck-Azziley, A.G., 1986, Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (Protérozoïque inférieur) Métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon: Strasbourg, Université Louis Pasteur, 214 p.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., & Bez, M., 2010. Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (Zaiango Project). *Journal of Sedimentary Research*, 80(10), 852-866.
- Bhattacharji, S., & Smith, C. H., 1964. Flowage differentiation. *Science*, 145(3628), 150-153.
- Baud, L., 1954, Notice explicative sur la feuille Franceville-Est. Carte géol. de reconnaissance au 1/500 000. Direct. Mines et Géol. A.E.F. Brazzaville 1954, p. 260-261., p. 34.
- Benites, M., Pavani Alves, D., Santos Maly, M.d.l., and Jovane, L., 2015, Shallow gas occurrence in a Brazilian ría (Saco do Mamanguá, Rio de Janeiro) inferred from high-resolution seismic data: *Continental Shelf Research*, v. 108, p. 89-96.
- Bonhomme, M.G., Gauthier-Lafaye, F., and Weber, F., 1982, An example of lower Proterozoic sediments; the Francevillian in Gabon: *Precambrian Research*, v. 18, p. 87-102.
- Bouchette, F., Seguret, M., & Moussine-Pouchkine, A., 2001. Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic–South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48(4), 767-789.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegye, M., and Préat, A., Simo Ndounze, S., 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.
- Braccini, E., de Boer, W., Hurst, A., Huuse, M., Vigorito, M., and Templeton, G., 2008, Sand injectites: *Oilfield Review*, v. 20, p. 34-49.
- 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 and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 207-218.
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.P., and Vidal, P., 1988, Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise: Influence of isotopic geochronology to the understanding of the geology of Gabon, v. 491, p. 35-54.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P. G., Cairncross, B., Rubidge, B. S., Smith, R. M. H., & Hancox, P. J., 2005, The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1), 211-253.
- Clennell, M.B., Hovland, M., Booth, J.S., Henry, P., and Winters, W.J., 1999, Formation of natural gas hydrates in marine sediments: 1. Conceptual model of gas hydrate growth conditioned by host sediment properties: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 104, p. 22985-23003.
- Cortial, F., 1985, Les bitumes du Francevillien (Protérozoïque inférieur du Gabon, (2000 Ma.) et leurs kérogènes: relations avec les minéralisations uranifères. 206 p (*Doctoral dissertation*).
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Lacrampe-Couloume, G., Oberlin, A., & Weber, F., 1990, Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Organic Geochemistry*, 15(1), 73-85.

- Cosgrove, J.W., 2001, Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin; a factor in the dewatering of low-permeability sediments: AAPG Bulletin, v. 85, p. 737-748.
- Cosson, J., 1955, Notice explicative sur les feuilles Pointe Noire et Brazzaville, Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000 : Direct, Mines et géol. A.E.F – Brazzaville, 56 p.
- Curran, K. J., Hill, P. S., Schell, T. M., Milligan, T. G., & Piper, D. J. W. (2004). Inferring the mass fraction of flocc-deposited mud: application to fine-grained turbidites. *Sedimentology*, 51(5), 927-944.
- Davies, R. J., 2003, Kilometer-scale fluidization structures formed during early burial of a deep-water slope channel on the Niger Delta. *Geology*, 31(11), 949-952.
- De Boer, W., Rawlinson, P. B., & Hurst, A., 2007, Successful exploration of a sand injectite complex: Hamsun prospect, Norway Block 24/9.
- Diggs, T.N., 2007, An outcrop study of clastic injection structures in the Carboniferous Tesnus Formation, Marathon Basin, Trans-Pecos Texas: AAPG Memoir, v. 87, p. 209-219.
- Dixon, R.J., Schofield, K., Anderton, R., Reynolds, A.D., Alexander, R.W.S., Williams, M.C., and Davies, K.G., 1995, Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Bruce-Beryl Embayment, Quadrant 9, UKCS: Geological Society Special Publications, v. 94, p. 77-94.
- Domnesteau, P., McCann, C., and Sothcott, J., 2002, Velocity anisotropy and attenuation of shale in under- and overpressured conditions: Geophysical Prospecting, v. 50, p. 487-503.
- Dreux, G., 2015, Caractérisation de la matière organique des shales noirs riches en carbonates de Mn (Bassin Franceville, Gabon) : effet possible sur le procédé de concentration du minerai : Mémoire de master, Orléan, 94 p.
- Droz, L., Marsset, T., Ondreas, H., Lopez, M., Savoye, B., and Spy-Anderson, F.-L., 2003, Architecture of an active mud-rich turbidite system; the Zaire Fan (Congo-Angola margin Southeast Atlantic); results from ZaiAngo 1 and 2 cruises: AAPG Bulletin, v. 87, p. 1145-1168.
- Dubois, M., Lopez, M., Orberger B., Rodriguez C., Boussafir M., Dreux G., Rodrigues S., Pambo F., 2015, The Mn-Carbonate Rich Black Shales of the Bangombe Plateau, Francevillian Basin, Gabon. André-Mayer A.S., Cathelineau M., Muechez Ph., Pirard E., Sindern S. (eds) : Mineral resources in a sustainable world, Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, 24-27 August 2015, Nancy, France, 1905-1908.
- Dutkiewicz, A., George, S.C., Mossman, D.J., Ridley, J., and Volk, H., 2007, Oil and its biomarkers associated with the Palaeoproterozoic Oklo natural fission reactors, Gabon: Chemical Geology, v. 244, p. 130-154.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E.U., Boulvais, P., Dupuy, J.-J., Fontaine, C., Fuersich, F.T., Gauthier-Lafaye, F., Janvier, P., Javaux, E., Ossa, F.O., 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 Gyr ago: Nature (London), v. 466, p. 100-104.
- Eriksson, P. G., Martins-Neto, M. A., Nelson, D. R., Aspler, L. B., Chiarenzelli, J. R., Catuneanu, O., ... & de W Rautenbach, C. J., (2001), An introduction to Precambrian basins: their characteristics and genesis. *Sedimentary Geology*, 141, p. 1-35.
- Feybesse, J.L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., and 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, v. 87, p. 161-216.
- Fleischer, P., Orsi, T., Richardson, M., and Anderson, A., 2001, Distribution of free gas in marine sediments: a global overview: Geo-Marine Letters, v. 21, p. 103-122.
- Floodgate, G.D., and Judd, A.G., 1992, The origins of shallow gas: Continental Shelf Research, v. 12, p. 1145-1156.
- Folk, R. L., 1974, Petrography of sedimentary rocks. *Univ. Texas, Hemphill, Austin, Texas*, 182p.
- Fries, G., & Parize, O., 2003, Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology*, 50(6), 1231-1270.

- Gauthier-Lafaye, F., 1986, Les gisements d'uranium du Gabon et les reacteurs d'Oklo; Modele metallogenique de gites a fortes teneurs du Proterozoique inferieur: France, Université Louis Pasteur : Strasbourg, France. 245 p.
- Gauthier-Lafaye, F., and Weber, F., 1989, The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 84, p. 2267-2285.
- 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 Research, v. 120, p. 81-100.
- Grauls, D., 1997. Minimum principal stress as a control of overpressures in sedimentary basins. In: *Second International Conference on Fluid Evolution, Migration, and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts* (eds extended abstract volume edited by J.Hendry and al.) Geofluids, 2, pp. 219-222.
- Haubensack, C., 1981, Environnement des grès proterozoïques et des indices uraniferes du secteur Kiene dans le bassin de Franceville (Republique Gabonaise); aspects sedimentologiques et geochimiques: Thèse de l'univ Louis Pasteur, Strasbourg, France. 105 p
- Hildebrandt, C., & Egenhoff, S., 2007, Shallow-marine massive sandstone sheets as indicators of palaeoseismic liquefaction—An example from the Ordovician shelf of Central Bolivia. *Sedimentary Geology*, 202(4), 581-595.
- Hillier, R.D., and Cosgrove, J.W., 2002, Core and seismic observations of overpressure-related deformation within Eocene sediments of the Outer Moray Firth, UKCS: Petroleum Geoscience, v. 8, p. 141-149.
- Hiscott, R.N., 1979, Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, p. 1-9.
- Hiscott, R. N., Hall, F. R., & Pirmez, C., 1997, Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility, and implications for flow processes. In *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results* (pp. 53-78). National Science Foundation.
- Hornby, B. E., 1998, Experimental laboratory determination of the dynamic elastic properties of wet, drained shales. *Journal of Geophysical Research-All Series-*, 103, 29-945.
- Hubbard, S.M., Romans, B.W., and Graham, S.A., 2007, An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, southern Chile: AAPG Memoir, v. 87, p. 199-207.
- Hurst, A., Cartwright, J., and Duranti, D., 2003, Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology: Geological Society Special Publications, v. 216, p. 123-138.
- Hurst, A., and Cartwright, J., 2007, Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir, v. 87, p. 1-19.
- Hurst, A., Scott, A., and Vigorito, M., 2011, Physical characteristics of sand injectites: Earth-Science Reviews, v. 106, p. 215-246, 10.
- Huuse, M., and Mickelson, M., 2004, Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 141-155.
- Huuse, M., Duranti, D., Steinsland, N., Guagena, C.G., Prat, P., Holm, K., Cartwright, J.A., Hurst, A., 2004 Seismic characteristics of large-scale sandstone intrusions in the Paleogene of the south Viking Graben, UK and Norwegian North Sea, *Geological Society of London, Memoirs*, 29, 263-278.
- Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A., and Steinsland, N., 2007, Seismic characterization of large-scale sandstone intrusions, In: Hurst, A., and Cartwright, J., (Eds.), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir, 87, pp. 21-35.
- Jackson, C. A., 2007, The geometry, distribution and development of clastic injectites in deep-marine depositional systems: Examples from the Late Cretaceous Kyrre Formation, Måløy slope, Norwegian margin. *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Memoir*, 87, 37-48.
- Jackson, C.A.L., Huuse, M., and Barber, G.P., 2011, Geometry of winglike clastic intrusions adjacent to a deep-water channel complex; implications for hydrocarbon exploration and production: AAPG Bulletin, v. 95, p. 559-584.

- Jolly, R.J.H., and Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions: *Journal of the Geological Society of London*, v. 159, Part 5, p. 605-617.
- Jonk, R., Cronin, B.T., and Hurst, A., 2007, Variations in sediment extrusion in basin-floor, slope, and delta-front settings; sand volcanoes and extruded sand sheets from the Namurian of County Clare, Ireland: *AAPG Memoir*, v. 87, p. 221-226.
- Jonk, R., 2010, Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow: *Basin Research*, v. 22, p. 603-621.
- Jopling, A. V., & Walker, R. G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research*, 38(4).
- Kane, I.A., 2010, Development and flow structures of sand injectites; the Hind sandstone member injectite complex, Carboniferous, UK: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 1200-121.
- Kranck, K., 1984, Grain-size characteristics of turbidites. *Geological Society, London, Special Publications*, 15(1), 83-92.
- Kopf, A.J., 2002, Significance of mud volcanism: *Reviews of Geophysics*, v. 40.
- Lafrance, B., DeWolfe, J.C., and Stott, G.M., 2004, A structural reappraisal of the Beardmore-Geraldton Belt at the southern boundary of the Wabigoon Subprovince, Ontario, and implications for gold mineralization: *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, v. 41, p. 217.
- Larsen, E., and Mangerud, J., 1992, Subglacially formed clastic dikes: *Sveriges Geologiska Undersokning, Serie Ca: Avhandlingar och Uppsatser i*, v. 81, p. 163-170.
- Lecompte, A., 2014, Relations spatiales et génétiques entre uranium, sulfures et matières organiques : application aux shales et schistes noirs: Nancy, Université de Lorraine.
- Ledru, P., Eko N'Dong, J., Johan, V., Prian, J.-P., Coste, B., and Haccard, D., 1989, Structural and metamorphic evolution of the Gabon Orogenic Belt: Collision tectonics in the lower proterozoic?: *Precambrian Research*, v. 44, p. 227-241.
- Leeder, M. R. (1982). Clastic shelves. In *Sedimentology* (pp. 202-210). Springer Netherlands.
- Lonergan, L., Lee N., Johnson H.D., Cartwright J.A., Jolly R.J.H., 2000. Remobilization and injection in deepwater depositional systems: implications for reservoir architecture and prediction. *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference Deep-water reservoirs of the world*, December 3-6.
- Lonergan, L., Borlandelli, C., Taylor, A., Quine, M., and Flanagan, K., 2007, The three-dimensional geometry of sandstone injection complexes in the Gryphon Field, United Kingdom North Sea: *AAPG Memoir*, v. 87, p. 103-112.
- Lopez, M., 2001, Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon: *Marine and Petroleum Geology*, v. 18, p. 479-486.
- Lopez, M., Cauxeiro, C., Seyve, C., 2014, Sand injection associated to channel margin instability on the Upper Miocene turbidite deposits of the Inner Kwanza basin (Angola). *19th International Sedimentological Congress* from 18 to 22 august 2014 in Geneva, Switzerland, p. 452-453.
- Lowe, D. R., 1982, Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1).
- Macdonald, D., and Flecker, R., 2007, Injected sand sills in a strike-slip fault zone; a case study from the Pil'sk Suite (Miocene), southeast Schmidt Peninsula, Sakhalin: *AAPG Memoir*, v. 87, p. 253-263.
- MacLeod, M.K., Hanson, R.A., Bell, C.R., McHugo, S., 1999. The Alba field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development. *The Leading Edge*, **18**, 1306-1312.
- Mavotchy, N. O., El Albani, A., Trentesaux, A., Fontaine, C., Pierson-Wickmann, A. C., Boulvais, P., ... & Gauthier-Lafaye, F., 2016, The role of the early diagenetic dolomitic concretions in the preservation of the 2.1-Ga paleoenvironmental signal: The Paleoproterozoic of the Franceville Basin, Gabon. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(8), 609-618.
- Martill, D. M., & Hudson, J. D., 1989, Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of central England: relationship to compaction and concretion formation. *Sedimentology*, 36(6), 1127-1133.
- McCave, I. N., 1984, Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(4), 329-352.

- Milesi, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., and Vinchon, C., 1991, The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana: *Mineralium Deposita*, v. 26, p. 228-238.
- Milkov, A.V., 2000, Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates: *Marine Geology*, v. 167, p. 29-42.
- Molyneux, S., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2002, Conical sandstone injection structure imaged by 3D seismic in the central North Sea, UK. *First break*, 20, 383-393.
- Monnier, D., 2013, Dynamique de mise en place des réseaux d'intrusions sableuses dans les bassins sédimentaires: Impact sur l'évolution post-dépôt des réservoirs et le réseau de migration associé (Doctoral dissertation, Université Montpellier 2).
- Monnier, D., Gay, A., Imbert, P., Cavailhes, T., Soliva, R., and Lopez, M., 2015, Sand injectites network as a marker of the palaeo-stress field, the structural framework and the distance to the sand source; example in the Vocontian Basin, SE France: *Journal of Structural Geology*, v. 79, p. 1-18.
- Montenat, C., Janin, M.-C., and Barrier, P., 2004, L'accident du Toulourenc; une limite tectonique entre la plate-forme provençale et le Bassin vocontien à l'Aptien-Albien (SE France): The Toulourenc fault zone; Aptian-Albian tectonic boundary between the Provencal Platform and the Voconti, v. 336, p. 1301-1310.
- Montenat, C., Barrier, P., & Hibsich, C., 2007, Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196(1), 5-30.
- Mossman, D. J., Gauthier-Lafaye, F., & Jackson, S. E., 2001, Carbonaceous substances associated with the Paleoproterozoic natural nuclear fission reactors of Oklo, Gabon: paragenesis, thermal maturation and carbon isotopic and trace element compositions. *Precambrian Research*, 106(1), 135-148.
- Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye, F., and Jackson, S.E., 2005, Black shales, organic matter, ore genesis and hydrocarbon generation in the Paleoproterozoic Franceville Series, Gabon: *Precambrian Research*, v. 137, p. 253-272.
- Mourgues, R., 2004, Suppressions de fluide et décollements; modélisations analogique et numérique: France, Géosciences Rennes : Rennes, France.
- Moussavou, M., & Minko, A. E., 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). *Africa Geoscience Review*, 13(1/2), 53.
- Moussavou, M., Edou-Minko, A., Mbina Mounquengui, M., Ortega, R., Fleury, G., Roudeau, S., ... & Makaya Mvoubou, M., 2015, Multicellular Consortia Preserved in Biogenic Ductile-Plastic Nodules of Okondja Basin (Gabon) by 2.1 Ga. *J Geol Geosci*, 4(195), 2.
- Mulder, T., & Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299.
- Murchison, R.I., 1827, On the coal field of Bora in Sutherland shire and some other stratified deposits in the North of Scotland: Geological Society of London, v. 2, p. 293-326.
- Ndongo, A., Guiraud, M., Vennin, E., Flotté, N., 2015, Fluid Pressure Deformations in the Paleoproterozoic Francevillian Uranium Deposits (SE Gabon). André-Mayer A.S., Cathelineau M., Muchez Ph., Pirard E., Sinder S. (eds): Mineral resources in a sustainable world, Proceedings of the 13th Biennial SGA Meeting, 24-27 August 2015, Nancy, France, 1851-1853.
- Ndongo A., 2016, Contexte sédimentologique et tectonique du bassin paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium, Dijon, France, 326 p.
- 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.

- Ngombi-Pemba, L., Albani, A.E., 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 Research*, v. 255, Part 1, p. 63-76.
- Normark, W. R., & Damuth, J. E., 1997, Sedimentary facies and associated depositional elements of the Amazon fan. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* (Vol. 155, pp. 611-651). Ocean Drilling Program.
- Obermeier, S.F., 1989, The New Madrid earthquakes; an engineering-geologic interpretation of relict liquefaction features: United States, U. S. Geological Survey : Reston, VA, United States, p. B1-B114.
- Obermeier, S.F., 1996, Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engineering Geology*, v. 44, p. 1-76.
- Orberger b., Salaün A., Wallmach t.R., Wirth V., Delarue C., Goliath G., Boussafir M., Dreux G. , Rodriguez C., Lafon S., Schreiber A., 2014, In-situ analyses of carbonaceous matter in manganiferous shales: Analytical proxies and implication for ore processing. – Reference lettre Soleau: LAVOIX TSP14X1302, Paris, France.
- 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, Université de Poitiers, 299 p.
- 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., and 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*, v. 362, p. 181-192.
- Pambo, F., 2004, Sédimentologie, Géochimie et Minéralogie d'une formation manganésifère paléoprotérozoïque et des minerais associés. Exemple du gisement de Moande au Sud-Est du Gabon, Université de Bourgogne, 274 p.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azzibrouck, G., and Lang, J., 2006, The Proterozoic Franceville Basin (S.E. Gabon); an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting: *Africa Geoscience Review*, v. 13, p. 77-106.
- Parize, O., 1988, Sills et dykes gréseux sédimentaires; paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction: France, Ecole des Mines de Paris : Paris, France.
- Parize, O., and Fries, G., 2003, The Vocontian clastic dykes and sills; a geometric model: *Geological Society Special Publications*, v. 216, p. 51-72.
- 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): *AAPG Memoir*, v. 87, p. 173-184.
- 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?: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 345, p. 101-110, [10.1016/j.crte.2013.01.001](https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.01.001).
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Lucchi, F.R., Smith, R.D.A. (Eds.), 1994, Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems, Chapman & Hall. ed. London, 334p.
- Piper, D. J., & Deptuck, M., 1997, Finned-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. In *Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results* (pp. 79-108). National Science Foundation.
- Preat, A., Bouton, P., Thieblemont, D., Prian, J.-P., Ndounze, S.S., and Delpomdor, F., 2011, Paleoproterozoic high $\delta^{13}C$ dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon); stratigraphic and synsedimentary subsidence implications: *Precambrian Research*, v. 189, p. 212-228.
- Ravier, E., Guiraud, M., Guillien, A., Vennin, E., Buoncristiani, J.-F., and Portier, E., 2015, Micro- to macro-scale internal structures, diagenesis and petrophysical evolution of injectite networks in the Vocontian Basin (France): Implications for fluid flow: *Marine and Petroleum Geology*, v. 64, p. 125-151.

- Rijsdijk, K.F., Owen, G., Warren, W.P., McCarroll, D., and van der Meer, J.J.M., 1999, Clastic dykes in over-consolidated tills; evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland: *Sedimentary Geology*, v. 129, p. 111-126.
- Sayers, C.M., 1994, The elastic anisotropy of shales: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 99, p. 767-774.
- Scott, A., Vigorito, M., and Hurst, A., 2009, The process of sand injection; internal structures and relationships with host strata (Yellowbank Creek injectite complex, California, U.S.A.): *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, p. 568-583.
- Scott, A., Hurst, A., & Vigorito, M., 2013, Outcrop-based reservoir characterization of a kilometer-scale sand-injectite complex. *AAPG bulletin*, 97(2), 309-343.
- Seed, H. B., & Peacock, W. H., 1968, Sand liquefaction under cyclic loading simple shear conditions:] urnal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 94, No.
- Seed, B., 1979, Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 105(ASCE 14380).
- Stow, D. A., & Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25(1-2), 23-42.
- Stow, D. A., & Piper, D. J. W., 1984, Deep-water fine-grained sediments: facies models. *Geological Society, London, Special Publications*, 15(1), 611-646.
- Strachan, L., 2002, Slump initiated and controlled syndepositional sandstone remobilisation: an example from the Namuriam of County Clare, Ireland.: *Sedimentology*, v. 49, p. 25-41.
- Strangways, W.T.H.F., 1821, Geological Sketch of the Environs of Petersburg, *Transactions of the Geological Society of London*, 5, 392-458. Cited in Newsom, J.F., 1903. Clastic Dikes, *Bulletin of the Geological Society of America*, 14, 227-268.
- Surlyk, F., and Noe-Nygaard, N., 2001, Sand remobilisation and intrusion in the Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland: *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, v. 48, Part 2, p. 169-188.
- Surlyk, F., Gjelberg, J., and Noe-Nygaard, N., 2007, The Upper Jurassic Harleev Formation of East Greenland: A giant sedimentary injection complex: In: Hurst, A. & Cartwright, J. (eds) *Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production*. AAPG Memoirs, v. 87, p. 141-150.
- Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., and Yardley, G.S., 2002, Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms: *AAPG Memoir*, v. 76, p. 1-12.
- Szarawarska, E., Huuse, M., Hurst, A., De Boer, W., Lu, L., Molyneux, S., & Rawlinson, P., 2010, Three-dimensional seismic characterisation of large-scale sandstone intrusions in the lower Palaeogene of the North Sea: completely injected vs. in situ remobilised sandbodies. *Basin Research*, 22(4), 517-532.
- Tanner, P.W.G., 1998, Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks; a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland: *Sedimentology*, v. 45, p. 71-89.
- Taylor, B.J., 1982, Sedimentary dykes, pipes and related structures in the Mesozoic sediments of south-eastern Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 51, 1-42.
- Thiéblemont, D., Goujou, J.C., Boulingui, B., Ekogha, H., Kassadou, A.B., Simo Ndounze, S., Walemba, A., and Prian, J.P., 2009, Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Mayumba-Ndindi: Libreville, Ministère des Mines du Pétrole et des Hydrocarbure.
- Thiéblemont, D., Bouton, P., Préat, A., Goujou, J. C., Tegye, M., Weber, F., ... & Treuil, M., 2014, Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *Journal of African earth sciences*, 99, 215-227.
- Thompson, B.J., Garrison, R.E., and Moore, J.C., 1999, A late Cenozoic sandstone intrusion west of Santa Cruz, California; fluidized flow of water- and hydrocarbon-saturated sediments: *Guidebook - Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists*, v. 76, p. 53-74.

- Thompson, B.J., Garrison, R.E., and Moore, J.C., 2007, A reservoir-scale Miocene injectite near Santa Cruz, California: AAPG Memoir, v. 87, p. 151-162.
- Timbrell, G., 1993, Sandstone architecture of the Balder Formation depositional system, UK Quadrant 9 and adjacent areas. In *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* (Vol. 4, pp. 107-121). Geological Society of London.
- Jansen, J. H. F., Van Weering, T. C. E., Gieles, R., & Van Iperen, J., 1984, Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, 17(2-4), 201-249.
- Vetel, W., Cartwright, J.A., 2010, Emplacement mechanics of sandstone intrusions: insights from the Panoche Giant Injectite Complex, California. *Basin Research*, 22, 783-807.
- Vigorito, M., Hurst, A., Cartwright, J.A., and Scott, A., 2008, Regional-scale subsurface sand remobilization; geometry and architecture: *Journal of the Geological Society of London*, v. 165, p. 609-612.
- Villeneuve, M., 2005, Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1), 166-195.
- Weber, F., 1968, Une série précambrienne du Gabon, le Francevillien sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés: Strasbourg, Université de Strasbourg, 1 vol. (328 p.-15 pl.
- Weber, F., 1973, Genesis and supergene evolution of the Precambrian sedimentary manganese deposit at Moanda (Gabon); Genesis of Precambrian iron and manganese deposits - Genèse des formations précambriennes de fer et de manganèse: *Earth Science (Paris) = Sciences de la Terre (Paris)*, v. 9, p. 307.
- Williams, G.E., 2001, Neoproterozoic (Torridonian) alluvial fan succession, northwest Scotland, and its tectonic setting and provenance: *Geological Magazine*, v. 138, p. 161-184.

IV.3.2. Enseignements des injectites en matière d'environnement de dépôts

La caractérisation des intervalles gréseux des unités 4 à 7 comme des injectites nous a permis de préciser les environnements de dépôts de ces dernières. Nous montrons ainsi que:

- 1) Les unités 4 à 6 sont dominées par des processus de décantation (unité4) et des processus biochimiques (Unité 5 et 6) dans un bassin isolé et affamé soumis seulement à de rares courants de fond peu chargés en éléments détritiques. Ces unités sont recoupées par des injectites post-sédimentaires. En ce sens, contrairement à ce qui a été proposé jusqu'à présent, aucun dépôt de type turbidite n'affecte les unités 5 et 6.
- 2) Le réseau d'injectites aurait pour source les chenaux turbiditiques de l'Unité 3, confirmant ainsi les dépôts de levée turbiditiques au droit du plateau de Bangombé. Ces chenaux turbiditiques se situeraient à l'est du plateau de Bangombé.
- 3) Les paramètres initiant la mise en place des injectites témoignent d'une sédimentation rapide et imperméable permettant le piégeage des fluides dans les réservoirs turbiditiques. Le taux de sédimentation rapide est également confirmé par l'épaisseur de la série affectée par le réseau d'injectites. En effet l'injection n'a pu se faire que si les dépôts étaient non consolidés. Ceci indique que les 150 m de série recoupée, étaient encore peu compactée lors de l'injection impliquant un taux de sédimentation rapide des unités 4 à 7.
- 4) La présence de ciment carbonaté riche en Mn dans les injectites qui recoupent les niveaux riches en carbonates de Mn, implique que le Mn était déjà présent dans les dépôts lors de l'injection. Ceci confirme une formation des carbonates de Mn précoce.

IV.4. Evolution stratigraphique de la Formation FB

Cette nouvelle interprétation des grès intra U5 et U6 permet de confirmer l'importance du confinement du système de dépôt, permettant ainsi de proposer une évolution stratigraphique depuis le sommet de la formation FA jusqu'au toit du FB au droit du plateau de Bangombé en trois stades (Fig. IV.26).

- 1) Les environnements de dépôts depuis le sommet de la formation FA jusqu'à l'Unité 3 témoignent d'un approfondissement du bassin qui passe d'un système deltaïque (Formation FA) à des dépôts d'offshore recoupés par un système de chenaux/levées turbiditiques. Le mouvement des failles normales serait à l'origine de cet approfondissement et d'une augmentation de la bathymétrie due à la subsidence du bassin. La présence de chenaux turbiditiques indique quant à elle que le système terrigène fonctionne en permanence pendant les dépôts de la base de la Formation FB, même si des hauts-fonds isolés sont soumis à une sédimentation carbonatée (U1 à U3; Fig. IV.26).
- 2) L'Unité 4 marque un arrêt des dépôts turbiditiques et un bassin qui tend vers un isolement avec des dépôts de décantation affectés par des courants qui se raréfient vers le sommet. L'Unité 5 et 6 correspond au confinement maximum du bassin permettant une sédimentation rapide dominée par des processus biochimiques dans un bassin affamé avec une absence d'apport terrigène.
- 3) L'Unité 7 correspond à la réouverture du système terrigène vers un environnement de nouveau soumis à des courants terrigènes de type deltaïque ou de chenaux sous-aquatiques. Les grès

massifs de L'Unité 8 confirment une progradation du système terrigène. Cette progradation semble au premier abord rapide mais les grès étant érosifs ils ont pu éroder l'intervalle annonçant les dépôts de barre de tempêtes. L'Unité 9, quant à elle, a été interprétée comme des dépôts de lagune montrant ainsi le comblement du bassin.

Le système séquentiel général de la Formation FB serait donc constitué de deux cycles. Un premier cycle transgressif ayant pour origine un approfondissement du bassin par des failles normales (U1 à U3) puis un cycle régressif dû à une accommodation limitée permettant le comblement du bassin (U7 à U9). Cependant les unités 4, 5 et 6 semblent se différencier du système général par les observations suivantes:

- L'unité 4 marque l'arrêt des courants terrigènes.
- Un arrêt total des passées de silt ou de grès dans les Unités 5 et 6.
- Une arrivée brutale de la pyrite et des carbonates de Mn dans le système à la base de l'U5.
- Un changement radical de sédimentation gouverné par un système biochimique sur un intervalle d'environ 100 m de puissance comprenant les unités 5 et 6
- Une cessation rapide de ce système biochimique à partir de l'Unité 7, qui est à nouveau gouverné par une sédimentation terrigène.

Ces changements rapides pourraient être liés, soit à :

- (1) Un isolement d'une partie du bassin par des mouvements de failles. Le plateau de Bangombé serait dans cette hypothèse, positionné sur la hanging wall d'une de ces failles et constituerait un haut fond isolé des apports terrigènes qui continueraient à alimenter le reste du bassin.
- (2) Une phase de glaciation permettant de développer une calotte sur les surfaces continentales et de bloquer ainsi une grande partie des apports terrigènes qui seraient relayés par une sédimentation biochimique.
- (3) Une phase d'aridité qui de la même façon bloquerait les apports terrigènes en l'absence d'écoulements superficiels sur la surface continentale.
- (4) Une phase de déglaciation généralisée favorisant une transgression des surfaces continentales avec réduction momentanée des apports terrigènes dans le bassin et un réchauffement climatique favorable à une sédimentation carbonatée biochimique.

En prenant en compte l'ensemble des informations disponibles sur le bassin de Franceville on peut cependant placer en deuxième plan l'hypothèse (1). En effet, Il existe tout un ensemble de plateaux porteurs des minéralisations supergènes à oxydes de manganèse dispersés dans le bassin de Franceville (Fig. IV.40) qui occupent la position du protore de Bangombé (Unité 5 et 6). Dans ce cas, il semble bien que l'épisode biochimique soit général sur l'ensemble du bassin et donc qu'un isolement de la zone de production biochimique en lien avec l'activité des failles synsédimentaires ne soit pas l'hypothèse à privilégier. De même, l'hypothèse (4) semble elle aussi difficilement compatible avec l'architecture stratigraphique qui montre un changement brutal des conditions du milieu entre les Unités 4 et 5 sans changement apparent de la bathymétrie puis un retour tout aussi brutal du système deltaïque (U8) qui tend à combler rapidement l'espace disponible pour passer en domaine d'offshore transition et shoreface.

Je privilégie donc à ce stade de mon travail les hypothèses (2) et (3) que je discuterai de manière plus détaillée en fin de thèse, après avoir intégré les résultats des chapitres suivants (chap. VI et VII).

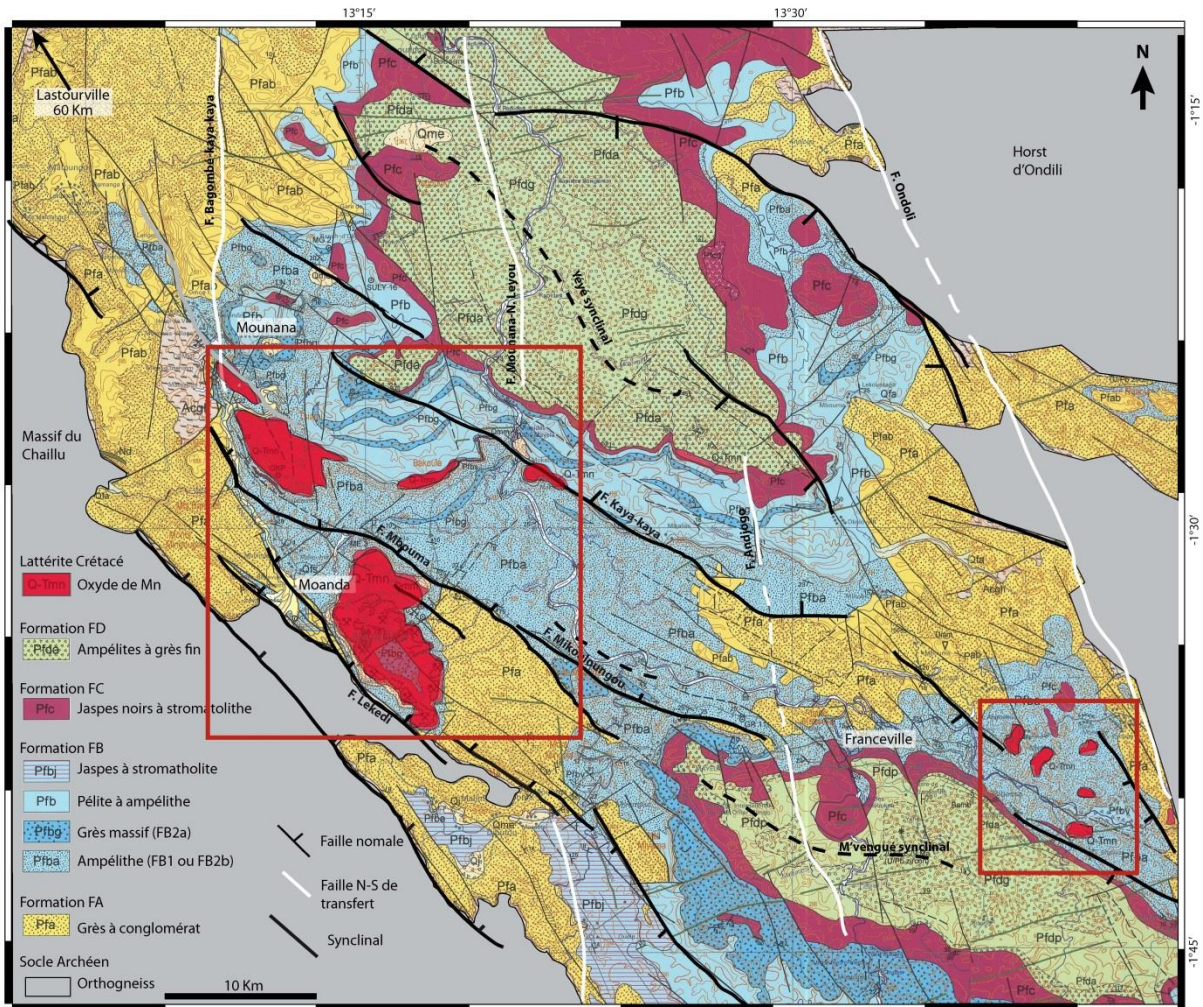


Fig. IV.40: Localisation des plateaux à oxydes de manganèse supergène dans le Bassin de Franceville (rectangles rouges). Le protore de ces oxydes est rapporté aux Unités 5 et 6 du plateau de Bangombé. On note clairement l'absence de lien entre le dépôt des carbonates de Mn et les failles qui structurent le bassin avec la présence d'oxyde de Mn sur les bordures mais aussi dans la partie plus centrale du bassin (modifié d'après Bouton et al., 2009a; Ndongo et al., 2016)

Synthèse

L'analyse sédimentologique et pétrologique des forages carottés et des affleurements m'a permis de mieux contraindre les environnements de dépôts du sommet de la Formation FA et de la Formation FB et de mieux replacer le protore à carbonates de manganèse (Unités 5 et 6) dans le cadre d'évolution paléogéographique et séquentielle du bassin

- La transition entre la Formation FA et FB correspond à un environnement de dépôt contrôlé par la marée en domaine deltaïque de shoreface à offshore (transition) ;
- Un nouveau découpage en neuf unités (U1 à U9) est proposé pour la Formation FB;
- L'Unité 1 est interprétée comme un environnement de shoreface non confiné ;
- L'Unité 2 marquerait le début du confinement du bassin marqué par des dépôts d'offshore plus riches en matière organique soumis à des courants de fond périodiques qui apportent une fraction terrigène plus grossière ;
- L'Unité 3 enregistre l'installation d'un système de chenaux/levées turbiditiques partiellement alimenté par des apports de sables et de silts carbonatés rapportés à la persistance d'un haut fond ou d'une plateforme carbonatée sur les marges du bassin (Unité 3 latérale);
- L'Unité 4 est marquée par la réduction rapide des apports terrigènes grossiers et le retour à des conditions d'offshore dominées par les processus de décantation en milieu confiné ;
- **L'Unité 5 se caractérise par l'apparition massive de pyrite bactérienne et la formation des premiers carbonates de manganèse. Elle correspond à un environnement profond euxinique qui marque le début du stade affamé du bassin.**
- **Le sommet de l'Unité 5 et l'Unité 6 (U6) correspondent au protore manganésifère, il se caractérise par des intervalles riches en carbonates de Mn qui alternent avec des niveaux plus argilo-silteux cisailés et parfois déformés par des plis synsédimentaires qui soulignent la persistance de courants de fond qui remanient le matériel fin local en l'absence d'apport terrigène. Les intervalles gréseux présents dans cet intervalle sont interprétés comme un réseau d'injectites qui traversent l'intégralité du protore. La nature injectée de ces sables permet d'appuyer le caractère affamé du bassin.**
- La source de ces injectites serait à rechercher dans les chenaux de l'Unité 3 probablement dans un domaine plus subsident à l'est du plateau de Bangombé. La cimentation par des carbonates de Mn de certaines injectites à grains flottants implique le caractère précoce de la minéralisation sous cette forme.
- L'Unité 7 marque la réouverture des apports terrigènes qui "tuent" la production de carbonates de Mn biochimiques et le retour à un système de frange deltaïque et de barres dominées par les tempêtes pendant le dépôt de l'Unité 8.
- L'unité 9 est interprétée comme un milieu peu profond dans la zone photique à l'abri des courants. Ce milieu pourrait être un environnement lagunaire en accord avec le développement de stromatolithes de la formation supérieure (FC)
- La Formation FB correspond à une séquence stratigraphique transgressive jusqu'à l'unité 3. Puis le système est isolé du cycle global pendant le dépôt des unités 5 et 6. Par la suite, la séquence s'inverse et devient clairement régressive à partir de l'Unité 7 jusqu'au sommet de la Formation FB (Unité 9).

V. Etude détaillée du protore manganésifère

Ce chapitre se concentre sur les unités 5 et 6 et plus particulièrement sur les carbonates de manganèses (microfaciès F7c = Mn-carbonate rich black mudstone). En plus d'une étude pétrologique détaillée, je caractérise ce microfaciès d'un point de vue minéralogique et géochimique. L'objectif étant de déterminer les processus de formation des carbonates de Mn du protore manganésifère du Bassin de Franceville à 2,1 Ga.

Organisation du chapitre

Ce chapitre s'organise en deux parties majeures:

La **première partie** est une étude détaillée de la minéralogie et de la pétrologie des sous-microfaciès des Mn-carbonates rich black mudstone (F7c). Cette étude a conduit à un résumé étendu publié dans le 13^{ème} congrès de la SGA (Société de la Géologie Appliquée à la métallogénie, Dubois et al., 2015; Annexe 1) ; elle est cependant reprise comme une partie de thèse, afin de bien développer les différentes microstructures de ce microfaciès F7c. Cette première partie sert également de prérequis pour contraindre l'étude géochimique de la partie 2.

La **deuxième partie** est l'ébauche en version française d'un article sur la géochimie des éléments majeurs, trace (incluant les Terres Rares), le soufre total et le carbone total et organique. Cette étude est la première qui repose sur un échantillonnage serré métrique dans le protore manganésifère (tous les 1m). Elle permet de proposer pour la première fois un modèle géochimique et sédimentologique contraint de la précipitation des carbonates de Mn dans le Bassin de Franceville.

V.1. Microfaciès et minéralogie

Cette partie précise la microfabrique de chaque sous-microfaciès du microfaciès F7c présenté globalement dans le chapitre précédent (Chap. IV.2) ; ainsi que la forme minéralogique et l'agencement des carbonates de manganèse à partir des analyses effectuées au MEB. Le but est 1) de déterminer la nature des carbonates (dolomite, dolomite riche en Mn, kutnohorite, rhodochrosite) et 2) de détailler la forme et l'agencement des carbonates de manganèse. Dans un second temps j'appuie mes observations faites en lames-minces en présentant la minéralogie globale du protore déduite des analyses DRX effectuées Orberger et al. (2013 rapport interne Eramet).

V.1.1. Analyse des microfaciès des Mn-carbonate rich black mudstones (F7c)

Le microfaciès F7c portant la minéralisation en Mn (Mn > 15 wt. %) a été divisé en trois sous-microfaciès fonction de la nature des grains et de l'importance du ciment. Il s'avère que les teneurs Mn mesurées avec le niton (valeurs fluorescence X portable: Niton; annexe 2) discriminent également les deux sous-microfaciès avec des teneurs comprises entre 25 et 35 wt. % pour le sous-microfaciès F7c1 et comprises entre 15 et 25 wt. % pour le sous-microfaciès F7c2. Le troisième sous-microfaciès est caractérisé par une importante phase de ciment et les valeurs en Mn varient entre 15 et 25 wt. %. De façon générale, ces microfaciès sont très riches en carbonates de manganèse (> 50%; Fig. V.1a-d)

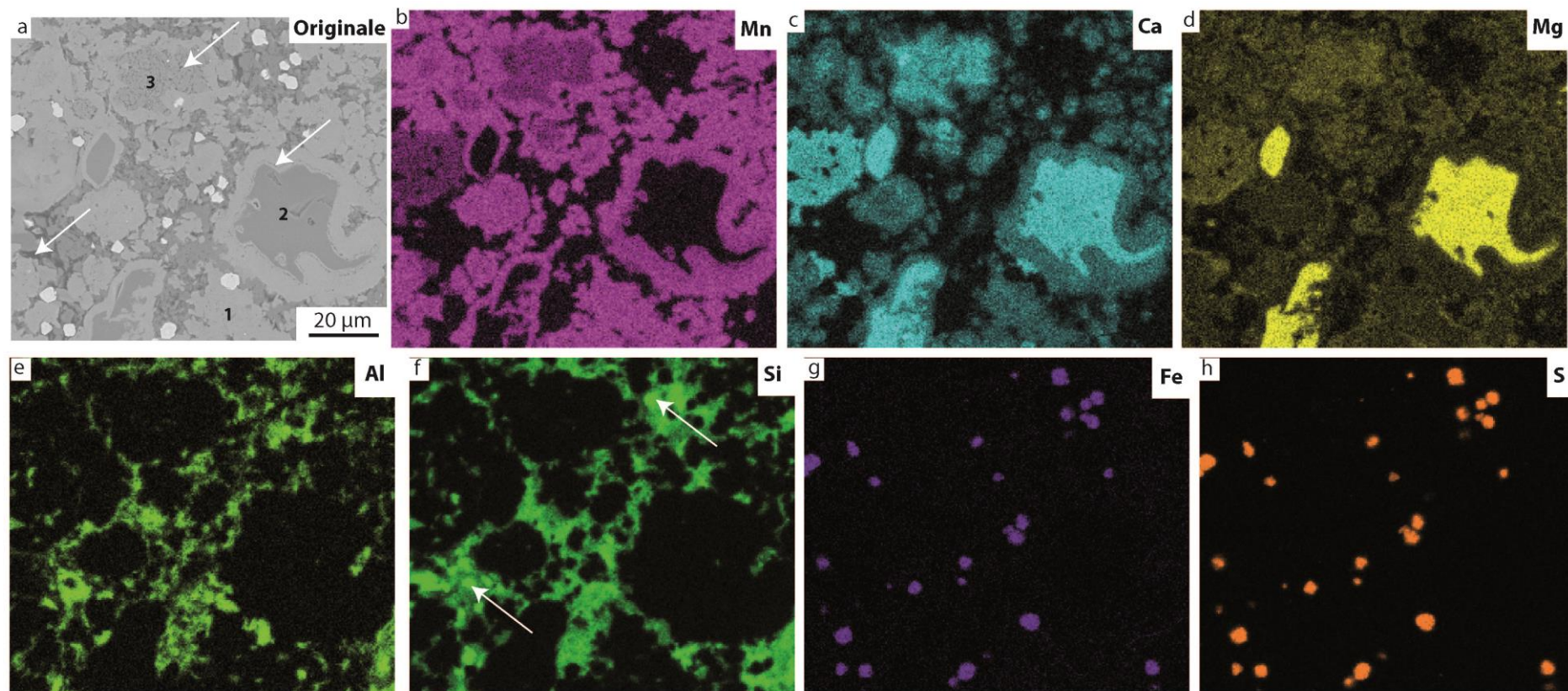


Fig. V.1: Vue de détail de la lame-mince C070030-108 montrant la répartition des principaux éléments chimiques constitutifs de la roche (a, les flèches indiquent la matière organique intergranulaire ou intragranulaire interprétée comme des reliques de biofilms; 1: ciment; 2: grain de dolomie; 3: grains à cœur enrichi en Mn et finement lié à des voiles de matière organique noirs sur la photo originale) et cartographies des principaux éléments chimiques: Mn (b), Ca (c), Mg (d), Al (e), Si (f; flèches indiquent des grains de quartz), Fe (g), S (h). (MEB couplé à l'EDX ; 15kV, temps de comptage: 2 h).

Ils sont également riches en matière organique finement liée à l'argile ou en reliques de films organiques (Fig. V.1a) et plus ou moins de pyrite comme le témoignent les Fig. V.1 g et h ou l'on observe que le fer et le soufre se superposent parfaitement. Ils sont pauvres en argiles et en grains de silts (quartz ; Fig. V.1e&f).

La matière organique est probablement produite in situ et la migration serait primaire. Contrairement au faciès plus argileux, on n'observe pas ou très peu de vacuole d'hydrocarbure ce qui témoignant d'une porosité très faible et d'un pouvoir d'imperméabilité important.

Les carbonates de Mn se présente sous forme de grains avec un nucléus de type dolomie ou de dolomie manganésifère (2 sur la figure Fig. V.1a) ou avec un nucléus plus riche en Mn finement lié à des voiles de matière organique (3 sur la figure Fig. V.1a). Le ciment est composé de carbonates dolomitiques enrichis en Mn (type kutnohorite; Fig. V.1b-d, 1 sur la Fig. V.1a). Les argiles composent la phase intergranulaire et représente environ 20 % de la roche (pourcentage déterminé sur lame-mince).

La Fig. V.2 synthétise, sous forme de schémas, les trois micro-textures observées, caractérisant les trois sous-microfaciès, à savoir (Fig. V.2) :

- **F7c1:** Faciès à micronodules de Mn-carbonates jointifs (Mn > 25);
- **F7c2:** Faciès à microconcrétions bactériomorphes et grains de Mn-carbonates (Mn [12-25]);
- **F7c3:** Faciès à wavy Mn-carbonates ciment (Mn: [15-25]).

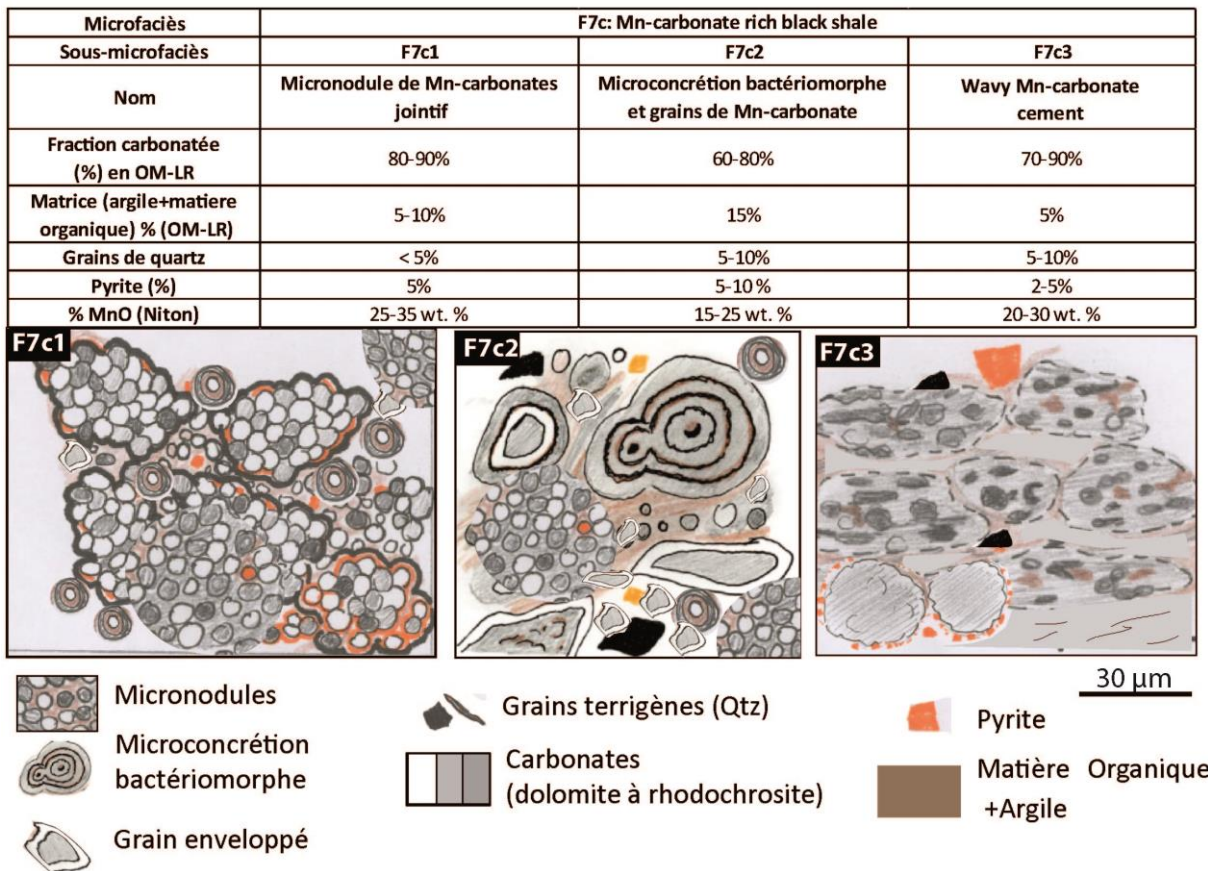


Fig. V.2: Tableau et schémas représentatifs des trois sous-microfaciès: F7c1: Micronodules de Mn-carbonates jointifs; F7c2: Microconcrétions bactériomorphes et grains de Mn-carbonates; F7c3: Wavy Mn-carbonates ciment. Le pourcentage de Mn diminue lorsque les grains terrigènes (principalement du quartz) et l'argile augmentent. Les pourcentages du tableau sont des pourcentages surfaciques relevés sur les observations en lames-minces.

Le lien entre la texture et le pourcentage de Mn a pu être établi grâce aux données de fluorescence X portable (Niton; annexe 2) permettant d'établir une valeur approximative du pourcentage de Mn. On peut noter au premier ordre, que le pourcentage de Mn diminue avec la quantité de grains de quartz et d'argile (Fig. V.2)

Sous microfaciès F7c1: Micronodules de Mn-carbonates jointifs

De façon générale, ce sous-microfaciès se caractérise par une alternance de niveaux de carbonates de manganèse (0.5-5 mm d'épaisseur) au sein d'une rare matrice argileuse riche en matière organique (Fig. V.3b) et de niveaux fins (100-200 μm) plus argileux (Fig. V.3a), également riches en matière organique. On observe des micropyrites dispersées. Les niveaux de carbonates de manganèse granulaire peuvent être localement cimentés par des carbonates de manganèse (Fig. V.3d).

Les carbonates de Mn sont présents en micronodules de rhodochrosite sub-arrondis, émoussés sur le pourtour (5-10 μm ; Fig. V.3c-f) pouvant former des amas (150-300 μm) coalescents, non compactés, sub-arrondis (Fig. V.3c&d).

Les micronodules se présentent parfois frangés de pyrite d'origine bactérienne (?; Fig. V.3c&d) avec parfois un cœur noir (reliques de filaments organiques?; Fig. V.3b). Ces micronodules peuvent également être constitués d'enveloppes de kutnohorite et de rhodochrosite (Fig. V.3e) parfois délimitées par des voiles de matière organique (biofilms ?).

On observe également un ciment dolomitique ou enrichi en Mn, localisé autour des amas de micronodules (Fig. V.3d).

Processus de dépôt:

Le milieu de dépôt de ce sous-microfaciès F7c1 est sub-oxique à anoxique et la sédimentation serait quasi entièrement gouvernée par des processus biochimiques. Des processus de diagenèse précoce conduiraient localement à la cimentation des micronodules qui prennent un aspect en grappe.

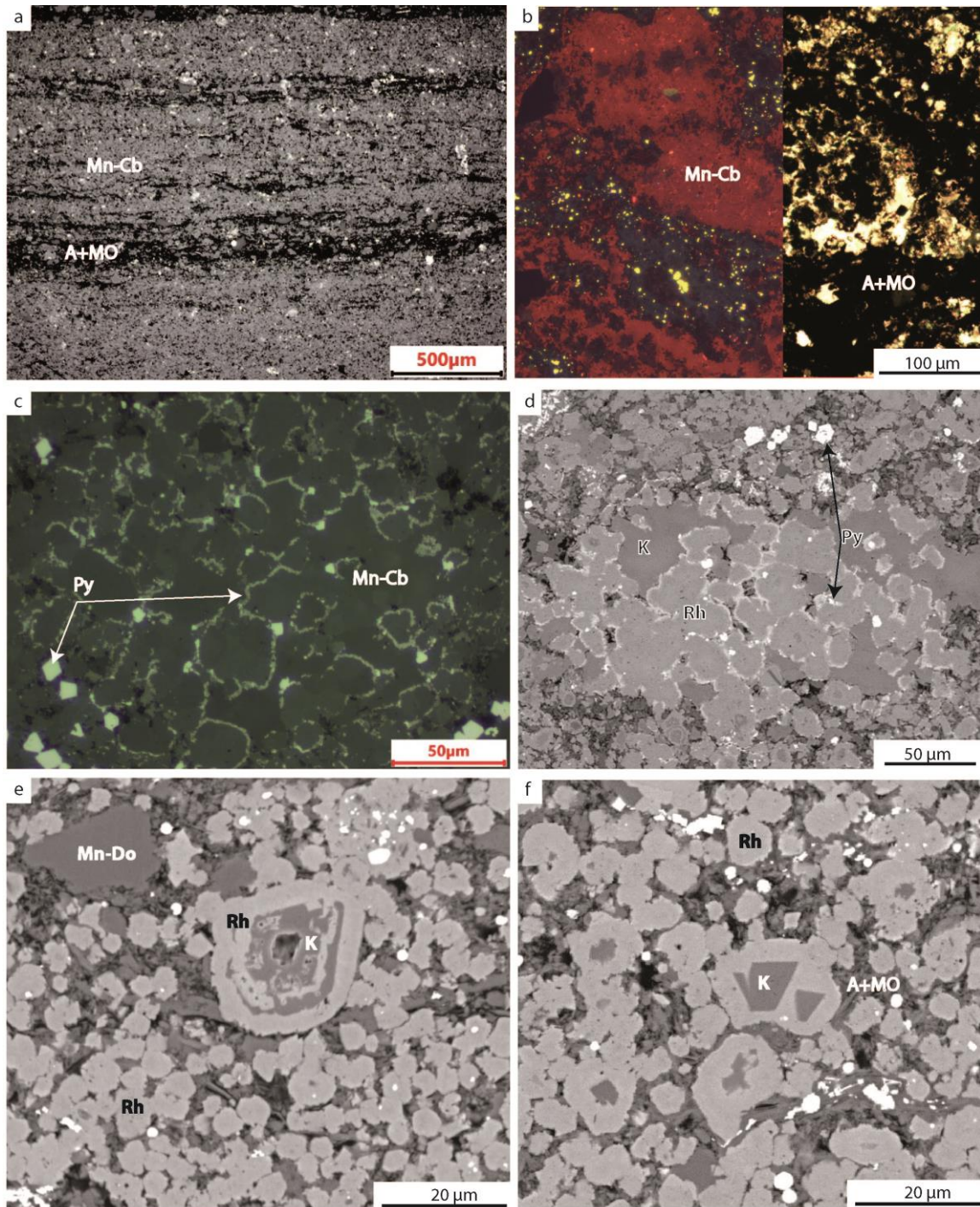


Fig. V.3: Sous-microfaciès F7c1: Micronodules de Mn-carbonates jointifs; a) lame-mince montrant la texture générale où des intervalles riches en carbonates de Mn alternent avec de fines lamines plus riches en argiles et matière organique (C070030-78; OM-LR); b) Amas de micronodules de carbonates de Mn montrant un cœur noir chargé en matière organique. La matrice est principalement argileuse. (BC8-150.8; OM-LN et OM-cathodoluminescence); c&d) Micronodules de carbonates de Mn frangés par de la pyrite (C070030-141; OM-LR (c) et MEB (d)); e&f) Micronodules émoussés de rhodochrosite et grains zonés de kutnohorite et de rhodochrosite dans une matrice argileuse piégeant de la matière organique dans les vides résiduels (C070030-136; MEB).

Sous microfaciès F7c2: Microconcrétions bactériomorphes et grains de Mn-carbonates

La microfabrique de ce sous-microfaciès correspond à des carbonates de manganèse dans une matrice argileuse riche en matière organique avec de rares grains de quartz (< 10 % ; Fig. V.4a&b) et

des grains de pyrite plus fréquents. On observe aussi des traces de ciment de carbonate manganésifère et de rares vacuoles d'hydrocarbures (Fig. V.4b). La lamination, fruste, est principalement marquée par des alignements de micropyrites (Fig. V.4a) et par les carbonates plus ou moins présents dans la matrice.

Les carbonates de manganèse forment comme précédemment (faciès F7c1) des micronodules de rhodochrosite, mais plus dispersés, uniformes ou présentant des voiles organiques (Fig. V.4d). Ils sont également présents sous forme de microconcrétions bactériomorphes (10-50 μm) ou de grains. Les microconcrétions bactériomorphes sont sub-arrondies avec un cœur de matière organique ou de dolomite plus ou moins riche en Mn. Le pourtour est formé d'une alternance rythmée d'enveloppes de rhodochrosite et de voiles de matière organique (Fig. V.4e & f). Certains grains à nucléus de Mn-dolomite sont entourés d'une ou plusieurs enveloppes de kutnohorite et ou de rhodochrosite (Fig. V.4c). La kutnohorite est aussi présente sous forme de ciment épars.

Processus de dépôt:

Tout comme le microfaciès précédent, le milieu de dépôt de ce sous-microfaciès F7c2 est sub-oxique à anoxique et la sédimentation serait principalement contrôlée par des processus biochimiques. On observe cependant dans ce faciès un peu plus de grains de quartz, ce qui témoignerait d'une faible agitation du milieu à l'origine de la reprise de reliquats détritiques.

Sous microfaciès F7c3: Wavy Mn-carbonates cement

La microfabrication de ce sous-microfaciès montre des "plages" de carbonates de manganèse allongées, ondulées et non continues suivant la lamination alternant avec des lits plus riches en matière organique (Fig. V.5a&b). Ce type de microstructure a été décrite comme des "wavy lamination" dans des black shales carbonatées Protérozoïques du Bassin de Vindhyan en Inde (Schieber, 1999; Schieber et al., 2007; Sur et al., 2006).

On observe la présence de pyrite cubique et framboïdale dispersée (Fig. V.5a)

Les carbonates de Mn (Kutnohorite et Mn-dolomite) sont constitués d'un ciment plus ou moins homogène et "démixé" (Fig. V.5c & d). On observe parfois dans ces ciments, des rhomboèdres de rhodochrosite sub-automorphes qui croissent par enrichissement de la concentration en Mn (Fig. V.5f). Localement on observe des formes bactériomorphes avec des reliques de biofilms organiques et une croissance de pyrite sur le pourtour (Fig. V.5e).

Processus de dépôt:

Le Milieu de dépôt de ce sous-microfaciès est, sub-oxique à anoxique. La structure générale en "wavy lamination" est due à des processus de diagenèse extrêmement précoce juste sous l'interface eau-sédiment où la dégradation des tapis microbiens permet, la formation de carbonates par carbone ($\text{HCO}_3^- / \text{CO}_2$) de la matière organique en cours de désintégration dans des formes ondulées suivant la structure du tapis microbiens (Gerdes and Krumbein, 1987; Sur et al., 2006). Le découplage des phases plus ou moins riches en carbonates de Mn implique un réarrangement / redistribution des phases manganésifères pendant la diagenèse précoce. La conservation de forme bactériomorphe indique que le microfaciès initial était probablement F7c1 ou F7c2.

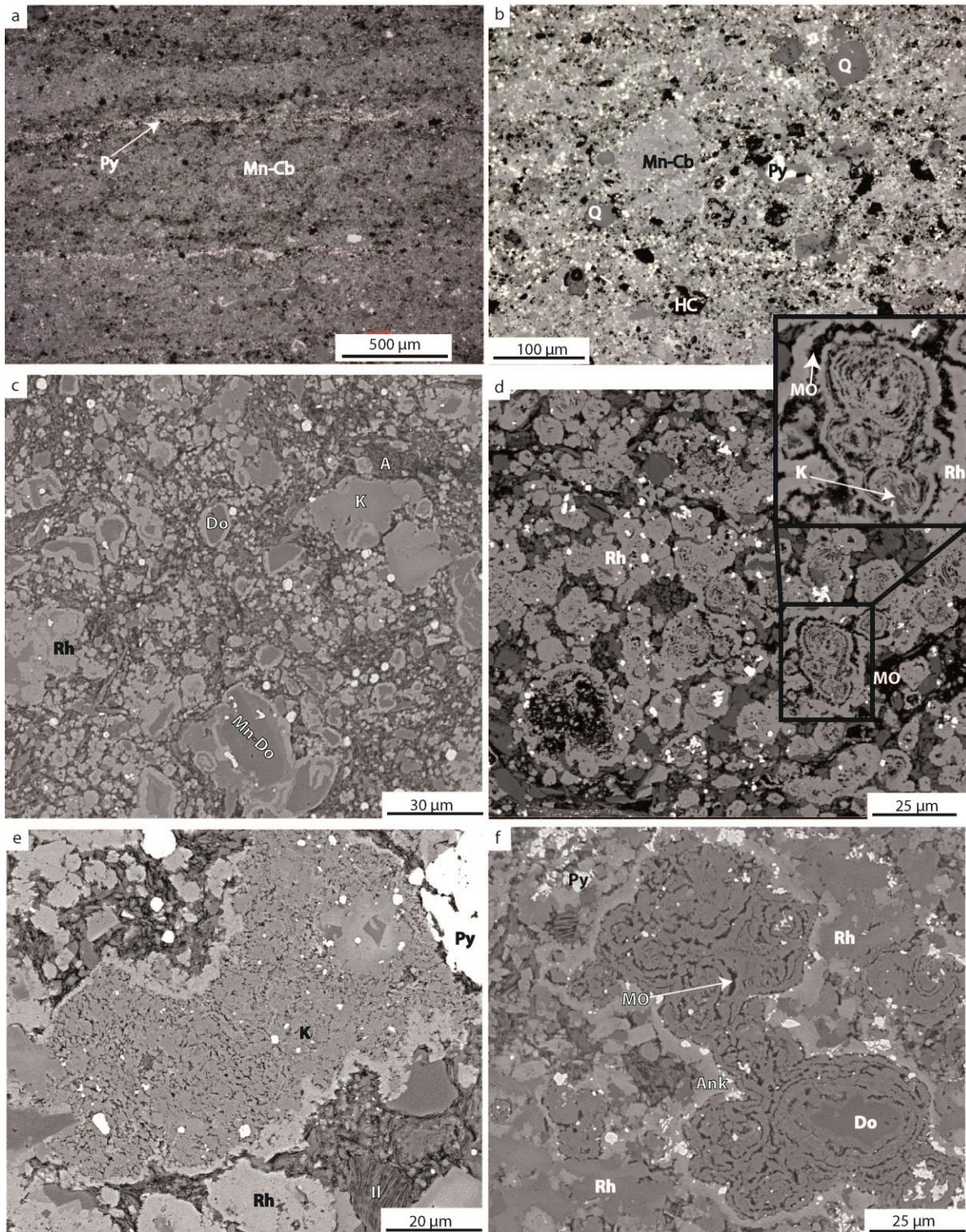


Fig. V.4: F7c2: Sous-microfaciès F7c2: Microconcrétions bactériomorphes et grains de Mn-carbonates;)&b) Vue générale et vue détaillée en lame-mince montrant la texture des intervalles de carbonates de Mn contenant de nombreuses vacuoles d'hydrocarbures (HC) ; la lamination est soulignée par les dits de micropyrates et de rares grains de quartz (C070030-72; OM-LR; c) Grains de dolomite ou de dolomite manganésifère enveloppés de rhodochrosite dans une matrice argileuse et grains difformes de kutnohorite; d) Micronodules où alternent des voiles organiques et des enveloppes de rhodochrosite (C070030-72-MEB); e&f) Microconcrétions bactériomorphes de kutnohorite alternant avec des voiles organiques. On observe parfois un nucléus de dolomite et une croissance d'ankérite autour de ces microconcrétions (f). La matrice est riche en illite (C070030-108 et BC8-116; MEB).

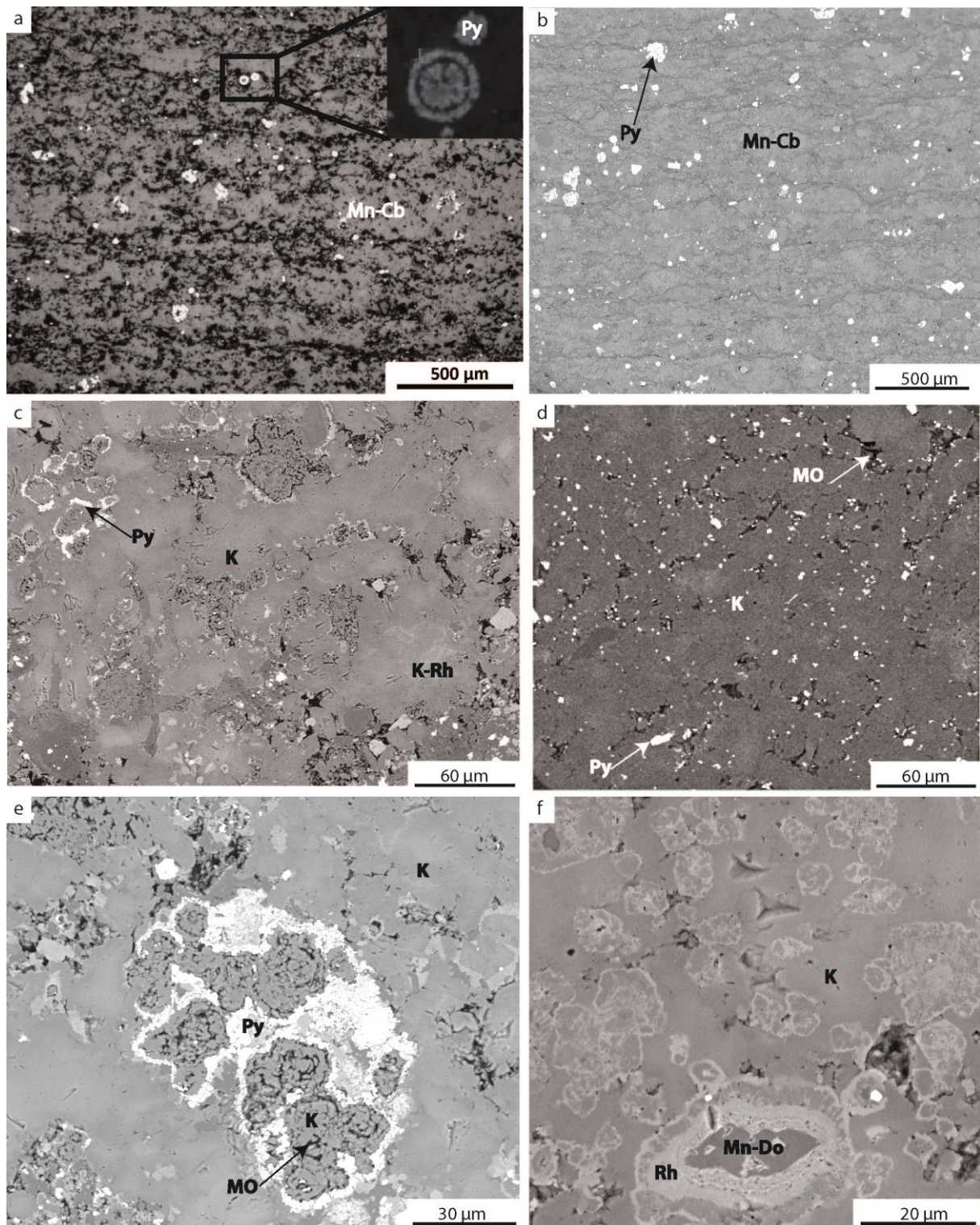


Fig. V.5: Sous microfaciès F7c3: Wavy Mn-carbonates cement (C070030-122); a &b) Vue en lame-mince des "wavy lamination" de carbonates de Mn dans une matrice riche en argile et en matière organique associé à de la pyrite framboïdale en lien possible avec une activité bactérienne (OM-LR (a); MEB (b)); c&d) Ciment de carbonates de Mn (Kutnohorite) invasifs par coalescence et aggradation des grains. Les grains sont encore localement visibles en fantôme ; en particulier grâce à la présence de matière organique dans l'espace interstitiel (MEB); e) Microconcrétions bactériomorphes de kutnohorite soulignées par une croissance de voiles organiques zonaires et entourées par une enveloppe de pyrite dans un ciment de kutnohorite (MEB); f) Croissance zonaire de rhodochrosite autour d'un rhomboèdre sub-automorphes de Mn-dolomite dans un ciment de kutnohorite (MEB).

Minéralogie général du protore Mn (Unité 5 et 6)

Une étude minéralogique effectuée par analyse DRX à Eramet Research (Orberger et al., 2013, rapport interne Eramet) présente la minéralogie représentative des unités 5 et 6. Cette étude est basée sur un échantillon de 300 Kg (échantillon E300) qui correspond à un échantillon broyé de l'ensemble des unités 5 et 6 du forage BC8. De plus, deux échantillons types de l'Unité 5 (microfaciès F7e dans un encaissant riche en carbonates de Mn; BC1-128.4) et de l'Unité 6 (microfaciès F7c ; BC8-59) ont également fait l'objet d'analyse DRX. Pour les trois spectres DRX présentés, on observe les phases minéralogiques suivantes (Fig. V.6):

- Principales phases: carbonates de Mn (Rhodochrosite, kutnohorite), dolomie.
- Phases peu abondantes: quartz, pyrite, Illite/kaolinite et muscovite (?).

La convexité de la courbe DRX serait due à l'importance de la matière organique. On peut également noter l'absence d'oxy-hydroxydes de Mn. Cette dernière observation est rediscutée dans l'étude géochimique qui suit.

Cet étude minéralogique réalisée à Eramet Research (Orberger et al., 2013) permet de confirmer les phases minéralogiques observées sur les lames-minces, confortant ainsi la nature des phases déterminées par les analyses EDX au MEB. Elle nous confirme également qu'aucune autre phase que celles observées n'est présente.

V.1.2. Discussion préliminaire

Les carbonates de manganèse montrent clairement des textures d'origine biogénique précoce (micronodules, microconcrétions bactériomorphes, croissance zonaire autour de nucléus) parfois reprises par une diagenèse précoce (ciment; F7c3). Je montre que les sous-microfaciès riches en Mn sont composés de micronodules de carbonates de Mn, avec une quasi absence de grains de silt, ce qui dénote d'une disparition des apports terrigènes et appuie les conditions affamées du bassin qui favoriseraient une sédimentation biochimique carbonatée. La teneur en Mn diminue avec l'augmentation de la fraction terrigène (F7c1 vs F7c2).

Il est intéressant à ce stade de l'étude de revenir sur les observations faites au préalable sur les microfaciès F3b ou le lithofaciès F5 dans lesquels, des grains de dolomite parfois cassés présentant une enveloppe enrichie en Mn, ont été décrits dans des lits de siltite plus ou moins riche en quartz présentant parfois des structures de rides 2D (cf Chap. IV.2). Ces grains confirmeraient ainsi par leur présence, un processus de formation des carbonates de manganèse synsédimentaire compatible avec les structures de microconcrétions bactériomorphes et de leur remaniement potentiel par des courants de fond. Dans ce cas, les carbonates de manganèse pourraient se former par nucléation de cristallites dans la colonne d'eau ou à l'interface eau-sédiment à partir de solutions sursaturées. Le processus de sursaturation le plus commun dans les systèmes carbonatés du Phanérozoïque est la photosynthèse cyanobactérienne qui déprime la masse d'eau en CO₂ et conduit à la formation de dolomie pouvant être manganésifère.

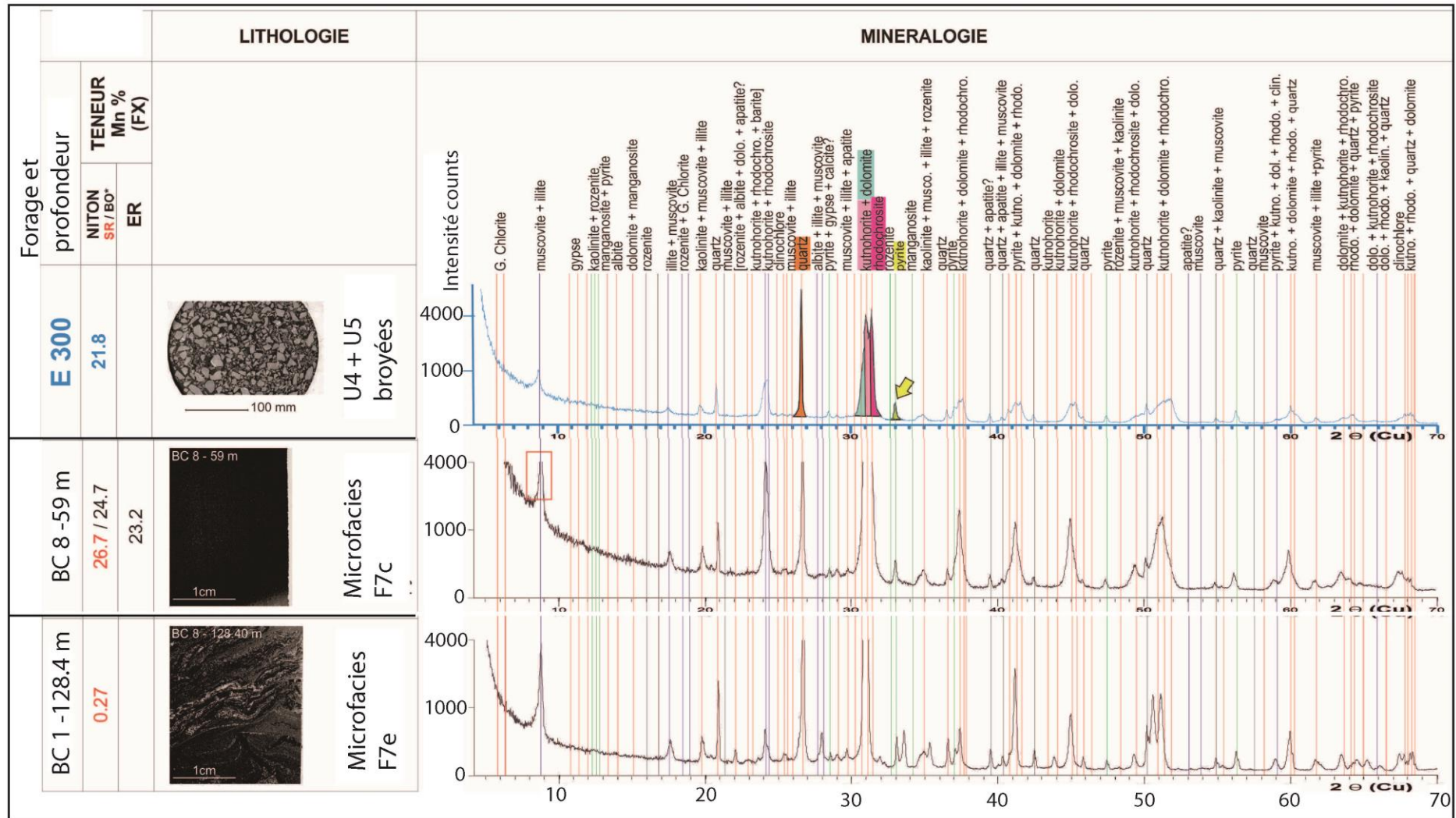


Fig. V.6: Spectres DRX de l'échantillon E300 représentatif de l'ensemble des des unité 5 et 6, d'un échantillon représentatif du microfaciès F7c et F7e. (d'après Orberger et al., 2013, rapport interne Eramet)

Synthèse sur les microfaciès et la minéralogie du protore

Cette première partie définit les micro-structures et la minéralogie du microfaciès riche en carbonates de Mn (F7c). Cette partie sert également de prérequis pour l'analyse géochimique qui suit. Nous retiendrons les points suivants :

- Le microfaciès F7c se caractérise par un pourcentage de Mn > 15 wt. %.
- Ce microfaciès F7c est très peu poreux et présente une imperméabilité élevée. La matière organique observée est considérée comme locale avec une migration maximale primaire.
- Trois textures principales ont pu être déterminées, et rapportées à trois sous-microfaciès : i) F7c1 : Micronodules de Mn-carbonates jointifs, ii) F7c2: Microconcrétions bactériomorphes et grains de Mn-carbonates, iii) F7c3: Wavy Mn-carbonates cement. Le dernier microfaciès étant probablement issu de processus de redistribution des carbonates pendant la diagenèse précoce.
- L'ensemble de ces sous-microfaciès témoigne d'une activité microbienne importante.
- Le pourcentage en Mn paraît inversement proportionnel à l'abondance de la fraction terrigène et en particulier de l'argile et du quartz.
- L'analyse en lame-mince montre des grains également enrichis en Mn dans des lithofaciès détritiques interprétés comme mis en place par des courants (F5 et F3b), ce qui témoignerait d'une origine synsédimentaire des carbonates de Mn qui seraient remaniés par des courants de fond. Ces grains sont semblables aux grains du sous-microfaciès F7c1 et F7c2.

La deuxième partie de ce chapitre a pour objectif de permettre de mieux contraindre les processus de formation et le timing des carbonates de manganèse à partir d'une approche géochimique. En particulier, cette approche vise à préciser les conditions environnementales Eh et pH de la formation des carbonates de Mn, la compatibilité avec des processus biochimiques connus et la source de cet élément.

V.2. Evolution géochimique verticale des carbonates de Mn du bassin de Franceville : implications sur l'environnement de dépôt et la formation des carbonates de Mn

V.2.1. Introduction

L'objectif de cette partie de chapitre est de caractériser l'évolution verticale et temporelle des conditions physico-chimique et bio-chimique de la série de black shale du F1Bc du Bassin de Franceville au Gabon, datée à 2,1 Ga. Plus précisément, j'ai cherché à contraindre les conditions d'oxydo-réduction et de pH du milieu de dépôt de la série manganésifère, le rôle microbien dans la formation des carbonates de Mn ainsi que l'impact de fluides hydrothermaux ou diagénétiques sur la série.

Pour cela, j'ai procédé à une étude géochimique multi-élémentaire haute résolution portant sur la variabilité des éléments majeurs, des traces et des REE (ICP-MS et OES) sur la Formation FB (i.e. Unité U4, U5, U6, U7). Nous avons aussi analysé le contenu de ce protore en soufre et en Carbone organique et total. Cette approche est novatrice dans ce bassin puisqu'il n'a jamais fait l'objet d'une caractérisation géochimique à cette résolution.

Cette partie constitue l'ébauche d'un article rédigé en français. Pour cette raison, les analyses en lames-mince sont reprises et adaptées aux données de géochimie. Ainsi une nouvelle classification propre à une nomenclature d'article est proposée. Cependant, afin de garder le lien avec les chapitres précédents, les nouvelles terminologies sont doublées par le code des microfaciès déterminés dans les chapitres précédents (Chap. IV.2). Ce chapitre se réfère à une annexe (Annexe. 3: tableau des données géochimiques globales, normalisées et des rapports utilisés.)

V.2.2. Méthodologie

a) Stratégie d'échantillonnage

J'ai choisi de contraindre mon étude au forage: C070030 (localisé au centre du plateau ; UTM; X: 306940; Y: 9825955; Fig. V.7c) puisqu'il recoupe l'ensemble de l'unité FB1c (Weber, 1968 ; Fig. V.7a) qui est divisée en 4 unités dans le cadre de cette thèse ; à savoir de la base au sommet: U4, U5, U6, U7 (Fig. V.7b). Les unités 5 et 6 correspondent au protore manganésifère du Bassin de Franceville (Fig. V.7b). Les unités échantillonnées me permettent donc d'avoir un signal géochimique continu sur l'ensemble du protore manganésifère (U5-U6) et de pouvoir les comparer aux unités qui encadrent ce dernier (U4 et U7).

Mon étude repose sur l'analyse de 109 échantillons de black shale d'aspect visuel homogène plus ou moins riches en carbonates de Mn et en Pyrite suivant les unités. L'Unité 4 et 7 sont des black shales (= *ampelites*) sans carbonate, l'Unité 5 correspond à des black shales enrichies en pyrite et par endroit en carbonates de Mn. Enfin, l'unité 6 est essentiellement constituée de carbonates de manganèse riches en matière organique (Cf-Chap. IV.2).

L'échantillonnage a été effectué avec un pas et des analyses géochimiques (ICP-EOS /ICP-MS) différentes en fonction des unités :

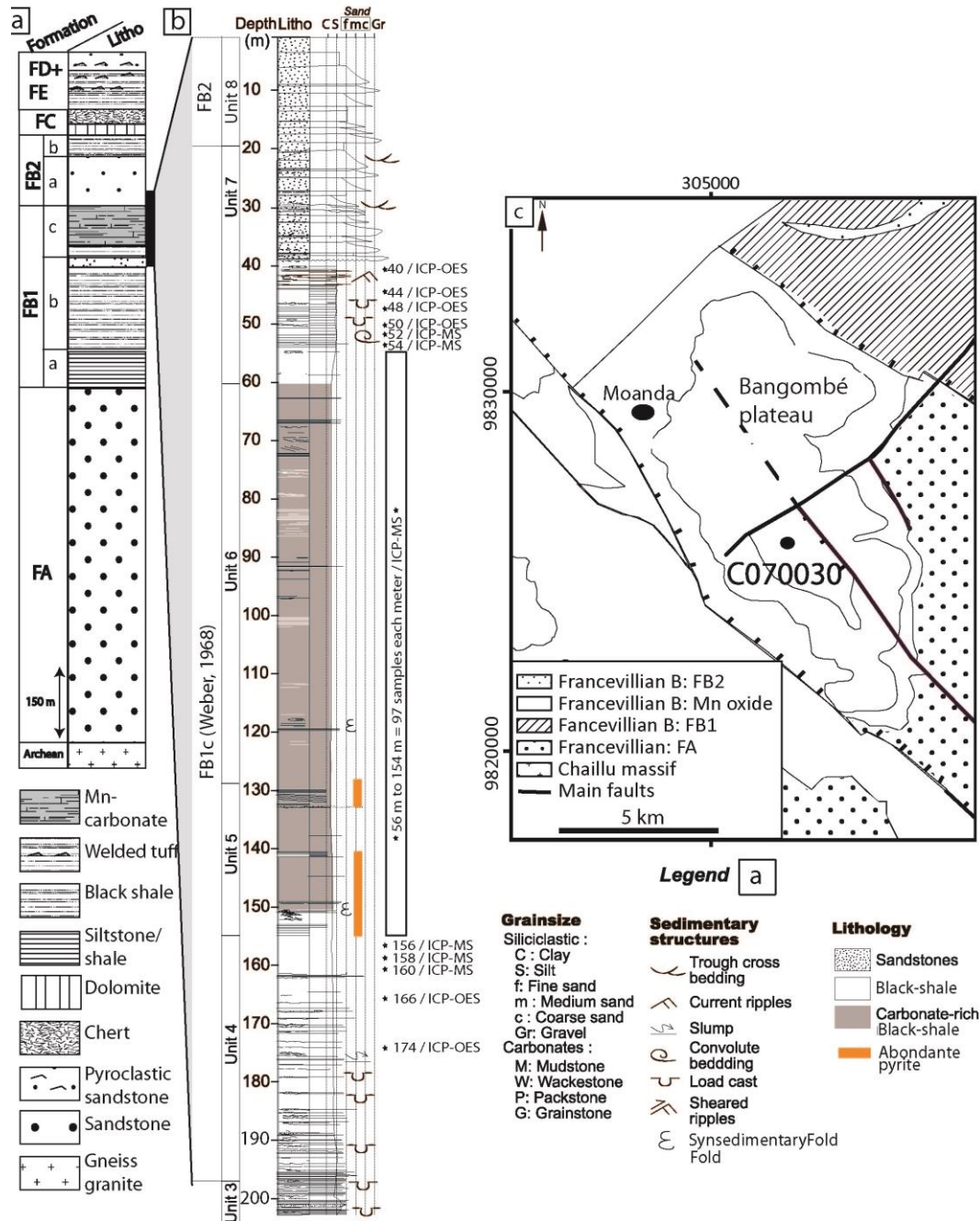


Fig. V.7: a) Série stratigraphique du bassin de Franceville divisée en 5 formations FA à FE (d'après Weber, 1968) ; b) Log sédimentologique du forage C070030 détaillant l'Unité FB1c avec la position et le type d'analyse par échantillon; b) Localisation du forage d'étude sur le plateau de Bangombé (modifié d'après Bouton et al., 2009a)

- Cinq échantillons ont été prélevés sur une épaisseur de dix mètres dans le sommet de l'Unité 4.
- Le protore (Unité 5 et 6), et les intervalles de transition B qui l'encadrent (base U5 et base U7), ont fait l'objet d'un échantillonnage à plus haute résolution. 97 échantillons ont été prélevés tous les mètres depuis la base de l'Unité 4 jusqu'à la base de l'Unité 7.
- Le sommet de l'Unité 7 a, quant à elle, fait l'objet d'un échantillonnage plus large avec six échantillons sur quatorze mètres.

Les échantillons ont été prélevés de manière à être macroscopiquement représentatifs de l'intervalle considéré, en évitant les fractures ou les injectites visibles sur les carottes. Ils ont aussi été répertoriés, nommés et archivés selon leur côte de profondeur.

Après analyses, dans les Unités 4 et 5, deux échantillons se sont avérés être non représentatifs et ont été exclus de mes interprétations. Le premier (échantillon 126), présente une teneur en fer considérable (42.5 wt. %) que j'ai attribué à un lit d'ooïde de pyrite (microfaciès F7e= Pyritestone ; Ch 1. 1). Le second (échantillon 149) présente une perte au feu très importante (69.8 wt. % LOI), que j'ai attribué à la présence d'une veine de pyrobitume.

b) Etude complémentaire au microscope optique et microscope électronique à balayage (MEB)

Parmi les 109 échantillons, 33 lames-minces polies représentatives de l'ensemble des macrofaciès et réparties de façon continue le long du forage (écart maximum : 6 m ; écart type : 3 m), ont été réalisées au laboratoire Géosciences Montpellier. Ces lames-minces ont été étudiées au microscope optique en lumière transmise et réfléchi (Zeiss Scope A1). Dix échantillons riches en Mn ont été étudiés au Microscope électronique à Balayage (MEB : FEI Quanta 200 FEG, BSE mode) couplé à du EDS (Oxford Max 50 mm²). Les conditions d'acquisition étaient de 15 kV avec un temps de comptage de 30 secondes.

c) Analyses géochimiques

ICP-MS et ICS-OES

Les 109 échantillons ont fait l'objet d'analyses systématiques sur roche totale par le laboratoire SEDISOR à Brest (www.sedisor.com). Les éléments majeurs (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅) et certains éléments mineurs (Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Nb) ont été déterminés par ICP-OES (spectromètre Ultima 2; Annexe 3). Le seuil de précision pour les éléments majeurs est de l'ordre de 0.001 % avec une incertitude < 4 % et de l'ordre de 1 ppm pour les éléments mineurs avec une incertitude < 5%. Les échantillons du protore et de ses transitions avec les unités adjacentes ont été analysés par ICP-MS (X série 2) pour les Terres Rares (REE) et les éléments mineurs suivant : Ba, Be, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Li, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Ta, Th, Ti, U, V, W, Zn, Zr. La procédure analytique suivie pour l'ICP MS est celle décrite par Barrat (1996), où la solution initiale est mélangée avec un Spike de Tm (Thulium) avant dilution au HNO₃ (2%). Le seuil de détection est inférieur à 5%. Notre étude à la particularité d'être confrontée à des échantillons pouvant être riches en Mn avec des teneurs supérieures à 5 % wt.

Compte tenu de la richesse des échantillons en Mn (teneurs supérieures à 5 % wt) les standards habituels, pauvres en Mn, ne permettaient pas une bonne estimation de cet élément. Afin de diminuer les degrés d'incertitude, nous avons été amenés à adapter notre protocole d'analyse en étudiant le contenu en Mn de ces échantillons plus spécifiquement par ICP-OES avec une gamme de standards riches en Mn (solution monoélémentaire de Mn à 1000 ppm ; standard JMn-1)

Analyse du carbone et du soufre

Le Soufre total (S_{tot}), le carbone total (C_{tot}) et le Carbone organique (C_{org}) ont été analysés au laboratoire du SARM-CRPG (Nancy, France, www.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/). Le soufre et le CO_2 ont été analysés par analyse élémentaire par absorptiométrie infrarouge et le C_{org} a été obtenu par calcination à $1400\text{ }^\circ\text{C}$ après l'élimination des carbonates.

d) Démarche analytique

J'ai cherché dans un premier temps à déterminer des chimio-faciès caractéristiques de l'évolution des dépôts manganésifères. Afin de caractériser la chimie de ces dépôts, j'ai réalisé une analyse multivariée des échantillons permettant de définir des chimio-faciès sur la base des éléments suivants (en plus du Mn):

- Le SiO_2 est, d'une part fonction de l'abondance de l'argile, et d'autre part, de la fraction silteuse terrigène (grains de quartz ; cf chap. V.1). Nous avons vu dans la partie V.1 que les teneurs en manganèse sont fonctions de l'abondance des grains de quartz eux-mêmes liés à la fraction argilo-silteuse.
- Le Fe_2O_3 , est porté principalement par la pyrite (cf chap.V.1). Cet élément est caractéristique de l'Unité 5, qui annonce l'apparition des carbonates de Mn dans la série.

V.2.3. Résultats

a) Caractérisation des chimio-faciès

Les chimio-faciès ont été déterminés par des cut-offs sur les teneurs en SiO_2 , Fe_2O_3 et MnO. Une fois déterminées par ces trois éléments de façon géochimique, leurs lithologie et minéralogie sont décrites à partir des observations sur les lames-minces.

Détermination des chimio-faciès à partir des variations des teneurs en Fe, Si, Mn

J'ai défini les chimio-faciès en fonctions des teneurs en Fe_2O_3 , SiO_2 , et MnO des échantillons. La variabilité de ces oxydes le long du profil du forage C070030 est visualisée sur la Fig. V.8. Les résultats montrent, au premier ordre, une anti corrélation entre le SiO_2 et le MnO et un comportement indépendant du Fe. Les chimio-faciès ont été définis par les cut-off suivants:

- 15 wt% pour le Fe_2O_3 ,
- 15 wt% pour le MnO,
- 30 wt%, 50wt% et 60wt% pour le SiO_2 permettant de différencier l'Unités 4 et 7.

Ainsi, cinq chimio-faciès (Gx) ont pu être déterminés (Tab. V.1 et Fig. V.8) et nous pouvons voir qu'ils s'organisent en fonction des unités stratigraphiques de la façon suivante:

Chimio-faciès G1 : Ce chimio-faciès est situé dans la zone centrale du profil entre -143 et -72 m (Unité 5 et 6) et se caractérise par des échantillons riches en MnO (> 15 wt.s%) et pauvres en SiO_2 (<30 wt. %) et Fe_2O_3 (< 15% wt%).

Chimio-faciès G2 : Ce chimio-faciès est présent entre -130 et -133 m (G2 sup) et entre -150 et -156 m (G2 inf) dans l'Unité 5. Ce chimio-faciès est caractérisé par une teneur en $Fe_2O_3 > 15$ wt. %. Ce chimio-faciès présente des teneurs en $MnO < 18$ wt. % et en SiO_2 de 12 à 48 wt. %).

Chimio-faciès G3 : Ce chimio-faciès s'observe dans l'Unité 5 et 6. C'est un faciès de transition entre les faciès riches en MnO (G1) et ceux riches en SiO_2 (G4). Les teneurs en SiO_2 sont comprises entre 30 et 45 wt. %. Les teneurs en MnO sont inférieures à 15 wt. % et les teneurs en Fe_2O_3 varient entre 1.6 et 11 wt. %.

Chimio-faciès G4 : Ce chimio-faciès est surtout présent dans l'Unité 7. Il est caractérisé par des teneurs en SiO_2 comprises entre 50 et 60 wt. %. Les teneurs en MnO et Fe_2O_3 y sont très faibles (respectivement inférieures à 2 wt. % et 4 wt. %).

Chimio-faciès G5 : Ce chimio-faciès n'est présent qu'à la base du forage (Unité 4). Les teneurs en SiO_2 y sont élevées ($SiO_2 > 60$ wt. %) et les teneurs en MnO quasi-nulles. Les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles (moyenne à 3,5 wt. %).

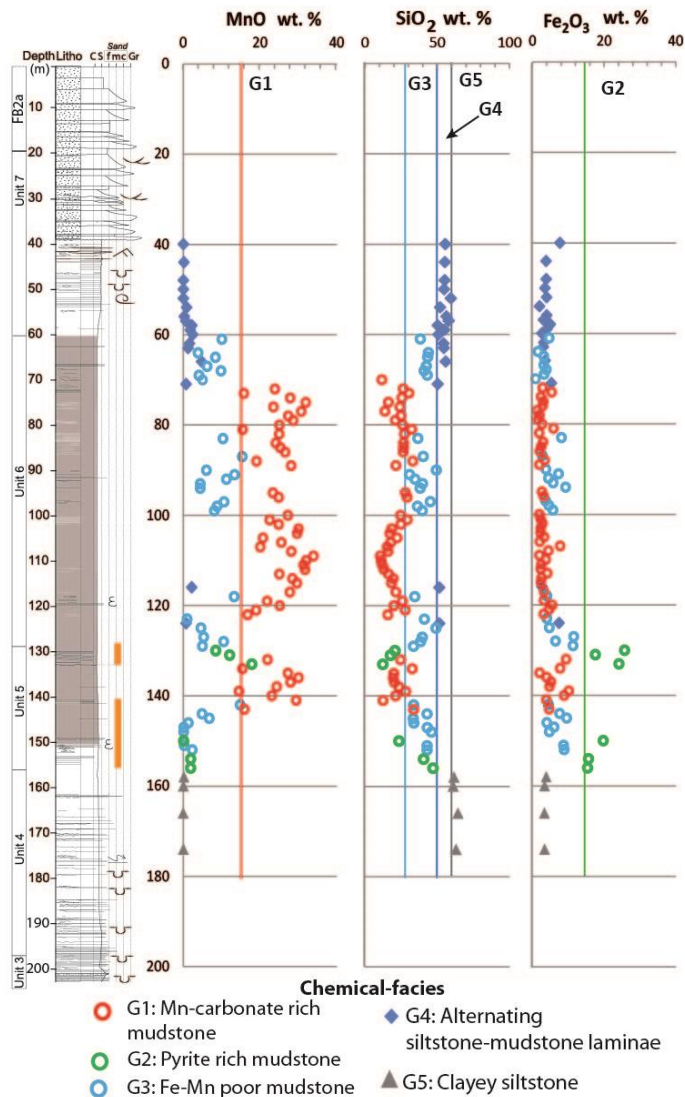


Fig. V.8: Répartition des chimio-faciès et des unités le long du forage C070030 en fonction des teneurs en SiO_2 , MnO et Fe_2O_3 .

Pétrologie et minéralogie des chimio-faciès

Les microfaciès correspondant aux différents chimio-faciès ont été définis à partir de l'analyse des lames minces et sont nommés suivant la classification de Folk, (1974). L'importance ou la pauvreté en manganèse ou en fer a été ajoutée à cette terminologie. Folk, (1974) définit les mudstones comme un faciès boueux, non laminé avec une granulométrie composée d'argile et de silt avec des fractions plus ou moins importantes de l'un ou de l'autre (1/3 à 2/3 d'argile ou de silt). Les caractéristiques minéralogiques des chimio-faciès sont présentées dans le Tab. V.1. Les pourcentages indiqués sont des estimations surfaciques visuelles issues des observations sur lame-mince. L'identification des minéraux est issue d'analyses par EDX au MEB.

Le chimio-faciès G1 (Mn-carbonate rich mudstone=F7c) est un mudstone riche en matière organique et en manganèse (présence de rhodochrosite, kutnohorite, dolomie manganésifère ; Fig. V.9a-d). Il est très finement laminé (Fig. V.9a) par des alternances plus ou moins riches en carbonates de Mn ou en matière organique. Ce microfaciès présente une matrice argileuse (Fig. V.9b). Les carbonates sont présents sous forme de i) rhomboèdres de dolomite (parfois enrichie en Mn) à surcroissance de carbonates de Mn (rhodochrosite, kutnohorite ; Fig. V.9c), ii) structures bactériomorphes présentant des films de matière organique entre les enveloppes des carbonates de Mn (kutnohorite ou rhodochrosite). Ponctuellement, on observe la présence d'ankérite qui croit autour des structures bactériomorphes (Fig. V.9d), iii) micronodule (5 µm ; Fig. V.9c) et iv) ciment (Fig. V.9d). La pyrite cubique est présente en micro-lits ou de façon dispersée toujours dans des niveaux riches en matière organique. La fraction clastique (quartz, grains de dolomie, muscovite) est en faible proportion dans ce microfaciès.

Faciès Géochimie	Noms	Eléments majeurs représentatifs	Microscope optique et MEB									
			Matrix		Fraction granulaire							
			SiO ₂ MnO Fe ₂ O ₃ (wt. %)	Illite/ smectite/ (kaolinite) (%)	Ciment Dolomitique	Muscovite (%)	Quartz (%)	plagioclase (%)	Dolomie (%)	Mn- carbonates (%)	Pyrite (%)	Apatite (%)
G1	Mn-carbonate-rich mudstone	≤ 30 [15-34] ≤ 10	> 20	rare to fréquente	-	< 10	-	< 10	[40-90]	rare à fréquente	-	-
G2	Pyrite-rich mudstone	≤ 50 ≤ 20 [15-25]	> 20	rare	-	< 10	-	< 10	[15-40]	30	-	-
G3	Fe-Mn poor Mudstone	[30-45] ≤ 15 [2-11]	[50-60]	rare	> 5	15	-	20	[5-10]	rare à fréquente	Rare	-
G4	Alternating siltstone mudstone laminae	50 -60 ≤ 2 < 7	[50-60]	rare	[5-10]	[25-30]	-	[10-15]	rare	rare	-	-
G5	Clayey siltstone	[60-65] 0% [3,3-3,9]	[40-50]	rare	< 10	[25-30]	[2-10]	10	-	rare	-	rare

Nb: l'ensemble des faciès montre de la matière organique sous forme d'inclusion ou finement liée aux argiles

Tab. V.1 : Caractérisation minéralogique et chimique des chimio-faciès.

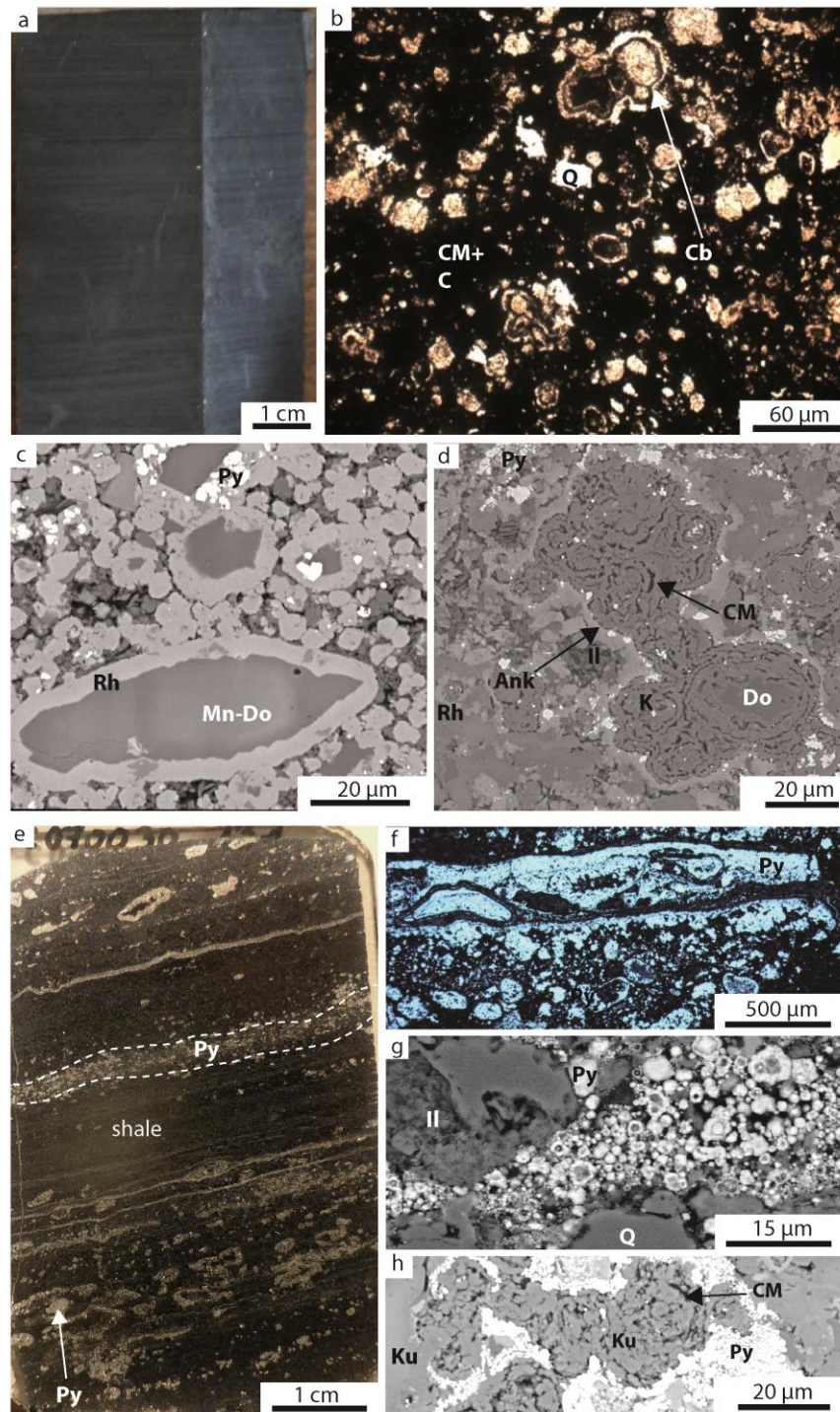


Fig. V.9: Lithologie et minéralogie des Chimio-faciès G1 (a-d) et G2 (: e-h): a) Photo de détail en carotte du chimio-faciès G1 montrant un aspect noir très finement laminé; b) Grains de carbonates de Mn dans une matrice noire argileuse riche en matière organique (OM-LN); c) Rhomboédres de dolomite manganésifère à surcroissance de rhodochrosite et micronodules (5 µm) de rhodochrosite (MEB); d) Structure bactériomorphe présentant des films de matière organique entre les enveloppes de Kutnohorite. Croissance de sidérite sur le pourtour de cette structure. L'encaissant est composé de ciment de carbonates de Mn et d'illite et de pyrite (MEB); e) Photo pleine lame du chimio-faciès G2 sup montrant des lamines plus riches en pyrite dans un encaissant de black shale; f) Matte bactériomorphe et ooïde de pyrite dans une matrice riche en matière organique (OM-LR); g) Micropyrite framboïdale avec un cœur de matière organique ou de carbonate et présence de grains de quartz (MEB); h) Pyrite développée autour d'une structure bactériomorphe de kutnohorite (MEB; Q: quartz; Cb: carbonate; CM: matière organique; C: Argile; Ank: ankérite; Rh: rhodochrosite; Mn-Do: dolomite manganésifère; Py: pyrite; K: kutnohorite; Do: Dolomite; il: illite).

Le chimio-faciès G2 (*Fe-rich mudstone = F7d dans un encaissant plus ou moins riche en carbonates de Mn et en argile*) est une argilite silteuse riche en pyrite (Fig. V.9a) divisée en deux microfaciès fonction de la présence (**G2 inf.**) ou de l'absence de carbonates de Mn (**G2 sup.** ; Fig. V.9e-h). G2 inf. correspond aux échantillons compris entre -150 et -156 m et G2 sup. correspond aux échantillons compris entre -130 et -133 m. Les carbonates de Mn sont présents en lamine et/ou sous forme d'agglomérats bactériomorphes ou colloformes toujours associés à des films de matière organique (Fig. V.9h). Ce chimio-faciès riche en fer montre, en lame-mince, une forte proportion de pyrite présente sous forme i) de microstructures bactériomorphes entourant un nucléus de dolomite ou de matière organique (pyrite framboïdale? ; Fig. V.9g), ii) de mattes bactériomorphes (Fig. V.9f) et iii) et de pyrite cubique dispersée dans la matière organique. La forte teneur en Fe est aussi rattachée à la présence d'ankérite autour des agglomérats de carbonates de Mn. Tout comme le chimio-faciès G1, la fraction clastique est rare pour G2 sup. et relativement fréquente pour G2inf.

Le chimio-faciès G3 (*Fe-Mn poor mudstone = F7b*) est une argilite silteuse riche en matière organique (Fig. V.10a-d). La fraction silteuse est composée de quartz, de muscovite et de grains de dolomite (Fig. V.11b-d). On observe une fine lamination marquée par des passées plus riches en grains de silt (quartz, grains de dolomite et surtout de carbonates de Mn ; Fig. V.11b & c). Des apatites automorphes et des pyrites cubiques et framboïdale dispersées ont aussi été ponctuellement observées dans les argiles (Fig. V.11d).

Le chimio-faciès G4 (*Alternating siltstone-mudstone laminea = F6c1 et F7a*) est une argilite silteuse riche en matière organique à fines lamines de silt souvent chargées en pyrite cubique et localement cimentées par de la dolomie (Fig. V.10e-g). La fraction silteuse est composée de quartz, de grains de dolomie et de muscovite (Fig. V.10f). Ce microfaciès, pauvre en MnO et riche en SiO₂, ne présente pas de carbonate de Mn et se distingue par une proportion de grains de quartz élevée. On observe de rares pyrites framboïdales (Fig. V.10h).

Le chimio-faciès G5 (*Clayey siltstone = F6a et F6c2*) est une argilite silteuse à siltite argileuse riche en matière organique perturbée par des lits blanchâtres millimétriques de silts grossiers/sables très fins localement cimentés par de la dolomite (Fig. V.11a). La fraction clastique est composée de quartz, de grains de dolomite, de plagioclase et de muscovite (Fig. V.11b). Ce microfaciès présente une forte proportion de quartz, la pyrite y est rare et les carbonates de Mn inexistant. On observe aussi la présence de clinochlore mal formé finement lié aux grains d'albites (Fig. V.11c).

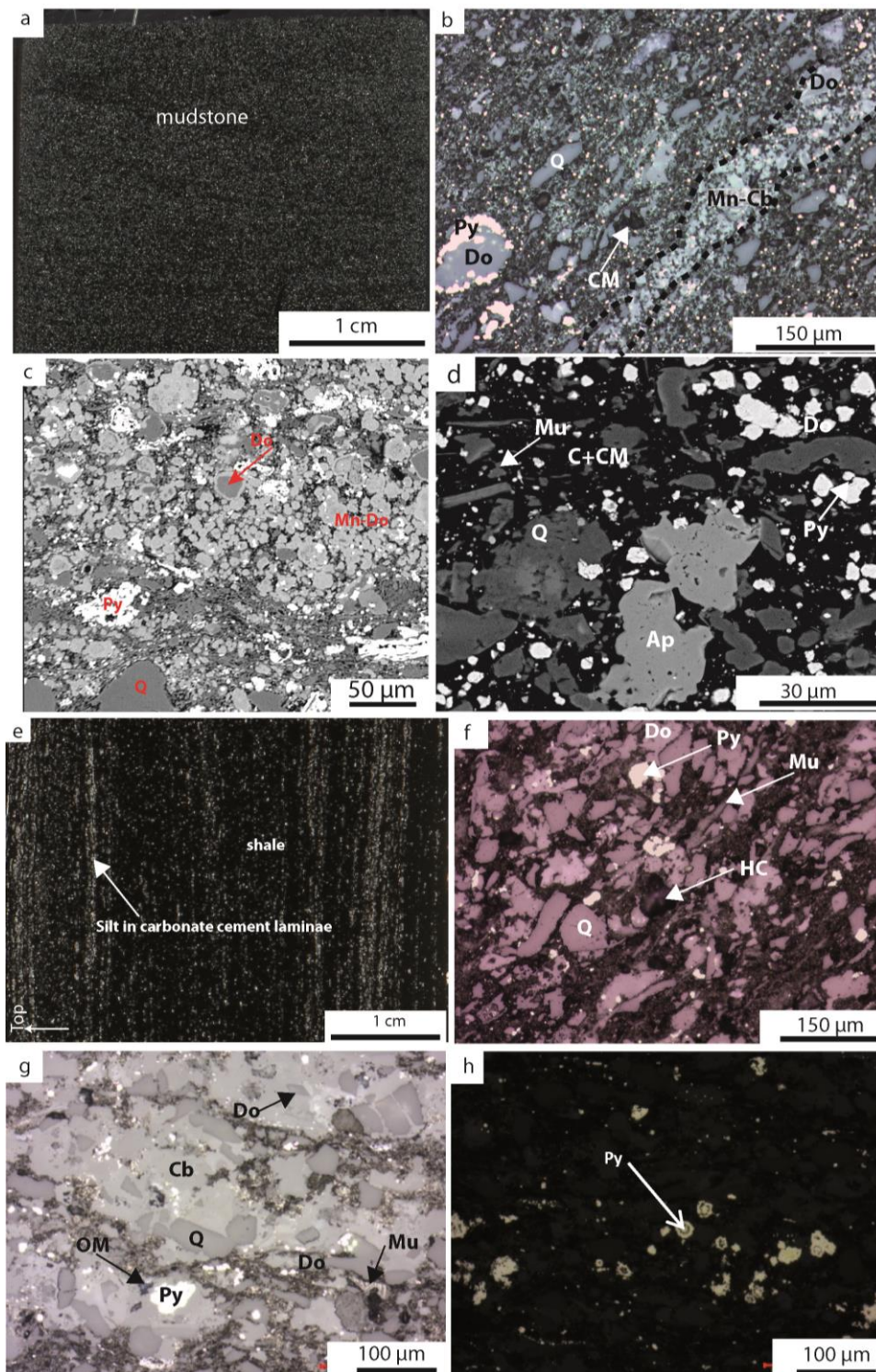


Fig. V.10: Lithologie et minéralogie des Chimio-faciès G3 et (a-d) et G4 (e-h): a) Photo de détail sur carotte montrant un aspect homogène noir; b) lamine de carbonate de Mn dans un encaissant argilo-silteux riche en grains de quartz (OM-LR), c) Détail des grains de dolomite manganésifère dans les lamines. Les grains montrent des cœurs de dolomite avec une croissance de carbonates de Mn, ou sont composés de micronodules dans de l'argile (MEB); d) Apatite automorphe dans un encaissant argilo-silteux riche en matière organique (mu: Muscovite; MEB); e) Photo pleine lame du chimio-faciès G4 montrant une fine lamination blanchâtre formé par des grains de silt cimenté par des carbonates; f) Texture montrant des grains de silt (muscovite, de pyrite, de quartz et de dolomite) dans une matrice argileuse riche en matière organique (OM-LR); g) détail des lamines observées macroscopiquement. Les grains de silt et de pyrite sont cimentés par un ciment dolomitique (OM-LR); h) rares pyrites framboïdales (OM-LR).

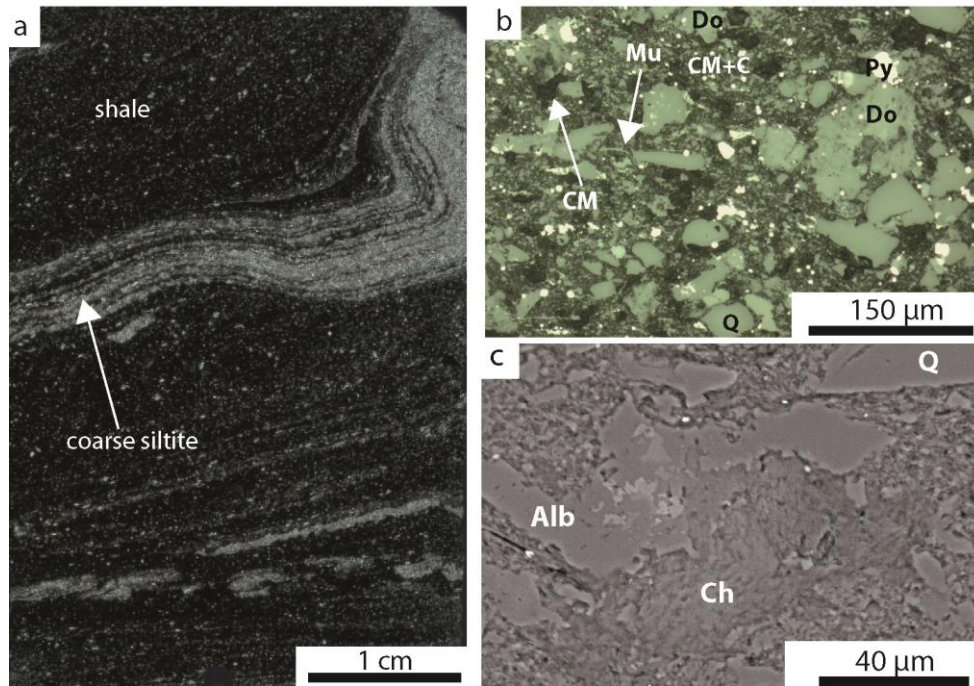


Fig. V.11: Lithologie et minéralogie du Chimio-faciès G5: a) Photo pleine lame montrant des lits de siltite déformés alternant avec des black shales ; b) Vue ne lame-mince montrant une siltite argileuse composée de dolomite, de quartz, de muscovite dans une matrice argileuse (OM-LR); c) Chlorite mal formée se mêlant aux grains d'albite (MEB).

b) Caractérisations géochimiques des chimio-faciès

Après avoir défini les chimio-faciès par leur teneur en MnO , SiO_2 et Fe_2O_3 , nous proposons dans cette partie de les caractériser par leur contenu en éléments majeurs, traces et REE. En plus des diagrammes binaires ou ternaires, les éléments majeurs et les principaux éléments de transitions sont repositionnés le long du forage afin d'avoir une vision des variations verticales en fonction des unités stratigraphiques.

Les éléments majeurs

Les données par éléments majeurs ont été repositionnées le long du forage C070030 (Fig. V.12) afin de discuter de l'organisation verticale des chimio-faciès en fonction des unités. De plus, afin de discuter l'origine des éléments majeurs (détritique vs biochimique), je propose de regarder leur relation entre eux (Fig. V.13). Pour cela, j'ai choisi de comparer les éléments majeurs au SiO_2 , que je considère comme représentatifs de la fraction détritique dans le système étudié puisque, contrairement à l'aluminium, la silice représente à la fois la fraction argileuse et la fraction silteuse (principalement constituée de quartz). Ce mode de représentation me permet également de comparer les éléments les uns avec les autres.

L'analyse des figures (Fig. V.12 et Fig. V.13) montre tout d'abord que Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 sont corrélés positivement avec SiO_2 suivant un coefficient de corrélation $R^2_{Al_2O_3} = 0.7$; $R^2_{TiO_2} = 0.58$ et $R^2_{K_2O} = 0.7$ (Fig. V.13b-d) et seraient donc d'origine détritique. Le partitionnement des chimio-faciès dans ces diagrammes montre que G4 et G5 sont enrichis en fraction détritique par rapport à G1 et G2 (Fig. V.12). La corrélation Al_2O_3 vs SiO_2 montre un rapport de 0.2 (Fig. V.13d) qui pointe vers un

rapport proche de celui de l'illite ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_{3\text{illite}} = 0.31$), suggérant que la fraction alumineuse est portée par l'illite plutôt que par de la kaolinite/muscovite.

MnO et CaO sont, quant à eux, inversement proportionnel à SiO_2 avec respectivement un coefficient de corrélation $R^2_{\text{MnO}}=0.7$ et $R^2_{\text{CaO}}= 0.4$ (Fig. V.13e & g). Dans le diagramme MnO vs SiO_2 (Fig. V.13g), on observe une deuxième droite de proportionnalité avec les échantillons du chimio-faciès G2. Le comportement du MnO suggèrerait donc une origine du Mn à partir de la précipitation d'ions en solution tout comme le Fe_2O_3 des échantillons du chimio-faciès G2. Le CaO ne montre pas de corrélation évidente ce qui suggèrerait d'une part, une origine biochimique et d'autre part une source ionique comme pour Mn et Fe.

Le rapport MgO vs SiO_2 ne montre aucune corrélation (Fig. V.13f). Cette observation suggèrerait une origine non ionique *in situ* dans l'eau de mer (Tucker et al., 1990). Le Paléoprotozoïque est connu pour avoir un grand nombre de dépôts de dolomie par rapport au Phanérozoïque (Wilkinson, 1982) pouvant s'expliquer par 1) la température chaude des océans de cette époque (Tartèse et al., 2017) et 2) rapport Mg/Ca égal à celui de la dolomite (Schwab, 1978) dû en partie à l'alcalinité des océans (Kempe and Degens, 1985) "toxique" pour le Ca^{2+} (Kaźmierczak et al., 1985). Ces observations conforteraient une origine *in-situ* du Mg.

Le rapport Fe_2O_3 vs SiO_2 ne montre aucune corrélation (Fig. V.13a). Cependant le diagramme Fig. V.13h présente $\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3$ (fraction argileuse et de grains de quartz) en fonction de $\text{MnO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$. On observe ici une anti corrélation avec un coefficient de corrélation $R^2=0.8$. Ceci suggère un comportement complémentaire entre le MnO et le Fer anti-corrélé avec l'apport terrigène. Le fer serait donc, lui aussi, d'origine biologique mais avec un mode de précipitation différent de celui du MnO.

Les teneurs en P_2O_5 sont basses avec des variations entre 0.04 et 0.58 wt. % (N = 102; moyenne: 0.27 wt. %, Fig. V.12). Cependant des teneurs élevées sont observées localement pour certains échantillons appartenant au chimio-faciès G3 avec des teneurs entre 0.87 wt. % et 2.36 wt. % (-152/-151/-129/-93/-94/-98). Seulement deux échantillons des chimio-faciès G1 et G4 montrent des teneurs supérieures à 0.58 wt. % (G1: -78 m, 1.17 wt. % et G4: -71 m, 1.06 wt. %; Fig. V.12). Minéralogiquement, ces fortes valeurs sont confortées par la présence d'apatites automorphes.

Les teneurs en sodium (Na_2O) sont élevées dans la partie inférieure du profil à partir de -123 m (0.2 à 1.73 wt. %). Les valeurs les plus élevées se retrouvent dans l'Unité 4 porteuse du chimio-faciès G5 (Fig. V.12). Ces teneurs plus élevées pourraient correspondre à un apport détritique marqué par les grains d'albite comme le montre l'étude en lame-mince du microfaciès.

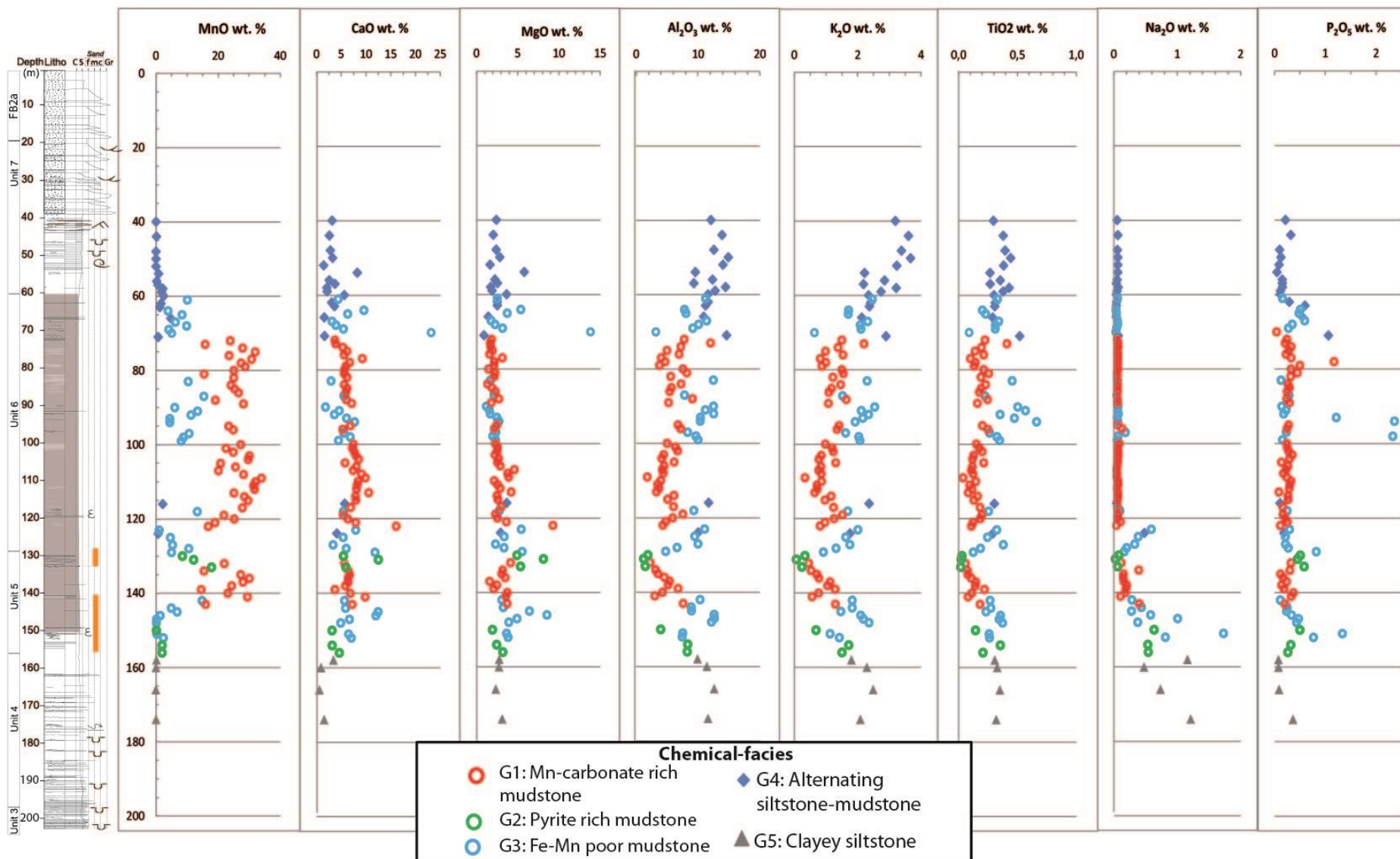


Fig. V.12: Teneurs des éléments majeurs le long du forage C070030. Les chimio-faciès correspondants sont représentés par des symboles en couleur.

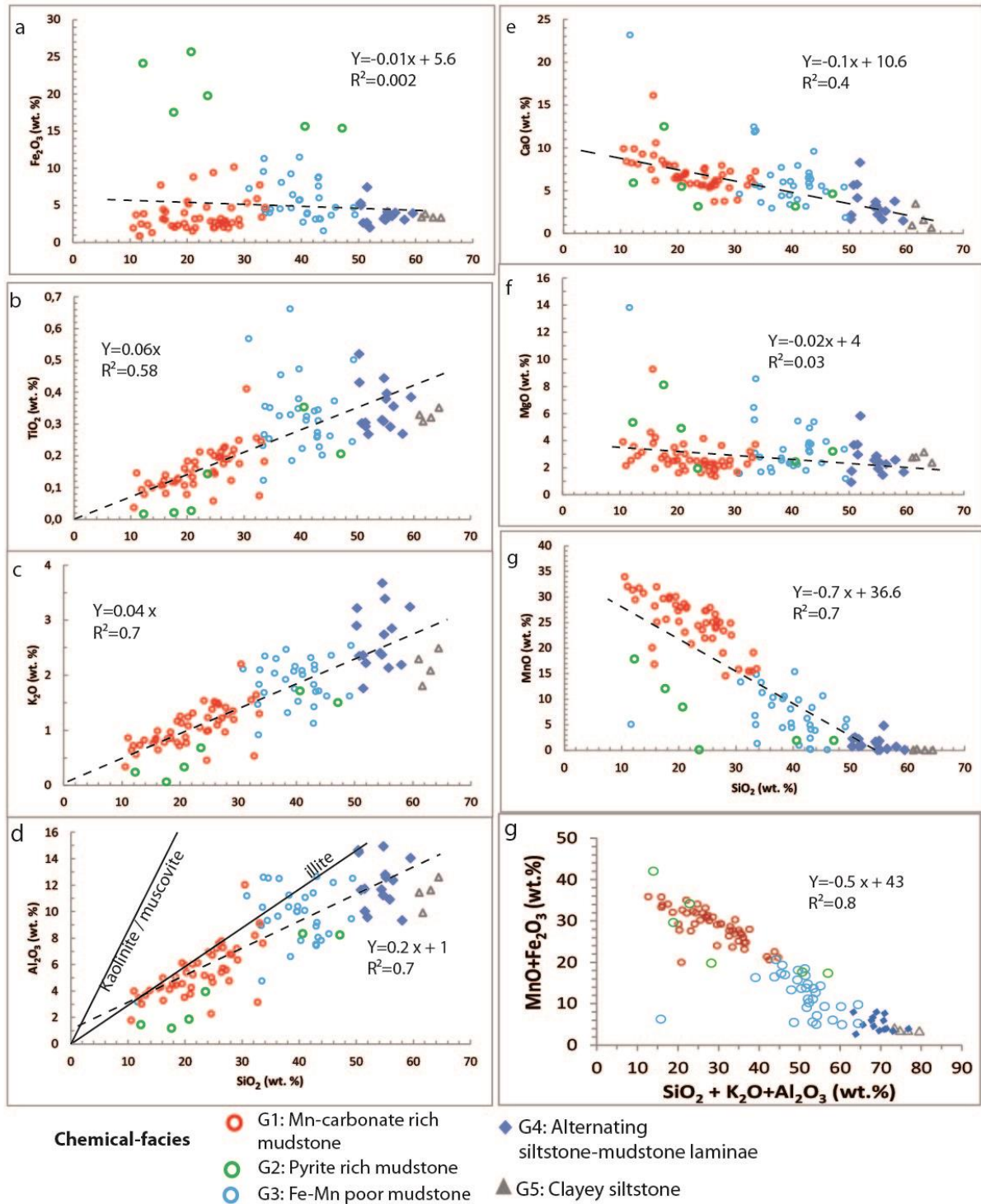


Fig. V.13: Diagrammes d'Harker pour les éléments majeurs. Les diagrammes b à d correspondraient aux éléments terrigènes sur l'axe Y et les diagrammes a et e à g représenteraient les éléments chimiques-biochimiques sur l'axe Y. Sur le diagramme SiO_2 vs Al_2O_3 la droite de la kaolinite/muscovite et la droite de l'illite ont été repositionnées. Les droites en pointillées correspondent aux rapports moyens de l'ensemble des échantillons. Le P_2O_5 et le Na_2O ne sont pas représentés, car leurs valeurs restent faibles et montre une absence de corrélation avec SiO_2

Afin de mieux contraindre la fraction carbonatée des échantillons, un diagramme ternaire CaO, MnO et MgO a été réalisé (les éléments ont été normalisés à 100% ; Fig. V.14). La variabilité chimique des échantillons entre ces trois éléments montre une droite de mélange verticale entre un pôle rhodochrosite et un pôle dolomite. Les chimio-faciès se différencient dans ce diagramme par leur

proportion en rhodochrosite et en dolomite. Le système carbonaté correspond donc à un système dolomitique au sein duquel la proportion Mg vs Ca reste constante et où le Mn intègre la structure de la dolomite au dépend du Ca et du Mg.

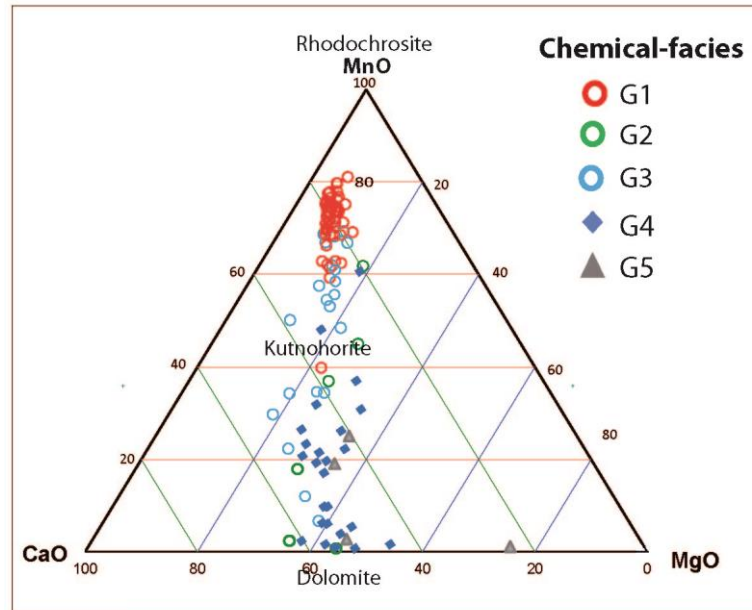


Fig. V.14: Diagramme ternaire des pôles carbonatés (MnO; MgO; MnO) montrant une droite de mélange entre le pôle dolomie et rhodochrosite.

L'utilisation du diagramme Fe_2O_3 vs S peut nous permettre de discuter de la/les phase(s) minéralogique(s) portant le fer (Fig. V.15a). Les résultats montrent une très bonne corrélation entre ces deux éléments ($R^2 = 0.94$) correspondant au rapport de la pyrite ($\text{Fe}/\text{S}=0.9$). Cela montre que le fer est exclusivement porté par la pyrite comme le témoigne les observations en lame-mince. Nous notons la présence de deux exceptions, les échantillons 130 et 133 montrent un rapport Fe/S plus important. Cette forte teneur en Fer est expliquée par la présence d'ankérite visible sur les lames minces correspondantes.

Dans les systèmes riches en soufre, le facteur limitant pour la formation de pyrite peut être une déficience en matière organique ou en minéraux de fer réactif (Berner, 1984; Leventhal, 1983). Dans les environnements non-euxiniques, la matière organique semble être le premier facteur limitant. En revanche, dans des dépôts d'eau douce, le soufre est souvent déficient (Berner, 1984). Ainsi d'une manière général, les valeurs du rapport C_{org}/S sont d'environ 2.8 dans des sédiments marins (non euxiniques), supérieures à 2.8 dans des sédiments lacustres ou très riche en matière organique et déficients en fer réactif (Bechtel et al., 2001; Leventhal, 1983) et inférieur à 2.8 dans des sédiments euxiniques (Berner, 1984). La corrélation C_{org} vs S_{tot} permet de définir ces paramètres. Le diagramme Fig. V.15b montre une dispersion du rapport bien qu'on puisse observer deux tendances : rapport $C_{\text{org}}/S_{\text{tot}}$ proche de 2.8 et $C_{\text{org}}/S_{\text{tot}} = 0.3$ pour le chimio-faciès G3. Ceci traduit un environnement marin non euxinique pour la quasi-totalité des échantillons étudié et un environnement euxinique pour les échantillons du chimio-faciès G2 et ponctuellement pour des échantillons des autres chimio-faciès. La matière organique ne semble pas être un facteur limitant. Les faibles teneurs en fer dans les chimio faciès G1, G3 à G5 s'explique par des conditions qui ne permettent pas la précipitation de pyrite. Les données de Canfield et al. (2013) ont été reportées sur ces diagrammes et montrent que

lors du dépôt de l'Unité FB1a (argilite à siltite non riche en matière organique) le fer n'est pas présent sous forme de sulfure en accord avec un environnement pauvre en matière organique. Lors du dépôt de l'Unité FB1b, les conditions sont euxiniques (Fig. V.15b) mais les faibles teneurs en fer indiquent un fer réactif déficient limitant la formation de pyrite (Fig. V.15b). Les Unités FB1c, FB2b et la Formation FC et FD ont un rapport C_{org}/S_{tot} égal à celui de la pyrite (Fig. V.15a) et un rapport C_{org}/S proche de 2.8 (Fig. V.15b) ce qui signifie que la formation de pyrite est limitée par les conditions non euxiniques.

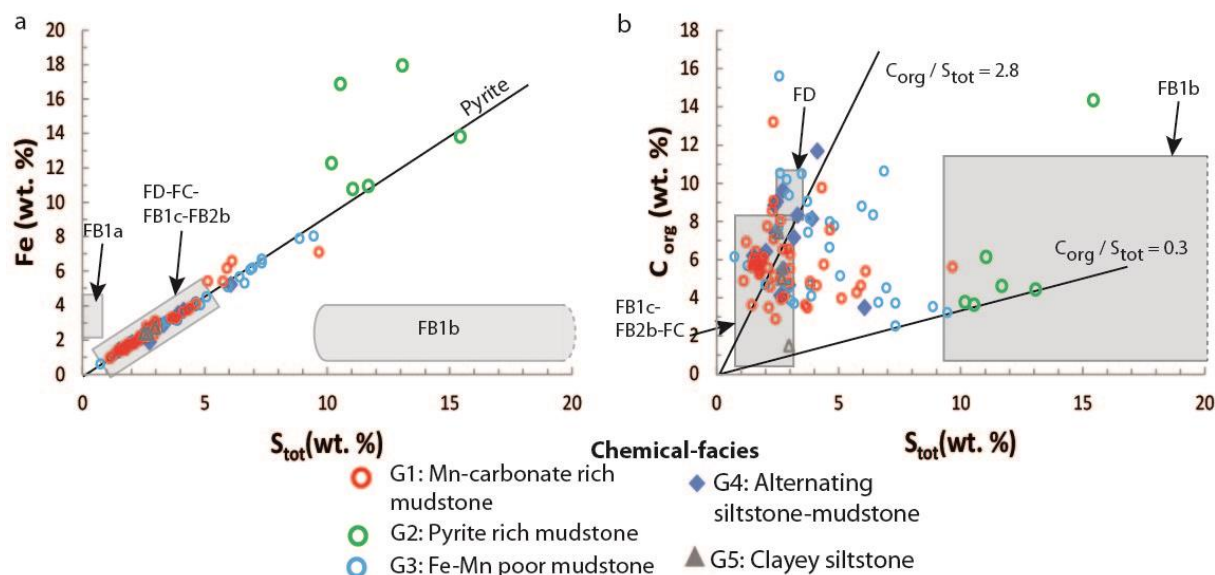


Fig. V.15: a) Diagramme du rapport Fe vs S_{tot} . Le rapport Fe/S de la pyrite est reporté pour référence (les échantillons plus riche en Fer sont dus à la présence d'Ankérite); b) Diagramme C_{org} vs S_{tot} montrant un rapport C_{org}/S pour l'ensemble des échantillons compris entre 2.8 et 0.3 témoignant de conditions marine normale à euxinique. Les rectangles gris montrent les plages de données de la Formation FB totale (Unité FB1a, FB1b, FB1c, FB2b), FC et FD du bassin de Franceville (Fig. V.7a ; Canfield et al, 2013). L'Unité FB1a correspond à des argilites/ siltites sans matière organique ; L'Unité FB1b correspond à des black shale de composition proche de celle de L'Unité 4 du forage C070030, l'Unité FB1c correspond à l'intervalle étudié dans cette partie du travail, L'Unité FB2b (U9; Chap.IV) correspond à des black shales. La Formation FC correspond à des dolomies et la Formation FD correspond à des black shales.

La formation des carbonates de Mn passe normalement par un premier stade d'oxyde-hydroxyde de manganèse qui lors de la diagenèse précoce en conditions anoxiques seraient dissous et réagiraient avec le carbone de la matière organique en cours de désintégration pour former des carbonates de Mn (Kuleshov, 2016; Kuleshov and Brusnitsyn, 2005; Okita et al., 1988; Polgari et al., 1991; Roy, 1992). Le carbone organique peut donc également être un facteur limitant dans la formation des carbonates de Mn. Dans les observations en lame-mince, les chimio facies G1 et G2 montrent des facies très peu poreux, et la quantité de carbonate présent sous forme de mudstone témoigne d'une imperméabilité élevée ne permettant pas la migration de la matière organique. La matière organique (C_{org}) mesurée dans ces facies serait donc locale avec tout au plus une migration primaire. Le diagramme C_{org} vs MnO serait donc représentatif de la matière organique produite sur place initialement (Fig. V.16a). Ce diagramme montre une absence de corrélation et des taux de C_{org} ($R^2 = 0.002$) qui varient entre 3 et 10 wt. %. Le fait que le MnO ne soit pas corrélé au C_{org} pourrait s'expliquer par une absence de lien entre le taux de matière organique et la formation secondaire de carbonates de Mn. En effet une augmentation des carbonates de Mn (représentés par MnO) devrait, suivant le modèle cité ci-dessus (Kuleshov, 2016; Kuleshov and Brusnitsyn, 2005; Okita et al., 1988; Polgari et al., 1991; Roy, 1992), faire diminuer le taux de matière organique par la dégradation de cette dernière et la précipitation sous forme de carbonates de Mn. L'absence de corrélation négative

indique donc une absence de lien entre le taux de matière organique initiale et la formation des carbonates de Mn. Ce point est discuté et interprété plus en détails dans la discussion. Le diagramme C_{carb} vs MnO (Fig. V.16b) montre, quant à lui, un coefficient de corrélation faible ($R^2 = 0.3$) bien qu'une tendance de corrélation positive puisse être observée. Cette tendance s'explique par la présence de dolomie non prise en compte dans ces diagrammes.

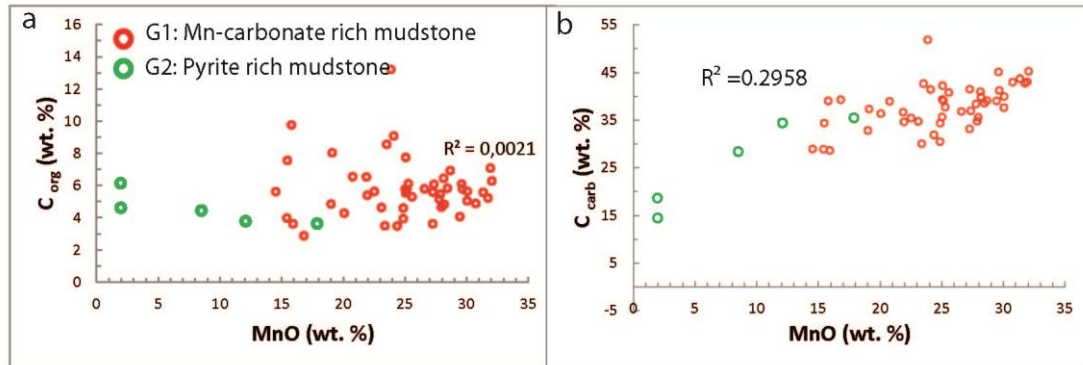


Fig. V.16: Diagrammes a) MnO vs C_{org} ; b) MnO vs C_{carb} ; MnO vs C_{tot} . Ces diagrammes montrent une absence de corrélation entre le Mn et le carbone (organique ou carbonaté)

Les éléments traces

Les éléments traces (V, Cr, Ni, Co, Hf, Zr, Cu, Zn, U, Sc, Th, Sr, Rb, Ba, Cs) ont été normalisés au PAAS (Post-Archean Average Australian Shale ; Taylor and McLennan, 1985) afin de se référer à des âges similaires en adéquation avec des conditions propres de cette période appauvrie en O_2 . Ces éléments sont représentés suivant l'ordre croissant de taille du rayon ionique permettant de juger de leurs degrés de compatibilité avec la roche (Goldschmidt, 1937). Les autres éléments traces (Mo; Be, Ga, Nb, W, Ta, Pb, Sc, Li) ne sont pas représentés, car les valeurs ne sont pas disponibles pour le PAAS.

Au premier ordre, les teneurs des éléments traces (Vs; Cr, Hf, Zr, U, Sc, Th, Rb, Cs) sont pour la plupart des échantillons, inférieures au PAAS. Ceci peut s'expliquer par le faible apport détritique dans ces chimio-faciès vis-à-vis des shales de référence (PAAS).

Cependant Cu, Ni, Zn, Co montrent des anomalies positives bien marquées pour certains chimio-faciès (Fig. V.17). Ba et Sr montrent des anomalies positives mais moins importantes.

Dans le détail, nous notons par chimio-faciès que:

- le faciès G5 ne montre pas d'anomalie en Co et en Zn;
- les chimio-faciès G1 et G2, et certains échantillons du G3 présentent l'anomalie positive en Sr. Cette anomalie est peu marquée dans les chimio-faciès G4 et G5;
- trois échantillons du chimio-faciès G2 (G2 inf) se différencient par l'absence : 1) d'anomalie positive en Cu et 2) d'anomalie négative en U et d'anomalie positive en Zn.

Des anomalies positives en ces métaux de transition présent dans les flux hydrothermaux (Ni, Co, Zn, Cu) peuvent être dues à une source hydrothermale ou à une affinité avec la matière organique en tant qu'élément organométallique. La répartition de ces éléments le long du profil (Fig. V.17) permet de mieux contraindre ces observations.

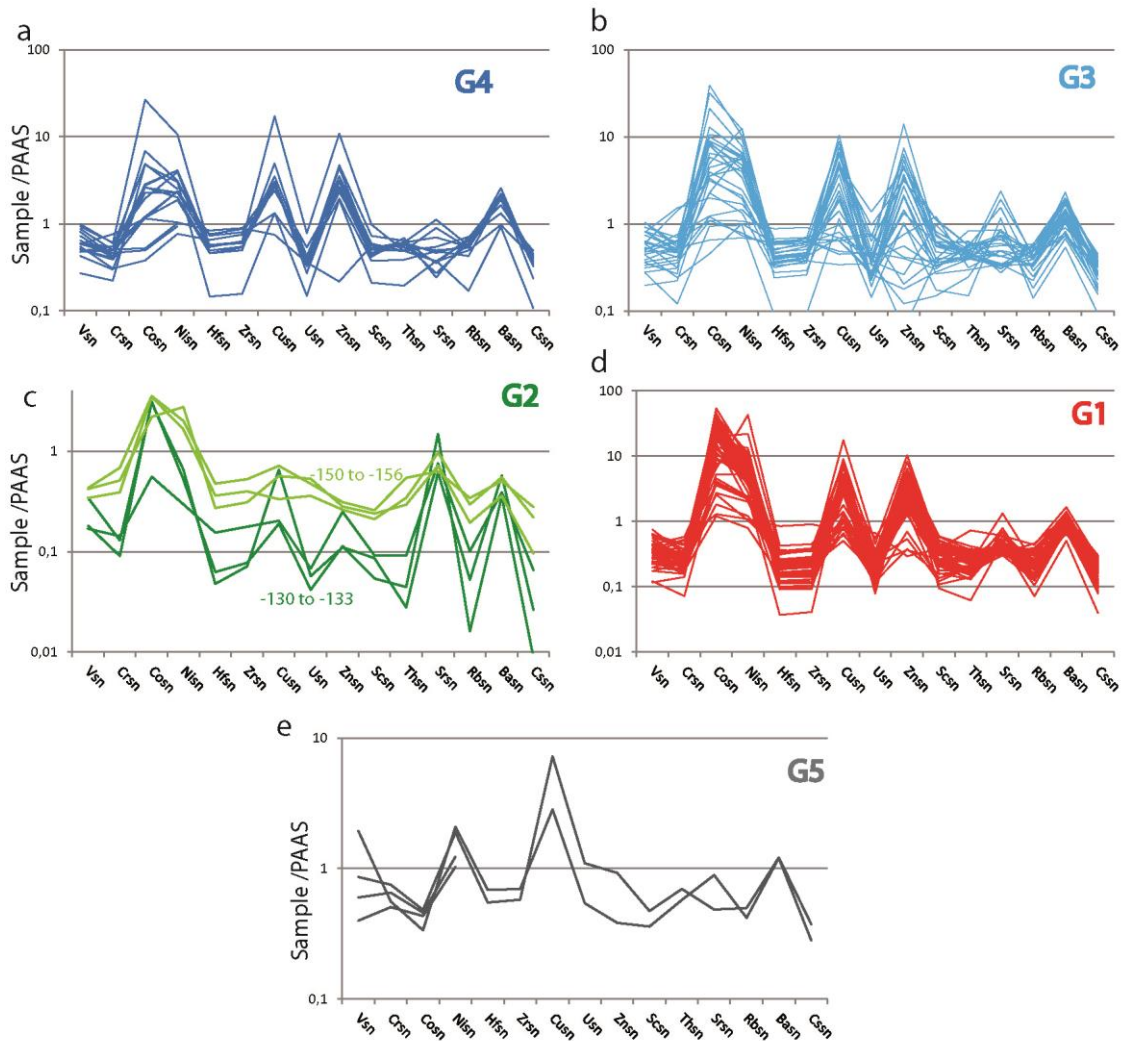


Fig. V.17: Eléments traces (métaux vrais et métaux de transition) normalisés au PAAS (Post Archean Average Australian Shale, Taylor et McLennan, 1985).

Les éléments présentant des anomalies (Cu, Ni, Zn, Co, Ba et Sr) ainsi que le Mo (non disponible pour les valeurs PAAS) ont été corrélés avec le MnO mais n'ont montré aucune tendance. Ces observations pourraient indiquer une source commune mais un comportement de concentration différent. En revanche, mise à part Sr, ces éléments replacés verticalement dans la série montrent une tendance similaire avec le MnO (Fig. V.18). Le Co, Ni, Cu et Zn montrent une corrélation avec le manganèse suggérant une source commune mais également un comportement biochimique similaire probablement dû au caractère organométallique de ces éléments (Fig. V.18). Le comportement de l'U est non corrélable au signal du MnO et présente de faibles valeurs (moyenne : 1 ppm) tout au long du profil. L'U étant normalement fixé en présence de matière organique, ces valeurs devraient être supérieures. Ceci pourrait s'expliquer par une concentration extrêmement faible de U dans l'océan en l'absence de conditions oxydantes qui auraient favorisé sa mobilisation sur les surfaces continentales (Fig. V.18).

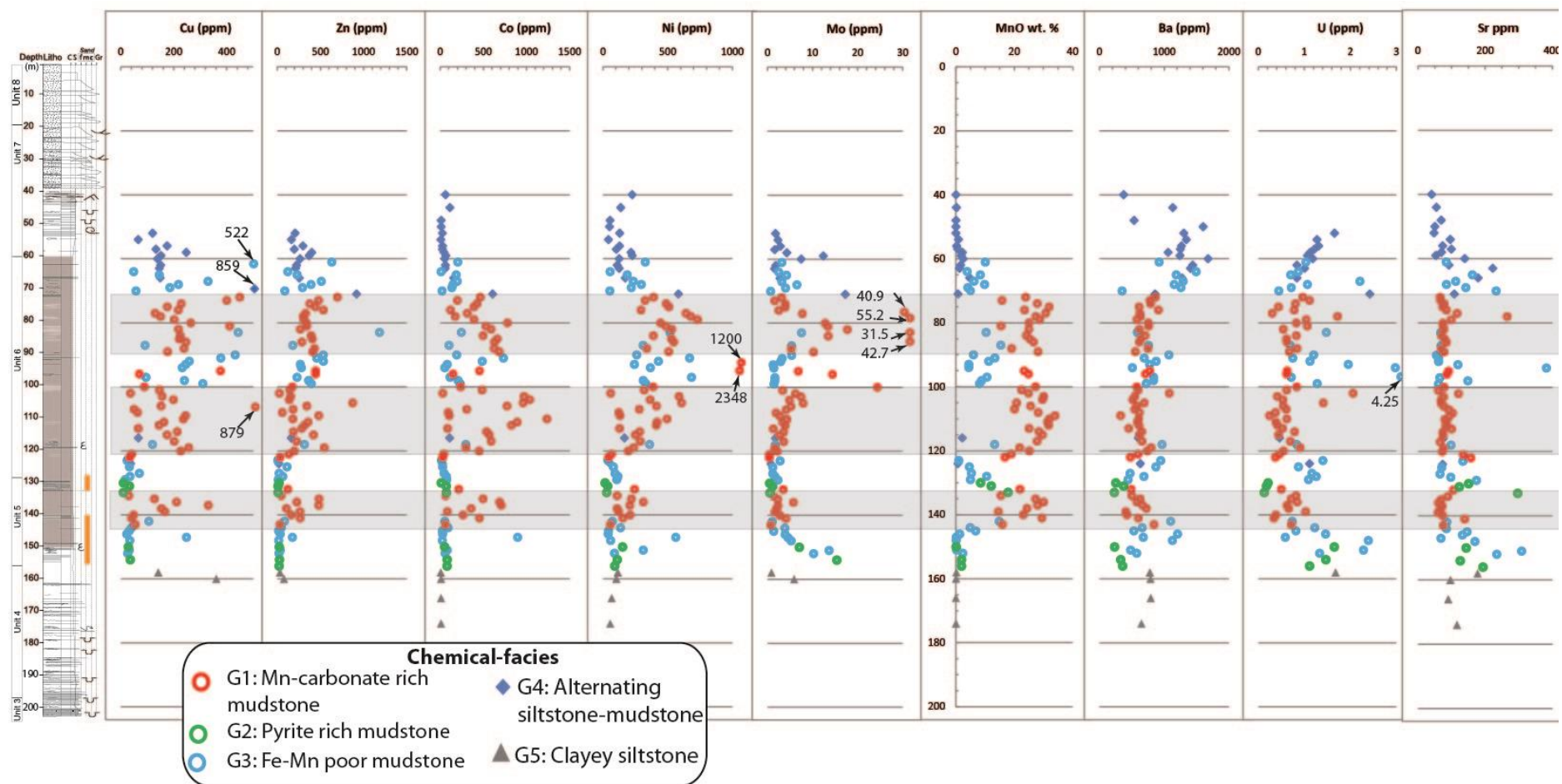


Fig. V.18: Teneurs des métaux vs chimio-faciés comparés à la teneur en MnO. Les éléments à gauche de la courbe du MnO montrent une même tendance = Cu, Zn, Co, Ni, Mo (valeurs les plus fortes pour G1 et plus faibles pour G4 et G5). A droite de la courbe du MnO aucune corrélation de tendance n'est visible = Ba, U, Sr

Enfin le Mo montre de manière générale des teneurs faibles, inférieures à 20 ppm (moyenne Mo: 6ppm) et présente de fortes teneurs pour seulement 5 échantillons du chimio-faciès G1 (entre -78 et moins 100 m ; Mo [25-79] ppm) et un échantillon du Chimio-faciès G2 (-156 m ; 47 ppm). Dans le sommet de l'unité 5 et l'unité 6, on observe également des valeurs légèrement plus fortes pour le chimio faciès G1. Le Mo océanique (MoO4²⁻; Morford and Emerson, 1999). provient en grande partie des rivières en faible quantité des flux hydrothermaux. Généralement, l'absorption du Mo sur la matière organique des black shales en conditions euxiniques (Berner, 1981; Sallé and Debysier, 1976), conduit à des teneurs élevées pouvant atteindre 70 ppm (Scott et al, 2008) pour les temps Paléoprotozoïque. Il peut aussi être lié aux oxydes de fer ou de manganèse précipité sous des conditions légèrement oxydantes (Barling and Anbar, 2004; Kashiwabara et al., 2011).

Le diagramme Mo vs C_{org} (Fig. V.19), où a été rapporté le rapport Mo/C_{org} de la Mer Noire (< 4.2; Lyons et al., 2009) montre une absence de corrélation. Les faibles teneurs en Mo et l'absence de corrélation avec le C_{org}, indiquent soit un océan anoxique (Algeo and Lyons, 2006; Asael et al., 2013; Emerson and Husted, 1991; Lyons et al., 2009; Pearce et al., 2008; Scott et al., 2008); soit l'absence de conditions euxiniques. Les conditions euxiniques ont été démontrées pour les intervalles contenant le chimio-faciès G2. Il s'avère que 4 des 6 échantillons du chimio faciès G2 montrent des rapports inférieurs à celui de la Mer Noire témoignant de conditions appauvries en oxygène. Les données de Canfield et al. (2013) (Formations FB, FC, FD du bassin de Franceville ; Fig. V.7a) montrent que la Formations FB et FC ont un rapport conforme avec nos données. En revanche la Formation FD (plus jeune) montre un rapport proche de celui de la mer noire (Fig. V.19). Ceci signifie des conditions euxiniques lors du dépôt de la Formation FD ou des conditions océaniques suffisamment oxygénées. Les études isotopiques sur ces données a permis de déterminer une cause euxinique (Canfield et al., 2013).

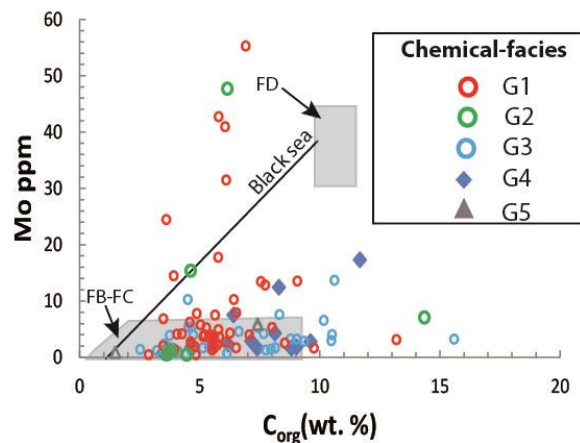


Fig. V.19 : Diagramme Mo vs C_{org} montrant un rapport général inférieur à celui de la Mer Noire (4,2 ; Lyon et al, 2009) Les champs gris correspondent aux données des Formations FB, FC et FD du bassin de Franceville (cf Fig. V.7a; Fig. V.15 pour les lithologies ; Canfield et al, 2013).

Bonatti et al. (1972) proposent d'utiliser le diagramme ternaire Mn, Fe, (Ni+Co+Cu)*10 (normalisé à 100%) pour essayer de contraindre la source des éléments dans les nodules ferromanganésifère. Ils définissent ainsi un domaine enrichi en métaux naturellement présent dans l'eau de mer représenté par le pôle (Ni, Co, Cu)*10 qui marquerait la précipitation directe depuis l'eau de mer, alors que le domaine proche de la ligne de base Mn-Fe du diagramme serait significatif d'une précipitation à partir d'une source hydrothermale (Fig. V.20).

Toth (1980) montre dans ce même diagramme qu'une concentration des valeurs proche du pôle Mn témoigne de processus diagénétique. Cependant Polgari et al. (2012) montrent dans une étude sur des carbonates de Mn d'origine microbienne, ce même diagramme avec des valeurs proches du pôle Mn signifiant deux origines possible dans cette zone proche du pôle Mn : diagénétique (Toth, 1980) et/ou bactérienne (Polgari et al., 2012). Nos données étant proches de la ligne de base de $(\text{Ni}+\text{Co}+\text{Cu})\cdot 10$, l'origine des dépôts serait donc hydrothermale (Fig. V.20). Le chimio-faciès G1 se concentre vers le pôle Mn témoignant d'une origine bactérienne suivant Polgari et al. (2012). Les données de Mossman et al. (2005) obtenues sur l'ensemble du Membre FB1 sur deux forages (BA76 et BA-com) du plateau de Bangombé montrent la même chose (Fig. V.20) avec les unités FB1a & b plus proches du pôle fer et l'Unité FB1c qui tend vers le pôle Mn.

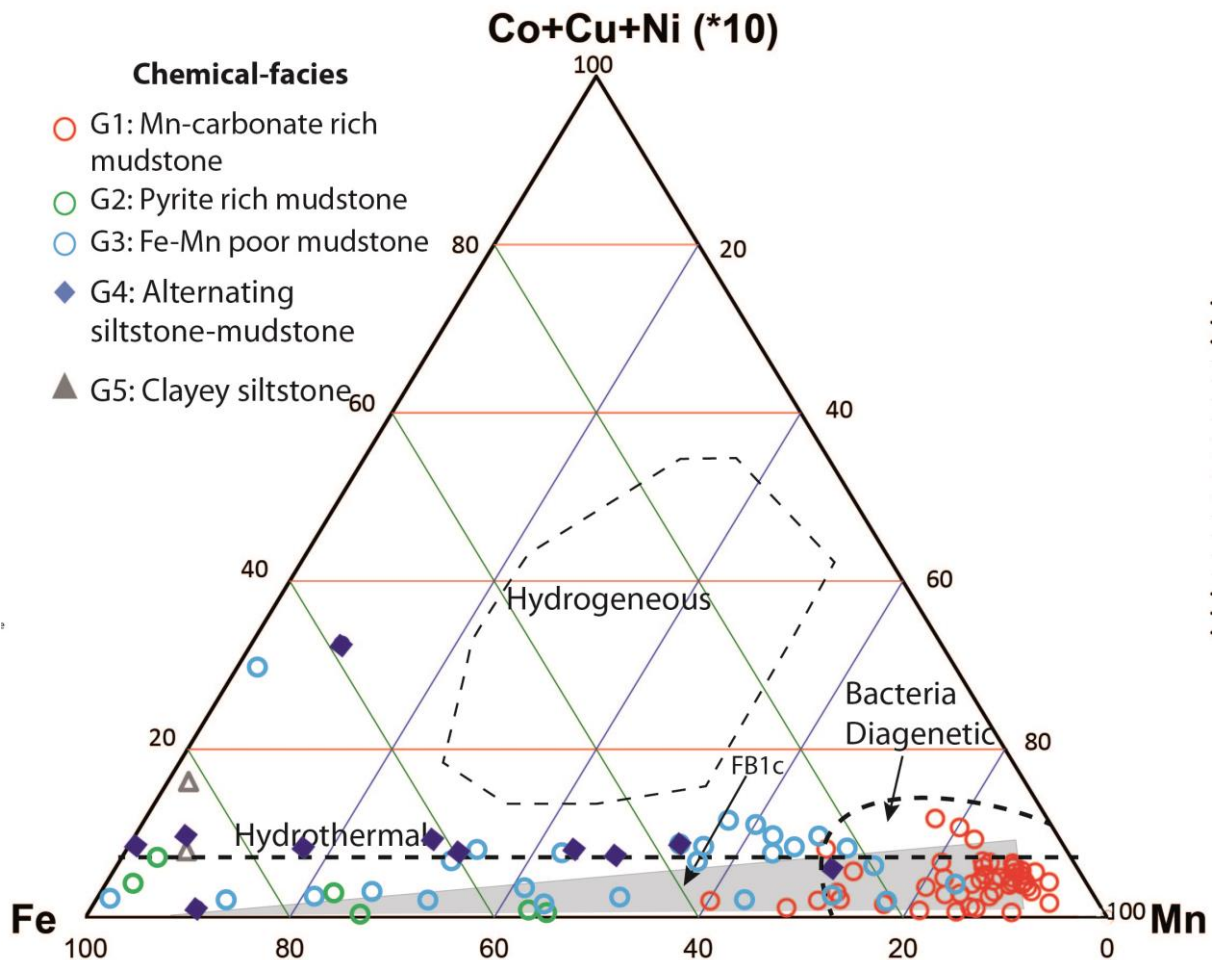


Fig. V.20: Diagramme ternaire Fe vs Mn vs $(\text{Co}+\text{Ni}+\text{Zn})\cdot 10$. (D'après Bonatti, 1972 et Polgari et al., 2012). Le champ gris correspondent aux données des forages BA76 et BA-com localisés sur le plateau de Bambombé avec les données de l'Unités FB1c (black shale = unité d'étude ; Mossman et al., 2005). Les données des forages voisins sont en accord avec nos données.

Cas des Terres Rares et de l'Ytrium (REE + Y)

Le rapport des Terres Rares légères (LREE) vs Terres Rares lourdes (HREE), représenté par le rapport Pr/Yb(sn) est utilisé pour les formations Archéennes ou Paléoprotérozoïques sédimentaires riches en Fer. Ce rapport permet de définir un stade de dissolution des oxydes de Mn lors d'un retour à des conditions anoxiques (Planavsky et al., 2010). En effet les LREE ont une affinité avec les oxydes

de Mn. Nos données montrent un rapport pour l'ensemble des échantillons $Pr/Yb(sn) = 1,37$ et un rapport pour le chimio-faciès G1 inférieur à ce dernier ($Pr/Yb(sn) = 1,17$; Fig. V.21a). Bien que le rapport LREE/HREE soit légèrement supérieur à 1, le fait d'observer un rapport inférieur dans le chimio-faciès G1 riche en Mn est donc contradictoire avec un stade d'oxyde de Mn. Le tableau Fig. V.21b montre, quant à lui, des coefficients de corrélation faibles entre les éléments majeurs et les $\Sigma LREE+Y$, $\Sigma HREE+Y$ et $\Sigma REE+Y$ ($R^2 < 0,5$) mais on observe une tendance de corrélation positive entre $\Sigma LREE$ et les éléments terrigènes argileux Al_2O_3 et K_2O . Ceci confirme une absence de corrélation entre le Mn et les LREE.

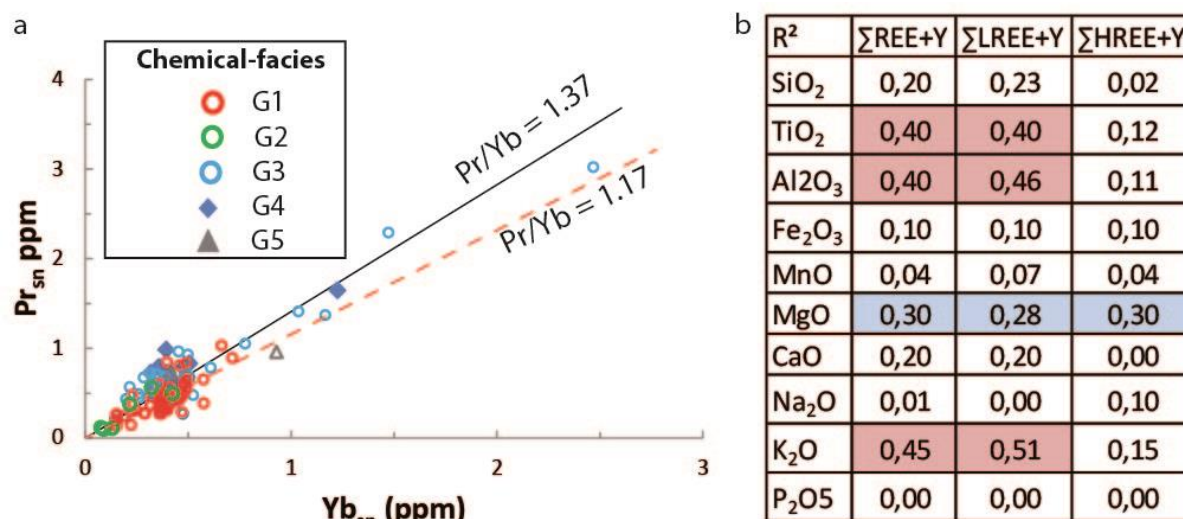


Fig. V.21: a) Diagramme du rapport Pr_{sn} / Yb_{sn} (LREE/HREE). La droite noire représente le rapport pour l'ensemble des échantillons et la droite rouge représente le rapport pour le Chimio-faciès G1 ($Pr/Yb = 1,17$); b) R^2 = facteur de corrélation entre les $\Sigma LREE$, ΣREE , $\Sigma HREE$ et les éléments majeurs. En rouge : rapports positifs ; en bleu : rapport négatif.

Des études réalisées dans la Mer Méditerranée et dans l'Océan Pacifique ont montré que le rapport Y/Ho augmentait avec la profondeur, par un prélèvement préférentiel de Y sur la matière en suspension (Bau et al., 1995; Censi et al., 2007; Nozaki et al., 1997). De plus l'yttrium est utilisé dans le spectre des Terres Rares car son comportement est chimiquement très proche des lanthanides. Mais, contrairement aux lanthanites qui sont riches dans les sédiments terrigènes, l'Y est indicateur de flux hydrothermaux (Bau and Dulski, 1999, 1996), à conditions que les apports en éléments terrigènes soient faibles ($Al_2O_3 < 2$ wt. %; Alexander et al., 2008; Bolhar et al., 2004; Bau and Dulski, 1996). En effet, un pourcentage supérieur à 2 wt.% d'aluminium serait synonyme d'apport terrigène important, ce qui biaiserait le signal vis-à-vis des REE. Pour cette raison, ce proxy est principalement utilisé dans les formations de BIFs. Cependant, dans notre cas d'étude Al_2O_3 bien que supérieur à 2 wt. %, reste faible (moyenne : 7,9 wt. %). De plus le rapport $(Y/Ho)/Al_2O_3$ (Fig. V.22 a) est constant et donc non conditionné par les chimio-faciès. Enfin, le chimio-faciès G2 sup. a des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 1,2 et 1,9 wt. % et montre le même comportement que l'ensemble des échantillons (Fig. V.22a). L'Y pourrait donc être utilisé pour signer les conditions de flux hydrothermaux de l'océan au moment du dépôt de cet intervalle (FB1c=U4 à U7) dans le bassin de Franceville.

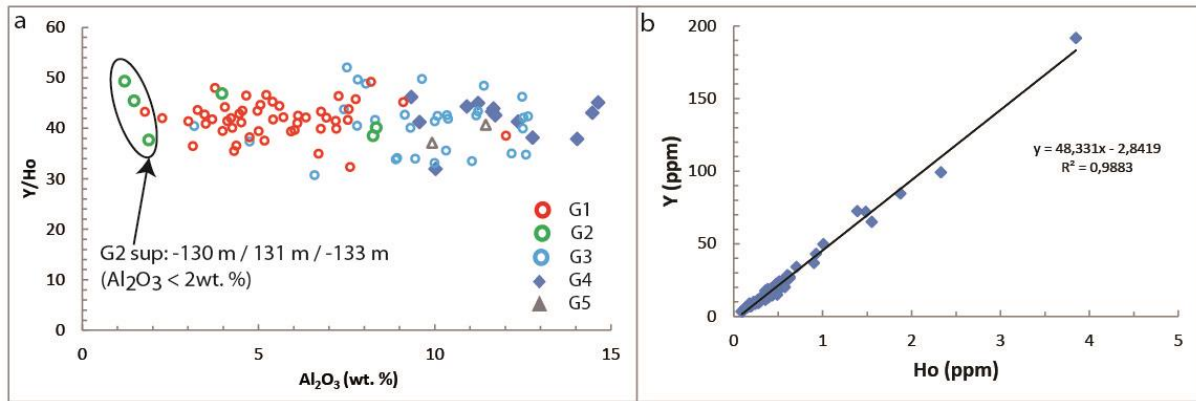


Fig. V.22: a) Rapport Y/Ho vs Al_2O_3 ; b) Y vs Ho montrant un rapport égal à 48 et un coefficient de corrélation $R^2 = 0,98$

Le rapport Y/Al_2O_3 ($= 48$; Fig. V.22b) élevé est synonyme de conditions marines relativement profondes et le rapport Y/Ho vs Sm/Yb de l'ensemble des échantillons replacé dans le diagramme de Fig. V.23, montre un rapport Y/Ho proche de l'eau de mer (60 ; Bau and Dulski, 1999) avec une contamination de 1 à 5 % d'un flux hydrothermal (Alexandre et al., 2008).

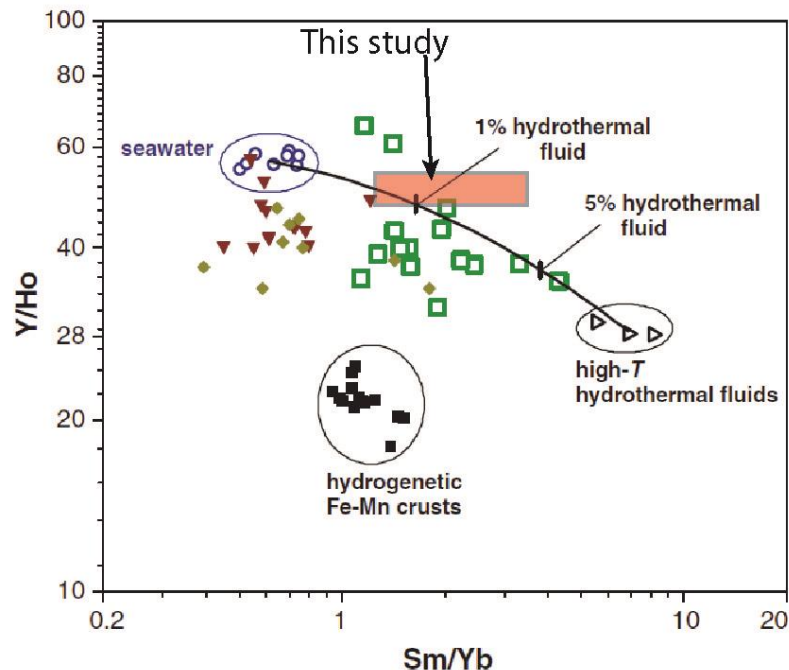


Fig. V.23 : Diagramme du rapport Y/Ho vs Sm/Yb pour le bassin de Franceville dans le diagramme d'Alexander et al., (2008).

Enfin, les spectres de REE+Y normalisés au PASS (Taylor & Mc Lennan, 1985) permettent de voir des anomalies positives ou négatives en fonction de la présence de flux hydrothermaux ou de conditions anoxiques ou oxiques. Premièrement, on remarque que la quasi-totalité des échantillons montre un spectre des REE + Y inférieur à celui de la référence du PAAS. Seul deux échantillons du chimio-faciès G1 (-71 et -81 m), un échantillon du chimio-faciès G4 (-71 m) et cinq échantillons du chimio-faciès G3 (-98, -94 ; -67 ; -93 et -151 m) montrent des valeurs supérieures au PAAS (Fig. V.24). Ceci s'expliquerait par l'importance de la fraction biochimique face à la fraction détritique confirmée par ailleurs par la faible valeur moyenne en Al_2O_3 de l'ensemble des échantillons.

Je me suis intéressée ici aux anomalies en Ce, en Eu et en Y pour les raisons suivantes:

- Une anomalie en Ce indique une oxydation du milieu. En effet, dans les domaines naturels, le cérium est présent sous forme trivalente et s'oxyde en Ce^{4+} en milieu oxydé. Or, le Ce^{4+} a la particularité de rester soluble et n'incorpore pas les sédiments, ce qui crée une anomalie négative en Ce comme observée pour les dépôts de BIF (Alexander et al., 2008; Bau and Dulski, 1996; Bolhar et al., 2004; Morgan et al., 2013).
- Une anomalie en Eu est caractéristique de la chimie des eaux Archéennes reflétant une contamination de l'eau par des flux hydrothermaux (Alexander et al., 2008; Bau and Dulski, 1996; Bolhar et al., 2004; Grenne and Slack, 2003; Planavsky et al., 2010).
- Une anomalie positive en Y dans un sédiment pauvre en apport terrigène est indicateur de flux hydrothermaux (Bau and Dulsky, 1996, 1999)

Les spectres de REE+Y de chaque chimio-faciès montrent une tendance identique avec une anomalie positive en Y pour l'ensemble des échantillons (Fig. V.24). Cette anomalie indiquerait des entrées de flux hydrothermaux conformément aux observations des Fig. V.22 et Fig. V.23.

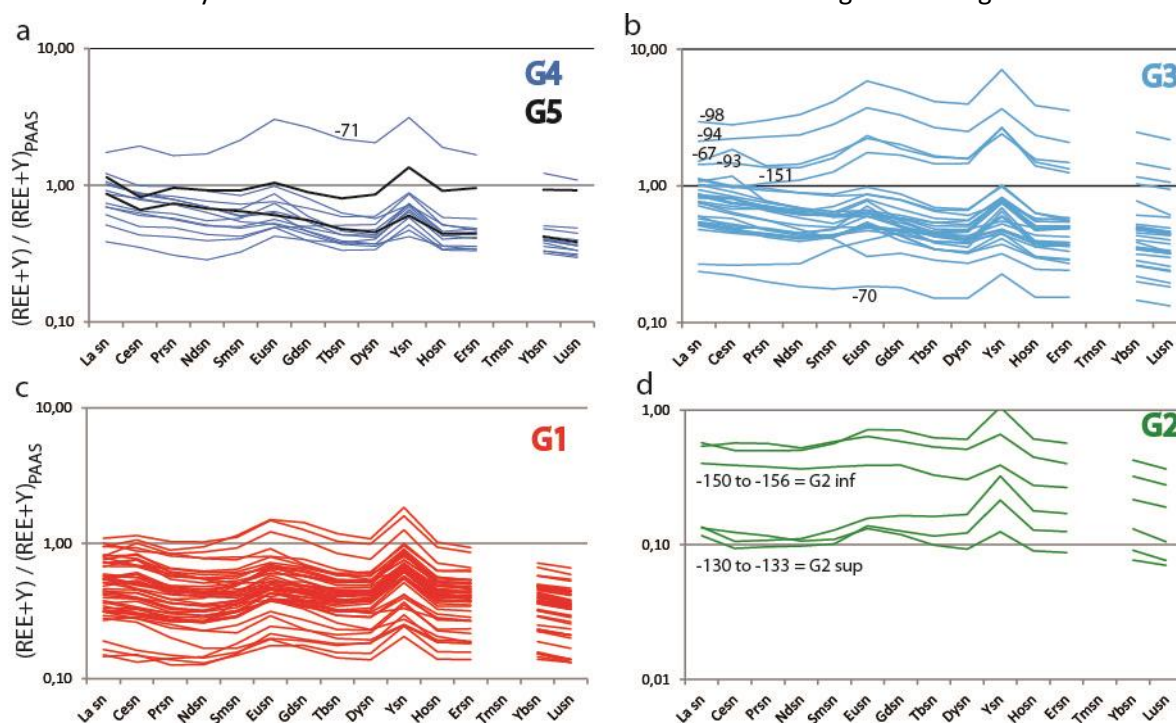


Fig. V.24 : Spectres REE+Y par chimio-faciès normalisées au PAAS.

L'ensemble des échantillons montre également une anomalie en Eu (Fig. V.24), confirmée par le rapport $Eu/Eu^* = 1, 23$ ($Eu/Eu^* = Eu_{sn}/(0.67Sm_{sn} + 0.33Tb_{sn})$, Fig. V.25) ; que Bau et Dulski, (1996) utilisent pour s'affranchir d'une possible anomalie négative en Gd. L'Eu peut aussi être influencé par des apports terrigènes, pour cette raison, j'ai replacé le rapport Eu/Eu^* en fonction de l' Al_2O_3 dans la Fig. V.25 afin de voir si Al_2O_3 avait une influence sur le rapport (Grenne and Slack, 2003; Maynard, 2010). La Fig. V.25 montre un rapport constant non fonction de l' Al_2O_3 qui confirme donc l'absence d'une influence terrigène. L'anomalie en Eu contrainte par ces trois approches représente donc bien l'entrée d'un flux hydrothermal dans le système sédimentaire confirmant l'anomalie positive en Y.

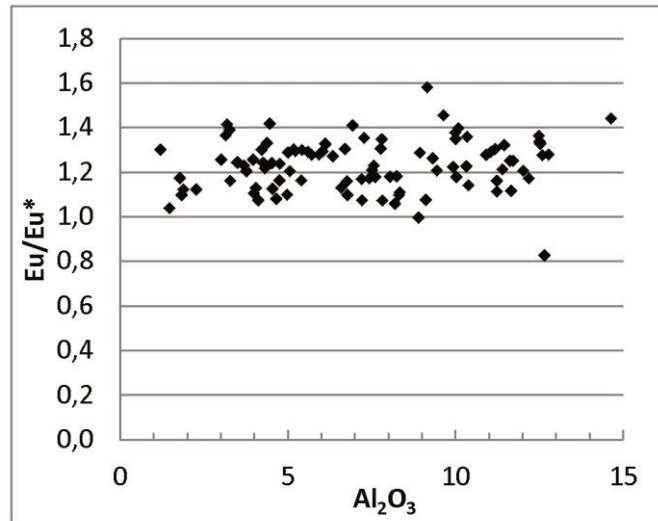


Fig. V.25: Diagramme du rapport Eu/Eu^* ($Eu/Eu^* = Eu_{sn}/(0.67Sm_{sn} + 0.33Tb_{sn})$; Bau et Dulski, 1996) vs Al_2O_3 .

Le Ce ne montre pas au premier abord d'anomalie. Cependant, une anomalie peut être masquée par une anomalie en La qui est l'élément voisin dans les spectres. Afin de pallier ce biais, Bau et Dulski (1996) proposent un diagramme combinant Ce/Ce^* ($Ce/Ce^* = Ce_{sn}/(0.5La_{sn} + 0.5Pr_{sn})$) et Pr/Pr^* ($Pr/Pr^* = Pr_{sn}/(0.5Ce_{sn} + 0.5Nd_{sn})$) pour démontrer la présence ou non d'anomalie en Ce ou La. Sur la base de ce diagramme Fig. V.26a, nos résultats montrent que ces anomalies en Ce et La ne sont pas symptomatiques d'un chimio-faciès particulier, en effet :

Le chimio-faciès G5 (Clayey siltstone) contient des anomalies négatives en Ce indiquant des conditions sub-oxiques à oxiques (Fig. V.26a).

Certains échantillons des chimio-faciès G2 (Pyrite rich mudstone) et G4 (Alternating siltstone-mudstone laminae) montrent une anomalie positive en La et d'autres non (Fig. V.26a). L'anomalie en Ce ne peut être déterminée.

Certains échantillons du chimio-faciès G1 montrent des anomalies positives en Ce indiquant des conditions anoxiques (Fig. V.26a). L'anomalie positive en Ce a été confirmée par une deuxième méthode proposée par de Bolhar et al. (2004); Ce/Ce^* ($Ce/Ce^* = Ce_{sn}/(2Pr_{sn} - Nd_{sn})$; annexe 3) montrant elle aussi une anomalie positive en Ce.

Le long du profil, l'anomalie Ce/Ce^* augmente dans le faciès G1 lorsqu'on va vers le sommet de forage jusqu'à -90 m (Fig. V.26b) puis diminue. Elle indique une évolution des conditions d'oxydo-réduction le long du profil avec des conditions anoxiques pour le dépôt du chimio-faciès G1 entre 135 et 137 m puis au-dessus de 100 m.

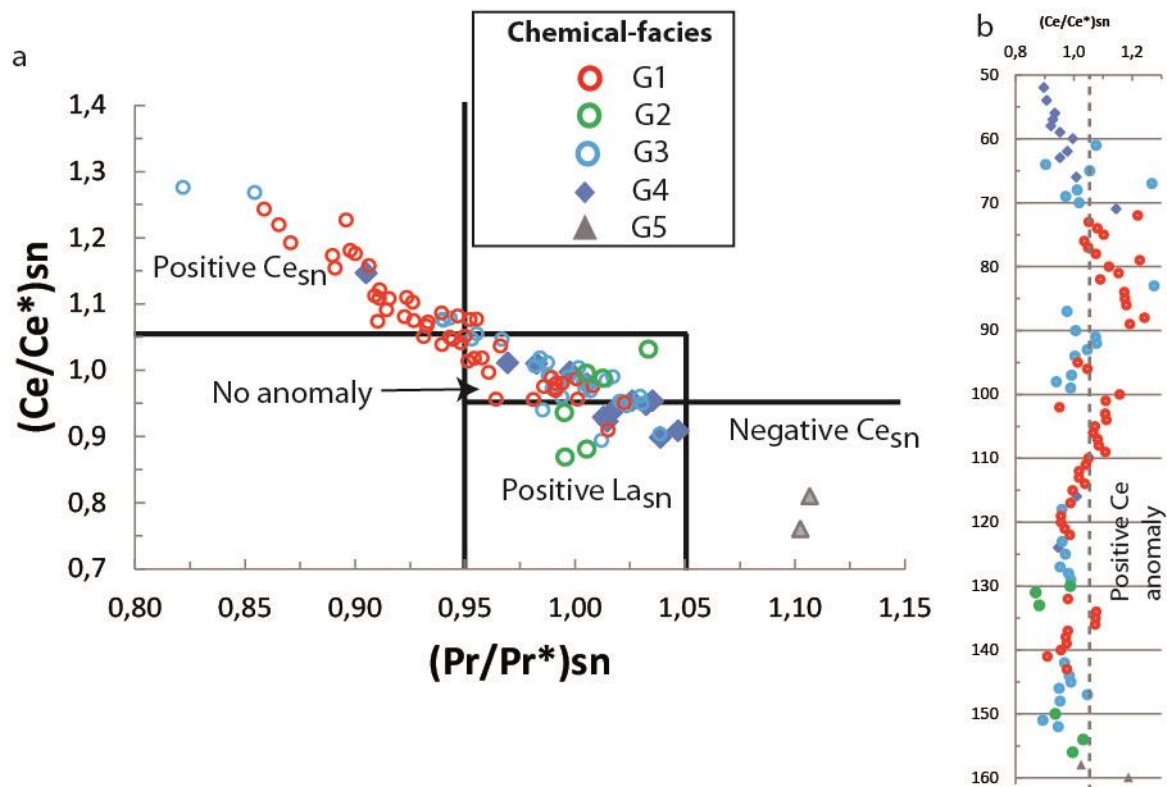


Fig. V.26: Diagramme du rapport Ce/Ce vs Pr/Pr* ($(Ce/Ce^* = Ce_{sn}/(0.5La_{sn} + 0.5Pr_{sn})$ et $Pr/Pr^*(Pr/Pr^* = Pr_{sn}/(0.5Ce_{sn} + 0.5Nd_{sn})$) d'après la méthode de Bau et Dulski, (1996) pour discriminer les anomalies positives ou négatives de Ce et La. Une partie du chimio-faciès G1 montre des anomalies positives en Ce ; b) Répartition verticale du rapport Ce/Ce*. La ligne pointillée grise représente la limite d'une anomalie positive en Ce d'après Bau et Dulski (1996).

V.2.4. Interprétation et Discussion

Je propose dans cette partie, de discuter des apports de l'étude géochimique pour (1) mieux contraindre les environnements de dépôt des unités U4 à U7 couvrant le protore manganésifère et (2) de préciser les conditions d'oxydo-réductions et le contrôle de la balance système terrigène vs système biochimique. Enfin, j'aborderai les processus de formation des carbonates de Mn du protore, propres au bassin de Franceville.

a) Environnement de dépôt et diagénèse précoce de l'intervalle U4 à U5

L'environnement de dépôt des unités étudiées (U4 à U7) montre un rapport C_{org}/S_{tot} , pour les chimio-faciès G1, G3, G4 et G5, proche de 2.8 correspondant à des conditions non euxiniques limitant ainsi la formation de pyrite. Des conditions euxiniques dès le dépôt des premiers centimètres de sédiment saturés en eau interstitielle sont en revanche enregistrées pour le dépôt du chimio-faciès G2 qui montre un rapport $C_{org}/S = 0.3$ (Lianjun et al., 1988; Okita et al., 1988; Vetö et al., 1997; Wilkin and Barnes, 1997). Les valeurs du rapport Mo/C_{org} inférieures à celui de la Mer Noire ($Mo/C_{org} = 4,2$) indiquent, quant à elle, un bassin restreint (Algeo and Lyons, 2006; Asael et al., 2013; Lyons et al., 2009). L'aspect restreint des conditions à l'interface eau-sédiment peut également être contraint par le rapport Ce/Ce (Bau et al., 1996) qui témoigne lui d'anomalie positive pour 50 % des échantillons du chimio faciès G1. De plus, aucune anomalie négative n'a pu être observée. Ceci témoigne de conditions anoxiques pour les échantillons présentant une anomalie positive et

probablement de conditions sub-oxiques pour l'ensemble des autres échantillons. Ces conditions anoxiques à sub-oxique peuvent être favorisées par une bathymétrie relativement élevée démontrée par le rapport Y/Ho élevé (48) où le fractionnement du Y vis-à-vis du Ho aurait le temps de s'opérer dans la colonne d'eau. Les conditions anoxiques pour des dépôts plus profonds sont en accord avec les modèles de bassin stratifié du Paléoprotérozoïque où la couche inférieure reste anoxique (Anbar and Knoll, 2002; Canfield et al., 2008; Klein, 2005).

Les très faibles teneurs moyennes en U (1 ppm) indiquent un océan appauvri en uranium (Asael et al., 2013; Lyon et al., 2009 ; Algeo et Lyon., 2006). La question d'une source très pauvre en U et en Mo peut se poser.

L'apport de l'U dans les océans serait principalement dû aux conditions oxiques de l'atmosphère qui permettent l'altération de l'uranium sous forme d' U^{6+} (Weldepohl, 1969) dans les océans et une concentration dans les black shales par absorption avec les argiles et par les conditions réduites des black shales. Dans ce sens, à l'Archéen et au début du Paléoprotérozoïque (> 2,3 Ga), lorsque les conditions atmosphériques sont encore réductrices, les black shales sont pauvres en uranium et l'uranium se concentre dans les grès sous forme de grains d'uranites (Clemmey and Badham, 1982; Cloud, 1972; Farquhar and Johnston, 2008; Karhu and Holland, 1996; Rasmussen and Buick, 1999). Le fait d'avoir une quasi absence d'U (1 ppm) dans la série étudiée peut être un argument en faveur d'une atmosphère encore réductrice.

J'ai donc comparé les teneurs en U mesurées dans ce travail (U4 à U7 = Unité FB1c) et les teneurs en U mesurées dans les Formations FC et FD par Canfield et al. (2013) avec les teneurs en U des dépôts de black shales et de black shales carbonatés d'âges Archéen à Paléoprotérozoïque (Fig. V.27). On remarque ainsi que les teneurs en U d'âge similaire présentent des teneurs moyennes bien supérieures (*2,5 à *7) à celle de la Formation FB du Bassin de Franceville avec des valeurs de : 4ppm (2.1 à 1,8 Ga ; Supergroupe Cuddapah, Inde ; Manikyamba et al., 2008), 16 ppm (2 à 1,9 Ga ; dépôt de Talvivaara, Finlande, Kontinen and Hanski, 2015); 4,6 ppm (2, 05 Ga ; Formation Zanonega, Bassin d'Onaga, Karelia ; Asael et al., 2013) et 6,6 ppm (2,22Ga ; Formation Timeball Hill, Transversal super group, Afrique du Sud, Yamaguchi, 2002). En revanche les terrains d'âge antérieur au GOE (Great Oxydation Event : 2,5 à 2, 3 Ga; Holland, 2006) de 2,6 Ga présentent des valeurs proches (> 3,1 ppm) de celles des unités de la Formation FB étudiée que ce soit pour des black shales ou les black shales carbonatées (ex : Formation Sheba, Swaziland ; Formation Jeerinah et Carawine, Nouvelle Zélande ; Formation Rietgat, Black reef et Oak Tree, Afrique du Sud ; Yamaguchi, 2002). Dans les formations plus jeunes du Bassin de Franceville (FC et FD) les teneurs en U augmentent et sont en accord avec les mesures sur des sites d'âge similaire. (FC : 3,38 ppm ; FD : 5,3 ppm ; Canfield et al., 2013).

Les faibles teneurs en U observées dans la série étudiée seraient donc potentiellement dues à des conditions encore anoxiques de l'atmosphère qui n'auraient pas permis la mise en solution et l'apport d' U^{6+} dans celui-ci.

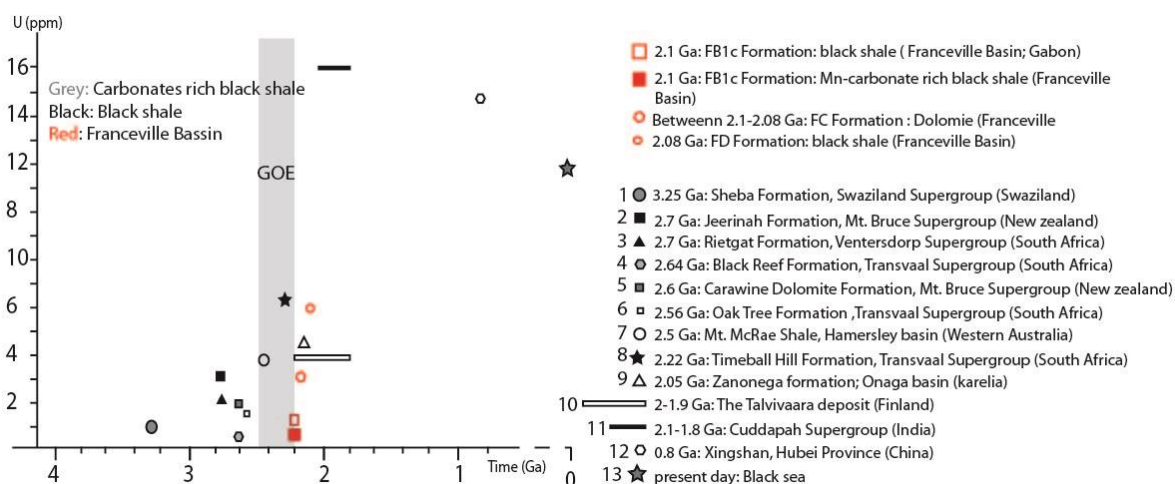


Fig. V.27: Distribution des teneurs en uranium dans les black shales archéens, paléoproterozoïques et de la Mer Noire tirées des références suivantes: 1 à 6: Yamaguchi, (2002); 7: Kendall et al. (2013); 9 : Asael et al. (2013); 10: Kontinen et Hanski, (2015); 11: Manikyamba et al. (2008); 12: Boyang et al, (2011); 13: Anderson et al, ((1989); FC et FD: Canfield et al, (2013). GOE: Great oxidation event (Holland, 2006).

La valeur du rapport $Y/Ho = 48$ indiquerait une composition de l'eau de mer avec un apport hydrothermal à hauteur de de 1 à 5% (Bau and Dulski, 1995; Bau and Dulski, 1999; Nazaki, 1997, Alexander et al, 2008). Cet apport hydrothermal serait conforté par les teneurs respectives en Fe, Mn et $(Co+Cu+Zn)*10$ (normalisées à 100%) avec une répartition des données proche de la ligne de base de $(Co+Cu+Zn)*10$ (Bonatti et al., 1972). La présence de flux hydrothermaux est aussi confortée par les anomalies positives en Y et Eu (Bau and Dulski, 1996; Bolhar et al., 2004; Grenne and Slack, 2003; Maynard, 2010; Planavsky et al., 2010; Swanner et al., 2014); bien que les apports terrigènes soient supérieurs aux conditions d'utilisation proposées par Bau et Dulsky (1996) et Alexander et al. (2008). En effet, je montre que l'apport suffisamment faible en Al_2O_3 (=7.9 wt. %) n'impacte pas ces deux derniers éléments.

Enfin, le rapport Ca/Mg (=60/40) témoigne de conditions propices à la précipitation de dolomie depuis la colonne d'eau de mer. Ces conditions impliqueraient en plus d'une température chaude, un pH basique (Kaźmierczak et al., 1985; Pichler and Humphrey, 2001). Ceci pourrait être dû à la P_{CO_2} plus élevée de cette époque (Anbar and Knoll, 2002; Bleeker, 2003; Reddy and Evans, 2009) ou encore à la respiration microbienne relâchant HCO_3 (voir partie 1.1) permettant d'augmenter l'alcalinité du milieu de façon locale (Castanier et al., 1998).

En conclusion, les conditions environnementales seraient donc anoxiques à sub-oxiques avec des conditions diagénétiques précoces euxiniques extrêmement limitée. Le pH à l'interface eau-sédiment, serait basique permettant la précipitation des dolomites. Le milieu de dépôt des unités serait relativement profond permettant le fractionnement de Y et Ho. L'eau de mer serait affectée par un flux hydrothermal de 1 à 5 %.

Dans la partie suivante je discute l'évolution de ces paramètres au cours du dépôt de l'intervalle à partir du découpage en chimio-faciès.

b) Evolution verticale des conditions environnementales

Cette discussion porte exclusivement sur l'analyse de l'évolution verticale des paramètres géochimiques du forage C070030, les formations subjacentes (FB1a et FB1c) et supérieures (FC et FD) sont discutées.

La caractérisation des chimio-faciès de la succession des unités 4 à 7 nous permet de dégager les caractères suivants (Fig. V.28) :

- Le Chimio-faciès G5 est caractéristique de l'Unité 4. Minéralogiquement, il se différencie par des grains d'albite que l'on ne retrouve plus dans les unités supérieures ainsi que par des teneurs en grains de quartz plus importantes. Ceci peut s'expliquer par la tendance de plus en plus affamée du bassin.
- L'Unité 5 montre une alternance entre les chimio-faciès G1, G2 et G3 superposable aux changements des faciès sédimentologiques et une proportion en pyrite importante. Le faciès G2 marque également l'apparition des dépôts biogéniques dans la série annonçant le dépôt des carbonates e Mn.
- L'Unité 6 est essentiellement constituée du chimio-faciès G1, d'origine biochimique. Elle marque le retour à une sédimentation plus terrigène à la base et au sommet ainsi que sur 10 m entre 90 et 100 m.
- Enfin l'Unité 7 est essentiellement caractérisée par le Chimio-faciès G4 témoin de la reprise d'une sédimentation purement détritique terrigène.

De façon générale, le bassin est restreint sub-oxique et anoxique lors du dépôt d'une partie du chimio facies G1. Les conditions dans les premiers centimètres de sédiment seraient non euxiniques sauf lors du dépôt du chimio facies G2.

Les données de Canfield et al. (2013) dans le diagramme C_{org} vs S_{tot} permettent de montrer que les conditions non euxiniques perdurent de façon générale pendant le dépôt de l'ensemble de la Formation FB et FC et deviennent euxiniques lors du dépôt de la Formation FD. Les teneurs en U restent faibles tout au long du dépôt des formations FB et FC et augmentent seulement au moment du dépôt du FD. Le bassin commencerait donc à redevenir légèrement plus oxydant à partir de ce moment-là.

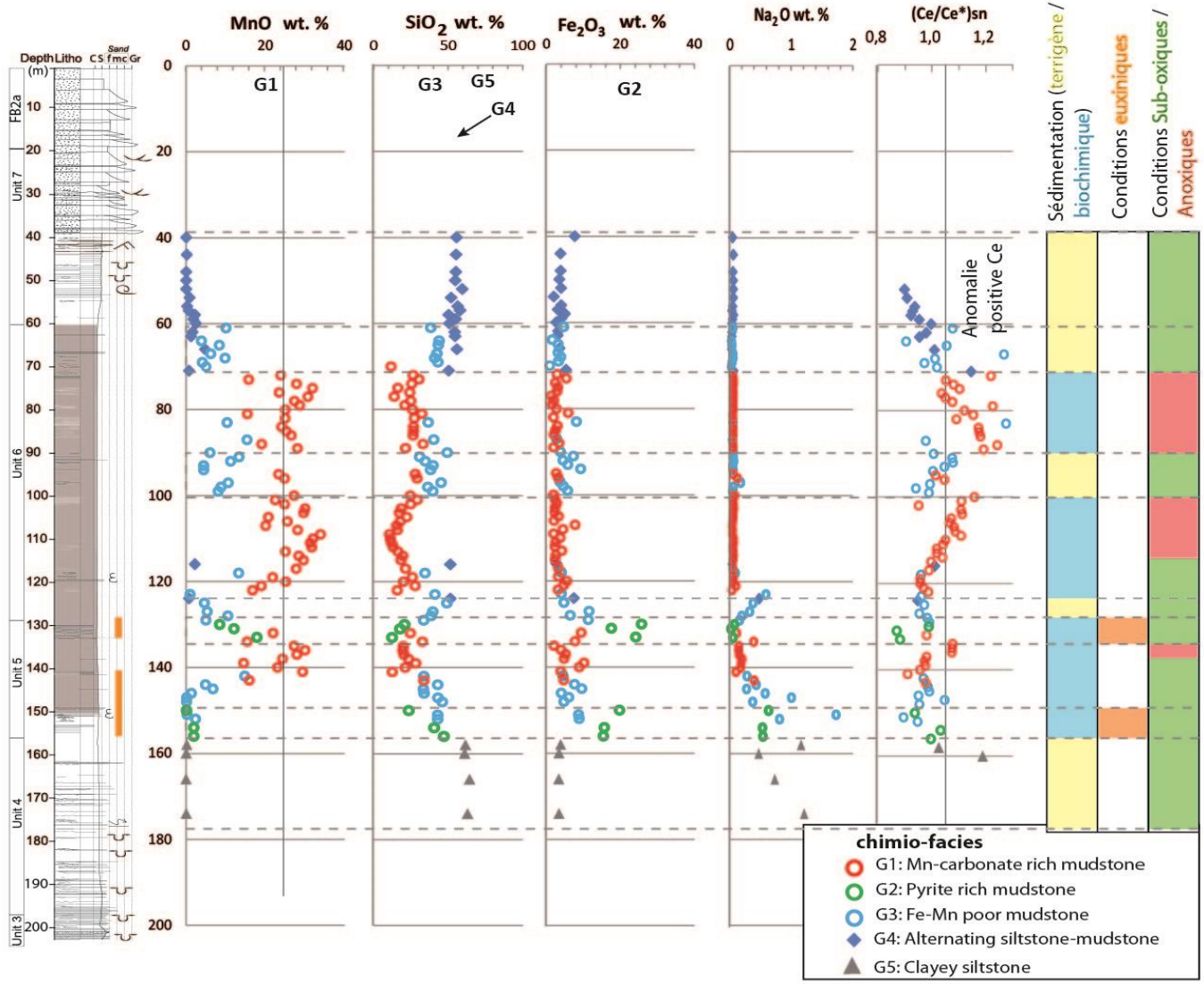


Fig. V.28: Log sédimentologique du forage C070030 complété par l'évolution verticale des principaux marqueurs géochimiques (MnO; SiO₂; Fe₂O₃, Na₂O et Ce/Ce*) rapportés aux différents chimio-faciès le long des unités U4 à U7

c) *Modèle géochimique de la formation des carbonates de Mn.*

Cette partie de discussion intègre l'ensemble des résultats géochimiques et s'appuie également en partie sur les résultats de la première partie de ce chapitre.

L'abondance des marqueurs biologiques/biochimiques observés dans les carbonates de Mn du protore du plateau de Bangombé laisse penser que les processus bactériens jouant un rôle fondamental dans leur précipitation (Nealson et al., 1988; Tebo et al., 2004, 1997), à la différence du modèle proposé par certains auteurs qui relie la précipitation du Mn aux simples conditions d'oxydo-réduction du milieu (Maynard, 2014, 2010, Roy, 2006, 2000).

Dans le cas de mon travail, plusieurs observations appuient l'hypothèse de mécanismes de bio-précipitation directe des carbonates de manganèse, à savoir :

- Le taux de C_{org} élevé avec une moyenne de 6,2 wt. % (C_{org} max= 15.6 wt. %).
- L'existence de structures bactériomorphes (microfaciès F7c2), encore parfaitement préservées dans certains échantillons du chimio-faciès G1. Ces structures montrent des vestiges de bio-films qui alternent avec les enveloppes de carbonates de manganèse. Ces structures sont les premières à être observées pour des terrains de 2,1 Ga, confirmant le caractère exceptionnel de l'archive sédimentaire du bassin de Franceville pour l'étude des carbonates de Mn du début du Paléoprotérozoïque (2,1 Ga). Le microfaciès F7c3 par sa micro-texture en "wavy lamination" est également le témoin d'une activité microbienne importante (Gerdes and Krumbein, 1987; Sur et al., 2006).
- Le faciès G1 est caractérisé par des teneurs importantes en Mn, Fe, Sr, Co, Ni, Zn qui sont considérés comme des éléments comme biophiles lorsque les sédiments sont riches en matière organique (Bethell and Carver, 1987; Hudson, 1994; Polgári et al., 2004).
- La répartition dans le diagramme ternaire Mn, Fe, $(Ni+Co+Zn)*10$ (Fig. V.20) du chimio faciès G1 vers le pôle Mn montre une origine diagénétique (Toth, 1980) ou bactérienne (Polgari et al., 2012).

La question est maintenant de savoir si la formation des carbonates de Mn est syn-sédimentaire ou liée à une diagenèse précoce par réaction d'oxy-hydroxydes de Mn avec le carbonate de la matière organique (Carman and Rahm, 1997; Lovley et al., 1998; Lovley and Phillips, 1988; Neumann et al., 2002; Roy, 1992; Thamdrup, 2000; Van Cappellen and Wang, 1996).

Dans le cas de notre étude, il s'avère que le C_{org} considéré comme non ou peu migré dans les faciès les plus riches en Mn (F7c1 et F7c2) a peu d'influence sur la production des carbonates de Mn. En effet, on observe une absence de corrélation entre le Mn et C_{org} , indiquant que le carbone des carbonates de Mn n'est pas fonction du C_{org} . De plus, la droite de mélange entre le pôle dolomie et rhodochrosite témoigne d'un apport de Mn qui s'intègre à la structure de la dolomie. Ayant montré que la dolomite était formée in-situ, nous montrons ici que les conditions de précipitation des carbonates de Mn pourraient être semblables à celles de la dolomite.

Par ailleurs, le rapport LREE vs HREE (Pr/Yb) du chimio-faciès G1 (1.17) étant inférieur au rapport de l'ensemble des échantillons, cela indiquerait une absence de précipitation primaire d'oxy-hydroxydes lors du dépôt du chimio-faciès G1 (Planavsky et al., 2010, Morgan et al., 2013). Ceci est conforté par l'absence de phases oxydées en lames-minces sur les analyses DRX (Chap. V.1 ; Orberger et al., 2013 ; rapport interne Eramet-Comilog).

L'absence de témoin d'oxydes de Mn ou encore l'absence de corrélation du Mn avec le C_{org} m'amène à proposer un nouveau modèle de précipitation des carbonates de Mn du bassin de Franceville dans lequel il n'y aurait pas de stade primaire d'oxy-hydroxydes de Mn (Fig. V.29).

J'ai démontré que les conditions océaniques lors de la précipitation des carbonates de manganèse (faciès G1) étaient principalement anoxiques et alcalines. Sous de telles conditions, avec un pH supérieur ou égal à 8 et une concentration de l'eau de mer en Mn > 0.1 ppm, le manganèse aurait pu précipiter directement sous forme de rhodochrosite (Force and Maynard, 1991; Krauskopf, 1957; Maynard, 2014).

L'activité bactérienne importante et les structures bactériomorphes, me permettent par ailleurs de proposer une précipitation induite par action bactérienne. On peut noter que cette activité serait directement contrôlée par les apports terrigènes qui doivent être extrêmement faibles ($SiO_2 < 10$ wt. %) pour permettre le développement d'une communauté bactérienne adaptée à ce processus.

Je propose donc un modèle où les conditions seraient sub-oxiques à anoxiques et alcaline en accord avec Kempe et Degen, (1985) qui proposent un océan relativement alcalin au début du paléoprotozoïque. La zone photique (inférieure) abriterait des communautés de bactéries anaérobiques et photosynthétique telles que des cyanobactéries ou des bactéries dites *anoxygéniques* (Castanier et al., 1998). L'activité des bactéries anaérobiques produirait du CO_2/HCO_3 qui serait assimilé par les bactéries photosynthétiques permettant une précipitation induite de carbonate de type dolomie depuis la colonne d'eau ; l'océan basique étant "toxique" pour la précipitation de la calcite (Kazmierczak, 1985). A l'interface eau-sédiment au plus proche des bactéries, la consommation (pompage) de HCO_3 et CO_2 par la photosynthèse permettrait également une augmentation locale du pH suffisamment élevé (> 8) pour précipiter les carbonates de Mn. Ces carbonates de Mn précipiteraient autour de nucléus de dolomite ou directement au contact des filaments bactériens comme dans le cas des microbialites (Arp et al., 2003, 1999); créant ainsi les formes bactériomorphes observées dans le microfaciès F7c2 ou les micronodules du microfaciès F7c1 (Fig. V.29). La désintégration de la matière organique juste sous l'interface eau-sédiment permettrait la formation du microfaciès F7c3.

Bien que les conditions soient considérées non euxiniques pendant le dépôt de l'Unité 6, la présence de pyrite d'origine bactérienne observée localement dans les microfaciès F7c (cf Chap. V.1) témoigne de la présence locale et limitée de bactérie sulfato-réductrice. Pendant la diagenèse précoce, ces bactéries sulfato-réductrices seraient à l'origine de la dégradation de la matière organique permettant une réorganisation partielle des carbonates de Mn en aggradation-recristallisation-néomorphose. Ces conditions euxiniques limitées sont probablement à l'origine de la préservation de la microtexture des carbonates de Mn où les structures bactériomorphes sont que partiellement effacées et où les voiles bio-organiques sont bien souvent conservés. La diagenèse plus tardive permettrait de former les ciments secondaires.

L'annonce des dépôts des carbonates de Mn par l'Unité 5 plus riche en pyrite laisse supposé que la communauté cyanobactérienne aurait pris le pas sur les bactéries sulfato-réductrices.

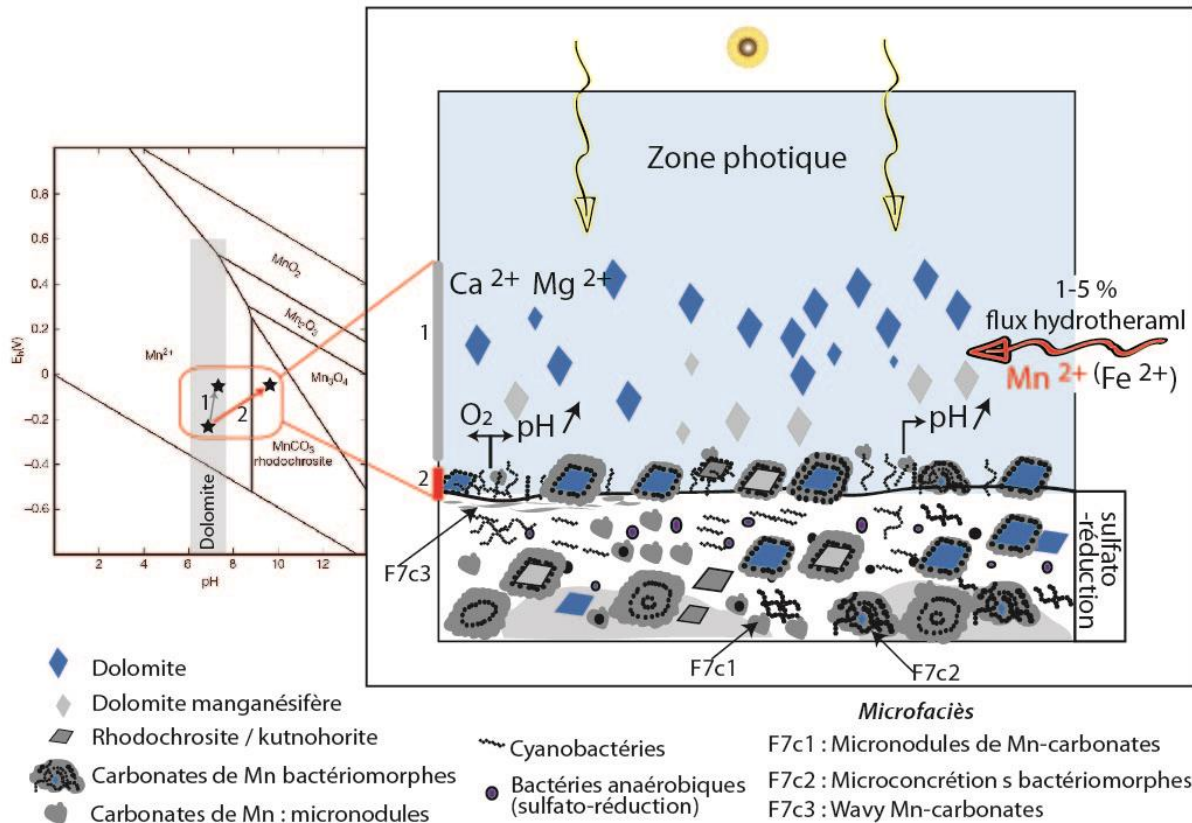


Fig. V.29: Modèle théorique de la formation syngénétique des carbonates de manganèse de l'Unité 5 et 6 du bassin de Franceville et l'évolution diagenétique précoce lors de la réduction de la matière organique par les bactéries sulfato-réductrices (Diagramme Eh, pH modifié d'après Krauskopf, 1956 et Brooking, 1988)

Cette hypothèse avait été proposée par Polgari et al. (2002) dans leur travail sur des carbonates de Mn associés aux des black shales du gisement d'Epleny en Ukraine (Jurassique). Leurs arguments reposent sur des teneurs en $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de -2.2 ‰ qui indiqueraient la participation d'une source de carbone dans l'eau de mer couplée au carbone de la matière organique pendant la diagenèse précoce.

Fan et al. (1999) présentent eux aussi une hypothèse similaire pour le gisement de carbonates de manganèse de Sinien Gaoyan dans la province de Sichuan (Chine). Leur approche est également basée sur la mesure isotopique du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ des carbonates de Mn. Ils montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de -5 ‰, qui traduirait plusieurs stades de formation des carbonates de manganèse avec une première précipitation depuis l'eau de mer ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} > 18$ ‰) directement suivi de quatre stades de diagenèse précoce à tardive pendant lesquelles les carbonates de Mn vont s'enrichir en Mn et en C_{org} et ainsi diminuer les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

Nous n'avons pas fait de mesure isotopique du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ des carbonates de Mn, mais les études de Pambo, (2004), Gauthier Lafaye et Weber, (2003) et Preat et al. (2011) faites sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ des carbonates de Mn dans l'unité FB1c, montrent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ compris entre -13 et 6.5 ‰ avec une moyenne de -3 ‰ (Tab. V.2). Ceci est parfaitement en accord avec les deux modèles précédents et compatible avec une première précipitation des carbonates depuis l'eau de mer suivie d'un enrichissement en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ lors de la sulfato-réduction bactérienne précoce qui permettrait au carbone organique de rentrer dans le réseau des carbonates de Mn et ainsi, de diminuer les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

Auteurs	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} \text{‰}$								
	mesure 1	mesure 2	mesure 3	mesure 4	mesure 5	mesure 6	mesure 7	mesure 8	mesure 9
Pambo, 2004	0	0	-1,5	-3	-3	-3	-4	-7	-8,5
Preat et al, 2011	-3,77	-2,71	6,48	-5,23					
Gauthier-lafaye et Weber, 2003	min: -13	max: 0,7							

Tab. V.2 : Valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates de Mn du bassin de Franceville (d'après Pambo, 2004; Preat et al, 2011; Gauthier-Lafaye et Weber, 2013)

Ces résultats viennent appuyer le modèle d'une bio-précipitation syngénétique des carbonates de Mn du protore du plateau de Bangombé.

Synthèse

Mes travaux d'analyse géochimique permettent de préciser les conditions paléo-environnementales du protore du plateau de Bangombé et de définir un nouveau modèle de formation des carbonates de Mn en lien avec l'activité cyanobactérienne. On retiendra ainsi les faits marquants suivants :

- Le Mn et le fer semblent provenir d'un flux hydrothermal suivant un apport de 1 à 5% dans la masse d'eau de mer.
- Les conditions dans les premiers centimètres sont non anoxiques mis à part lors de la précipitation massive de pyrite dans l'Unité 5 (microfaciès F7e). La formation de pyrite annonce les dépôts de carbonates de Mn.
- Les conditions de dépôt du protore manganésifère seraient sub-oxiques à anoxiques.
- L'activité bactérienne permet une augmentation locale de CO_2 / HCO_3 directement consommée par la photosynthèse des cyanobactéries entraînant une augmentation du pH couplée à la précipitation des carbonates de Mn depuis l'eau de mer. Cette dernière observation est en accord avec les observations pétrologiques des microstructures du faciès F7c : Mn-carbonates rich black mudstone et minéralogiques (absence d'oxyde de Mn).
- Les conditions diagénétiques précoces localement euxiniques permettraient un réarrangement /réorganisation des carbonates de Mn.
- L'environnement de dépôt des carbonates de Mn correspondrait à un bassin restreint dans la zone photique.
- La paléoatmosphère semble conserver des conditions anoxiques pendant le dépôt du FB.

3^{ème} Partie : Corrélations
stratigraphiques à travers la
Formation FB et implications
tectono-sédimentaires à l'échelle du
plateau de Bangombé



Eléphants de la réserve de Mopia

Avant-propos:

Dans la partie II nous avons étudié l'évolution verticale globale de la Formation FB puis de manière plus détaillée celle du protore. Cette approche a permis de déterminer la caractérisation verticale de la succession des dépôts sédimentaires au droit du plateau de Bangombé. Cette troisième partie divisée en deux chapitres porte sur une analyse des corrélations des dépôts de la Formation FB effectuée dans le but d'obtenir une vision 3D de ces derniers. Le premier objectif de cette partie consiste à définir et à corréler les différentes unités diagraphiques de la Formation FB à l'échelle du plateau de Bangombé afin de déterminer l'évolution tectono-sédimentaire du bassin. Cette approche repose sur l'analyse des enregistrements gamma ray et résistivité de six forages à travers le FB (chapitre VI). Le chapitre VII porte plus précisément sur les corrélations détaillées de l'intervalle du protore manganésifère (Unité 5 et 6). Ce chapitre VII est basé sur les mesures des teneurs en Mn calées sur les logs sédimentologiques des forages carottés de la Comilog réalisés par l'équipe de Comilog. L'objectif étant de déterminer l'architecture 3D de cet intervalle sur le plateau de Bangombé et en particulier de définir des isochrones nous permettant dans un second temps de contraindre la géométrie actuelle et la répartition des teneurs du protore manganésifère sur le plateau de Bangombé.

VI. Caractérisation des électrofaciès et corrélation des unités diagraphiques

Ce chapitre porte sur la caractérisation de l'évolution tectono-sédimentaire de la Formation FB à partir de la détermination de la position des dépo-centres, des changements latéraux de faciès et de la détermination du rôle des failles synsédimentaires. Il permet notamment de replacer le protore manganésifère dans le cadre de l'évolution sédimentologique générale de la Formation FB, depuis le toit de la Formation FA.

PrérequisLes données utilisées :

Seuls les 6 forages diagraphiés du plateau de Bangombé ont été retenus pour cette étude, à savoir : BC4, BC8, BA489 ; BA488 ; BA90, Ming 166 (Fig. II.17). Le signal Gamma Ray a pu être enregistré sur l'ensemble de ces forages, y compris dans la partie tubées entre 0 et 60 m de profondeur. J'ai par ailleurs utilisé le forage C070030 de la COMILOG qui ne possède pas de diagraphies, mais qui a l'avantage d'avoir été analysé géochimiquement par ICP-MS roche totale mètre par mètre, et qui jouxte les forages diagraphiés BC8 et BA488 ; ce qui a permis d'affiner la calibration des signaux diagraphiques en fonction de la composition élémentaire et la succession sédimentologique détaillée du forage COMILOG. Le forage BC8 de 200 m de profondeur ne recoupant seulement que la moitié supérieure de la Formation FB, nous avons utilisé le log sédimentologique du forage historique BA-COM situé à moins de 100 m du forage BC8 afin d'avoir une vision complète du FB jusqu'au FA. Ce forage BA-COM a été décrit sommairement par Weber (1968), son étude nous a permis d'avoir la profondeur du toit du FA et les épaisseurs des principales séries sédimentaires (Fig. VI.1).

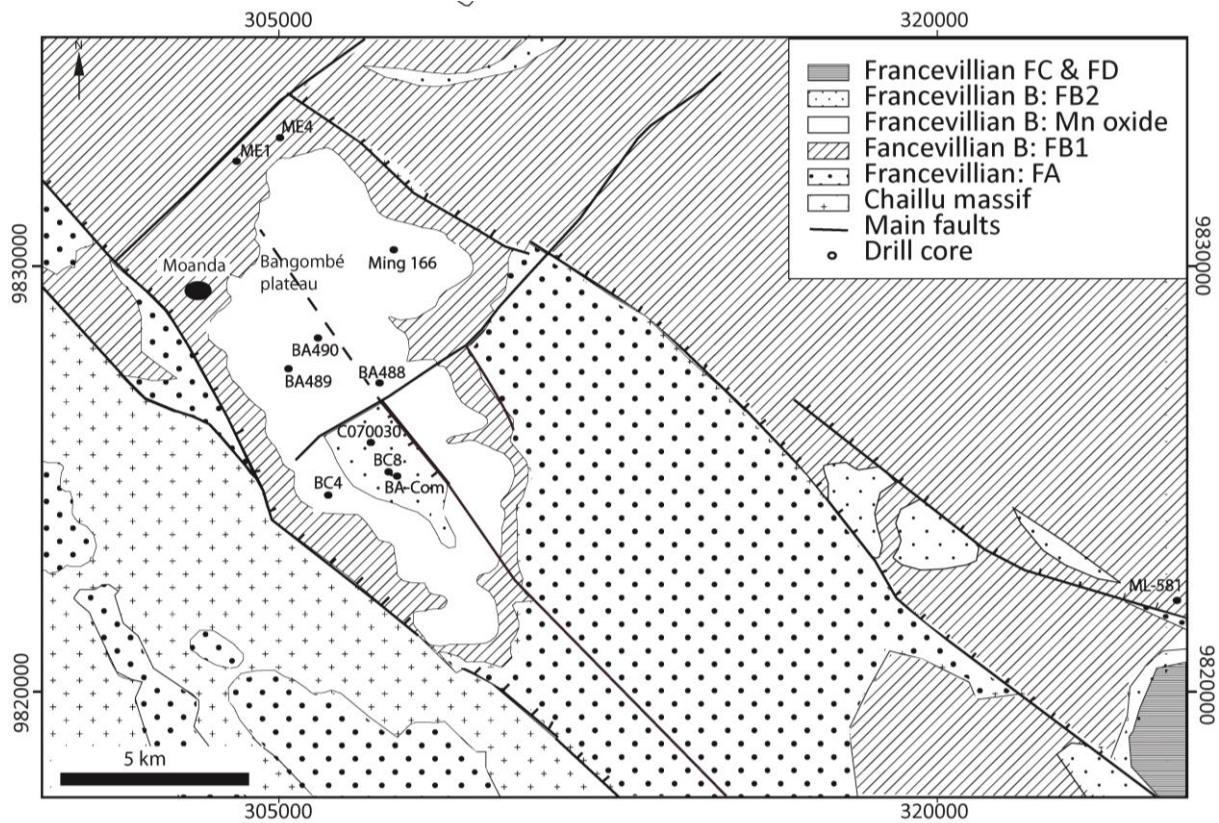


Fig. VI.1: Forages étudiés pour les corrélations diagraphiques sur le plateau de Bangombé. (Modifié d'après Bouton et al., 2009).

Spécificités des signaux diagraphiques de la Formation FB du Bassin de Franceville et conséquences en matière d'interprétation séquentielle:

L'âge Paléoproterozoïque allié à l'homogénéité apparente des dépôts dominés par les lutites, a nécessité d'adapter la méthode d'interprétation des diagraphies, et en particulier du Gamma-ray qui traduit conventionnellement dans le phanérozoïque l'argilosité des formations traversées et sert de base au découpage séquentiel (Merzeraud, 2009).

En effet, depuis le Néoproterozoïque, l'uranium est lessivé en milieu oxydant sur les surfaces continentales sous forme de U^{6+} (Wedepohl, 1969) et se retrouve piégé avec les argiles dans les bassins sédimentaires sachant qu'il est d'autant plus concentré que ces argiles sont riches en matière organique (milieu réducteur). En dehors des gîtes uranifères, la radioactivité est donc directement rapportée à la teneur en argiles et permet donc de caler les maximums d'approfondissement des bassins (*Maximum Flooding Surfaces = mfs*) en terme de stratigraphie séquentielle. Cependant, au Paléoproterozoïque, les conditions réductrices de l'atmosphère contenant des teneurs en oxygène 10^{-5} à 10^{-1} moins importantes qu'aujourd'hui (Holland, 2006; Martín et al., 2009; Pavlov and Kasting, 2002) maintiennent l'uranium à l'état U^{4+} stable mobilisable avec la fraction granulaire détritique (Swanson, 1961). Ainsi, les grès fluviatiles du Super Groupe Huronien du Canada (2,45-2,2 Ga) contiennent des grains d'uraninite détritiques Roscoe (1973). Cette observation est comparable à l'étude de Schröder et al. (2011) qui montre que les grès et les siltites du Sub-Groupe Koegas en Afrique du Sud (2,4 Ga) présentent un Gamma Ray plus élevé que les dolomudstones. De la même façon, les grès du bassin de Franceville (2,1 Ga) contiennent des grains détritiques de monazite, de

thorite ou d'uraninite (Cortial et al., 1990; Gauthier-Lafaye and Weber, 2003; Kendall et al., 2013) alors que, comme on le détaillera par la suite, les argiles riches en matière organique, ont un signal Gamma Ray très faible lié à l'absence de mise en solution de l'uranium.

Dans le cadre de mon travail, j'ai donc réalisé au préalable une calibration des électrofaciès Gamma Ray et Résistivités à partir de l'analyse des carottes et des lames-minces des forages clés. Ce travail m'a permis de discriminer des faciès pétrographiques équivalents, souvent à meilleure résolution que l'observation visuelle, compte tenu de l'homogénéité apparente de cet ensemble de faciès que j'ai regroupé sous le terme général d'ampélites.

Organisation du chapitre :

Ce chapitre est divisé en trois parties. La première s'applique à déterminer les électrofaciès le long des diagrapies en tenant compte des spécificités expliquées ci-dessus. La deuxième partie, s'appuie sur le travail effectué sur les électrofaciès déterminés dans la première partie dans le but de les replacer le long des forages et ainsi les corréler. La troisième et dernière partie présente le modèle tectono sédimentaire obtenu sur la base des corrélations.

VI.1. Caractérisation des électrofaciès

Cette partie a pour objectif de définir les électrofaciès de la Formation FB sur la zone du plateau de Bangombé. Chaque électrofaciès déterminé est rapporté à un lithofaciès ou à un assemblage de lithofaciès spécifiques. Ce chapitre comprend : i) un état de l'art du signal GR utilisé au Paléoprotérozoïque et l'utilisation de la résistivité ; ii) la description de la méthodologie appliquée aux diagrapies du bassin Paléoprotérozoïque de Franceville et des données disponibles (géochimie, log sédimentologiques levés à partir de carottes, GR, Résistivité), iii) les résultats de l'analyse et de la calibration de la réponse du GR et de la RLLD sur les forages types ; iv) la définition des électrofaciès ; et l'extrapolation automatique des électrofaciès calibrés aux autres forages.

VI.1.1. Le signal GR sur des sédiments du Paléoprotérozoïque (> 2,1 Ga) et notions de base sur la résistivité.

Serra et Abbot (1980) définissent le terme "électrofaciès" comme étant la réponse diagrapique qui caractérise un lithofaciès ou un ensemble de lithofaciès. Notre analyse en ce sens concerne la caractérisation des électrofaciès à partir du gamma-ray et des résistivités à travers la Formation FB. La diagrapie gamma-ray mesure le flux gamma émis par les roches en fonction de la profondeur avec une précision de 50 cm. La quasi-totalité des rayons gamma provient de la désintégration radioactive des éléments ^{40}K , ^{238}U , et ^{232}Th (Minty, 1997; Serra, 1979; Wilford, 2012). Les variations du gamma-ray (GR) résultent donc des teneurs dans le sédiment de ces trois éléments qui sont plus ou moins concentrés en fonction des processus chimiques en milieu réducteur ou oxydant, du taux d'érosion et des processus diagénétiques de remobilisation (Erbe et al., 2010; Pickup and Marks, 2000; Wilford, 1996). Différentes lithologies vont donc avoir un signal GR différent.

Concernant le phanérozoïque, les argiles riches en matière organique ont un gamma-ray élevé de par l'importance du K dans la fraction argileuse et les conditions réductrices du milieu qui ont tendance à piéger l'uranium. Inversement, les grès "propres" étant essentiellement formés de grains de quartz, de feldspaths et de débris lithiques, vont avoir un gamma-ray faible.

Cependant, comme nous l'avons vu plus haut, au Paléoproterozoïque (2,1 Ga) les conditions encore réductrices de l'atmosphère (Holland, 2006; Martín et al., 2009) vont impliquer des processus différents d'altération chimique et de transport supergène qui vont modifier le partitionnement de l'uranium dans le paysage sédimentaire. L'uranium au Paléoproterozoïque connaît donc un comportement opposé à celui du Phanérozoïque; avec, en l'absence de mise en solution, un piégeage avec les fractions détritiques grossières et des valeurs très faibles dans les argiles où il ne peut être absorbé, en particulier par la matière organique. Cependant, aucune étude aujourd'hui ne permet d'établir des corrélations entre le gamma-ray et des électrofaciès "types" pour les dépôts du Paléoproterozoïque.

La résistivité "deep" ou "shallow" mesure le potentiel d'une formation à se laisser traverser par un courant électrique ; elle varie avec la taille du forage, la boue utilisée, les hétérogénéités des formations géologiques, la résistivité naturelle de la formation ainsi qu'avec le type et la quantité de fluide (Archie, 1942). La taille du forage et la boue utilisée n'ont qu'un faible effet sur les valeurs. En revanche, les fluides ont un impact majeur sur la résistivité, par exemple l'eau salée (< 30 omh.m) va largement diminuer la résistivité contrairement aux hydrocarbures qui sont très peu conducteurs ($2 \cdot 10^{14}$ omh.m) et qui vont donc augmenter le signal de la résistivité (Ellis, 1987; Ellis and Singer, 2007). Pour une roche "sèche", des grès vont être plus résistants que les argiles (Archie, 1942; Ellis, 1987; Ellis and Singer, 2007). La résistivité d'une roche varie donc d'un terrain l'autre et ne peut être aisément prédite.

VI.1.2. Méthode analytique

Les données diagraphiques ont été analysées au moyen de la suite *Techlog de Petrel (Schlumberger)*. Dans un premier temps, toutes les diagraphies à disposition ont été analysées rapidement afin de vérifier la cohérence des données et les grandes tendances.

Dans un second temps, j'ai retenu deux forages types afin d'effectuer un travail de calibration. Notre choix s'est porté sur le forage BA488 qui traverse l'ensemble du membre FB1 jusqu'au FA ; et que j'ai en parallèle étudié à travers un log sédimentologique détaillé au 1/100^{ème} en remplaçant les unités préalablement définies dans le chapitre IV. Le second forage choisi pour la calibration est le forage BC8 qui a l'avantage de recouper les grès sommitaux de Membre FB2 (Unité 8) et sur lequel j'ai également levé un log sédimentologique très détaillé au 1/25^{ème} en repositionnant les différentes unités.

Les enregistrements utilisés pour cette analyse sont donc le gamma-ray (GR) et la résistivité RLLD et RLLS (RLLD: Resistivity laterolog deep et RLLS: resistivity laterolog shalow). La RLLD et la RLLS ayant un signal proche sur l'ensemble de l'intervalle, seule la RLLD a été retenue (Fig. VI.2). Ce signal RLLD-RLLS proche témoigne d'une absence de fluide dans les séries traversées. Par ailleurs, la courbe des teneurs en Mn du forage BC8 a également été utilisée de manière à voir si le signal Mn était perceptible sur les signaux diagraphiques.

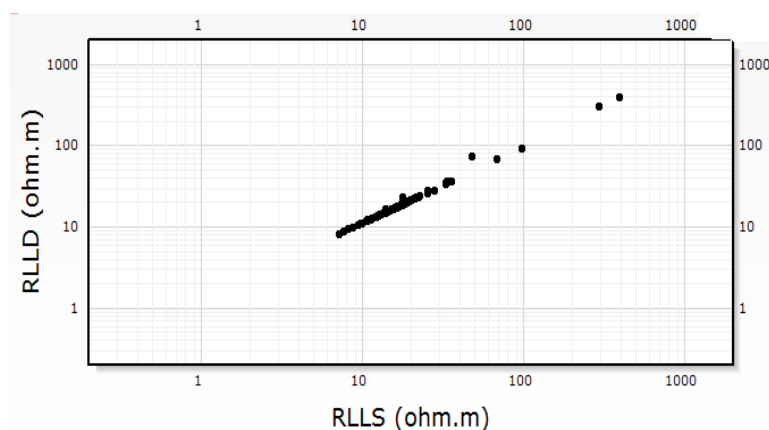


Fig. VI.2: Diagramme de la RLLD en fonction RLLS du forage BA488. Les points s'alignent sur une droite de coefficient 1. Pour cette raison, j'ai choisi d'utiliser seulement la RLLD dans la suite de l'étude.

J'ai par ailleurs utilisé les données géochimiques du forage C070030 afin de bien préciser la correspondance des électrofaciès avec la lithologie, en particulier, dans le cas des faciès fins et riches en matière organique qui n'étaient pas différenciables à l'œil nu (cf Chap. IV). Seuls les éléments considérés comme significatifs des conditions de dépôt ont été retenus ; à savoir : CaO, MgO et MnO qui marquent la signature des processus chimiques-biochimiques exprimés sous forme de carbonates et Al_2O_3 , K_2O et SiO_2 qui sont considérés comme étant la signature des éléments terrigènes (silicoclastiques). Cependant, le forage C070030 ne possédant pas d'enregistrement diagrapique, j'ai extrapolé les données géochimiques avec le forage BC8 qui se localise à seulement 300m de ce dernier (Fig. VI.1). J'ai également transposé le GR du BC8 aux données géochimiques du forage C070030 en prenant en compte les observations suivantes (Fig. VI.3) :

- 1) Les signatures GR sont proches d'un forage à l'autre sur l'ensemble de la zone couverte ; on peut donc considérer que le forage C070030 obéit à cette distribution ;
- 2) Les teneurs en Mn des forages BC8 et C070030 sont quasi superposables ;
- 3) Les forages BC4 et BC8 possédant l'enregistrement GR et les mesures des teneurs en Mn, montrent que le signal GR est le plus faible (GR < 37 cps) dans l'intervalle manganésifère. Plus précisément, les intervalles avec les fortes teneurs en Mn (>15%) ont la réponse du signal GR la plus faible (< 25cps). On peut considérer d'une manière plus générale que les valeurs GR les plus faibles coïncident avec les teneurs en Mn les plus élevées.

Nous avons donc, dans un premier temps, corrélé l'intervalle manganésifère des deux forages C070030 et BC8 en réajustant les profondeurs et définissant ainsi des unités plus ou moins riches en Mn. Dans un second temps, nous avons extrapolé le GR et la RLLD du forage BC8 au forage C070030 et établi le lien avec les lithofaciès.

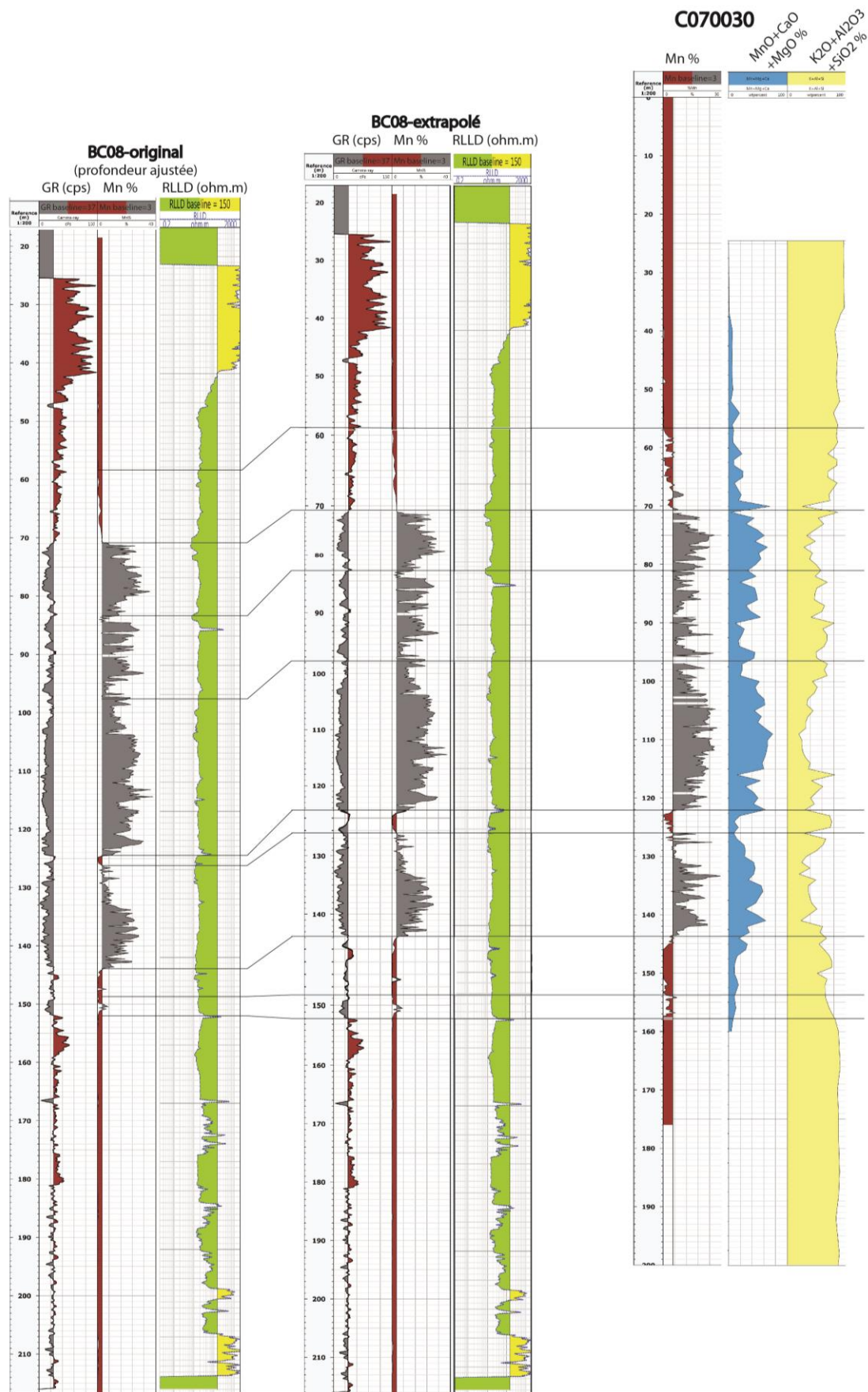


Fig. VI.3: Méthode de calibration du GR et RLLD du forage BC8 avec les données géochimiques du forage C070030 (localisé à 300 m du précédent) par corrélation des teneurs en Mn.

Ce premier travail de calibration a permis d'obtenir à grande échelle, une signature géochimique approchée pour les valeurs du GR et de la RLLD et a ainsi faciliter la caractérisation lithologique des électrofaciès.

Un autre problème pour la calibration des électrofaciès concernait l'abondance de la matière organique qui masque la granulométrie et la lithologie dans les lutites rendant alors les observations à l'œil nu sur carottes difficiles. Cette complication a conduit à des attributions approchées et parfois incorrectes sur les logs sédimentologiques ; notamment pour le protore manganésifère (carbonates de manganèse enrichis en matière organique), les argilites riches en M.O et les siltites riches en M.O. Pour pallier cette difficulté nous nous sommes appuyés sur les lithofaciès et microfaciès définis dans le chapitre IV. Ainsi, lorsque cela a été possible, j'ai confirmé la lithologie des électrofaciès en m'appuyant sur la lithologie révisée des carottes disponibles. Assurément, compte tenu de la maille de discrimination des mesures diagaphiques (50 cm), seule la lithologie moyenne a été prise en compte. Par ailleurs, certains lithofaciès et microfaciès particuliers n'ont pas été observés dans les forages diagaphiés (ex : certains lithofaciès localisés des forages BC5 et BC7, C094033).

VI.2. Traitement des données et résultats

Dans un premier temps j'ai traité d'un côté le signal GR et de l'autre le signal de la résistivité (RLLD). Ces signaux ont été découpés en établissant des lignes de base que j'ai positionnées grâce aux logs sédimentologiques de façon à bien calibrer les électrofaciès avec les lithologies. Dans un second temps, j'ai croisé les observations des deux diagaphies pour définir des électrofaciès.

VI.2.1. Le gamma ray :

Les lignes de base:

Le gamma ray de la Formation FB varie entre 0 et 450 cps. Cependant, pour l'affichage, une échelle de 0 à 150 cps a été choisie, car elle permet d'avoir une meilleure vision des variations sachant que le GR varie essentiellement entre 20 et 150 cps.

Deux lignes de base ont été positionnées à 37 cps et 70 cps (Fig. VI.4). La première ligne de base à 37 cps a été définie grâce au protore manganésifère (mesures niton Moanda; Unité 5 et 6). En effet à grande échelle, les valeurs les plus basses du GR correspondent à l'intervalle manganésifère. La deuxième ligne à 70 cps correspond à la limite entre les grès de l'Unité U8 (GR>70cps) et les black shales de l'Unité 7 du Membre FB1 (GR<70cps).

Ces deux lignes permettent de définir deux domaines pour le GR (Fig. VI.4) qui sont représentés dans deux couleurs différentes : 1) en gris pour un GR inférieur à 37 cps; 2) en rouge brique pour un GR est supérieur à 70 cps. Si le GR est compris entre 37 et 70 les deux couleurs coexistent (Fig. VI.4).

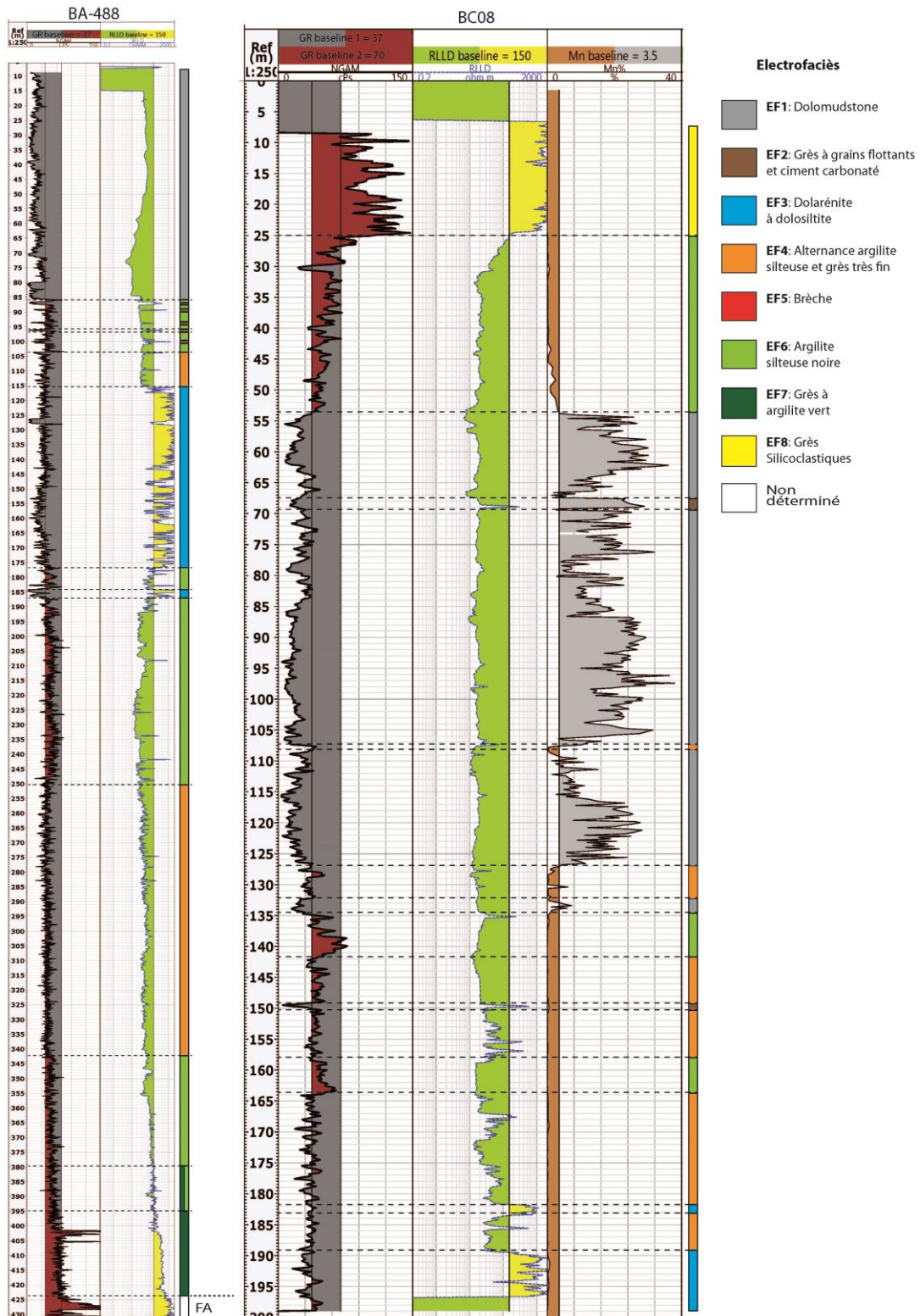


Fig. VI.4 : Logs diagraphiques (GR et RLLD) des forages BC8 et BA488 montrant le découpage des électrofaciès en fonction des valeurs du GR et de la RLLD. Les teneurs en Mn ont été repositionnées sur le forage BC8 pour permettre de définir la ligne de base du GR. L'électrofaciès EF8 a été positionné en fonction des grès du membre FB2 (Unité 8), il permet de positionner la deuxième ligne de base du GR et celle de la RLLD.

Corrélation GR-Géochimie:

Comme il a été détaillé dans la partie méthodologie, le GR du forage BC8 a été corrélé aux données géochimiques du forage C070030. La Fig. VI.5 et la Fig. VI.6 montrent que le GR est au

premier ordre anti-corrélé et corrélé avec respectivement les carbonates (Mn-Mg-Ca; Fig. VI.5) et la fraction dite terrigène (K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 ; Fig. VI.6). De plus, on observe un amas de points dont les teneurs en carbonates sont supérieures à 40 % pour un GR inférieur à 37cps (Fig. VI.5).

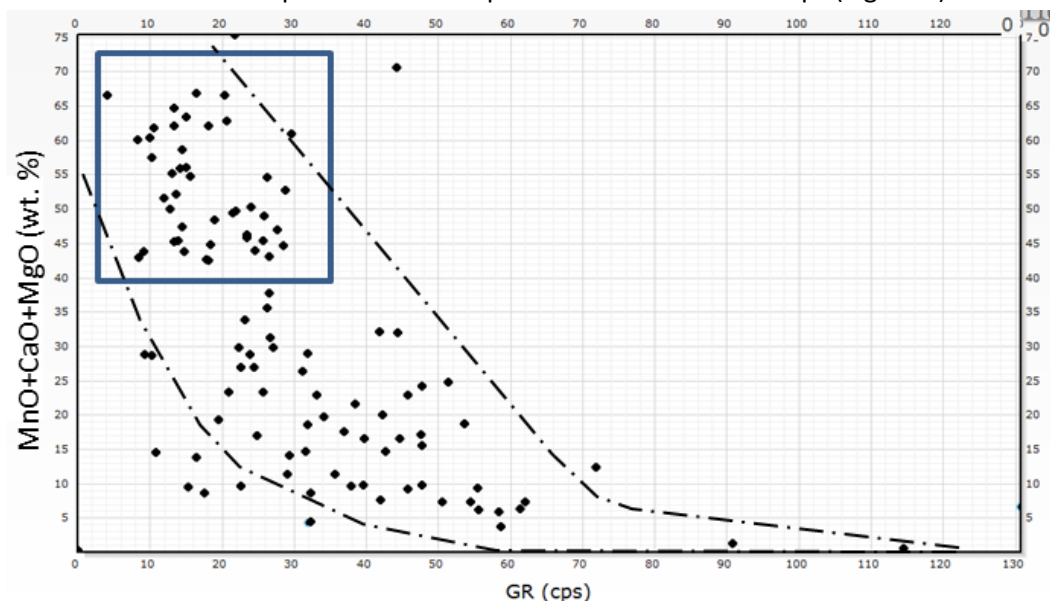


Fig. VI.5 : Diagramme des éléments carbonatés (MnO+CaO+MgO; forage C070030) en fonction du GR (forage BC8 recalé). On observe une tendance anti-corrélée. Dans le rectangle bleu sont représentés les points appartenant au protore manganésifère. MnO+CaO+MgO est supérieur à 40% pour un GR inférieur à 37 cps.

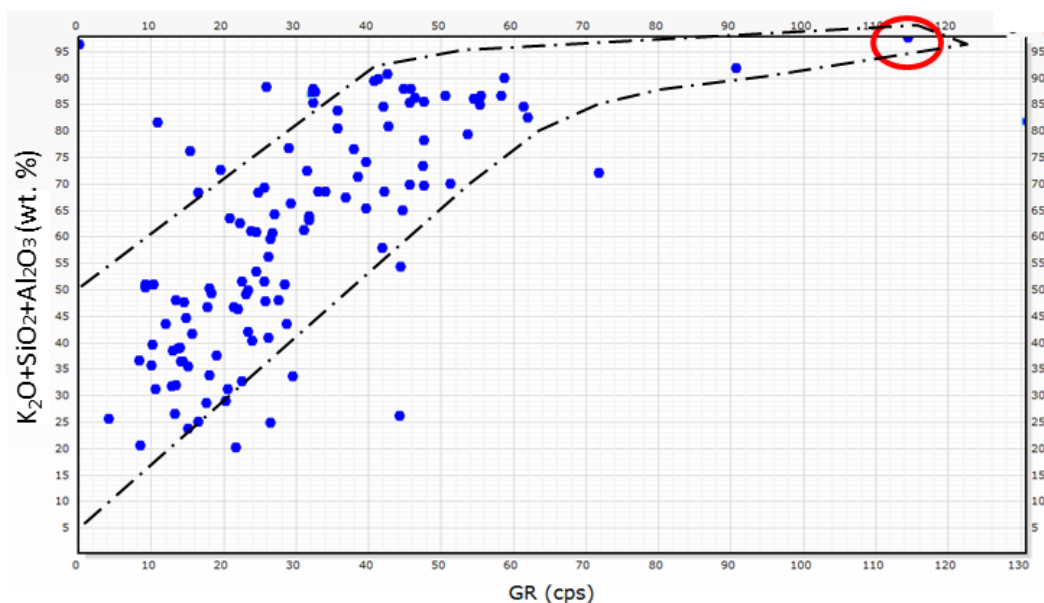


Fig. VI.6 : Diagramme des éléments terrigènes ($K_2O+SiO_2+Al_2O_3$; forage C070030) en fonction du GR (forage BC8). On observe une corrélation fruste. Le point encerclé en rouge représente le seul échantillon des grès de l'Unité 8. Ce point à un GR supérieur à 70 cps.

Dans le cas de la Formation FB du plateau de Bangombé, un taux aussi important de carbonates est à corréler avec les carbonates de manganèse qui forment l'intervalle du protore manganésifère. La ligne de base n°1 (37 cps) correspondrait donc à un pôle carbonaté dominant en accord avec l'intervalle du protore manganésifère. De la même manière, sur la Fig. VI.6, on remarque un point plus riche en éléments terrigènes (> 80%) qui a un GR supérieur à 70 cps. Ce point correspond au seul échantillon géochimique des grès de l'Unité 8. La ligne de base à 70 cps représenterait donc bien le

pôle gréseux terrigène confirmé par l'histogramme réalisé dans les grès de l'Unité 8 (Fig. VI.7). Entre ces deux lignes, on rencontre un mélange de carbonates et d'argilites plus ou moins silteuses.

Observations GR-Log sédimentologique:

Les observations sont classées en cinq groupes détaillés dans le tableau suivant (Tab. VI.1 et Fig. VI.7).

GR (cps)	>> 70	≈ 70	[37-70]	[37-70]	< 37
Couleur GR	Rouge	Rouge	Rouge>Gris	Gris>Rouge	Gris
Lithologies	Grès du FB2 100% silisoclastiques (SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O)	Argilites à grès verdâtres de la base du FB. La composition du faciès est 100% détritique (SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O)	Argilites à siltites argileuses riches en matière organique.	Argilites silteuses parfois enrichies en matière organique qui alternent avec plus ou moins de bancs de grès (grains terrigènes et carbonatés) à ciment dolomitique.	- Carbonates riches en Mn et en matière organique; - Grès intra FB composé de plus de 50% de grains de carbonate; - Grès (grains de quartz) cimenté par des carbonates (injectites)
n° lithofaciès et microfaciès	F2a	F4	F7a ; F7b	F5 ; F6	F3b ; F7c ; F7d ; F2c (ciment carbonaté)

Tab. VI.1: Caractérisation des lithofaciès en fonction des lignes de base du GR. Les lithofaciès et les microfaciès observés en lame-mince y sont reportés afin d'avoir une caractérisation précise des faciès correspondant au GR.

1.1.1. Résistivité RLLD :

Ligne de base:

Le signal RLLD varie entre 0 et 5000 ohm.m mais dans un souci de clarté j'ai affiché seulement les valeurs entre 0 et 2000 ohm.m en échelle logarithmique.

Une ligne de base a été placée à 150 ohm.m. Elle a été définie grâce aux grès du sommet du forage BC8 (Unité 8) qui ont un signal RLLD supérieur à 150 ohm.m (Fig. VI.4). Cette ligne définit un domaine en vert où la RLLD est inférieure à 150 ohm.m et un autre domaine en jaune où la RLLD est supérieure 150 ohm.m. Aucune corrélation avec les éléments chimiques n'a pu être établie (Fig. VI.3).

Observations RLLD-Log sédimentologique :

Le signal de la RLLD croisé avec le log sédimentologique permet de distinguer 2 classes granulométriques (Fig. VI.7) :

- 1) Pour une RLLD supérieure à 150 ohm.m, les électrofaciès observés sont : les faciès verdâtres de la base de la Formation FB (principalement constitués de siltite à grès fins: F4) ; Les siltites/grèss des levées turbiditiques (F3b) ; les grès cimentés par des carbonates (F2c: Injectite cimenté de carbonate) et les grès de l'Unité 8 (F2a).
- 2) A l'inverse, si la RLLD est inférieure à 150 ohm.m, on observe des électrofaciès plus fins allant des faciès de siltites argileuses à fines passées de grès très fin (F5; F6), aux argilites (F7) et aux carbonates de manganèse (F7c).

VI.2.2. Détermination des électrofaciès et extrapolation aux autres forages du plateau de Bangombé

En croisant les observations du GR et de la RLLD, j'ai distingué huit électrofaciès le long des forages BC8 et BA488 (Fig. VI.4 et Fig. VI.7).

Nom électrofaciès	Électrofaciès		Description électrofaciès	Lithofaciès	
	GR	RLLD		Description lithologique	Données complémentaires
<p>EF1</p> <p>Dolomudstone noir</p>	<p>GR</p> <p>GR baseline 1 = 37 GR baseline 2 = 70</p> <p>RLLD</p> <p>RLLD baseline = 150</p>	<p>- Intervalle continu plurimétrique.</p> <p>- GR: valeurs les plus faibles avec un histogramme qui montre un maximum de valeurs à 18 cps.</p> <p>- RLLD: faible aussi avec des valeurs inférieures à 150 ohm.m.</p>	<p>Description lithologique</p> <p>Dolomudstone argileux pouvant être enrichi en Mn (F7c-Mn- F7d) = Protore mangansifère (Unité 5 et 6) (MnO+MgO+CaO > 40%).</p>	<p>Données complémentaires</p> <p>GR-RLLD-Mn% du EF1</p>	
<p>EF2</p> <p>Grès à grains flottants et ciment carbonaté</p>	<p>GR</p> <p>RLLD</p>	<p>- Électrofaciès localisé (< 2 m).</p> <p>- GR: valeurs inférieures à 37 cps.</p> <p>- RLLD: pic supérieur à 150 ohm.m.</p>	<p>Passée métrique de grès fin à grossier cimenté par des carbonates (F2c). Ce faciès a été interprété comme des injectites (Sd4) à ciment carbonaté</p>		
<p>EF3</p> <p>Dolarenite à dolosiltite</p>	<p>NGAM</p> <p>RLLD</p>	<p>- Intervalle continu plurimétrique.</p> <p>- GR: valeurs inférieures à 37 cps.</p> <p>- RLLD: globalement supérieure à 150 ohm.m avec des pics inférieurs à 150 ohm.m.</p>	<p>Domniance de siltite ou de grès très fin avec une fraction de grains carbonatés importante et souvent cimentés par des carbonates (F3b). Ces siltites ou grès très fin peuvent alterner avec des siltites argileuses (F6a). Ce faciès représente aux dépôts de levées turbiditiques (Unité 3)</p>		
<p>EF4</p> <p>Alternance argilite silteuse et grès très fin</p>	<p>Gamma-ray</p> <p>RLLD</p>	<p>- Intervalle continu plurimétrique.</p> <p>- GR: proche de 37 cps avec des alternances > et < à 37 cps.</p> <p>- La RLLD est inférieure à 150 ohm.m.</p>	<p>Siltites argileuses à passées fines de siltite ou de grès très fin (F5-F6b-F6c). L'abondance des passées varie de fréquente à rare.</p>		
<p>EF5</p> <p>Brèche</p>	<p>NGAM</p> <p>RLLD</p>	<p>Cet électrofaciès est un exemple car il est différent d'un forage à un autre. Il ne peut être déterminé sans l'aide d'un log sédimentologique détaillé. Sur cet exemple:</p> <p>- Intervalle métrique.</p> <p>- GR: variation avec des fortes amplitudes entre 20 cps et 70 cps.</p> <p>- RLLD: supérieure à 150 ohm.m.</p>	<p>Brèche à éléments millimétriques à décimétriques portés par une matrice > 30%. (F1)</p>		
<p>EF6</p> <p>Argilite silteuse noire</p>	<p>NGAM</p> <p>RLLD</p>	<p>- Intervalle continu plurimétrique.</p> <p>- GR: proche de 70 cps mais inférieur à 70 cps.</p> <p>- RLLD: supérieure à 150 ohm.m.</p>	<p>Argilite faiblement silteuse riche en matière organique. (F7a et F7b)</p>		
<p>EF7</p> <p>Grès verdâtre à argilite verte</p>	<p>NGAM</p> <p>RLLD</p>	<p>- Intervalle continu plurimétrique.</p> <p>- GR: proche de 70 cps avec des pics supérieurs à 70 cps.</p> <p>- RLLD: supérieure à 150 ohm.m.</p>	<p>Siltite légèrement argileuse à grès fin verdâtre (F4). Ce faciès correspond aux faciès verdâtres de la base du FB (Unité 1). Plus la RLLD est proche de 150 ohm.m plus le faciès est argileux.</p>		
<p>EF8</p> <p>Grès Silicoclastiques</p>	<p>Gamma-ray</p> <p>RLLD</p>	<p>- Intervalle plurimétrique.</p> <p>- GR: valeurs les plus élevées (> 70 cps) avec un histogramme qui montre un maximum de valeurs à 100 cps.</p> <p>- RLLD: valeurs les plus élevées bien au dessus de 150 ohm.m.</p>	<p>Grès fin à grossier compact (F2a). (éléments terrigènes > 80 %). Ce faciès correspond aux grès de l'Unité 8.</p>		

Fig. VI.7: Catalogue des électrofaciès (classés en fonction du GR : EF1= valeurs GR les plus faibles; EF8= valeurs GR les plus fortes), établis par le croisement du GR et de la RLLD sur les forages BA488 et BC8. Deux histogrammes caractéristiques des grès de l'Unité 8 et du protore ont été insérés. Les valeurs en Mn de EF1 montrent bien que cet électrofaciès

correspond au protore manganésifère. Nb: Les brèches étant portées par une matrice argileuse les signaux diagraphiques varient en fonction du pourcentage de matrice.

De manière générale, on remarque que le GR et la RLLD sont complémentaires. En effet, le GR marquerait plus la composition chimique, tandis que la RLLD soulignerait d'avantage la granulométrie (Fig. VI.8). Par exemple, un GR bas correspond à un pôle carbonaté et un GR haut correspond à des siltites ou à des grès silicoclastiques. Un signal RLLD bas correspond à une granulométrie fine de type argilite ou dolomudstone et un signal haut correspond à des grès. Le couplage des deux courbes permet donc une bien meilleure discrimination des lithofaciès ; en mettant par exemple en évidence les grès plus carbonatés (F2c: injectites) que l'on peut ainsi différencier des Mn-carbonate rich black mudstones (microfaciès: F7c).

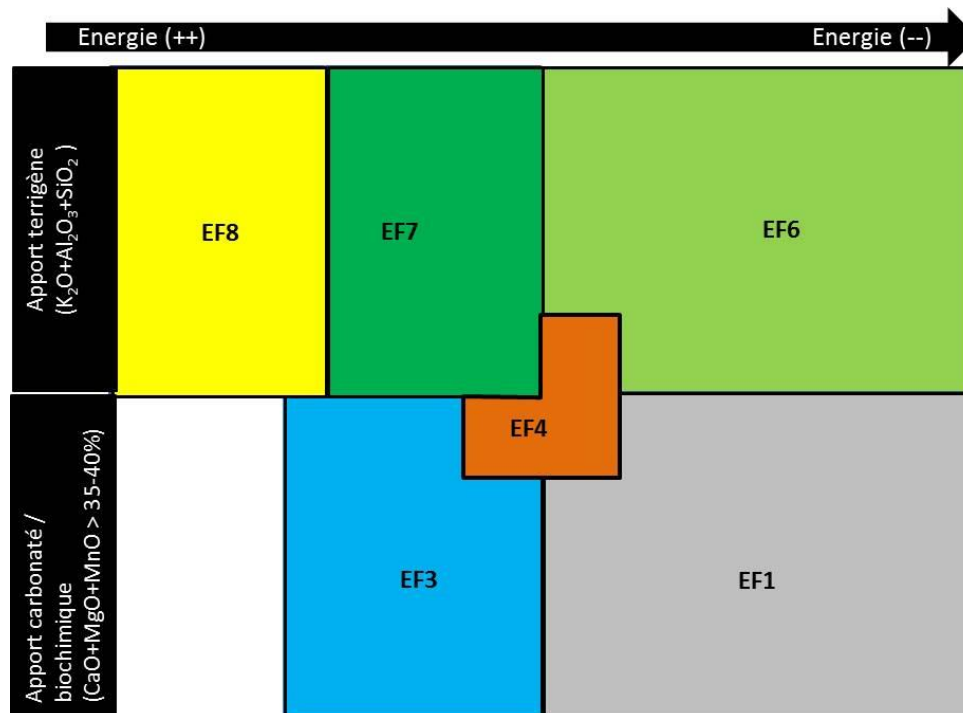


Fig. VI.8: Schéma repositionnant les électrofaciès en fonction de l'énergie et des processus de dépôt contrôlés par une sédimentation terrigène d'un côté et carbonatée (biochimique et/ou chimique) de l'autre. L'électrofaciès EF5 (brèche) et EF2 (Grès à grains flottant = injectites) ne sont pas représentés.

Par la suite, l'ensemble des données GR et RLLD des forages BC8, BC4, BA488 et BA489 (pour lesquels les logs sédimentologiques ont été levés) a été reporté sur un diagramme RLLD en fonction du GR (Fig. VI.9) afin de permettre la détermination des électrofaciès de façon automatique, et non suggestive. Les limites (Tab. VI.2) ont été fixées arbitrairement en accord avec les résultats précédents. Chaque électrofaciès déterminé dans le diagramme a été automatiquement repositionné sur les logs diagraphiques grâce au logiciel Techlog. La Fig.VI.10 est une synthèse des résultats qui montre les électrofaciès automatiquement repositionnés sur les diagraphies et les logs sédimentologiques associés. Le forage BC8 présente également la courbe des teneurs en Mn afin de la comparer aux électrofaciès (Fig. VI.10)

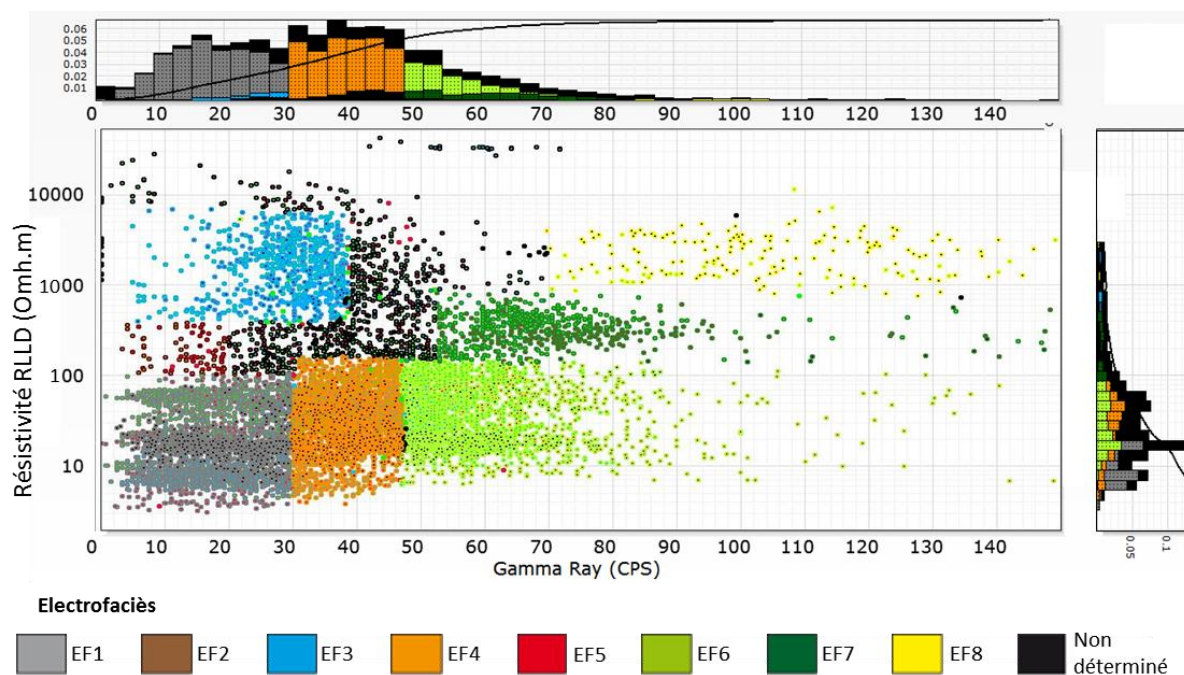


Fig. VI.9 : Diagramme des forages BA489-BA488-BC8-BC4 de la RLLD en fonction du GR. Chaque électrofaciès correspond à une zone du diagramme. Deux histogrammes permettent d'avoir la fréquence des valeurs du GR et de la RRL pour chaque électrofaciès. Ce diagramme fondamental a permis de repositionner de manière automatique les électrofaciès sur l'ensemble des forages diagraphiés (Fig. VI.10).

Electrofaciès	GR (cps)	RLLD (ohm.m)
EF1	0-30	0-100
EF2	0-20	150-400
EF3	0-37	400-10000
EF4	30-47	0-150
EF5	xx	xx
EF6	47-150	0-150
EF7	55-150	150-700
EF8	70-150	700-10000

Tab. VI.2: Limites empiriques fixées pour les signaux GR et RLLD afin de différencier automatiquement les électrofaciès sur la base de la Figure 10.

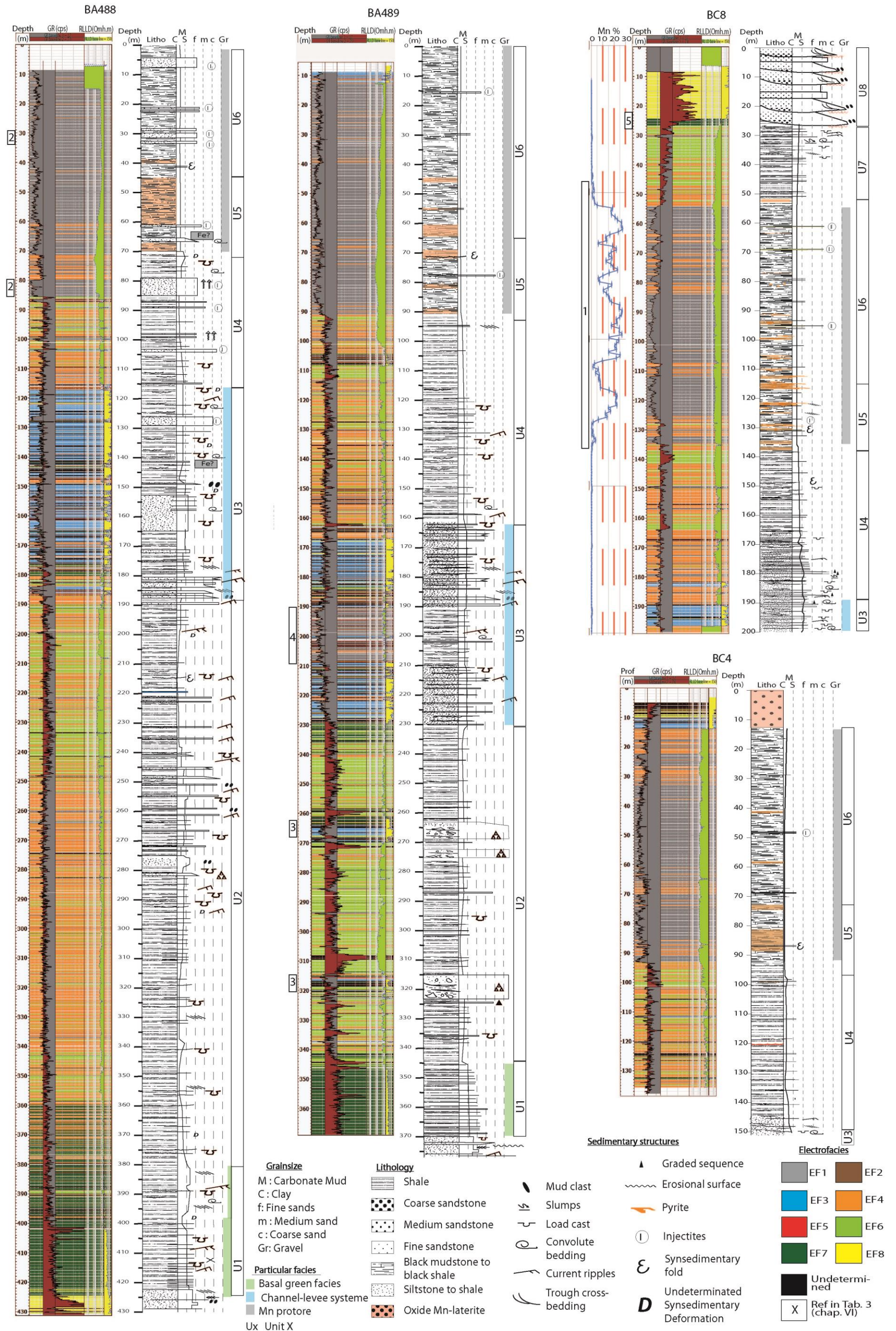


Fig. VI.10: Logs diagraphiques des forages BA488, BA489, BC8 et BC4 montrant la définition automatique des électrofacies (cf Fig. VI.9) comparés aux logs sédimentologiques. On remarque une bonne corrélation entre les deux ainsi qu'avec les teneurs en Mn du forage BC8. Les détails incohérents (rectangle noir associé à un chiffre) sont expliqués tableau 4.

De manière générale, on observe une bonne corrélation entre les électrofaciès et logs sédimentologiques ce qui permet également une corrélation avec les unités U1 à U8 définies dans le chapitre IV (Fig. VI.10).

En revanche, des absences de corrélation existent. Elles peuvent être dues à une mauvaise interprétation du faciès sur le log sédimentologique (due à l'abondance de la matière organique) ou, dans certains cas à la méthode automatique qui classe les électrofaciès suivant huit électrofaciès ne tenant pas compte des valeurs extrêmes des signaux diagaphiques. Le Tableau VI.3 propose une explication pour les principales anomalies observées le long des forages (rectangle noir ; Fig. VI.10)

N° Réf. Fig. 6.10	Observations	Interprétations
Tous les logs	Ponctuellement le long des différents forages, la granulométrie des faciès fins (lutites) sur les logs sédimentologiques n'est pas en accord avec les électrofaciès. En effet on observe par endroits des siltites argileuses pour l'électrofaciès EF1 (Dolomudstone) ou encore des électrofaciès qui varient du EF4 à EF6 pour une granulométrie homogène de siltite argileuse sur les logs sédimentologiques.	Comme expliqué dans le chapitre IV, l'abondance de matière organique masque la granulométrie des lutites et la nature de la roche (terrigenè ou mudstones). Pour cette raison, les logs sédimentologiques ne permettent pas toujours de différencier les électrofaciès des dolomudstones (EF1), des électrofaciès plus silto-argileux (EF4 et EF6).
	1 Le protore Mn apparait homogène et continu sur les logs sédimentologiques. Les diagaphies présentent quant à elles un électrofaciès dominant en accord avec le protore Mn (EF1) recoupé par des intervalles de l'électrofaciès EF4. On observe, associées à l'apparition de cet électrofaciès EF4, des diminutions des teneurs en manganèse.	Nous avons montré que l'électrofaciès EF1 correspond à des faciès riches en carbonates (> 40%, cf Fig. 6.6). La présence de l'électrofaciès EF4 témoigne donc d'une diminution de la fraction carbonatée et d'une augmentation de la fraction terrigenè. Le Mn étant sous forme de carbonate, la diminution du pourcentage de Mn et en accord avec l'apparition de l'électrofaciès EF4. La présence de l'électrofaciès EF1 alors que les teneurs en Mn sont proches de 0% peuvent s'expliquer par des dolomudstones non enrichis en Mn.
	2 Dans le forage BA488 à 30 m et 80 m de profondeur, le log sédimentologique montre des bancs gréseux associés à l'électrofaciès EF1 (Dolomudstone). Ces bancs sont probablement des injectites (Dubois et al., in prep) et devraient donc être associés à l'électrofaciès EF2.	En carottes les grains sont fortement dispersés dans un ciment ou matrice noir-gris foncé. En lame-mince, les faciès d'injectites (Dubois et al., Chap. IV.3) peuvent aussi avoir des grains de dolomie. Un pourcentage surfacique de carbonate (ciment + grains) supérieur à 40 %, couplé à pourcentage surfacique de ciment supérieur à la surface occupée par les grains, pourrait expliquer la présence de l'électrofaciès EF1 sur ces grès injectés.
	3 Les brèches visibles sur les logs sédimentologiques ne sont pas observables sur les diagaphies (EF5)	Comme détaillé dans la Fig. 6. 8, il n'y a pas de signaux diagaphiques définis pour les brèches. En revanche les alternances fines des électrofaciès plus ou moins gréseux (EF8, EF4, EF7 et EF2) peuvent indiquer une lithologie chaotique, caractéristique des brèches.
	4 Les grès intra FB sont représentés par l'électrofaciès EF3. Sur le forage BA489 les grès intra FB sont interrompus par un niveau de 20 m de siltite argileuse à rare bancs gréseux représentés respectivement par les électrofaciès EF1 et EF2, normalement attribués au protore Mn et aux injectites.	Les siltites argileuses sont probablement carbonatées et une fois de plus la présence de matière organique a masqué cette information. Concernant les grés, la distinction entre les électrofaciès EF2 et EF3 est fine (cf Fig. 6.8) et les signaux diagaphiques ne sont différenciables que par leur épaisseur. En effet, si l'intervalle est métrique c'est l'électrofaciès EF2 qui va ressortir, s'il est plurimétrique c'est l'électrofaciès EF3 qui s'affichera. Les bancs gréseux, étant dans cet intervalle, inférieurs au mètre, c'est l'électrofaciès EF2 qui apparait.
5 Dans le forage BC8 la transition entre les faciès de lutite et les grés du FB2 est marqué par l'électrofaciès EF7 qui correspond normalement aux faciès verts de la base de la Formation FB.	La présence de l'électrofaciès EF7 indique dans ce cas une augmentation de la fraction terrigenè avec de potentiels apports plus détritiques, plus chargés en potassium, en uranium et en thorium. Ceci est en accord avec l'annonce des grés 100 % silicoclastiques du FB2a représentés par l'électrofaciès EF8.	

Tab. VI.3: Inventaire et interprétation des principales anomalies entre le log sédimentologiques et les correspondances GR et RLLD de la figure 11.

Synthèse

Ce travail préliminaire de caractérisation des électrofaciès a permis :

- La détermination de huit électrofaciès caractérisés par leur composition chimique, par le GR et par leur granulométrie par la RLLD.
- Le signal GR permet la distinction des faciès qui étaient non identifiables à l'œil nu, en particulier au niveau du protore manganésifère.
- Les signaux diagraphiques permettent la caractérisation précise des lithologies de la Formation FB.

VI.3. Corrélations des unités diagraphiques de dépôt

Ce travail repose en premier lieu sur la définition des électrofaciès et l'analyse des signaux GR et RLLD déterminés dans la première partie de ce chapitre. J'ai d'abord cherché à identifier les marqueurs isochrones qui encadrent les unités de dépôt et j'ai ensuite interprété les variations spatiales de ces unités à l'échelle du plateau de Bangombé en termes d'accommodation et de subsidence.

VI.3.1. Méthodologie adaptée

Concernant des âges phanérozoïques, les surfaces isochrones peuvent être établies par la biostratigraphie ou la radiochronologie. De plus, les différents ordres des cycles eustatiques sont connus et permettent de corréler les séquences de dépôts et d'appliquer la stratigraphie séquentielle comme outil de corrélation en utilisant les maximums d'argilosité comme marqueurs des maximums d'inondation marine (mfs).

Cependant, pour les âges antérieurs au Néoprotérozoïque, la radiochronologie présente des marges d'erreur supérieures au million d'années et les seuls fossiles conservés sont les stromatolithes. De plus, les rythmes des modifications eustatiques des âges précambriens sont très peu contraints. Il en résulte que les méthodes usuelles de la stratigraphie séquentielle sont difficilement applicables à des terrains aussi vieux (Merzeraud, 2009). Dans ces conditions, je propose d'établir mon interprétation sur la base des unités diagraphiques pour les raisons suivantes :

1. J'ai définis des unités diagraphiques de dépôt délimitées par des marqueurs repérables et corrélables au moins sur l'ensemble de la zone d'étude.
2. La surface investiguée (Plateau de Bangombé) est très restreinte (50 km²) par rapport à la surface totale du bassin (5000 km²) et l'on peut supposer que les principaux changements de faciès à cette échelle sont isochrones.
3. La RLLD marque par endroits des changements brutaux de granulométrie corrélables, ce qui confirmerait des changements de sédimentation brutaux et donc isochrones à l'échelle du plateau de Bangombé.
4. Les corrélations des unités de dépôt contenant différents électrofaciès permettent de caractériser par ailleurs les changements latéraux de faciès.
5. Les corrélations des unités de dépôt à l'échelle du plateau de Bangombé permettent ainsi de définir : i) les dépo-centres ; ii) les zones de non dépôt, souvent associées aux failles synsédimentaires ; iii) les failles post-sédimentaires.

Le profil de synthèse des corrélations est basé sur 6 forages sur le plateau de Bangombé suivant une direction NNW-SSE puis WNW-ESE (Fig. VI.11). La première direction NNW-SSE permet d'avoir un transect parallèle à la faille de bordure qui structure le bassin de Franceville en graben. La deuxième direction ESE-WNW est perpendiculaire à la structure du bassin. Les diagraphies utilisées sont le GR et la RLLD, couplées à des observations ponctuelles sur les logs sédimentologiques (brèches synsédimentaires de type débris flows et brèches de faille). De plus, le forage historique BA-Com proche du forage BC8 (<100 m) est utilisé en complément du forage BC8. Il nous a permis de connaître la profondeur du FA et la position des brèches et des grès intra FB au niveau du forage BC8.

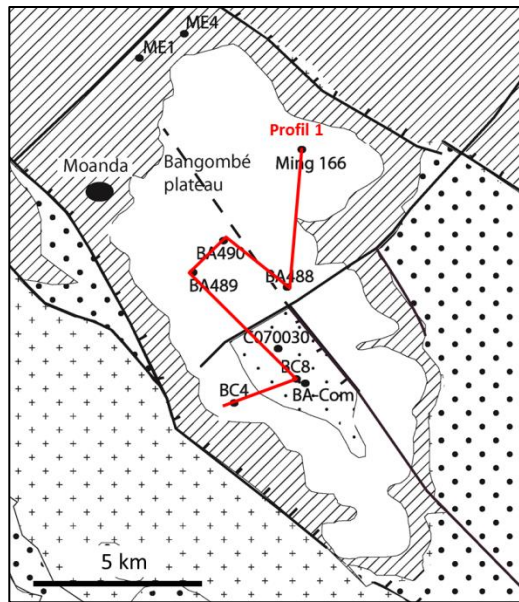


Fig. VI.11 : Profil de corrélation des diagraphies GR et RLLD sur le plateau de Bangombé. Ce profil permet de corréler les forages suivant deux directions majeures : SSE-NNE (direction de failles majeures du bassin de Franceville) et SW/NE (direction sub-perpendiculaire aux failles du bassin de Franceville). Ce référer à la Fig.1 pour la légende de la carte.

VI.3.2. Détermination des unités diagraphiques de dépôt.

Suivant les principes de corrélation énoncés dans la partie méthodologie, j'ai fixé les limites isochrones au niveau des changements brutaux du signal de la RLLD. Ces variations brutales traduiraient en effet un saut rapide de granulométrie qui témoignerait probablement d'un changement de sédimentation synchrone au moins à l'échelle du plateau de Bangombé (50 km²). Ces changements brutaux et de plusieurs ordres, du signal de la RLLD sont parfois ponctuels et accompagnés d'un changement brutal de forte amplitude sur quelques mètres du signal du GR (cf électrofaciès EF5). Ces signaux sont corrélables sur les forages et traduisent généralement des intervalles de brèches synsédimentaires. Bien que ces brèches ne soient pas visibles sur l'ensemble des logs sédimentologiques, les signaux diagraphiques ont enregistré ces évènements ponctuels et synchrones. Enfin, au sommet des forages, le signal de la RLLD est faible (< 50 ohm.m) et souvent perturbé par des intervalles plus gréseux interprétés comme des intrusions gréseuses post sédimentaires (cf: électrofaciès EF2; microfaciès F2c; chap. IV. 2 et3). Le signal est donc difficilement interprétable. Cependant, le signal du GR chute brutalement avec des valeurs très faibles (électrofaciès EF1) indiquant une sédimentation carbonatée (protore manganésifère). Compte tenu de la faible surface d'investigation comparée au bassin de Franceville (inférieure à 50 km²) et du caractère homogène du signal sur l'ensemble des forages, nous avons considéré cet évènement comme synchrone à l'échelle du plateau de Bangombé.

En résumé six limites isochrones ont été définies, à savoir :

- Isochrone n°1 : Le toit du FA (base Unité 1).
- Isochrone n°2, n°2bis et n°3ter : Chute du signal RLLD associée au sommet de l'électrofaciès EF7 (faciès verdâtre F4; sommet Unité 1).
- Isochrone n°3 et n°3bis : Variation brutale et ponctuelle de la RLLD et du GR correspondant aux brèches et aux faciès latéraux des brèches.

- Isochrone n°4 : Augmentation brutale de la RLLD qui traduirait l'arrivée des dépôts de levée turbiditique (cf base Unité 3).
- Isochrone n°5 : Chute brutale de la RLLD qui traduirait la fin des dépôts de levée turbiditiques (cf sommet Unité 3).
- Isochrone n°6 : Signal de la RLLD faible et chute brutale du GR traduisant le dépôt des carbonates de manganèse (électrofaciès EF1; Unité 5).

VI.3.3. Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé

Les isochrones définis plus haut ont permis de reconstruire l'évolution d'une portion du bassin de Franceville au niveau du plateau de Bangombé. J'ai ainsi distingué sept étapes (T1 à T7) qui rendent compte de l'évolution du remplissage de la Formation FB à travers le plateau de Bangombé (Fig. VI.12 et Fig. VI.18).

T1 : Les forages sont alignés suivant l'isochrone n°1 qui correspond au toit du FA. Cette limite isochrone marque un changement radical de sédimentation en passant de dépôts fluvio-deltaïques à des dépôts marins (Unité 1, Chap. IV.2; Gauthier Lafaye, 1986 ; Feybesse et al., 1997 ; Thieblemont et al., 2009 ; Ndong, 2016). La base de l'électrofaciès EF7 (Unité 1 = lithofaciès F4) à la base du FB marque cette transition.

T2 : L'isochrone n°2 est définie par une chute du signal RLLD qui passe de valeurs supérieures à 150 ohm.m à des valeurs inférieures à 150 ohm.m. Entre les isochrones n°1 et 2, on observe une accumulation plus épaisse de l'électrofaciès EF7 au niveau des forages BA488 et BA490. Le signal de la RLLD étant sensiblement le même pour l'ensemble des forages, ceci pourrait traduire des conditions de dépôt semblables, avec une subsidence plus importante au niveau du centre du plateau.

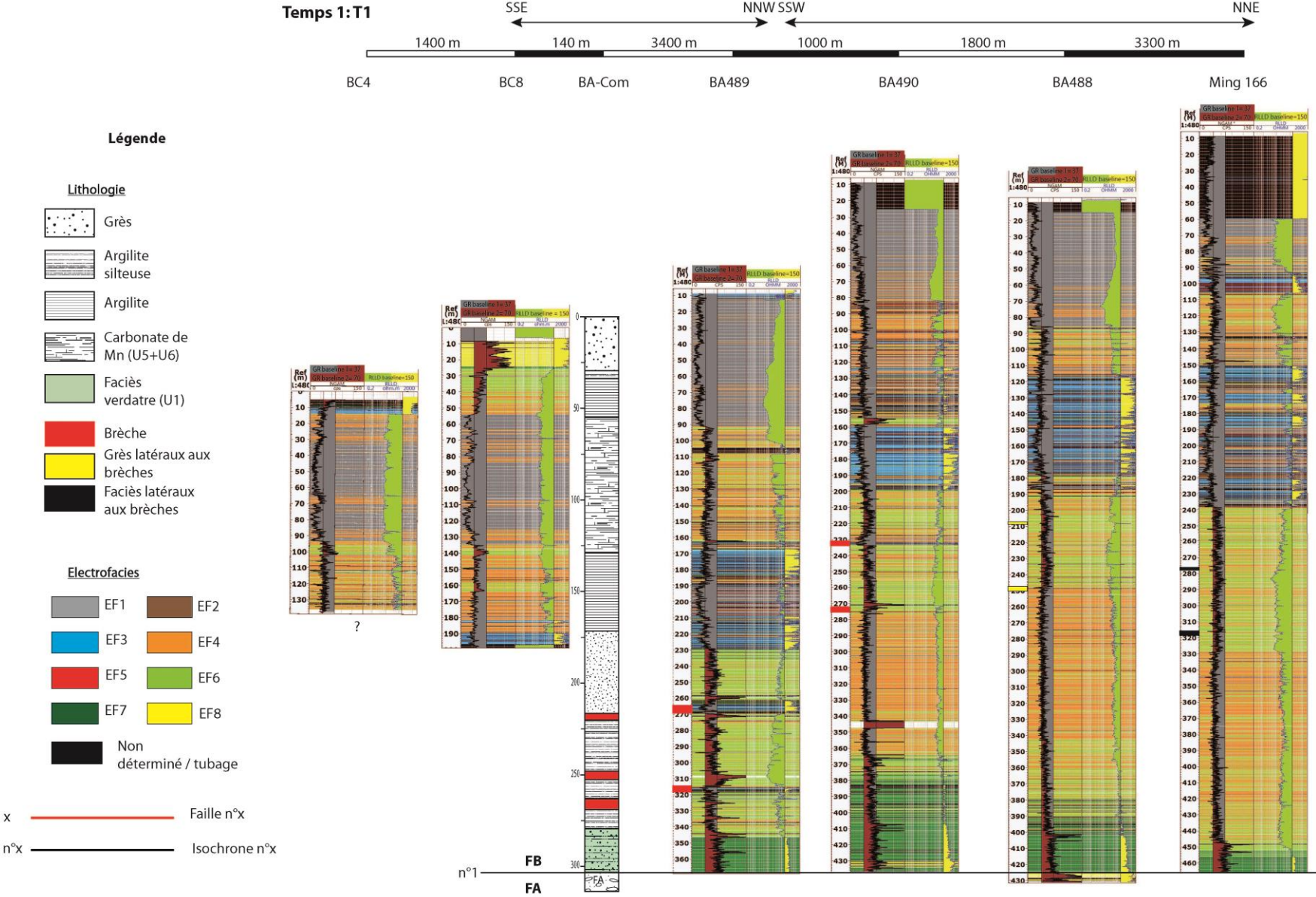


Fig. VI.12: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T1 et légende générale des Fig. VI.12 à Fig. VI.18 (explication dans le texte).

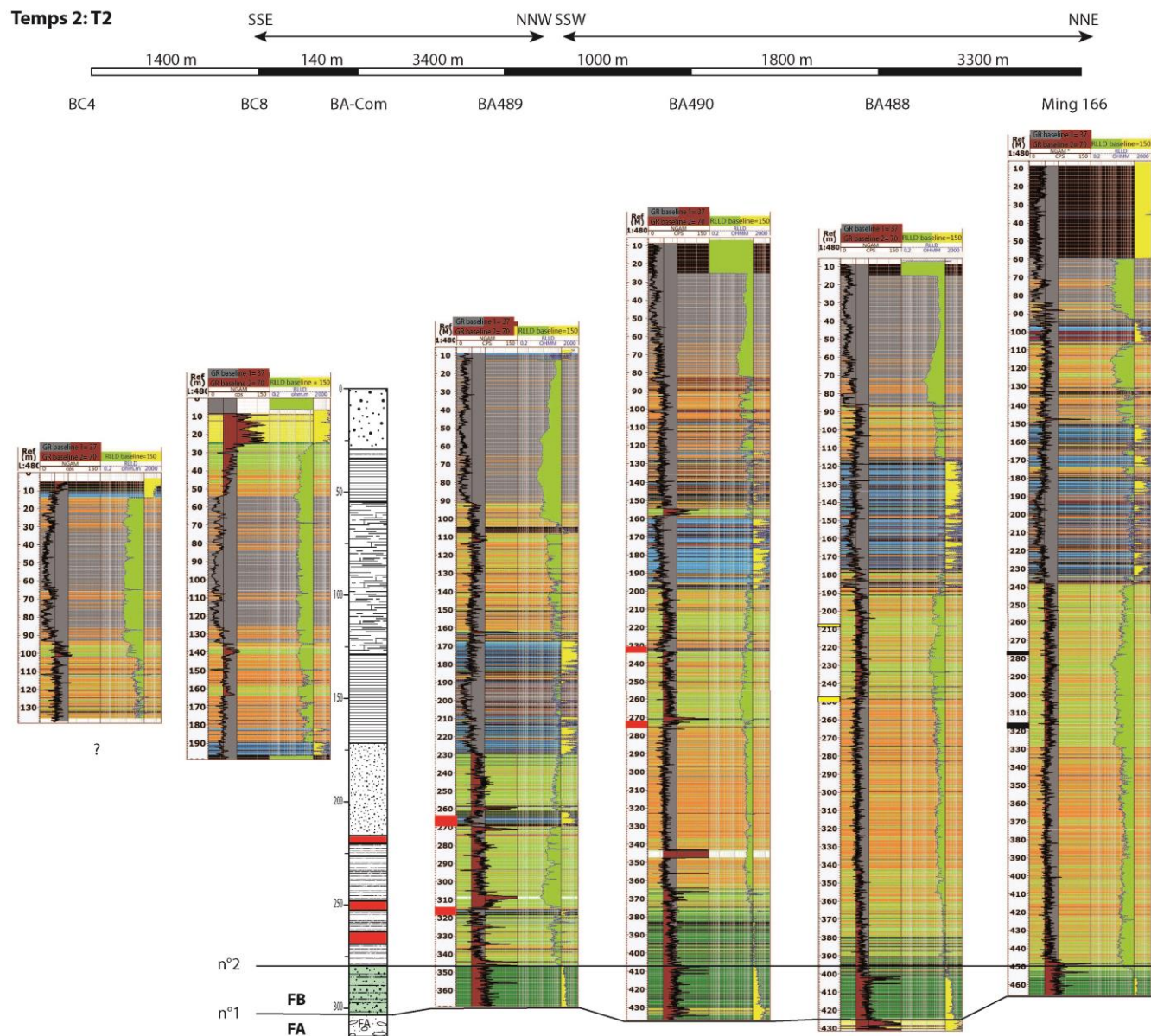


Fig. VI.13: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T2. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

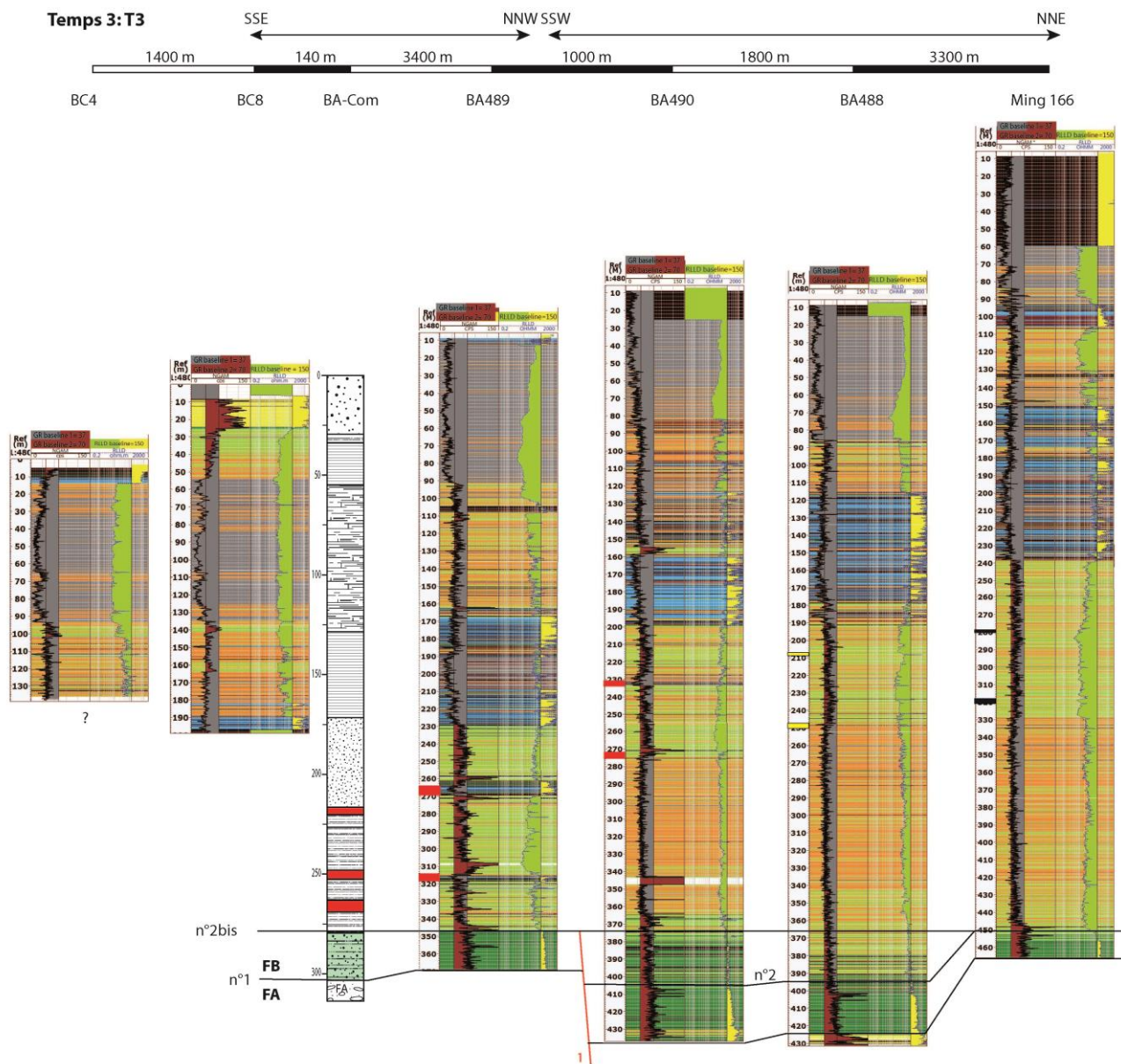


Fig. VI.14: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T3. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

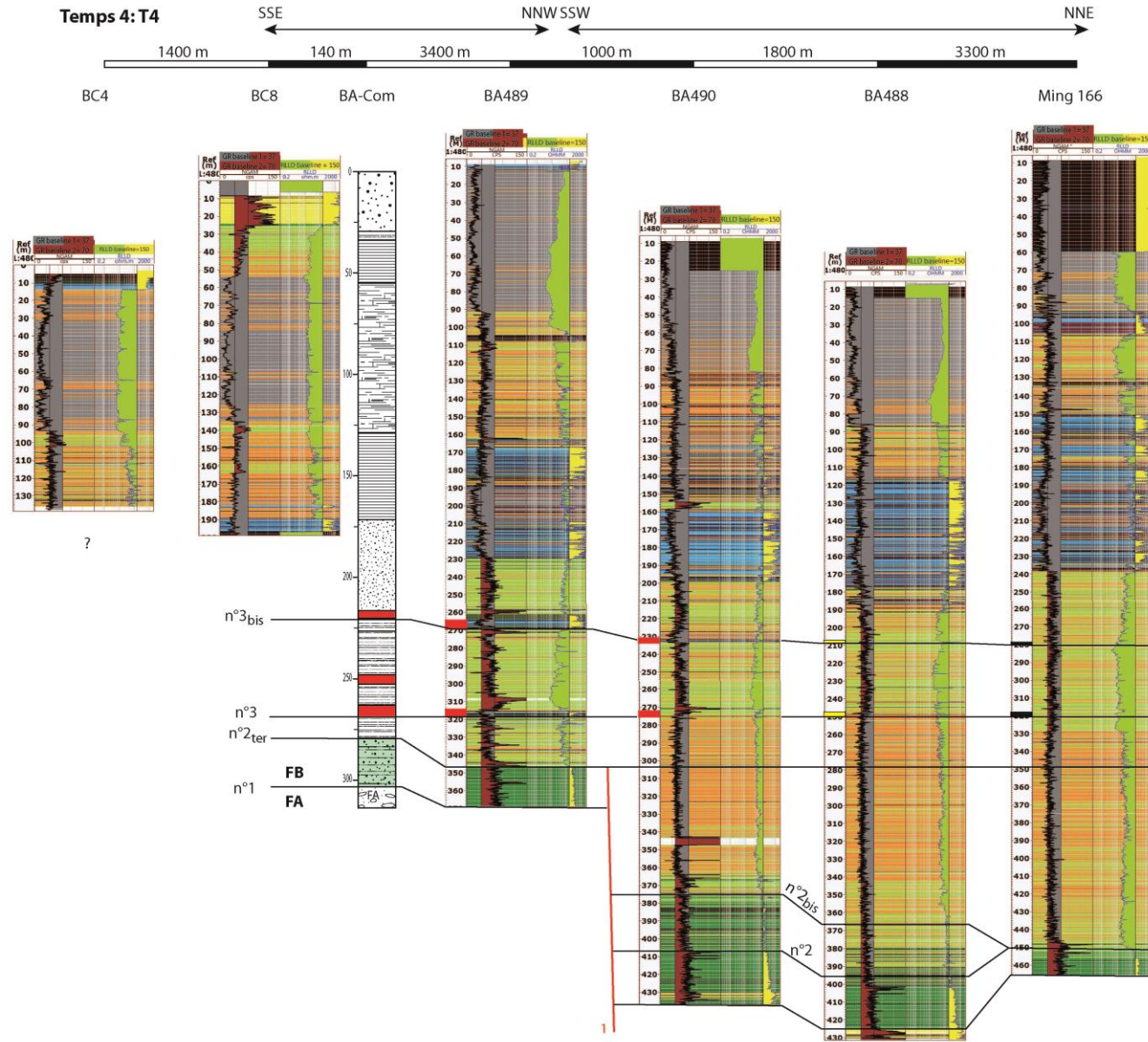


Fig. VI.15: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T4. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

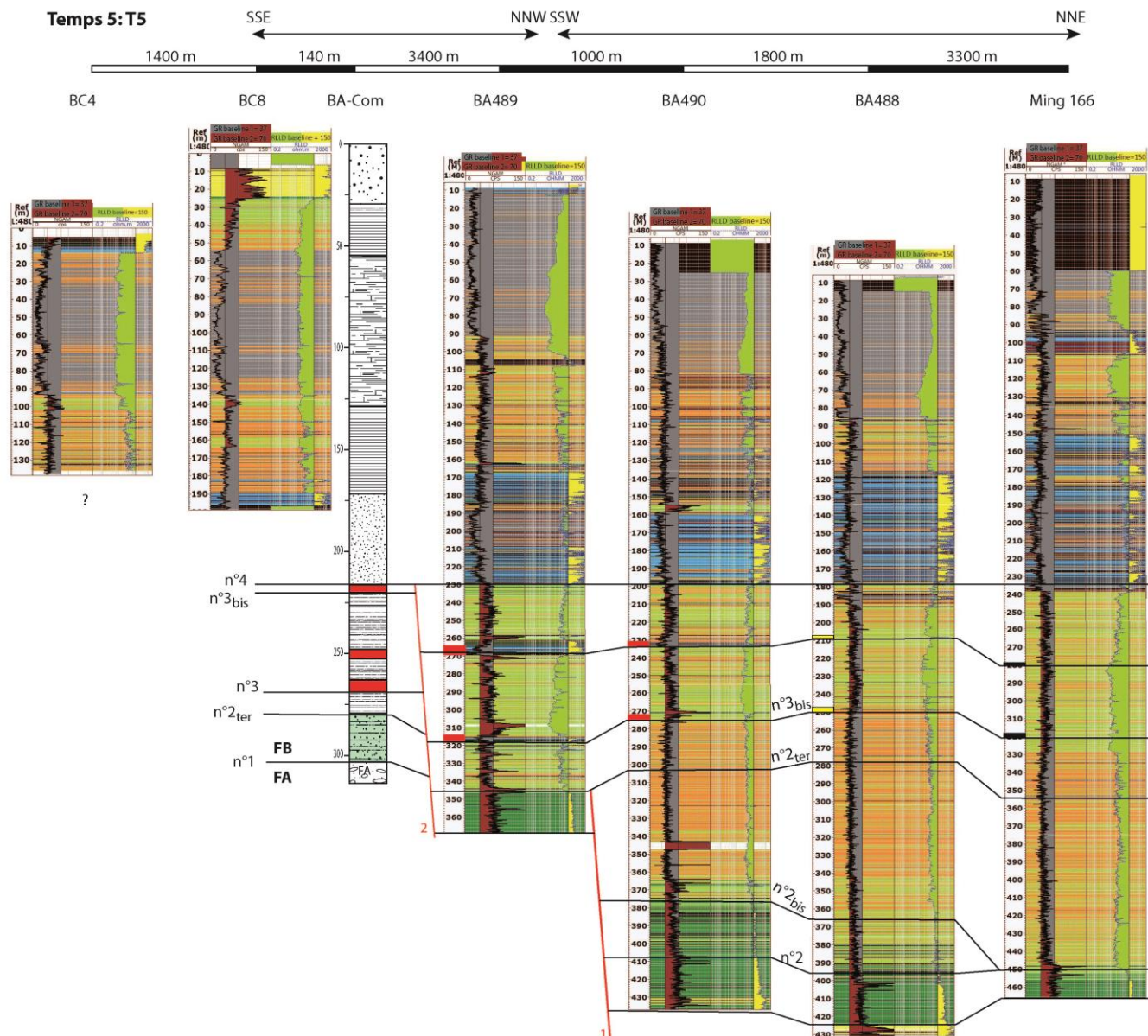


Fig. VI.16: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T5. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

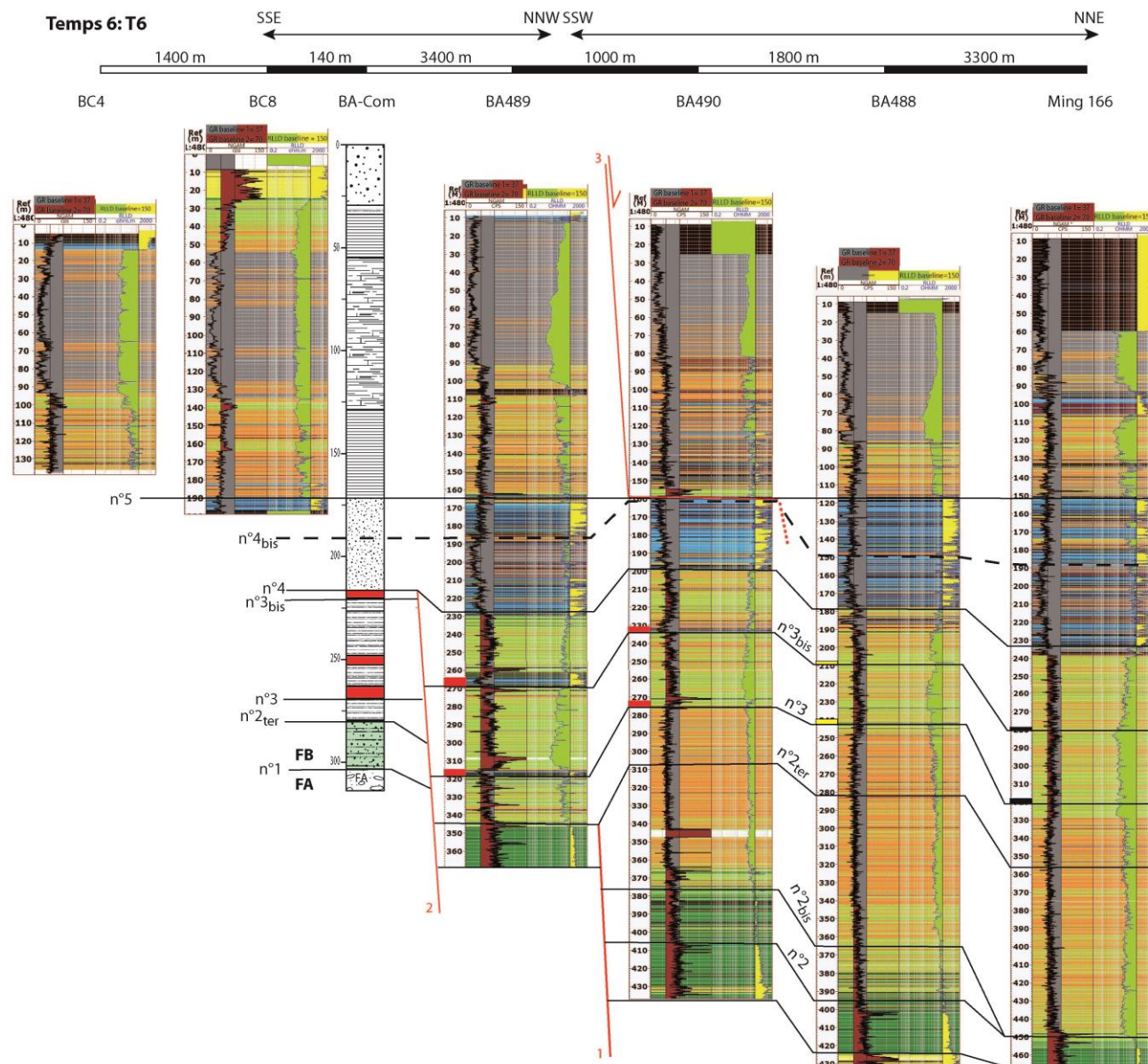


Fig. VI.17: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T6. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

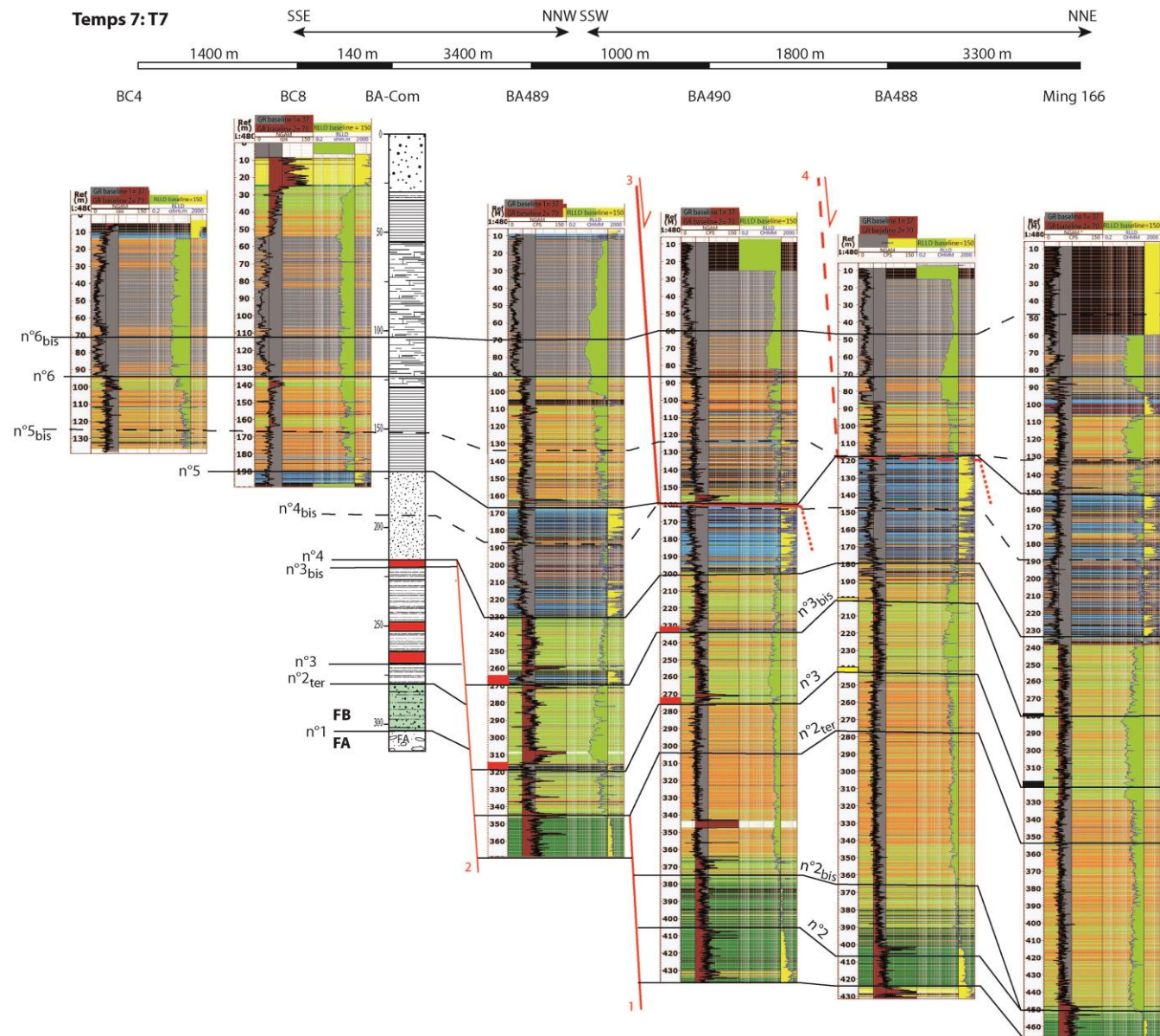


Fig. VI.18: Corrélation à l'échelle du plateau de Bangombé au temps T7. (Voir légende Fig. VI.12 et explications dans le texte).

T3 : L'isochrone 2bis est marquée par une nouvelle diminution du signal RLLD (RLLD bien inférieure à 150 ohm.m) visible seulement sur les forages BA488 et BA490. Les dépôts de l'électrofaciès EF7 enregistrés dans les forages BA488 et BA490 ne sont pas visibles dans les forages BA-Com, BA489 et Ming 166. Deux hypothèses peuvent permettre d'expliquer cette lacune de sédimentation :

- 1) L'existence de failles normales post-sédimentations qui recouperaient les forages BA-Com, BA489 et Ming 166 au sommet de l'électrofaciès EF7 et qui oblitéreraient les dépôts sommitaux de ce dernier.

- 2) L'existence de hauts-fonds localisés au niveau des forages BA489 / BA-com et Ming 166. La base des forages étant corrélable, ces hauts fonds seraient induits par soit: i) deux failles normales créant un graben et qui encadreraient les forages BA488 et BA490 ; soit ii) une faille normale NNW-SSE qui séparerait d'un côté les forages BA-com et BA-489 et de l'autre les forages BA-488, BA-490 et Ming 166. La lacune de dépôt de l'électrofaciès EF7 au niveau du forage Ming 166 serait alors due à sa position très externe vis à vis de la charnière du roll over de la faille et donc à une paléo-altitude légèrement plus haute.

L'hypothèse n°1 semble cependant difficilement envisageable car la probabilité de recouper autant de failles au niveau du sommet de l'électrofaciès EF7 est très faible. De plus, aucun témoin de faille n'est enregistré dans ces trois forages.

L'hypothèse 2 semble ainsi la plus probable. Elle est confortée dans la séquence 3 (Temps 4), où nous pouvons observer un dépôt dans le forage Ming 166 qui reste absent dans les forages BA-com et BA-489. On retiendra alors l'hypothèse d'une faille synsédimentaire NNW-SSW parallèle à la structure du bassin qui isolerait les forages BA-com et BA489 sur un haut-fond du footwall (Fig. VI.19).

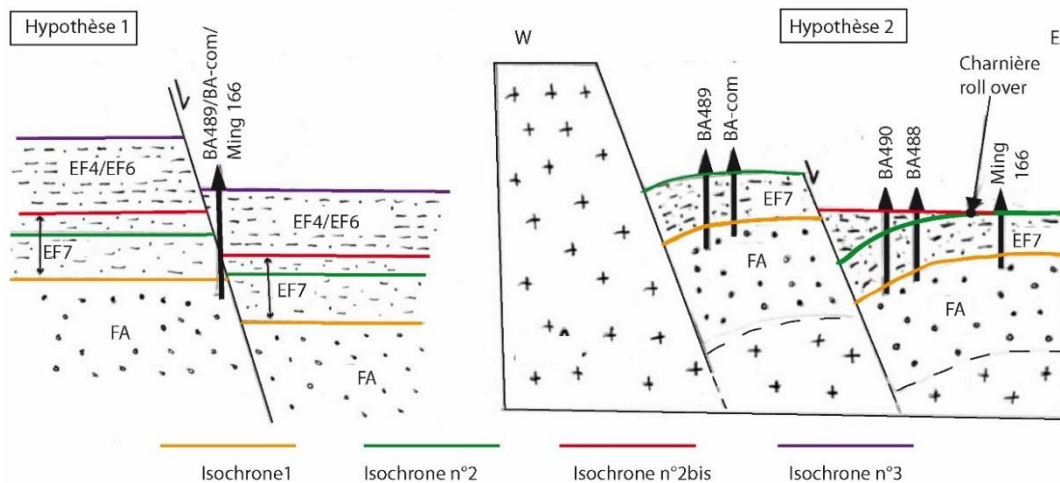


Fig. VI.19 : Schéma illustrant les deux possibilités de la lacune de sédimentation de la partie supérieure de l'électrofaciès EF7 dans les forages BA-com, BA489, Ming166. **Hypothèse 1 (non retenue)**: Faille normale post sédimentation qui recoupe les forages BA489-BA-com-Ming 166 au sommet de l'isochrone 2. **Hypothèse 2 (retenue)** : Faille synsédimentaire en roll over, isolant sur un haut-fond au droit des forages BA-com et BA489. Le forage Ming 166 étant à l'extérieur de la charnière du roll over, présenterait lui aussi une lacune.

T4 : L'isochrone n°3 est marquée par des brèches synsédimentaires de type débris flow (Lithofaciès F1; Chap. IV) et par une variation rapide et ponctuelle des signaux GR et RLLD (électrofaciès EF5). Elle permet de définir l'isochrone n°2 ter comme la fin de l'activité de la faille synsédimentaire n°1. Cette faille n°1 permet une subsidence importante au niveau des forages BA488-BA490-Ming 166 avec le dépôt de l'électrofaciès EF4 qui alterne plus ou moins avec

l'électrofaciès EF6. Au-dessus de cette isochrone, le signal RLLD de l'ensemble des forages est semblable et corrélé. On note cependant entre l'isochrone n° 2ter et n°3 des faciès plus argileux au niveau de BA489 et une série sédimentaire moins importante au niveau du forage BA-com. Ceci pourrait indiquer une subsidence légèrement moins importante au sud du plateau de Bangombé créant une pente vers le nord.

Les brèches marquées par les isochrones 3 et 3bis sont bien visibles dans les forages BA-com et BA-489, dans le forage BA-490 leur épaisseur diminue pour passer à des dépôts plus gréseux et plus fins dans le forage BA-488. Ces brèches ne sont pas visibles dans le forage Ming 166 mise à part un léger pic de la RLLD. Compte tenu de cette géométrie, les débris-flow à l'origine de ces brèches auraient un sens d'écoulement vers le NE et proviendraient de la bordure ouest du bassin de Franceville.

T5: L'isochrone n°4 est marquée par une augmentation brutale du signal de la RLLD qui correspond à l'apparition généralisée de l'électrofaciès EF3 correspondant elle-même aux dépôts de levées turbiditiques (Unité 3). Cette isochrone montre une lacune de sédimentation au niveau du forage BA-com probablement due à une faille synsédimentaire (faille n°2). Les autres forages n'étant pas affectés, cette faille serait située entre le BC8 / BA-com et BC4 et les autres forages. Elle aurait un azimut compris entre N45° et N315°.

T6: L'isochrone n°5 marque le sommet des dépôts de levées turbiditiques (Unité 3), elle est marquée par une diminution brutale de la RLLD. On observe entre l'isochrone n°4 et 5 :

1) Une lacune de sédimentation de la partie supérieure de l'Unité 3 dans le forage BA490. Sur le log sédimentologique, on constate que cette zone est traversée une brèche de faille (Fig. VI.20). Le forage BA480 serait donc recoupé par une faille normale post sédimentaire (faille n°3)



Fig. VI.20: Photo des brèches de faille et de gouge marquant la présence d'une faille post-sédimentaire dans le forage BA490 à -155m.

2) Les électrofaciès de l'intervalle des grès intra FB sont composés de l'électrofaciès EF3 (grès fins) et des électrofaciès EF1, EF4 et EF6 (faciès fin type boue carbonatée ou lutite). On observe une augmentation des faciès fins (EF1, EF4 et EF6) vers la bordure ouest couplée à une diminution totale de l'intervalle des grès intra FB (lorsque l'on considère la faille n°3). Ces observations sont compatibles avec le modèle de chenaux et de levées turbiditiques proposé dans le Chapitre IV (Dubois et al., in prep; Chap. IV.3). Ces dernières étant au droit du plateau de Bangombé. En effet, dans ce modèle, les levées turbiditiques diminueraient en épaisseur et en matériel sableux lorsque l'on s'éloigne du chenal ou; lorsque l'on se déplace vers l'ouest du plateau de Bangombé.

T7: L'isochrone 6 marque l'apparition des faciès carbonatés riches en Mn (électrofaciès EF1) avec un signal de la RLLD très faible indiquant un milieu très calme permettant la décantation de dépôts fins de types mudstones ou argilites (Base Unité 5). On peut observer dans le forage BA488

que cette isochrone se situe 10 m au-dessus du premier creux du signal du GR. En effet ce premier creux du signal GR au niveau de l'électrofaciès EF1 correspondrait à des grès cimentés par des carbonates qui se rapportent normalement à l'électrofaciès EF2. Cette distorsion du signal diagrapique par rapport à la nature du lithofaciès est expliquée dans la première partie de ce chapitre (Tab. VI.3). Les dépôts entre l'isochrone 5 et 6 sont d'épaisseur homogène, excepté dans le forage BA488 où la signature du signal RLLD de la base de l'intervalle n'existe pas. L'hypothèse d'un haut-fond qui explique cette lacune est cependant peu probable, car, dans ce cas, ce haut-fond serait également perceptible dans d'autres forages, compte tenu de la position centrale de ce dernier. Bien qu'aucun témoin n'ait été observé dans ce forage, on peut supposer l'existence d'une faille normale post-sédimentaire (Faille 4) pour expliquer cette lacune. La série manganésifère située au-dessus de l'isochrone n°6 semble cependant homogène avec un retour à un fin niveau moins carbonaté, plus argileux et silteux (électrofaciès EF4) souligné par l'isochrone 6bis.

VI.4. Histoire tectono-sédimentaire de la Formation FB du plateau de Bangombé.

Les corrélations établies dans le chapitre précédent permettent de reconstituer l'histoire de la Formation FB dans la zone du plateau de Bangombé, en matière de remplissage sédimentaire et d'activité tectonique. Ce travail permet ainsi pour la première fois d'obtenir une vision globale, continue et non suggestive de la variation des paramètres dépositionnels à travers la Formation FB par l'analyse des signaux diagrapiques. J'ai ainsi pu distinguer deux principales phases de sédimentation, contrôlées par l'activité des failles et illustrées par les blocs diagrammes de la Fig. VI.21.

Phase 1 : Cette phase s'étend du T1 au T5 et se caractérise par une activité tectonique synsédimentaire. Les corrélations permettent de mettre en évidence l'activité de deux failles normales qui contrôlent le remplissage des unités stratigraphiques U1 à U3. La première faille N°150 $\pm 20^\circ$ subparallèle à la faille bordière ouest du bassin de Franceville commencerait à être active au temps T3 et montre un rejet final de 130 m à la fin du temps T4 (Fig. VI.15). Elle contrôle l'approfondissement vers l'est du bassin qui s'équilibre au temps T4.

Entre les temps T4 et le T5 une deuxième faille de direction plus approximative (N60 ± 40 ?) contrôlerait la formation d'un haut fond au sud de plateau de Bangombé (forage BA-com) qui présente un rejet final de 35 m (Fig. VI.16).

En ce qui concerne le remplissage sédimentaire, les dépôts sont isopaques à légèrement plus épais au centre du plateau. Entre les temps T3 et T4 on observe un faciès plus argileux sur la bordure ouest de la zone, marqué par l'électrofaciès EF4 (forages BA-Com et BA489), tandis que les forages BA490, BA488 et Ming 166 montrent un électrofaciès légèrement plus silteux, ou traversé par des passées très fines de grès très fin (EF6; Fig. VI.15). De plus, la série sédimentaire entre les temps T3 et T4 est plus épaisse à l'est. Ceci marquerait une subsidence plus importante vers l'est avec la création d'une pente guidant les courants de fond chargés en fraction silteuse.

Les brèches présenteraient également un sens d'écoulement vers l'est (cf explications au temps T4) et confirmeraient l'instabilité de la bordure ouest de la zone en lien probable, avec l'activité des failles.

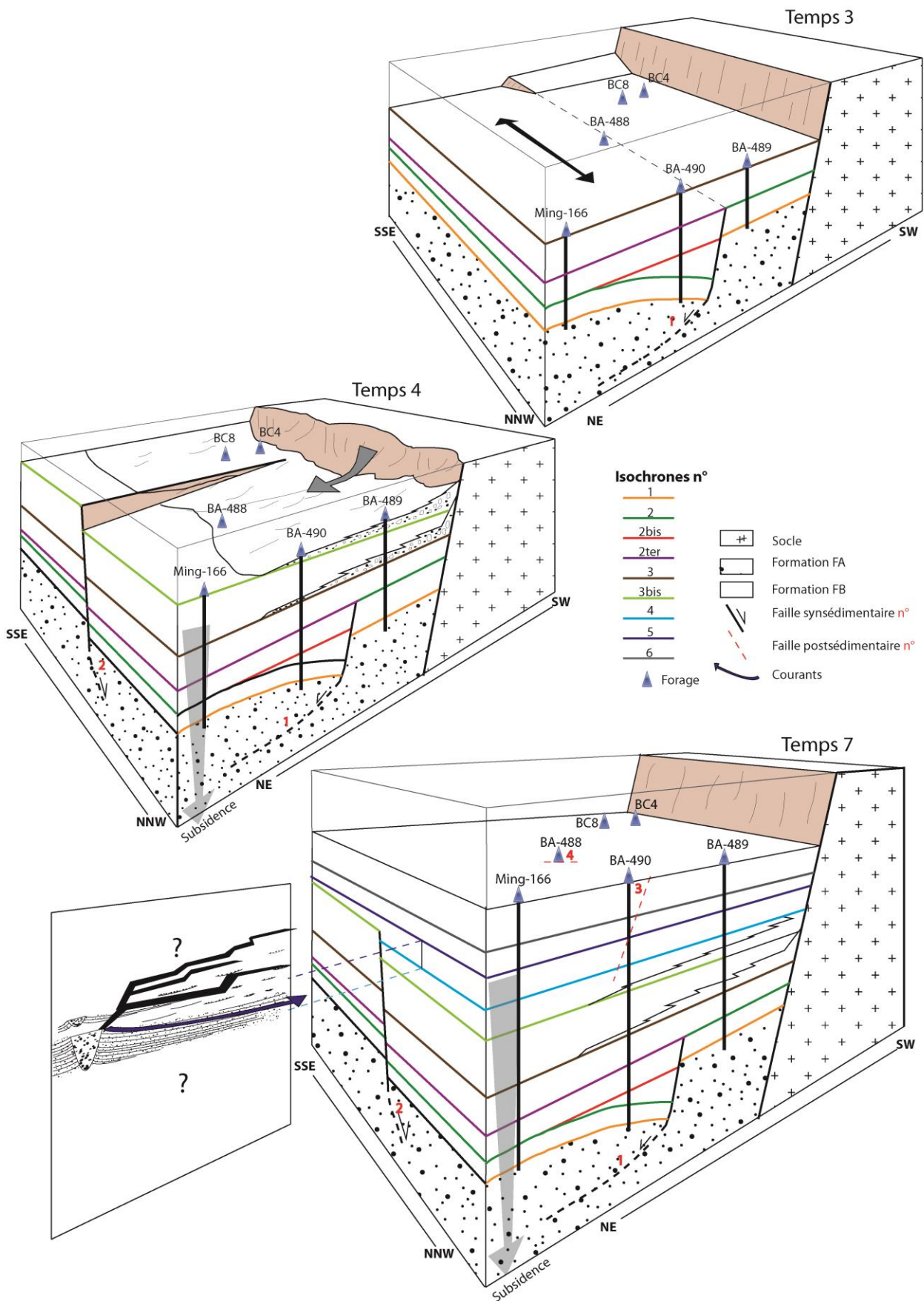


Fig. VI.21 : Blocs 3D synthétiques de l'évolution tectono-sédimentaire de la zone du plateau de Bangombé (bordure ouest du bassin de Franceville) aux Temps 3, 4 et 7.

Phase 2 : Cette phase est caractérisée par un arrêt de l'activité tectonique qui laisse place à un comblement relativement homogène de la zone (U4 à U6). Cette phase s'étend des temps T5 à T7 et débute par des alternances grésos-pélitiques attribuées à des levées de chenaux turbiditiques (Dubois et al., in prep; Chap. IV.3). Par la suite, la granulométrie devient de plus en plus fine jusqu'à ce que le bassin prenne un caractère affamé, avec une quasi absence des apports terrigènes (GR<37 cps). Ces conditions permettent alors le dépôt de l'intervalle manganésifère (électrofaciès EF1). L'arrivée des carbonates de Mn au niveau du plateau de Bangombé marquerait ainsi un évènement synchrone. On note cependant une subsidence plus importante vers l'est qui se traduit par un dépôt plus épais, mais moins riche en carbonates (cf signal GR moins faible mais intervalle plus épais dans le forage Ming 166, isochrone 6 et 6bis, Fig. VI.18).

Postérieurement à ces dépôts, deux failles post-sédimentaires recoupent les forages BA490 et BA 488 dans la partie supérieure. Ces failles ont pu se mettre en place lors de la compartimentation du plateau en touches de piano serrées, avant sa surrection et sa latéritisation sommitale à partir du Crétacé (vers -150 Ma).

Synthèse

Ce travail réalisé à partir de l'analyse des signaux diagrapiques (GR et RLLD) a permis de mieux contraindre l'histoire et la position du protore manganésifère sur le plateau de Bangombé. :

- Les signaux GR et RLLD montrent un signal propre au contexte sédimentologique particulier du Paléoproterozoïque. En raison des conditions exogènes à tendance réductrice, l'uranium a un comportement opposé à celui de la période du Phanérozoïque.
- Le logiciel *Techlog*, nous a permis de construire de manière automatique (non suggestive) le log des électrofaciès de chaque forage.
- L'analyse croisée des électrofaciès permet une bien meilleure discrimination que l'observation directe à l'œil nu sur carotte ;
- Le protore manganésifère, par sa spécificité minéralogique (carbonates de Mn) varie comme l'inverse de la radioactivité. Les carbonates de Mn apparaissent en dessous du seuil de 37 cps et, au premier ordre, il paraît possible d'établir un lien entre la radioactivité et la teneur en Mn ce qui devrait faciliter l'exploration future du protore.
- L'évolution tectono-sédimentaire du dépôt de la Formation FB est gouvernée par deux phases principales de remplissage : une phase syntectonique (Phase 1) où la sédimentation est contrôlée par le jeu de failles normales avec de fortes variations d'épaisseur des dépôts jusqu'à l'isochrone T4 et une phase post-tectonique (phase 2) qui comprend le dépôt des carbonates de manganèse et qui représente une période où le bassin devient affamé et présentant une sédimentation relativement isopaque sur la zone d'étude.
- Le Protore manganésifère étant contraint à sa base par une limite considérée comme isochrone, un travail de corrélation fine sur l'intervalle restreint du protore et des unités qui l'entourent va ainsi être conduit au chapitre suivant.

VII. Caractérisation spatiale et temporelle du Protore manganésifère sur le plateau de Bangombé

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence le caractère isochrone de la base du protore manganésifère ainsi que des unités de dépôt relativement isopaques pendant une période de quiescence tectonique (U4 à U6). Ce chapitre présente une corrélation détaillée de l'intervalle manganésifère (U5 et U6), afin de: 1) détailler les conditions de subsidence au niveau de la zone du plateau de Bangombé depuis les dépôts de levées turbiditiques (U3) jusqu'au grès de l'Unité 8, incluant le dépôt du protore manganésifère (U5 et U6). Cette démarche a pour objectif de caractériser le protore de façon spatiale et temporelle; 2) mieux contraindre la distribution spatiale actuelle du protore sur le plateau de Bangombé et ainsi, mieux assurer sa prédiction altimétrique. Ce travail s'appuie sur les 21 logs sédimentologiques des forages Comilog (voir logs détaillés en annexe 2 CD) et sur 24 profils verticaux des teneurs en Mn mesurées par fluorescence X portable (Niton) par l'équipe technique de Comilog. La méthodologie et la précision des mesures par fluorescence X portable sont détaillées en Annexe 2.

VII.1. Corrélation spatiale des unités 4 à 8

Cette étude est basée sur 4 transects (Tx). Trois de ces transects sont orientés NNW-SSE parallèles aux failles majeures du bassin de Franceville (à l'ouest : T1, au centre: T2 et à l'est : T3 du plateau de Bangombé) et le dernier transect (T4), orienté ESE-WNW et perpendiculaire à la faille bordière ouest du bassin de Franceville. Les 21 forages repartis le long de ces quatre transects sont corrélés suivant des niveaux repères définis ci-dessous.

VII.1.1. Définition des repères

Afin de caractériser l'évolution du bassin dans le secteur de Bangombé pendant les dépôts du protore, j'ai regardé la tendance générale de la courbe Mn des forages présentant l'ensemble du protore manganésifère (C070030, BC8 et C094033; Fig. II.17). L'enveloppe de cette courbe Mn le long de ces forages est identique et montre depuis la base (Fig. VII.1): un premier pic manganésifère (Mn \approx 5 wt. %); deux cloches de hautes teneurs Mn suivies d'une zone d'oscillation et une troisième cloche ainsi qu'un amortissement des teneurs Mn jusqu'à 0 wt. %. J'ai également pu étendre ces observations (cloches et zone d'oscillation) aux autres forages qui montrent une enveloppe comparable, malgré l'absence du sommet de l'intervalle. Ceci m'a permis de tracer des marqueurs de corrélation au travers du protore sur le plateau de Bangombé. Outre les repères qui délimitent les cloches, j'ai également défini un marqueur complémentaire dans la cloche 2 (au niveau des plus hautes teneurs). En plus de ces marqueurs, j'ai gardé l'isochrone 5 (sommet de l'Unité 3) et pris la base des grès de l'Unité 8 comme niveaux repères complémentaires.

De la base au sommet, les marqueurs isochrones basés sur les pourcentages Mn sont donc les suivantes :

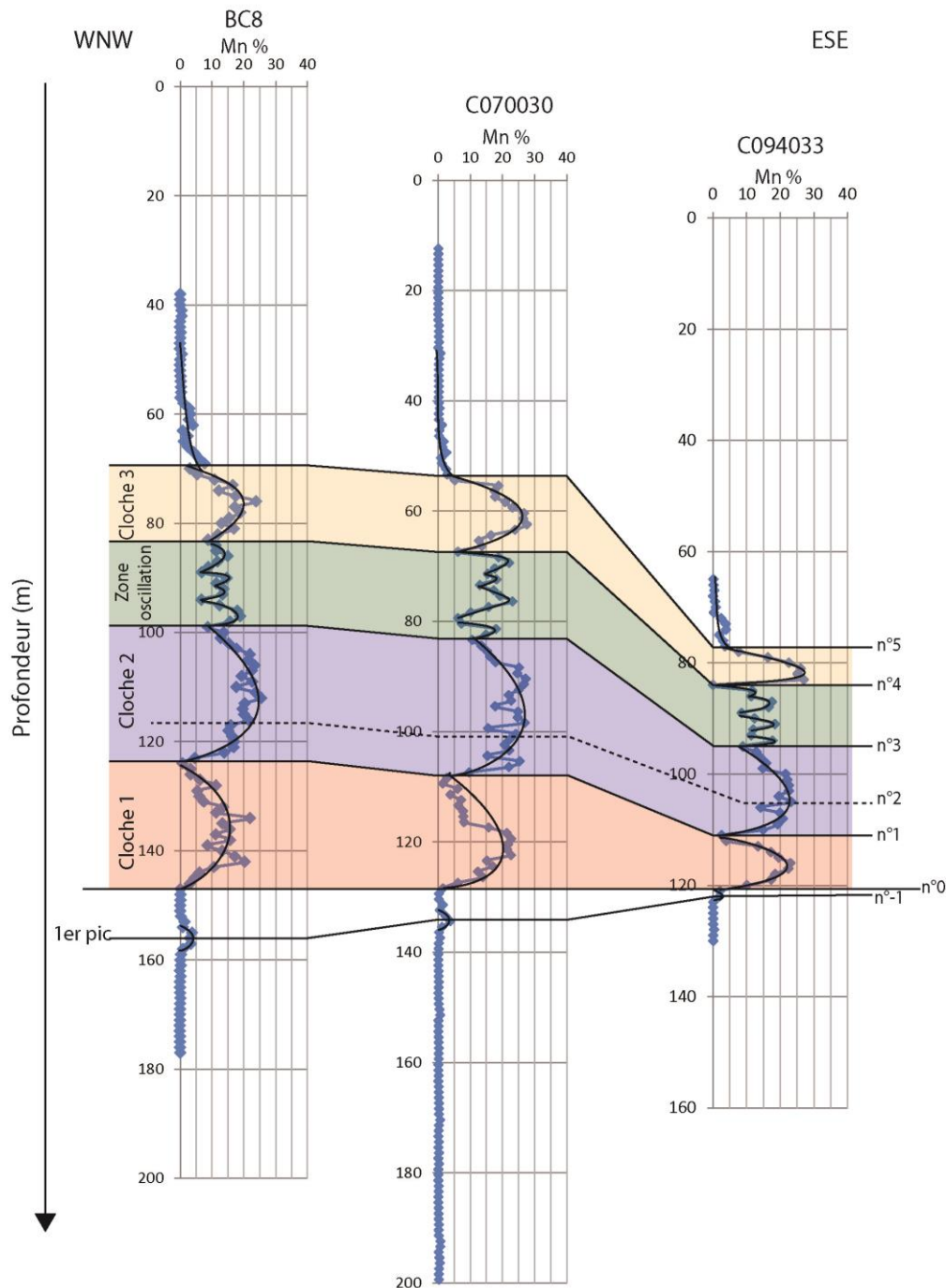


Fig. VII.1: Corrélation des teneurs en Mn entre les forages BC8, C070030 et C094033 qui traversent la totalité du protore. Le protore est découpé en trois cloches et une zone d'oscillation, identiques sur les trois forages. Une isochrones n°-2 n'est pas indiquée sur cette figure car elle correspond au sommet de l'Unité 3 non déterminable par les teneurs en Mn (teneurs Mn mesurées par Comilog, 2013 à 2015; cf fig. III. 2 pour localisation).

Sous le protore:

- n°-2 : Changement de lithologie entre les unités 3 et 4 (définies dans le chapitre IV) et également repérable sur les signaux diagraphiques (isochrone n°5 : sommet EF3).
- n°-1 : Premier pic de Mn inférieur à 8 wt. %, non présent sur l'ensemble des forages et souvent isolé sous la base de l'intervalle manganésifère.

Protore

- n°0 : Marqueur de base considérée comme isochrone dans le chapitre VI. Ce marqueur annonce les fortes teneurs en Mn (Mn>10 wt. %).
- n°1 : Mn = 0 wt. % ; ce marqueur correspond à la terminaison de la première "cloche" de forte teneur en Mn.
- n°2 : Ce marqueur passe par le troisième pic de haute fréquence qui suit le marqueur n°1. Dans la plupart des forages ce marqueur passe par le point le plus riche en Mn de la deuxième "cloche".
- n°3 : Ce marqueur correspond à la terminaison de la deuxième cloche. Les valeurs Mn sont inférieures à 10 wt. % puis remontent par la suite pour fluctuer sans former de cloche ou de creux bien définis (= zone d'oscillation).
- n°4 : Ce marqueur correspond à la fin de la zone d'oscillation et à la base de la troisième cloche de Mn.
- n°5 : Terminaison de l'intervalle riche en Mn et fermeture de la dernière cloche. Par la suite, les valeurs en Mn s'atténuent jusqu'à 0 wt. % avec de légères oscillations suivant les forages.

Au-dessus du protore :

- n°6 : Ce marqueur marque l'apparition des grès de l'Unité 8.

VII.1.2. Corrélations le long des transects

De façon à homogénéiser les profils, le marqueur de base n°0 a été placé à l'horizontale. Il sert de niveau référence pour les comparaisons.

Transect 1 NNW-SSE sur la bordure ouest [T1]

Ce transect NNW-SSE est composé de sept forages (BC1 à BC7) situés sur la bordure ouest du plateau de Bangombé (Fig. VII.2).

Tout d'abord, dans le forage BC7 on observe à la base des grès associés à la Formation FA (chap. IV). Dans ce même forage, ces grès sont surmontés par deux failles qui encadrent des brèches de puissance plurimétrique associées à l'Unité 2 et donc non corrélable avec les autres forages du transect.

Concernant les corrélations sous le marqueur référence n°0, on observe que le marqueur n°-2 s'approfondit au niveau du forage BC1 de 10 m. On observe également que le premier pic de Mn (marqueur n°-1) n'est pas présent au nord du plateau au niveau de ce même forage.

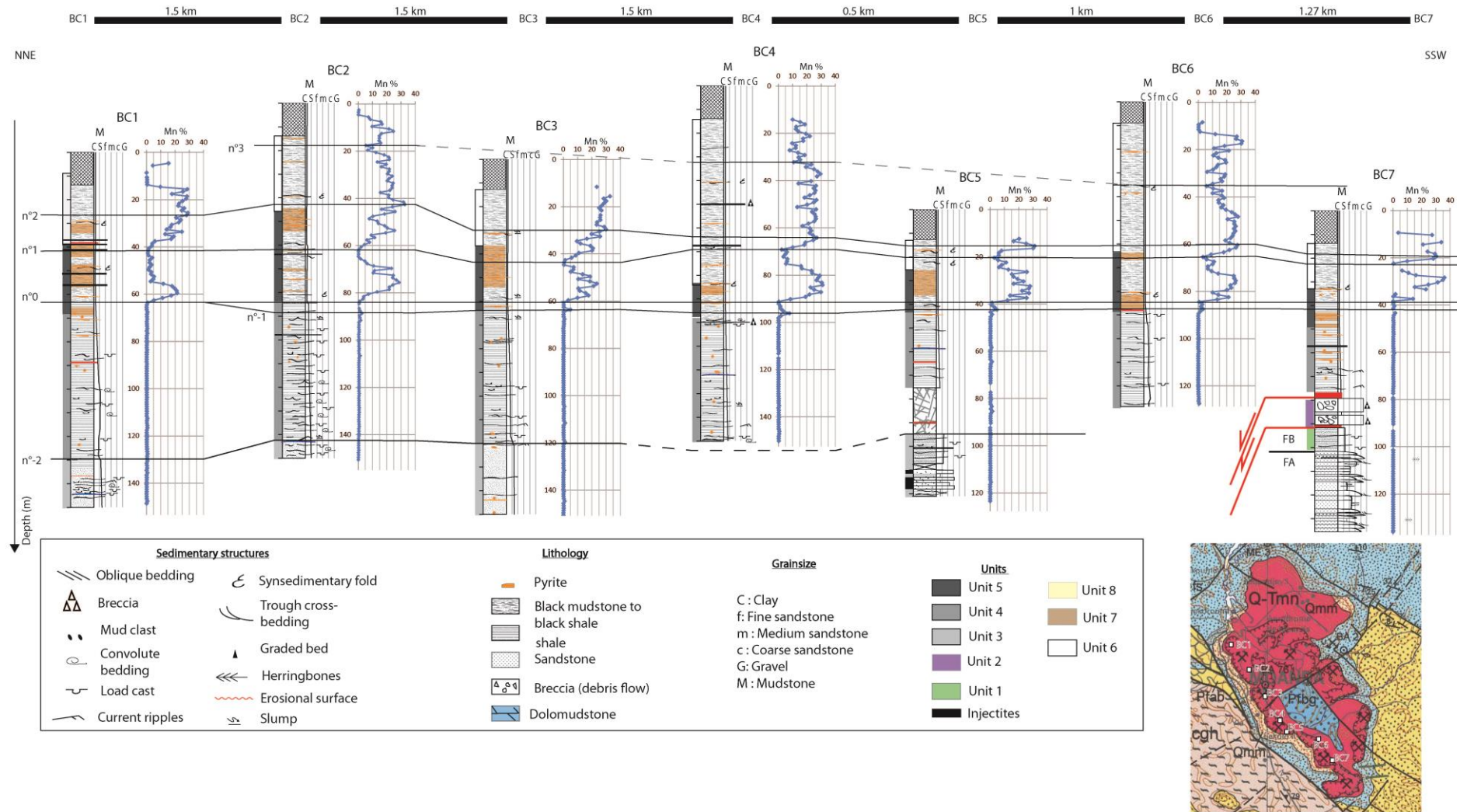


Fig. VII.2: Transect NNE-SSW [T1] situé à l'ouest du plateau de Bangombé. Le sommet des forages correspond a du remblai ou des oxydes de Mn supergènes (hachuré; teneurs Mn mesurées par Comilog)

..

La première "cloche" délimitée par les marqueurs n°0 et n°1 semble homogène en épaisseur (\pm 5 m). La fin de cette cloche est souvent marquée, dans les logs sédimentologiques par des plis synsédimentaires (cf description Unité 5; chap. III.2) associés à de fines passées plus silteuses et plus riches en pyrite (microfaciès F7a1; BC2, BC4, BC5). On constate également que la courbe Mn marque un pic négatif lorsque les dépôts sont affectés par des plis synsédimentaires (BC4, BC6, BC7). Seul le forage BC1 montre une cloche plus fine suivie par des teneurs proches de 0 wt. % entre -42 m et -54 m. Associé à ces faibles teneurs, on observe, dans le log sédimentologique des injectites, un pli synsédimentaire à -48 m et des alternances de bancs marrons/jaunes riches en pyrite et de bancs plus noirs (Fig. VII.3).



Fig. VII.3: Forage BC 1 entre -48 m et -48.4 montrant une alternance entre des niveaux noirs (black shales) et des niveaux plus jaunâtres, riches en pyrite (riche en Fer; mesure niton) et probablement en hydrocarbures.

L'intervalle situé entre les marqueurs n°1 et n°2 diminue en épaisseur vers le Sud. L'ensemble de la deuxième cloche asymétrique, située entre les marqueurs n°1 et n°3 et visible sur les forages BC2, BC4, BC6, diminue elle aussi en épaisseur vers le sud. Tout comme les observations de la 1^{ère} cloche, on observe des teneurs basses associées aux plis synsédimentaires (microfaciès F7a et b) ou à des debris flows (lithofaciès F1; BC4).

On retiendra sur ce premier transect que la base du forage BC7 est affectée par des failles et n'est pas corrélable aux autres forages. De manière générale, les épaisseurs entre deux isochrones augmentent vers le nord signifiant un dépo-centre préférentiel au nord du plateau. Enfin, les teneurs en Mn semblent directement affectées par les plis synsédimentaires (microfaciès F7a1).

Transect 2 NNW-SSE au centre [T2]

Ce transect NNW-SSE central au plateau de Bangombé est composé de cinq forages (C050027; C062027 ; C070030 ; BC8 et C094033). Il a l'avantage d'être composé de trois forages recoupant l'ensemble du protore manganésifère (Unité 5 et 6) et les grès de l'Unité 8. Ce transect permet également de reconnaître l'ensemble des neuf marqueurs définis plus haut (Fig. VII.4).

Tout d'abord, on observe, à la base du forage C094033 un niveau de carbonate type dolomudstone (microfaciès F3a; Unité 3 latérale) non corrélable avec les autres forages.

Concernant l'intervalle riche en Mn, les forages au nord du plateau (C050027 et C062027) montrent une épaisseur homogène des cloches (\pm 5 m). En revanche, au sud de la coupe, l'ensemble des épaisseurs de la série sédimentaire entre deux marqueurs repères diminue vers le sud. En effet, l'épaisseur totale du protore dans le forage C070030 est de 76 m tandis qu'elle n'est plus que de 45 m dans le forage C094033 situé plus au sud. La même observation peut être faite sur l'intervalle entre les repères n°-1 et n°0.

Seuls deux forages (BC8 et C070030) sont suffisamment profonds pour recouper le marqueur n°-2 (Unité 3). Au-dessus du protore, l'Unité 7 qui se situe entre les marqueurs n°5 et n°6 est plus fine

vers le sud, ce qui positionne les grès de l'Unité 8 plus bas dans le forage C094033. Ceci peut être expliqué par le caractère érosif de ces grès (Chap. IV) ou par une subsidence de l'Unité 7 plus importante au nord du plateau. L'analyse sédimentologique de l'intervalle du protore, montre que les carbonates de Mn sont recoupés par des niveaux plus silteux souvent associés à des plis synsédimentaires qui présentent des teneurs en Mn qui diminuent (microfaciès F7a et b).

Transect 3 NNW-SSE sur la bordure est [T3]

Ce transect NNW-SSE situé à l'est du plateau de Bangombé est composé de six forages (C038051, C050043, C062037, C074043, C084042 et C094040). Ces forages ont la particularité d'être recoupés par beaucoup d'injectites (Dubois et al., in prep; cf chap. IV.3) ayant des épaisseurs qui peuvent être supérieures à 5 m (Fig. VII.5). Le marqueur n°-2 est plus ou moins bas dans les forages et peut montrer des décalages de 10 à 20 mètres. Cependant ce marqueur est plus profond dans les forages contenant des injectites. Pour ne pas prendre l'épaisseur des injectites (post sédimentaire) en compte, j'ai replacé ce marqueur en soustrayant les épaisseurs d'injectites par forage. La position révisée de ce marqueur montre que la série sédimentaire située entre ce dernier et le marqueur n°0 est relativement homogène. Concernant le marqueur du premier pic de Mn, il n'est présent que dans les forages C094040, C084042 et C062037. Cependant, dans le forage C074043 une injectite est présente dans l'intervalle qui pourrait montrer ce premier pic. Les injectites ayant des teneurs en Mn faibles, l'injectite a pu effacer le signal de ce premier pic dans le forage C074043. Sans tenir compte de ce forage, le marqueur n°-1 marquant ce premier pic se rapproche du protore vers le sud et paraît absent au nord (C038051 et C050043)

Dans le protore, l'intervalle situé entre les marqueurs n°0 et n°1 a une épaisseur homogène au nord du profil et diminue vers le sud. Cependant, la première cloche, censée former un bombement de forte teneur en Mn, montre un signal en dents de scie. Les intervalles situés entre les marqueurs n°1 et n°2 et entre les marqueurs n°2 et n°3 semblent diminuer d'épaisseur vers le sud bien que le marqueur n°3 ne soit pas présent dans le forage C094040 (érodé).

D'un point de vue sédimentologique, les faibles teneurs en Mn sont en accord avec des passées plus silteuses mais également avec les plis synsédimentaires (microfaciès F7a et b) ainsi que les injectites. Plus on observe d'injectites et plus le signal est en dents de scie.

Caractérisation spatiale et temporelle du Protore manganésifère sur le plateau de Bangombé

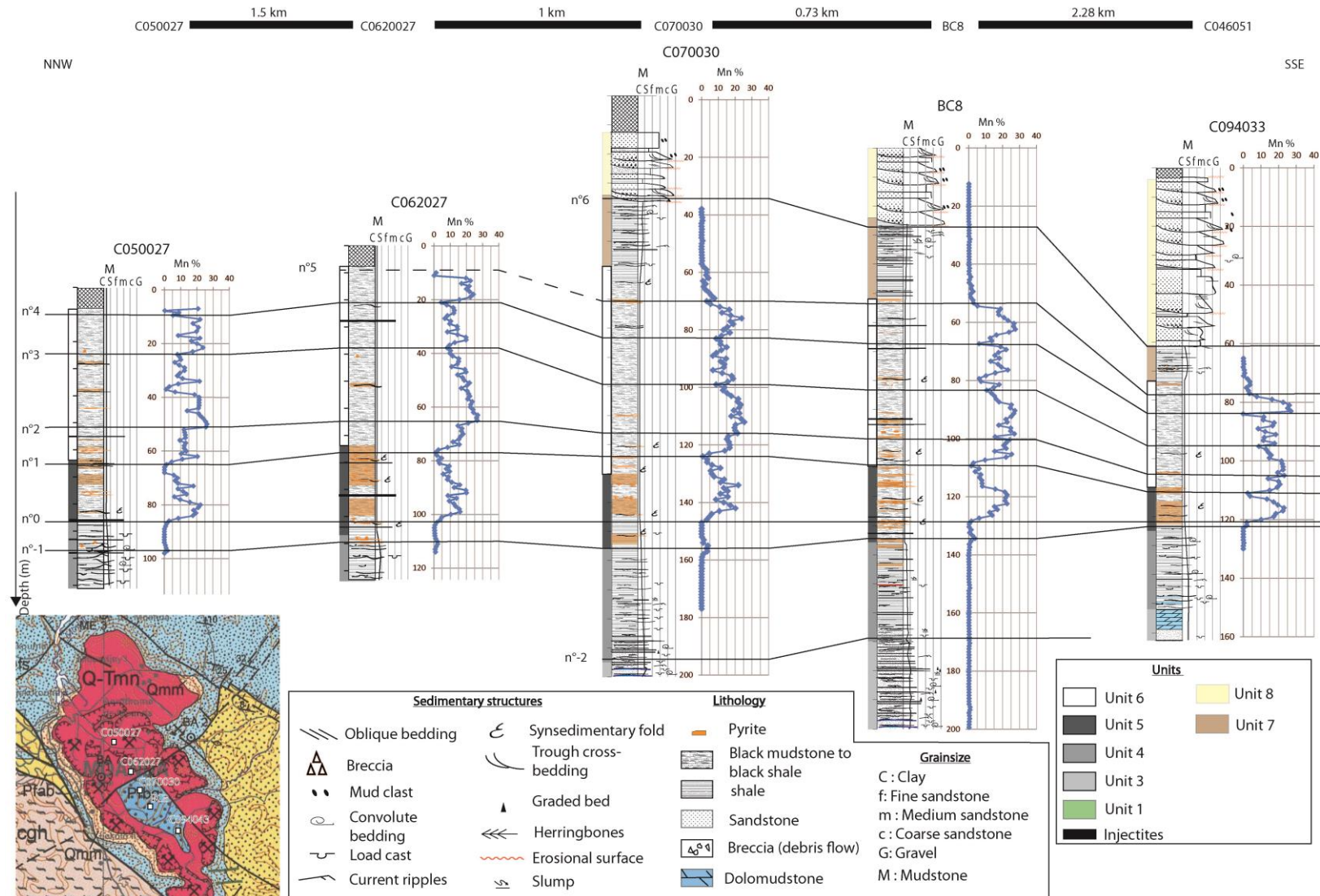


Fig. VII.4: Transect NNW-SSE [T2] situé au centre du plateau de Bangombé. Le sommet des forages correspond à du remblai ou des oxydes de Mn supergène (hachuré; teneurs Mn mesurées par Comilog).

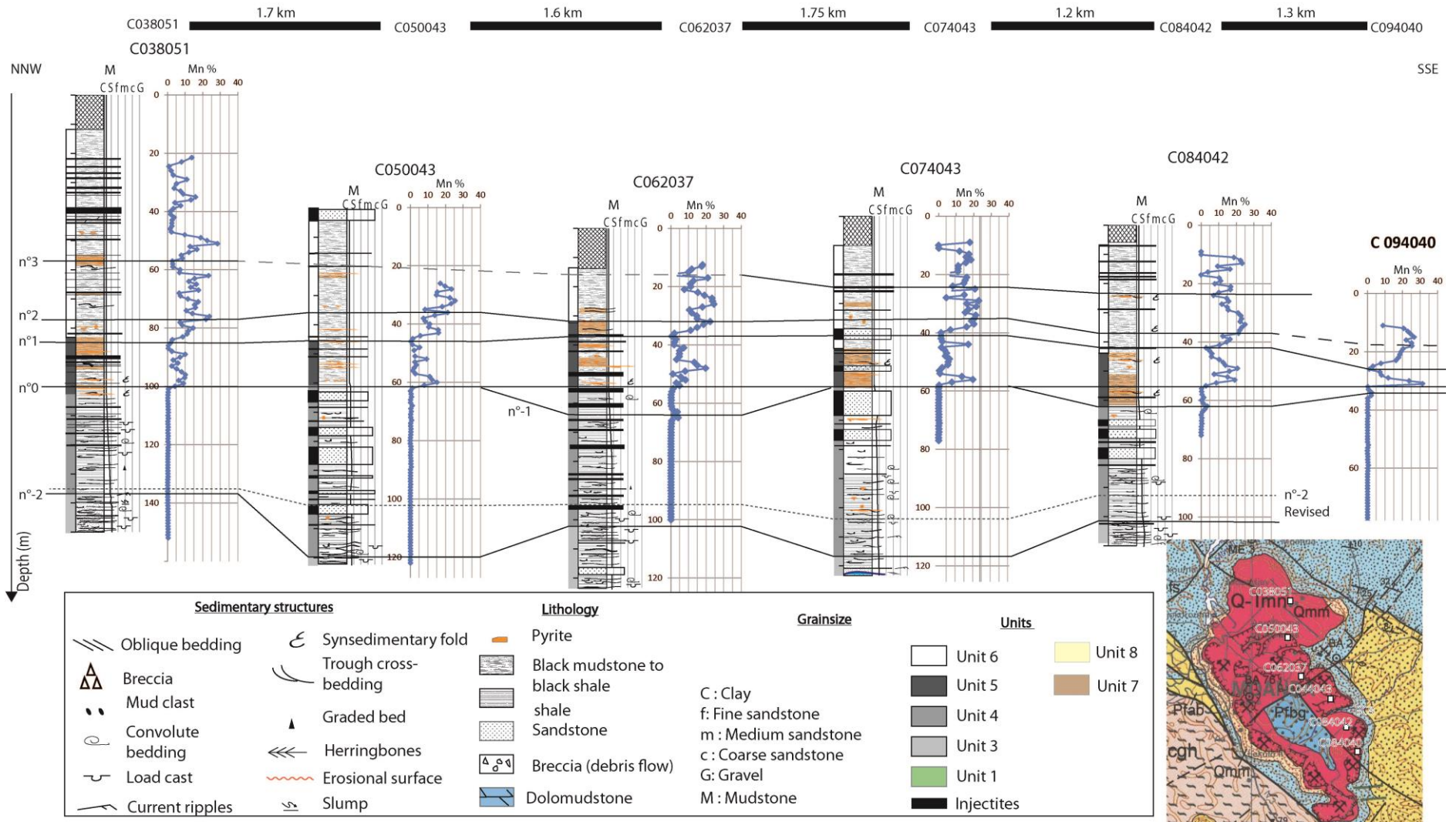


Fig. VII.5: Transect NNW-SSE [T3] situé à l'est du plateau de Bangombé. Le sommet des forages correspond a du remblai ou des oxydes de Mn supergène (hachuré; teneurs Mn mesurées par Comilog).

De plus, dans le forage C050043, les faibles valeurs entre -49 et -56 m peuvent par ailleurs être dues à un problème de mesure sur un faciès fortement altéré. Cette altération pourrait être due à l'oxydation de la pyrite au contact avec l'air libre ; elle dégraderait la carotte, ce qui rendrait les mesures au niton peu fiables (Fig. VII.6).



Fig. VII.6: Photographie d'une section de carotte du forage C050043 à -55 m montrant un faciès très altéré sur lequel les mesures niton sont peu fiables.

Transect 4: WSW-ENE au nord [T4]:

Ce transect WNW-ESE situé au nord du plateau de Bangombé est composé de six forages (BC2, C050027, C050035, C050045, C046051 et C050059). De la même façon que dans le transect 3 (présenté ci-dessus), un marqueur révisé du marqueur n°-2 a été repositionné en supprimant l'épaisseur des injectites (Fig. VII.7)

L'intervalle compris entre le marqueur n°-2 révisé et le marqueur n°0 s'amincit vers le ENE.

Le premier pic de Mn n'est présent que dans les forages de l'ouest et apparaît au même niveau dans la série sédimentaire.

A partir du marqueur de référence n°0, les épaisseurs comprises entre deux marqueurs repères diminuent vers l'est. La première cloche est bien visible exceptée sur le forage C050043 qui comme nous l'avons vu sur le transect 3, est altérée entre 49 et 56 m.

Une fois de plus, nous observons une diminution des teneurs en Mn souvent liée à des injectites ou à des niveaux plus riches en silt parfois déformés par des slumps (microfaciès F7a et b).

Répartition sur carte des teneurs en manganèse

La Fig. VII.8 montre la moyenne des teneurs en Mn sur la première cloche et lorsque c'est possible, celles de la deuxième cloche sur les différents forages du plateau de Bangombé.

Concernant les teneurs de la première cloche, on observe, les plus fortes teneurs sur la bordure sud-ouest du plateau (environ 16 wt. %) avec des pics maximums avoisinant 30 wt. % (pic max = 35wt. %; forage BC7). Les teneurs diminuent vers le NNE en passant progressivement à des moyennes de 12 ± 1 wt. % puis 10 ± 1 wt. % avec des teneurs minimales au nord du plateau qui montrent des moyennes de 5 wt. % avec des pics maximums proches de 20 wt. %. Le forage C058051, situé le plus au nord, montre les plus faibles teneurs dont les maximales atteignent seulement 10 wt. %.

Seul le forage BC1, montrant une moyenne de 7 wt. %, ne répond pas à ces observations. En effet, il présente de faibles teneurs bien qu'il soit situé à l'ouest du plateau de Bangombé.

Pour la deuxième cloche, la carte reste plus approximative par le fait que seulement 15 des 22 forages recoupent cette seconde cloche dans sa totalité. Cette carte montre cependant un appauvrissement vers le NE avec des moyennes maximales à l'ouest entre 22 et 17 wt. % et à l'est entre 12 et 16 wt. % (Fig. VII.8). Les pics maximums atteignent 25 ou 30 wt. % suivant les forages pour la partie ouest et de 25 wt. % pour la partie Est (mis à part le forage C050059 qui révèle un pic à 30 wt. %).

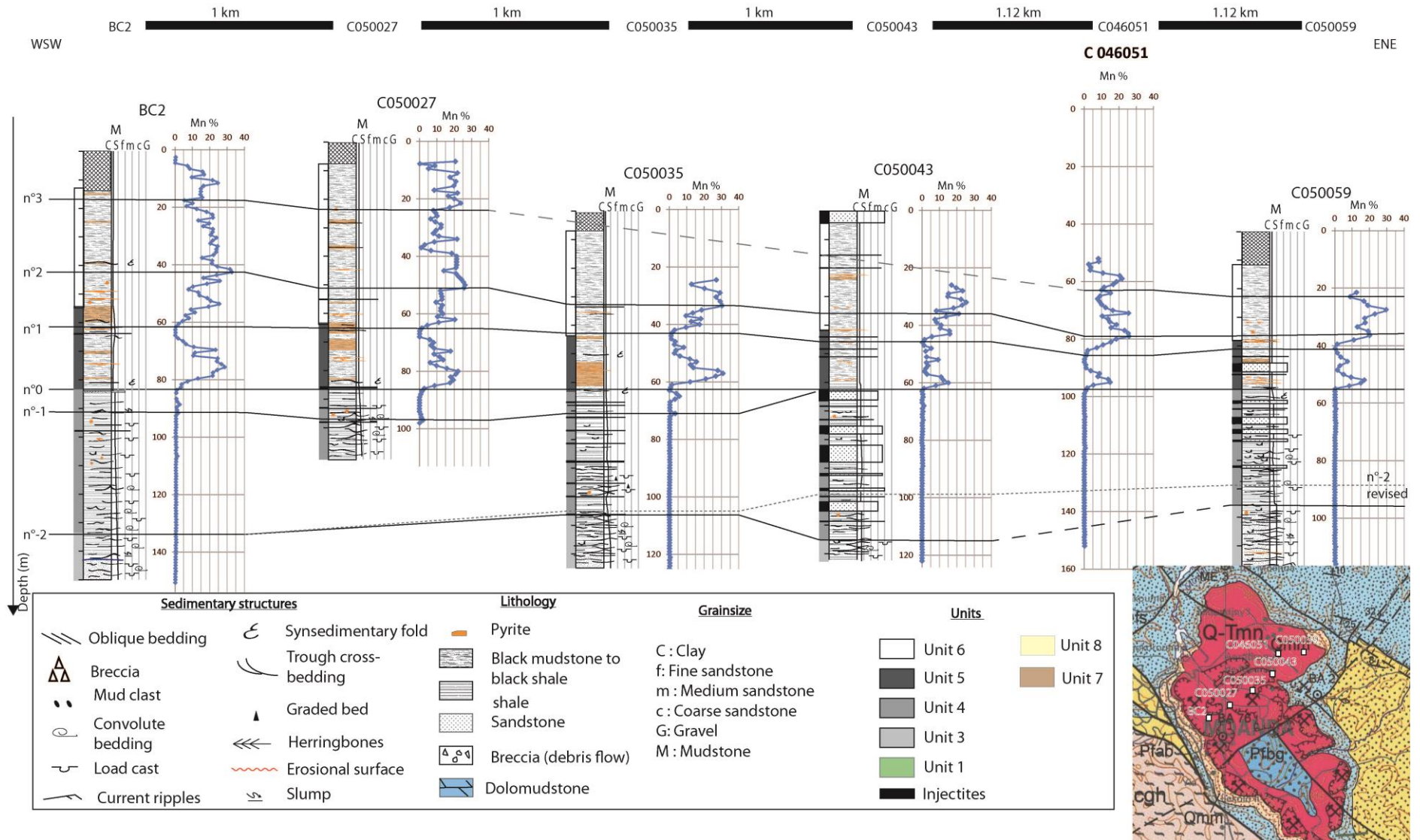


Fig. VII.7: Transect WSW-ENE [T4] situé sur la partie nord du plateau de Bangombé. Le sommet des forages correspond a du remblai ou des oxydes de Mn supergène (hachuré; teneurs Mn mesurées par Comilog).

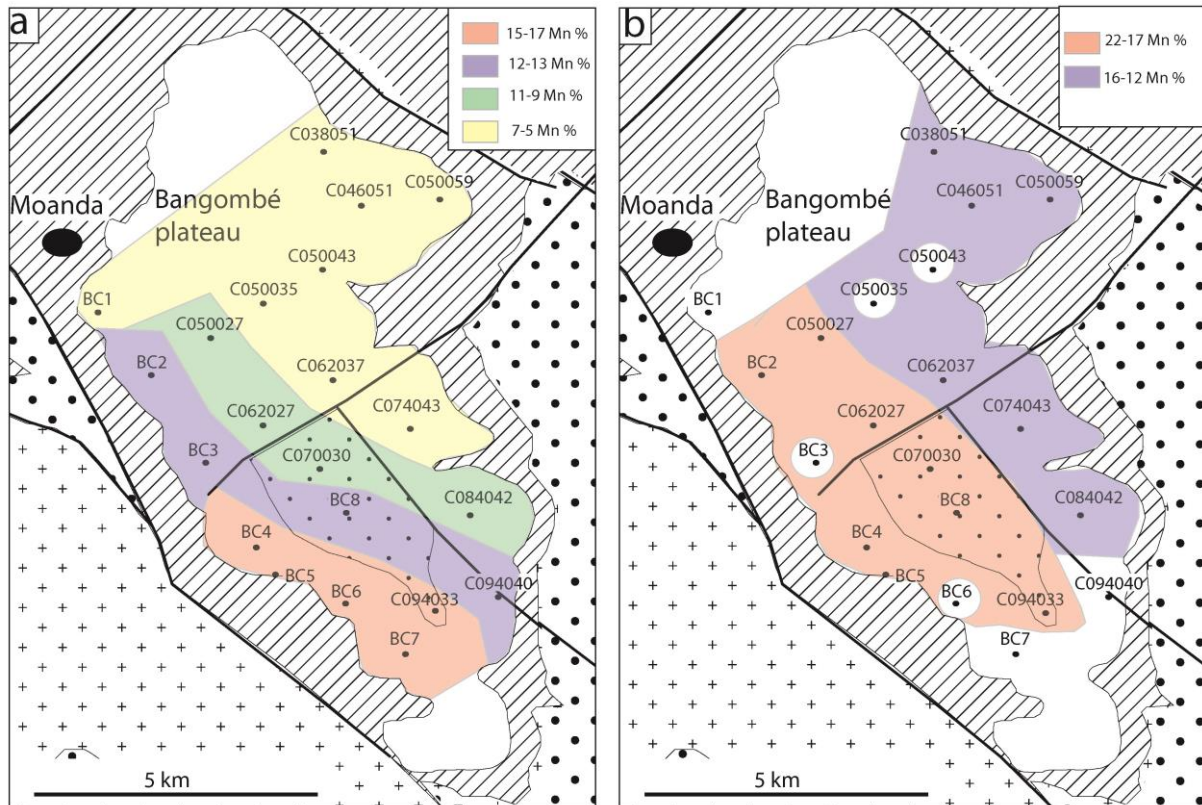


Fig. VII.8: Répartition des moyennes calculées des teneurs en Mn dans la première cloche (a) et dans la deuxième cloche (b). Les forages dans les ronds blancs sont des forages qui ne traversent pas l'ensemble de la deuxième cloche.

VII.1.3. Discussion et modèle de dépôt du protore manganésifère

J'ai interprété les marqueurs en matière de surfaces isochrones de manière à préciser les dépocentres et discuter ensuite les particularités observées sur certains forages. Ce travail m'a permis ensuite d'interpréter l'origine des variations spatiales de l'épaisseur des marqueurs au sein du protore et de proposer un modèle tectono-stratigraphique de l'intervalle minéralisé au droit du plateau de Bangombé.

Interprétation de la variation spatiale des intervalles définis par les marqueurs

Il a été démontré dans le chapitre précédent, que les marqueurs n°-2 et n°0 sont des lignes isochrones, car ils correspondent respectivement aux repères 5 et 6 définis à l'échelle du plateau de Bangombé dans le chapitre IV.

Sur les forages présentant la série manganésifère dans sa totalité, on observe une évolution de tendance identique mais suivant des épaisseurs différentes ce qui tend à montrer que les dépôts des carbonates de Mn correspondent à des épisodes synchrones. Le marqueur n°5 au même titre que les marqueurs délimitant les cloches seraient donc des lignes isochrones et permettent de corréliser les différents forages à l'échelle du plateau de Bangombé.

Le repère du 1^{er} pic de Mn est absent sur les forages du nord du plateau (BC1, C038051, C050043, C046051 et C050059). Ces forages correspondent également aux forages qui contiennent

les plus petites valeurs moyennes de la teneur en Mn de la 1^{ère} cloche. L'absence de ce premier pic pourrait être expliquée par un environnement qui ne permet pas la précipitation du Mn. Les dépôts dans ces forages d'ampélite (microfaciès facies F7a) seraient des équivalents latéraux non enrichis en Mn.

Enfin, le marqueur annonçant l'arrivée des grès massifs de l'Unité 8 correspond à un changement de sédimentation rapide, peu ou non annoncé dans les séries argileuses sous-jacentes (Unité 7). Le dépôt de ces grès marque un changement rapide de sédimentation et pourrait être considéré comme isochrone à l'échelle du plateau.

En conclusion, les marqueurs permettant les corrélations sont interprétées comme des isochrones à l'échelle du plateau de Bangombé.

Intervalles sous le protore:

L'intervalle compris entre les marqueurs n°-2 et n°0 s'épaissit de façon régulière vers l'WSW (transect 4). Cet intervalle est absent ou non visible dans les forages situés dans l'extrême sud du plateau de Bangombé (C094033, C094040 et BC7).

Nous avons vu dans le chapitre IV que l'unité située sous le marqueur n°2 (Unité 3) correspond à des dépôts de levées turbiditiques dont les chenaux se situeraient à l'est du plateau de Bangombé. La différence d'épaisseur de cette l'unité (Unité 3) est en accord avec des dépôts de levées qui créent une paléotopographie avec des dépôts plus épais en direction de l'axe du chenal. A l'arrêt du système turbiditique, les apports redeviendraient constants sur la zone ce qui permettrait de combler par compensation les bas topographiques. Les dépôts vers l'ouest sont donc plus épais pour rééquilibrer la topographie.

Concernant les bancs de dolomudstones du forage C094033 (microfaciès F3a), Weber (1968) avait observé un banc de dolomie dans le forage historique référence (BA-Com; Fig. 6.17). Nos observations sur les forages d'Areva et les corrélations établies par Azzibrouck (1986) montrent que ce niveau n'existe pas sur les forages situés plus au nord du plateau.

Ces observations tendent à proposer un modèle avec un haut topographique où la bathymétrie et l'isolement des flux terrigènes combinés au climat semi-aride (Preat et al., 2011) permettraient la précipitation directe de dolomite latéralement à l'Unité 3 (Arvidson and Mackenzie, 1999b; Azzibrouck, 1986; Tucker et al., 1990).

Ces bancs de dolomudstones marqueraient donc la présence d'une plateforme détachée du reste du bassin par un système de faille (?) puisqu'on ne trouve pas de transition entre le forage C094033 et les forages d'Areva.

L'abandon de cette plateforme au profit des black shales puis des carbonates de manganèses, riches en matière organique sur l'ensemble des forages, impliquerait un changement de bathymétrie (transgression marine) ou des conditions externes (ex : climat) qui sera discuté dans la dernière partie de la thèse.

Corrélation 1^{er} pic:

Pour la corrélation de ce 1^{er} pic, les forages montrant des injectites au niveau de ce dernier ne sont pas pris en compte. Le 1^{er} pic riche en Mn localisé sous le marqueur de référence n°0 est absent dans les forages situés au nord du plateau ; à savoir: BC1, C050043, C038051, C046051 et C050059. Dans les forages comprenant ce 1^{er} pic, on observe que l'intervalle entre ce 1^{er} pic (marqueur n°-1) et le marqueur de référence n°0 diminue vers le sud avec une épaisseur maximale de 12 m au nord (forage C062037) et de 1 m au sud (forage C094033). La valeur maximale de ce pic de Mn est de 8 wt. % au droit du forage BC4. Elle diminue avec l'éloignement au forage BC4.

Nous avons vu au chapitre V.2 que la présence des carbonates de Mn était directement liée aux conditions Eh et Ph induites par les cyanobactéries. Leur formation serait donc stoppée dans des conditions non propices au développement de communauté cyanobactérienne comme par exemple le passage sous la zone photique ou encore un environnement turbide (chap. V.2). L'épaisseur de l'intervalle entre le marqueur n°-1 et n°0 indiquerait un dépocentre plus alimenté au nord en lien avec une subsidence ou une profondeur plus importante qui permettrait d'expliquer l'absence des communautés cyanobactériennes et donc l'absence de carbonates de Mn.

Corrélation des marqueurs du protore :

Le découpage du signal en plusieurs cloches permet de définir un modèle de signal Mn commun à l'ensemble des forages avec dans la quasi-totalité des forages, une première cloche complète. Cette dernière présente une allure en dents de scie qui indiquerait une perturbation du signal d'origine sédimentologique. En effet, la chute des teneurs en Mn pourrait correspondre aux passées d'injectites ou aux niveaux plus silteux souvent associés à des plis synsédimentaires (microfaciès F7a1 et F7b) et en relation avec le passage de courants de fond. Ces deux types de perturbations sont répartis de façon aléatoire sur les forages bien que l'on observe une concentration d'injectites plus importante vers l'est du plateau (voir chapitre IV.3).

La fin de la première cloche comprenant des teneurs Mn proches de zéro est régulièrement marquée par des passées plus silteuses (microfaciès (F7a1)). La chute des teneurs serait due à un arrêt de l'activité bactérienne lors du passage des courants chargés en matériel détritique.

Concernant l'épaisseur de cette première cloche, elle s'épaissit i) vers le nord (pente = 0.16°) et ii) vers l'ouest (pente = 0.15°). Cet épaississement peut être lié à : i) une subsidence le long d'une faille à rupture continue et/ou ii) une subsidence plus importante vers le centre du bassin (vers le nord est) qui présente des séries sédimentaires plus importantes (cf Chap. IV) impliquant un taux de compaction plus élevé. La situation géographique du plateau de Bangombé proche de la faille bordière, permet de proposer un modèle où la subsidence (et de compaction?) est plus importante au nord du plateau. La différence d'épaisseur sur le transect T4 (WSW-ENE) serait en relation avec le graben qui continue à s'effondrer "lentement" et de façon continue, le long de la faille bordière ouest du Bassin de Franceville. Les forages (C050059; C038051) ; légèrement éloignés de cette faille se situeraient à l'est de la charnière du roll over de la faille.

La deuxième cloche est malheureusement incomplète dans un grand nombre de forages. Cependant, les changements d'épaisseur d'un transect à l'autre sont similaires aux observations relatives à la première cloche. La subsidence et le jeu des failles seraient donc toujours actifs au cours du dépôt de ce deuxième intervalle. Enfin, la différence d'épaisseur sur l'ensemble du protore

entre les forages C070030, BC8 et C094033 témoigne d'une subsidence vers le nord constante sur l'ensemble de la période du dépôt du protore ainsi que pendant le dépôt de l'intervalle correspondant à l'Unité 7. Cependant, une autre hypothèse pour ce dernier intervalle (Unité 7) consisterait à placer au sud du plateau une érosion des séries sus-jacentes par des chenaux sous-aquatiques.

Le modèle 3D Fig. VII.9 synthétise les différents points de discussion en soulignant la position du haut fond carbonaté et des intervalles de carbonates de Mn (Fig. VII.9).

Répartition des teneurs en manganèse:

Les teneurs moyennes et maximales en manganèse sont plus importantes au sud-ouest du plateau de Bangombé et diminuent vers le NE. Les teneurs de la deuxième cloche montrent, de la même façon, une diminution vers le NE.

L'importance des injectites à l'est du plateau (cf Chap. IV.3) peut en partie expliquer les plus faibles moyennes observées sur la bordure est du plateau.

De plus, dans le chapitre V, je montre que les variations des teneurs en Mn dépendent directement de la fraction détritique et notamment du pourcentage de SiO₂ en partie présent sous forme de grains de silt de quartz. Je montre également que la production de carbonate de Mn synsédimentaire est principalement gouvernée par des cyanobactéries et diminue lorsque des courants balayent le fond marin. Westall et Rincé (1994) montrent que dans les milieux calmes, les biofilms microbiens sont plus lâches et donc plus fragiles. Le nord du plateau de Bangombé pourrait être soumis à des courants plus fréquents qui détruiraient les filaments bactériens et diminueraient ainsi la production de carbonates de Mn.

La fin de la première cloche marquerait un épisode où les courants de fond s'intensifient suffisamment pour affecter l'ensemble de la zone du plateau de Bangombé (Fig. VII.9).

Compte tenu de la répartition des teneurs en Mn, le sud du plateau serait plus isolé que le nord. La présence de dolomite massive, observée dans le forage C094033, confirme cet isolement associé à un haut topographique. De plus, la faille bordière ouest du bassin de Franceville assurerait une subsidence différentielle du hanging wall. Cette subsidence localisée pourrait concentrer la circulation de courants (Hernández-Molina et al., 2006; Maestro et al., 2003; Rebesco et al., 2014) chargés en Mn²⁺, ce qui expliquerait les plus hauts pics de Mn sur la bordure ouest du Plateau de Bangombé.

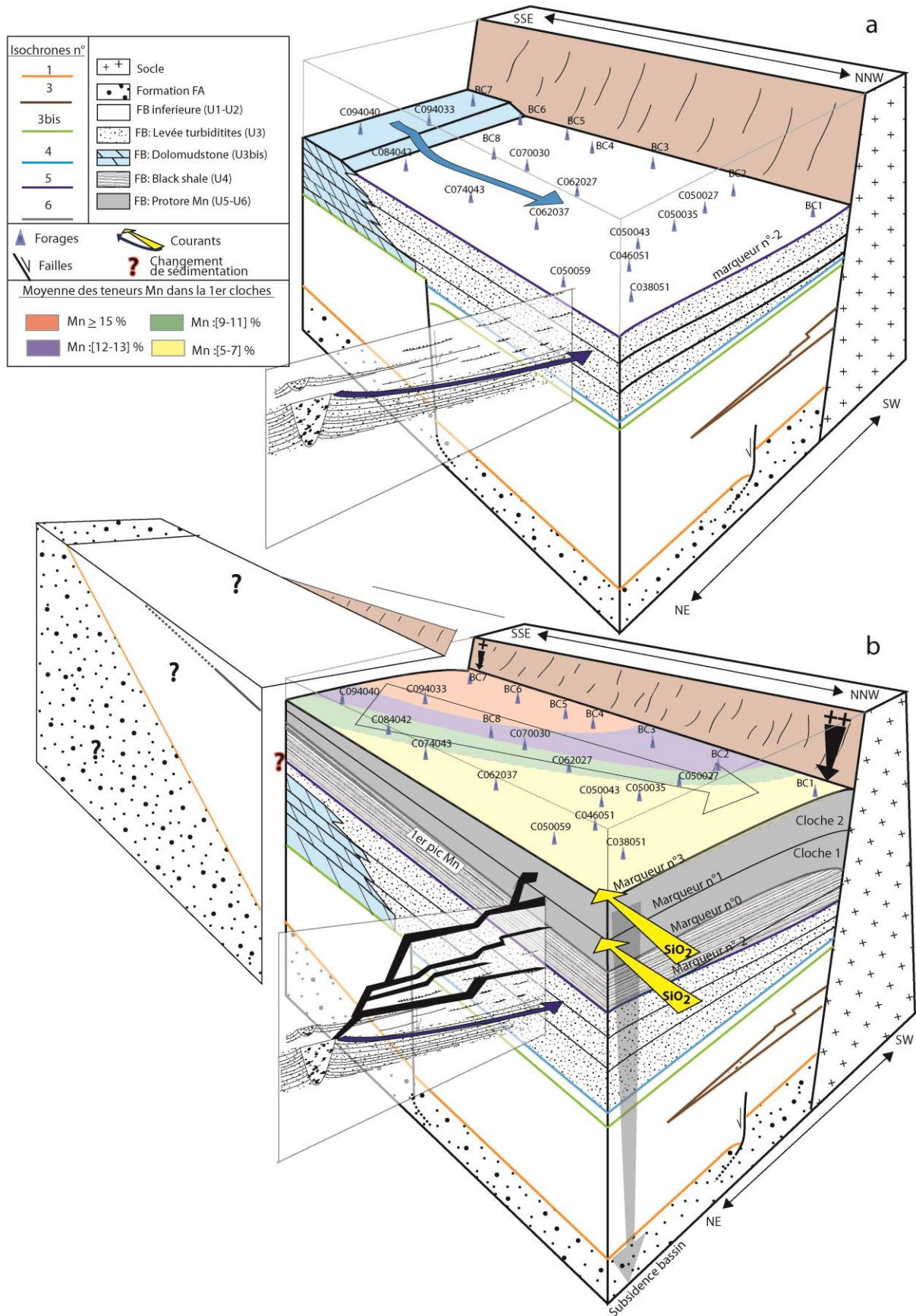


Fig. VII.9 : Bloc diagramme 3D du plateau de Bangombé avec les différents reliefs, failles, dépointres et courants pendant le dépôt des dolomies sur le haut fond (a) et pendant le dépôt des carbonates de manganèse (b).

Synthèse

Ce travail détaillé de corrélation avait pour premier objectif de mieux contraindre les conditions de dépôt en matière de mécanismes de subsidence, de localisation des dépo-centres et de variations des teneurs en Mn. Cette étude a été possible grâce aux forages acquis par Comilog pendant les campagnes de forages 2013 et 2014. La complexité de l'étude résidait dans la détermination de repères qui ont été définis grâce aux changements de tendance des teneurs en Mn le long des forages avec l'appui du découpage en unités définies au chapitre IV. L'ensemble de ces marqueurs étant considérés comme isochrones à l'échelle du plateau de Bangombé. On retiendra les faits marquants suivants :

- L'existence d'un haut fond carbonaté au sud du plateau de Bangombé qui serait probablement à l'origine des grains de dolosiltites (microfaciès F3b) que l'on rencontre, remaniés en plus ou moins grande quantité dans les dépôts latéraux de levées turbiditiques. Ce haut fond serait probablement isolé du reste du plateau par une faille (?).
- Un évènement extérieur (climat/bathymétrie ?) permettrait l'arrêt rapide des dépôts carbonatés sur cette plateforme carbonatée au droit du forage C094033 et le passage rapide à une sédimentation riche en matière organique. Cet évènement serait probablement à l'origine du confinement du bassin permettant la formation des carbonates de manganèse (Unité 5 et 6).
- Les carbonates de manganèse apparaissent d'abord lors d'un bref épisode responsable d'un premier pic de Mn qui reste absent au nord du plateau. L'absence de ce 1^{er} pic serait probablement en relation avec un approfondissement de la bathymétrie ou une limitation locale du confinement ne permettant pas la précipitation des carbonates.
- Le dépôt des carbonates de Mn du protore serait synsédimentaire et contemporain d'une subsidence (et/ou une compaction) plus importante au nord du plateau. De plus, la faille bordière ouest du bassin de Franceville serait de type listrique avec formation d'un anticlinal de roll-over montrant un épaissement du dépo-centre dans le hanging wall.
- Les fortes teneurs en Mn (1^{er} et 2^{ième} cloches) localisées au sud-ouest du plateau de Bangombé diminuent vers le nord-est où les dépôts sont soumis à plus de courants de fond et d'injections sableuses. Ceci perturberait respectivement la production directe des carbonates de Mn et le signal de la teneur en Mn qui forme normalement une cloche relativement lisse.

VII.2. Situation spatiale actuelle du protore manganésifère

Le travail précédent m'a permis de définir la base de la première cloche comme un isochrone à l'échelle du plateau de Bangombé, corrélable sur l'ensemble des forages et qui correspond au marqueur de référence n° 0. Dans cette partie, je considère seulement la position altimétrique de la base du protore entre les forages afin de mieux contraindre son évolution jusqu'à son état actuel et de préciser en particulier les processus de déformation post-dépôt qu'il a pu subir. Ce travail est important pour l'évaluation minière du protore.

VII.2.1. Profils de corrélation

Afin d'avoir une vision complète de la position altimétrique du protore, j'ai repositionné l'ensemble des forages sur une même figure en les alignant suivant deux directions majeures : NNW-SSE montrant quatre transects majeurs (T1' à T4'; Fig. VII.10) et ENE-WSW présentant également quatre autres transects sub-perpendiculaires (Ta à Td ; Fig. VII.11).

La carte des isohypses approchée de la base du protore a été réalisée par la méthode de triangulation à partir de la cote altimétrique du marqueur n°0 de la base du protore dans chaque forage, sur laquelle j'ai également reporté la position des différents transects (Fig. 10).

De l'ouest vers l'est on observe ainsi trois configurations de transects :

- Sur le transect SSE-NNW situé à l'ouest (transect T1'), on observe un profil de la base du protore en touche de piano avec un point haut maximal au niveau du forage BC5 (560 m).
- Le profil SSE-NNW au centre du plateau (Transect T2') montre que la base du protore des forages C094033 et BC8 est quasiment à la même altitude. Dans le forage C070030, elle atteint un minimum d'altitude (440m). Vers le nord du profil, la base du protore remonte en marche d'escalier.
- A l'est du plateau, les profils SSE-NNW T3' et T4' montrent que la base du protore s'approfondit de façon continue du sud vers le nord jusqu'au forage C062037. Puis dans la partie nord du plateau, elle remonte en marche d'escalier.

Sur l'ensemble des profils WSW-ENE (Ta à Td) on observe pour la base du protore (Fig. VII.11):

- Un approfondissement brutal de 65 m à 90 m pour les forages centraux du plateau (C094033, BC8, C070030, C092027 et C050027) marquant un graben.
- La base du protore dans les forages de la partie Est du plateau (T3' et T4') est plus haute de 20 ± 5 m que pour les forages du transect T2' avec au sud une différence maximale de 63 m entre les forages C094033 et C094040.
- Ces deux observations montrent une structure en graben au centre du plateau, aligné suivant l'allongement du bassin (NNW-SSE).
- Le profil Ta montre une géométrie de touches de piano avec un maximum d'altitude pour le forage C050035 (520 m) et un minimum pour le forage C046051 (472 m). A l'extrémité Est du profil, la base du protore du forage C050059 remonte de 30 m.

Enfin, en recoupant les deux directions et en s'appuyant sur la carte des isohypses de la base du protore (Fig. VII.10) on observe que la base du protore des forages BC5 et C050035 est plus haute que l'ensemble des forages qui les entourent et inversement pour la base du protore du forage C070030.

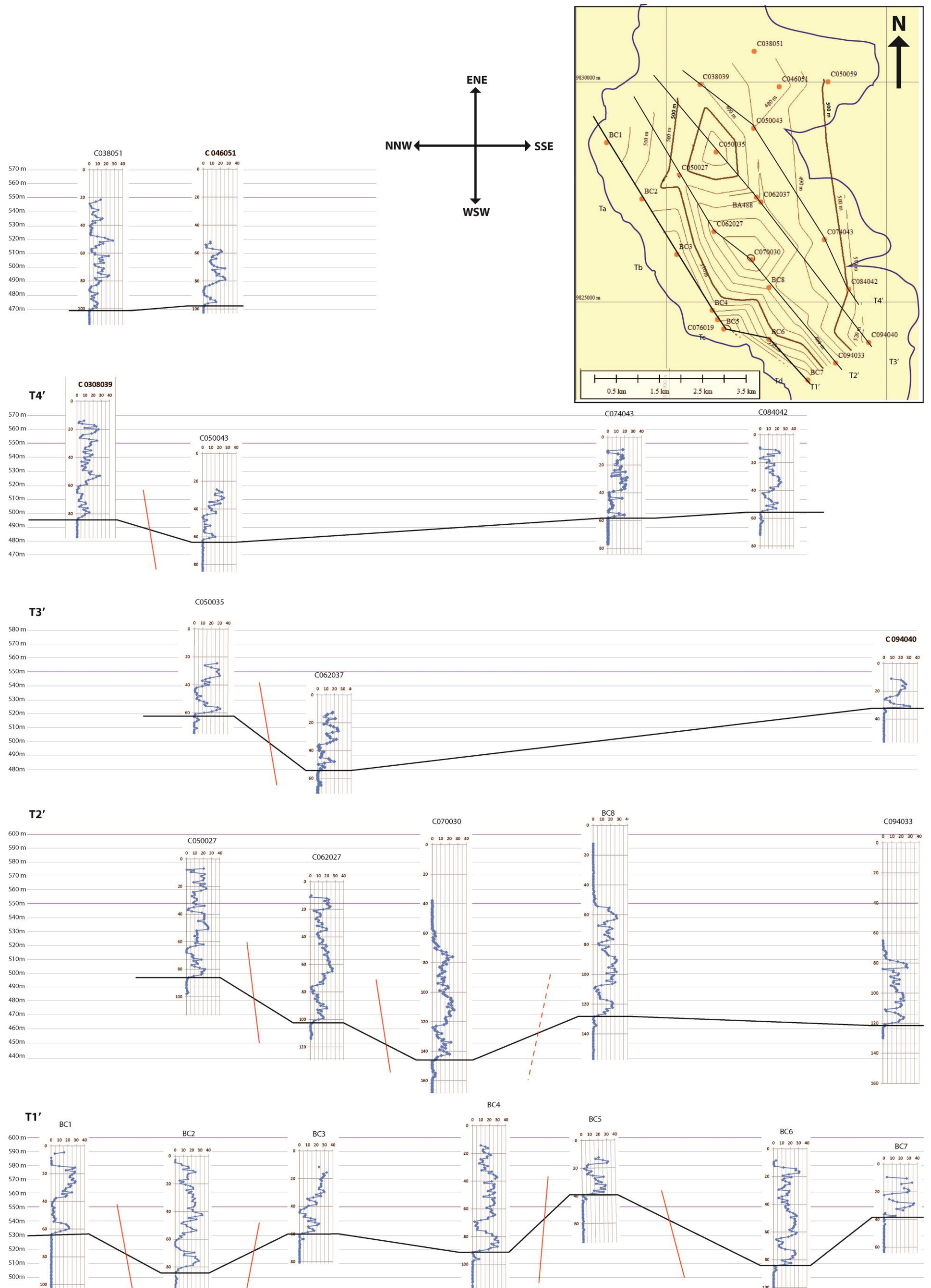


Fig. VII.10: Corrélation de la base du protore manganésifère sur le plateau de Bangombé des profils NNW-SSE (T1' à T4'). En rouge sont indiquées les potentielles failles. En haut à droite, carte des isohypses de la base du protore (cf Fig. VII.11 pour détail des transect Ta à Td; te; teneurs Mn mesurées par Comilog).

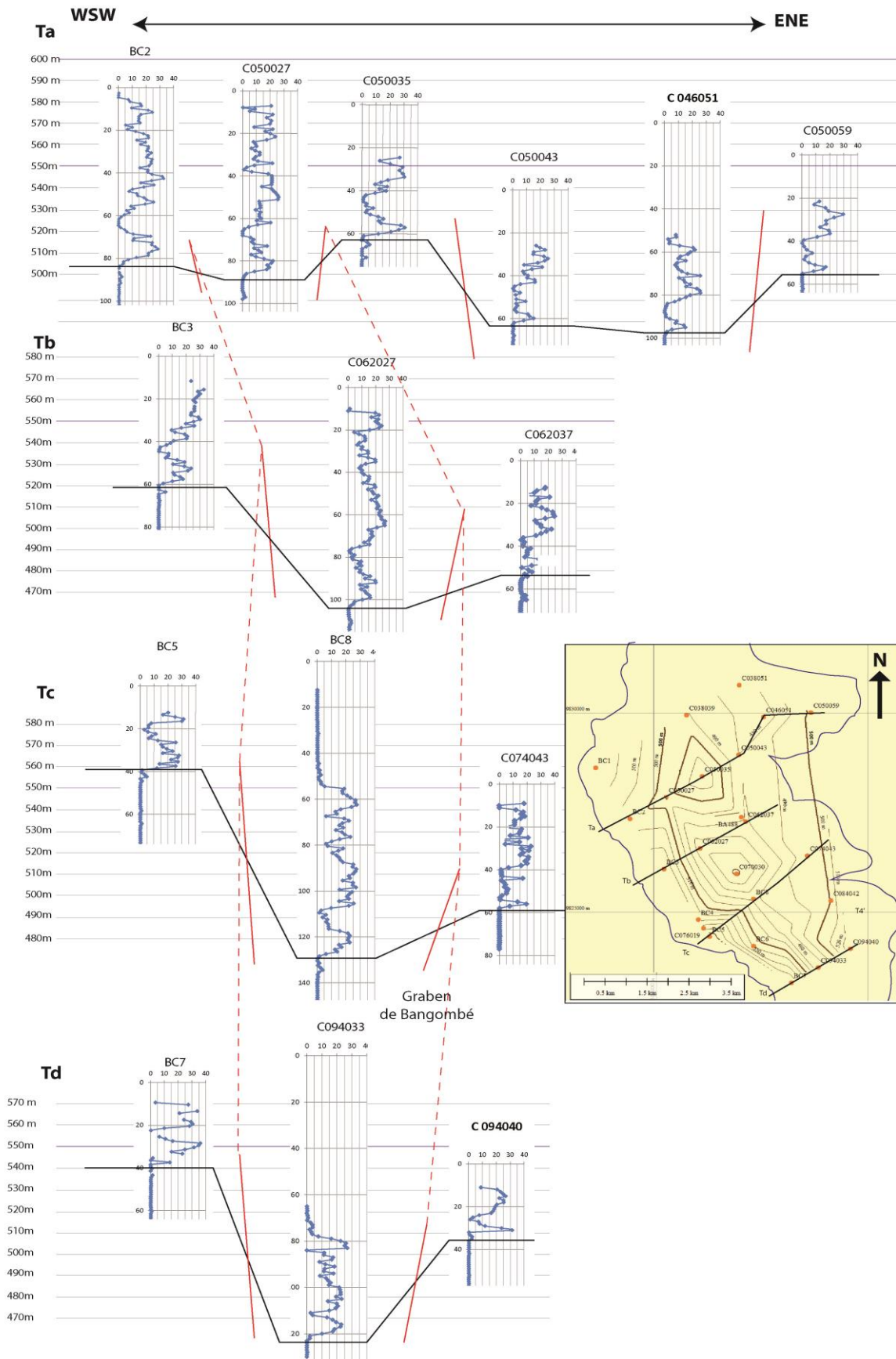


Fig. VII.11: Corrélation de la base du protore manganésifère sur le plateau de Bangombé des profils Ta à Td (WSW-ENE). En rouge est indiqué le graben du plateau de Bangombé (teneurs Mn mesurées par Comilog).

VII.2.2. Discussion sur la situation actuelle du Protore

De manière générale on observe des variations d'altitudes positives et négatives de la base du protore sur l'ensemble des transects. J'ai montré, dans la partie précédente que les dépôts du protore étaient synchrones et gouvernés par une subsidence différentielle le long de la faille bordière Est du bassin de Franceville et au nord du plateau.

L'architecture actuelle du protore serait donc perturbée par des plis et/ou des failles post-sédimentaires responsables de la différence d'altitude du protore d'un forage à un autre. Cependant, ces variations ne sont pas corrélables entre les profils (NNW-SSE et ENE-WSW) ce qui implique plusieurs directions de déformations. Les sauts altimétriques du marqueur n°0 ne permettent pas d'expliquer une longueur d'onde pouvant correspondre à des plis. Ces variations de la position altimétrique du mur du protore seraient ainsi principalement liées à des mouvements de failles post-dépôt qui structurent le protore en "touches de piano".

Avant de repositionner ces failles sur le plateau de Bangombé, il est important de prendre en compte l'architecture initiale du protore, ainsi que l'existence de failles synsédimentaires pendant les dépôts sous-jacent des unités 1 à 3 (Chap. VI).

En effet, nous avons noté dans la partie précédente une pente de 0,16° vers le nord-est à la fin du dépôt de la première cloche de Mn. A la fin du dépôt total du protore, la différence d'épaisseur du protore entre les forages C094033 et C070030 montre une différence de 31 m pour une distance de 3 km, soit une pente vers le nord de la base du protore de 0,6° (1,3 wt. %). Sachant que la Formation FC est par endroit contemporaine de la Formation FB (Preat et al., 2011) et que les formations FD et FE appartiennent à une seconde phase de dépôt et recouvrent l'ensemble des formations FB/FC (Preat et al, 2011 ; Gauthier-lafaye, 1986 ; Feybesse et al., 1998), on peut suggérer que la base du protore n'a pas ou peu subi de subsidence différentielle après le dépôt du Membre FB2. On devrait donc observer la base du protore qui s'approfondit vers le nord sur les profils SSE-NNW et de l'est vers l'ouest sur le profil Ta avec une pente d'environ 1 à 1,5 wt. %.

Suivant cette logique, la base du protore des forages C094033 et BC8 devrait montrer une altitude différente. Ainsi, la base du protore du BC8 devrait être 30 m plus bas que celle du forage C094033.

En revanche, la partie sud des profils T3' et T4' est cohérente avec un approfondissement régulier vers le nord.

Pour contraindre l'architecture actuelle du protore par des failles, j'ai privilégié l'existence de failles de direction NNW-SSE pour trois raisons : i) leur géométrie permet d'expliquer en partie les décalages observés ; ii) Les failles observées sur l'affleurement de la carrière pilote présentent toutes des crochons de faille inverse d'azimut N150E°, certaines présentent à la fois des critères de faille normale et inverse (cf: chap. IV) ; iii) Cette direction est en accord avec l'orientation du bassin et iv) La carte géologique (Bouton et al., 2009a) montre une majorité de failles secondaires dans cette direction.

Cependant, cette seule direction de faille ne peut expliquer l'architecture actuelle du protore. La carte géologique montre une autre famille de failles WSW-ENE qui a également été mise en évidence dans le chapitre VI et que nous avons utilisée pour compléter le modèle proposé ci-dessous (Fig. VII.12).

L'architecture du protore serait donc régie par cinq grandes failles (failles a à e) NNW-SSE, deux failles ENE-WSW (failles f, g et i) et une dernière faille N-S (faille h ; Fig. VII.12).

La faille *a* permet de positionner le forage BC5 sur un point haut avec un rejet cumulé d'environ 40 m. Cette faille initialement normale aurait pu rejouer en mouvement inverse dans un second temps en accord avec les observations de l'affleurement de la carrière pilote.

La faille *b* correspondrait à la limite marquée comme une discordance normale sur la carte géologique entre les grès de L'Unité 8 et les black shales de l'Unité 7. Cette faille d'un rejet moyen de 80 m s'amortirait vers le nord au niveau du forage BC3.

Couplée à la faille *b*, la faille *c* d'un rejet de 65 m au sud et d'environ 25 m plus au nord, permet l'effondrement du centre du plateau suivant un graben (Gaben de Bangombé ; Fig. VII.12). Cette faille est déjà mentionnée sur la carte géologique et je propose de la poursuivre plus au nord. De plus cette faille *c* avait également été identifiée comme synsédimentaire pendant le dépôt des unités 1 à 3. Suivant la géométrie en horst et en graben qui est à l'origine du bassin de Franceville, on peut supposer que le graben de Bangombé a été initialement mis en place de façon synsédimentaire pendant le dépôt des unités 1 à 3. La réactivation de ces mêmes failles, de façon post-sédimentaire structure actuellement le plateau de Bangombé.

Une prolongation (faille *c'*) des failles *b* et *c* vers le nord-ouest qui se branche sur la faille bordière permettrait d'expliquer les décalages observés entre les forages BC3, BC2, C060027 et les autres forages. La faille *c* avait déjà été interprétée dans le chapitre VI comme une faille synsédimentaire affectant les épaisseurs des unités 1 à 3. Cette faille initialement synsédimentaire aurait donc rejouée de façon post-dépôt.

Les failles *d* et *e* pourraient être des prolongations de failles mentionnées sur la carte géologique.

La faille *f* permet un alignement de la base du protore entre le forage C094033 et BC8 qui devrait normalement être décalée de 30 m.

La faille *g* correspond à une faille déjà observée dans le chapitre VI et est mentionnée sur la carte géologique. Cette faille synsédimentaire aurait donc rejoué de façon post dépôt.

La faille *i* permet d'expliquer l'altitude (+25 à 30 m) de la base du protore par rapport au nord du plateau de Bangombé (forages BC1 et C038059).

Enfin, le forage C050035 étant sur un point haut, seul la présence d'une faille nord-sud permet d'isoler ce forage des autres (faille *h*).

Ces failles post-sédimentaires ont pu être formées ou rejouer à différentes étapes de l'histoire tectonique du bassin de Franceville, ce qui expliquerait alors les différentes orientations. Feybesse et al., (1998) proposent un évènement E3 qui correspond à un rejeu des failles de direction NW-SE entre 2040–1920 Ma. Cet évènement pourrait expliquer les failles *a* à *e* (NNW-SSE) qui affectent actuellement le protore. Pambo et al, (2006) proposent une contrainte $\sigma_1 = 160^\circ\text{E}$ qui affecte le bassin de Franceville pendant le Panafricain. Ce deuxième évènement ($\sigma_1 = 160^\circ\text{E}$) pourrait expliquer les failles de direction WSW-ENE (failles *f*, *g*, *i*).

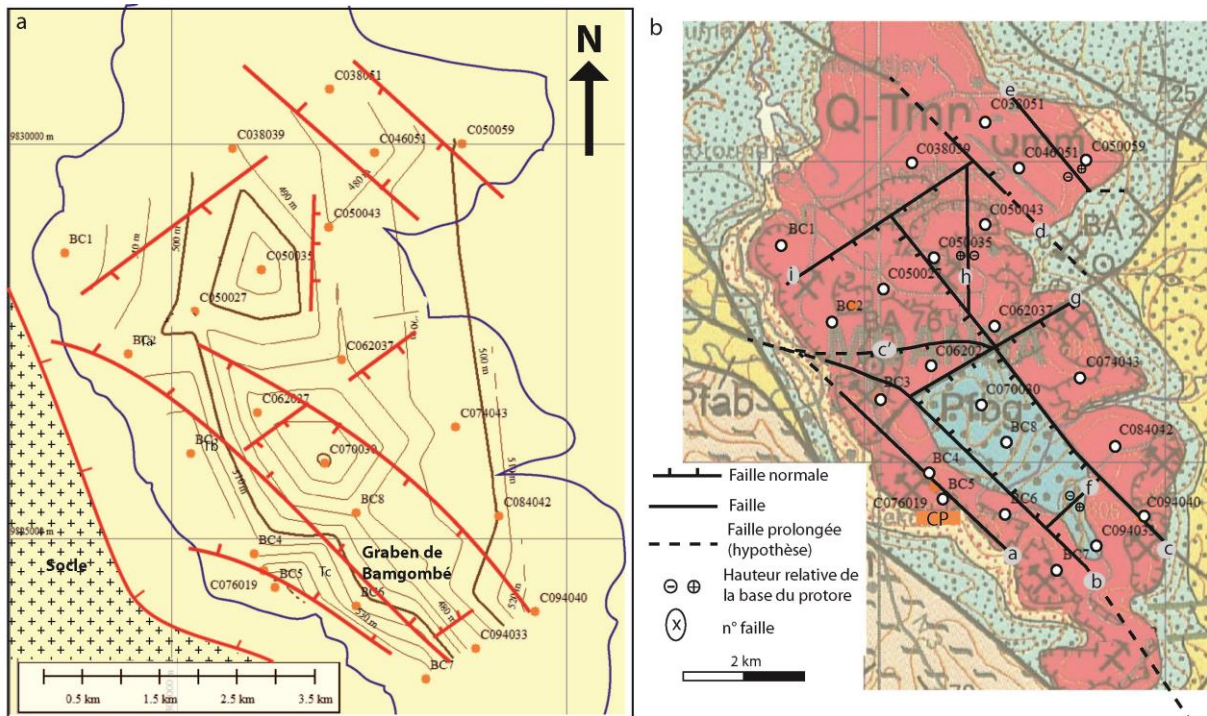


Fig. VII.12 : a) Positionnement des failles sur la carte des isohypses d'après les transects effectués et b) Modèle de la compartimentation par failles suivant les failles préexistantes de la carte géologique sur le plateau de Bangombé (Bouton et al., 2009a).

Synthèse et limites

A travers les corrélations spatiales de la base du protore, j'ai montré la complexité de sa situation actuelle qui traduit une forte compartimentation.

- L'architecture actuelle serait contrôlée au premier ordre par des failles d'orientation préférentielle NNW-SSW puis au second ordre par des failles d'orientation ENE-WSW qui conduisent à un découpage en "touches en piano".
- Le graben de Bangombé actuellement visible est probablement dû à une réactivation des failles synsédimentaires actives lors du dépôt des unités 1 à 3.
- Cette situation traduit une forte segmentation du plateau de Bangombé et souligne l'importance de la prise en compte des failles dans la construction d'un modèle de gisement.
- Les failles *b*, *c* et *g* sont celles qui créent le plus de décalage ; leur position se superposent aux accidents déjà mentionnés sur la carte géologique. Bien évidemment, il s'agit d'un travail préliminaire qui méritera d'être approfondi avec les données d'exploration futures.

4^{ème} Partie: synthèse discussion et perspectives



Chutes de la Djoumou, au détour de la rivière

Avant-propos:

Cette dernière partie consiste à dégager et discuter les principaux messages de ce travail. Elle comprend 4 chapitres :

- Un premier chapitre synthétise les résultats obtenus au cours d'une approche multidisciplinaire liant la sédimentologie, la pétrologie, la minéralogie, la géochimie et l'étude de diagraphies. Elle permet de mettre en relief les questions restées en suspens lors de ce travail de thèse.
- Le deuxième chapitre s'attache à essayer de répondre à ces questions à partir d'une discussion qui s'appuie en partie sur des travaux complémentaires sur le Bassin de Franceville.
- Dans un troisième chapitre, je discute mes résultats en matière d'implications minières.
- Enfin j'aborde les perspectives minières et scientifiques de ce travail.

VIII. Synthèse des résultats

Les objectifs de ce travail de thèse étaient : i) de définir les environnements de dépôt des différentes unités qui encadrent le protore et le protore lui-même, ii) de contraindre les mécanismes de formations des carbonates de manganèse constituant le protore et iii) de caractériser de façon spatiale et temporelle l'architecture du protore.

VIII.1. Environnements de dépôt et évolution tectono-sédimentaire de la Formation FB

Les environnements de dépôt ont été caractérisés depuis la transition FA/FB jusqu'au sommet de la Formation FB au droit du plateau de Bangombé (Fig. VIII.1). Le sommet de la Formation FA a été étudié pour la première fois sur le plateau de Bangombé, ce qui a permis de préciser les conditions de la transition FA/FB. La Formation FB, quant à elle, a été divisée en neuf unités nommées de la base au sommet, Unité 1 (U1) à Unité 9 (U9). L'ensemble de la séquence montre un cycle rétrogradant jusqu'à l'Unité 5 puis progradant jusqu'à l'Unité 9.

Le sommet du FA correspond à un vaste épandage deltaïque de type braid-delta, actif pendant les épisodes de crue et dominé par la marée lors des périodes d'étiage. Ce delta est rapidement ennoyé en contexte transgressif pour laisser place à des dépôts de shoreface contrôlés par des courants tractifs deltaïques et les processus de houle dans un environnement ouvert (Unité 1).

L'Unité 2 marque un approfondissement du bassin caractérisé par le dépôt de black shales en domaine d'offshore. Dans cet environnement profond, se met progressivement en place un système de chenaux-levées turbiditiques dont les levées représentent les dépôts de l'Unité 3 au niveau du plateau de Bangombé. Les chenaux seraient, quant à eux, situés à l'est du plateau et correspondraient également à la source d'un réseau d'injections sableuses qui affecte les 150 m de série de l'Unité 4 à l'Unité 7 reconnu sur l'ensemble du plateau et jusqu'à Franceville (Fig. VIII.1).

L'Unité 4 marque un retour à une sédimentation dominée par la décantation toujours dans un bassin restreint et qui tend vers l'isolement avec des passées gréseuses diminuant jusqu'à disparaître. La transition entre l'Unité 4 et 5 est caractérisée par un changement radical de sédimentation qui passe à une sédimentation biochimique (Unité 5 et 6).

L'Unité 5 marque l'isolement du bassin dans un environnement sous la limite d'action des vagues, qui devient affamé avec le dépôt de black shales où alternent des niveaux riches en pyrite et des niveaux enrichis en carbonates de Mn. L'Unité 6 correspond aux plus fortes teneurs en Mn avec le dépôt de carbonates de Mn massifs, perturbés localement par des retours à une sédimentation argileuse apportée par des courants de fond très peu chargés, et souvent cisailants. La transition entre l'Unité 6 et 7 est rapide et permet un retour à une sédimentation à nouveau gouvernée par les apports terrigènes en domaine d'offshore supérieur soumis à des pulses deltaïques. L'Unité 8 montre le comblement du bassin avec des dépôts de barres de tempête recoupées par des chenaux deltaïques sous-aquatiques en domaine d'offshore transition puis de shoreface. Par la suite, on observe un isolement des dépôts qui redeviennent dominés par des dépôts de décantation dans un environnement calme et peu profond rapporté à un milieu lagunaire (U9; Fig. VIII.1). C'est dans cet environnement qu'apparaissent les premiers organismes multicellulaires de la planète (El Albani et al., 2014, 2010).

Ces unités de dépôts montrent des variations d'épaisseurs sur le plateau de Bangombé ainsi que des variations latérales de faciès contrôlées par l'évolution tectono-sédimentaire du bassin. Ces variations ont pour origine la subsidence différentielle le long des failles normales qui structurent le bassin de Franceville.

Je montre à travers l'étude des paléoenvironnements et des corrélations deux phases tectoniques contrôlant les dépôts de la Formation FB (Fig. VIII.1). La première phase (U1 à U3) à caractère syn-tectonique enregistre le mouvement des failles normales à partir d'une subsidence différentielle des bordures vers le centre du bassin. Au centre du bassin, les dépôts grossiers seraient gouvernés par la mise en place de chenaux turbiditiques. Les parties intermédiaires seraient, quant à elles, contrôlées par des processus de décantation. Enfin, les hauts-fonds se développeraient sur le footwall de failles normales bordières à fort rejet vertical qui font affleurer le socle sur les escarpements de la bordure du bassin (debris-flows à blocs de granite et de dolomite). Les dépôts au droit du plateau de Bangombé sont affectés par des failles secondaires permettant la différenciation de dépocentres localisés dans la partie nord du plateau et responsables de lacunes de sédimentation sur les bordures ouest et sud de ce dernier. Cette phase syn-tectonique est soulignée par les paléoenvironnements des unités 1 à 3 qui montrent un approfondissement du bassin ; en accord avec l'accommodation associée aux mouvements des failles normales.

La deuxième phase correspond à une quiescence tectonique permettant le dépôt quasi isopaque des unités 4, 5 et 6. On observe, en effet, pour l'intervalle du protore manganésifère une différence d'épaisseur plurimétrique gouvernée par une subsidence plus importante au nord du plateau.

Les unités U7 et U8 sont caractérisées par la progradation d'un système deltaïque qui marque le comblement du bassin suivant une séquence régressive en continuité avec la période de quiescence.

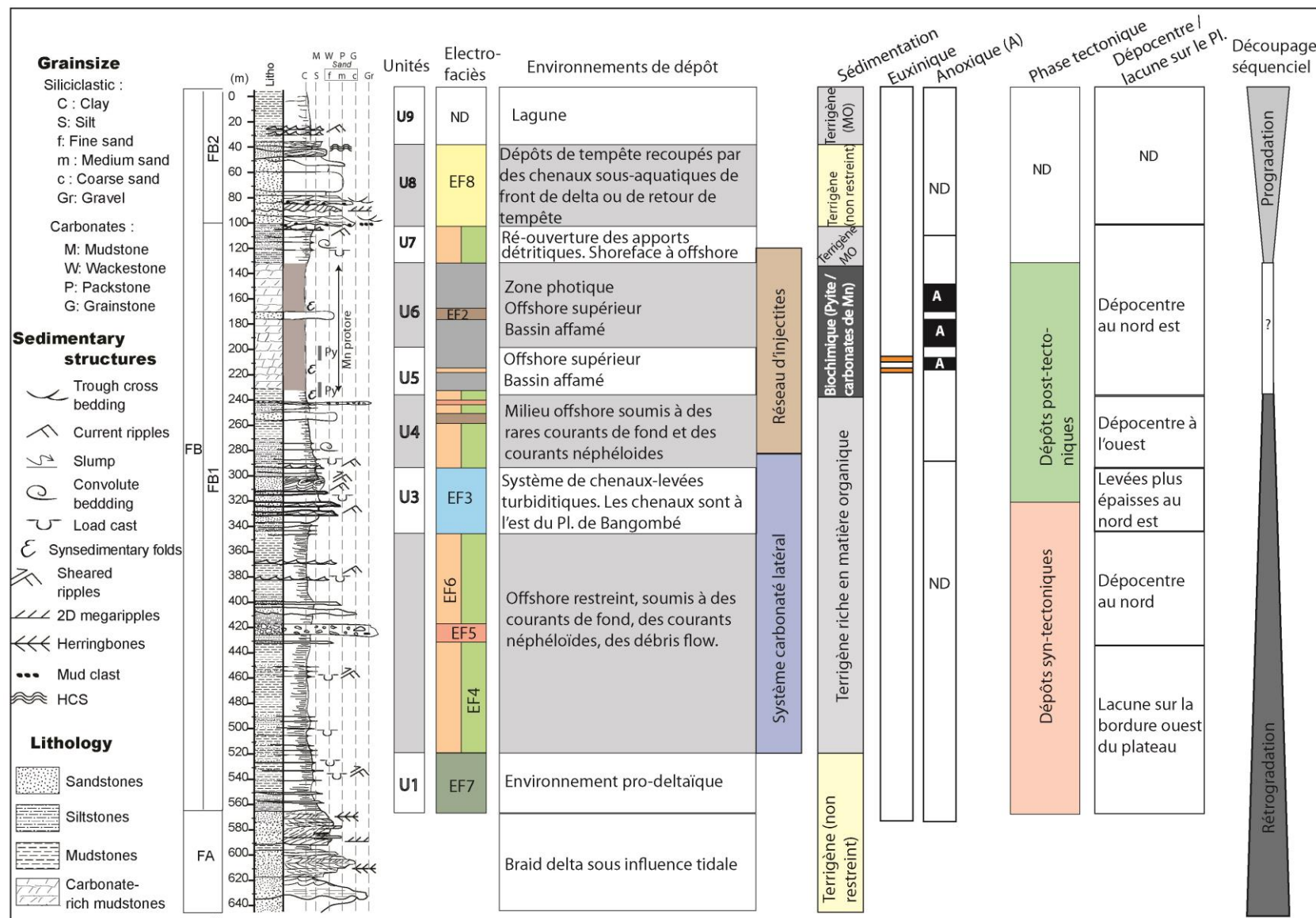


Fig. VIII.1 : Synthèse tectono-stratigraphique de la Formation FB du plateau de Bangombé (ND= non déterminé)

Les unités 5 et 6 correspondant au protore manganésifère marquent un changement de sédimentation relativement rapide caractérisé par une sédimentation essentiellement biochimique dans un bassin affamé. Ce changement de sédimentation place ces deux unités dans un système à part, non connecté au système terrigène de la Formation FB. Ce changement de sédimentation rapide est corrélable sur l'ensemble du plateau de Bangombé à partir des logs sédimentologiques et des diagraphies. Il a été interprété comme un marqueur isochrone qui traduit un changement majeur du système sédimentaire.

VIII.2. Milieu de dépôt et formation des carbonates de Mn

Les études sédimentologiques et géochimiques sur les éléments majeurs, traces (incluant les Terres Rares) et les teneurs en C_{org} et C_{carb} ainsi qu'en soufre ont permis de préciser l'environnement de dépôt des unités 5 et 6 correspondant au protore manganésifère et des transitions inférieure et supérieure qui l'encadrent.

Dans ce contexte, je montre que les très faibles teneurs en uranium pourraient témoigner d'une atmosphère encore restreinte ne permettant pas l'oxydation et le transport de l'uranium sous forme U^{6+} dissout vers le bassin. Ceci est en accord avec le signal du gamma-ray qui montre les fortes valeurs en U dans les grès où il serait transporté sous forme d'uraninite détritique.

Le dépôt des unités 5 et 6 s'effectuerait en domaine de bassin en zone photique, sous la limite d'action des vagues. Les anomalies positive en Ce et la présence de dolomie primaire indiquent un milieu encore anoxique à sub-oxique et alcalin. Les anomalies positives en Y et en Eu indiquent l'entrée, au droit du plateau de Bangombé, d'un flux hydrothermal estimé à 1 à 5 %. Les micro-textures des carbonates de Mn présentent des formes bactériomorphes parfaitement préservées avec des reliques de filaments bactériens qui témoignent du piégeage relativement précoce du manganèse en lien avec une activité biogénique. A la différence des modèles couramment admis dans la littérature (formation de carbonates de manganèse par oxydation de la matière organique pendant la diagenèse d'enfouissement) je propose, à partir de mes observations pétrographiques et géochimiques un modèle de précipitation induite par la prolifération de cyanobactéries sur le fond marin. Le développement de communautés cyanobactériennes permettrait, à partir, du processus de photosynthèse : 1) une dépression en CO_2/HCO_3 de l'eau de mer et 2) une augmentation locale du pH permettant la précipitation induite de carbonates de manganèse à l'interface eau-sédiment au plus près des filaments bactériens. Les carbonates de Mn ainsi formés, sont présents sous forme i) bactériomorphe si la précipitation a lieu au contact du filament, ii) de cristaux zonaires, si la dolomite sert de nucléus ou iii) de "*wavy lamination*" si les tapis bactériens sont directement dégradés. L'activité bactérienne et cyanobactérienne serait très fortement conditionnée par l'absence d'apports boueux terrigènes par les courants de fond qui limiteraient la pénétration de la lumière et recouvriraient les voiles algo-bactériens stoppant ainsi la précipitation de carbonates de Mn.

La présence locale de pyrite bactérienne dans l'unité proprement manganésifère (U6) témoignerait de processus limités de sulfato-réduction bactérienne proche de conditions euxiniques, pendant la diagenèse précoce. Ces processus permettraient une redistribution partielle des carbonates de Mn qui réagiraient avec le CO_2/HCO_3 de la matière organique en cours de dégradation ; avec effacement local des fabriques primaires et aggradation/recristallisation/néomorphose des

phases carbonatées de la série de la dolomite (dolomie à rhodochrosite). Ce travail permet donc ici pour la première fois d'apporter de nouvelles contraintes géochimiques et sédimentologiques pour appuyer le modèle de précipitation directe des carbonates de Mn proposé initialement par Delian et al, (1999) et Polgari et al, (2002). Dans le cas du bassin de Franceville, ce processus se produit précisément au cours du dernier épisode de transition vers la "Terre moderne" à 2,1 Ga ; au moment où le processus de photosynthèse "s'emballe" à la surface de la planète (Holland, 2006). Les grands gisements de carbonates de Mn connus à la surface de la planète (Brésil, Australie, Afrique de l'Ouest et du Sud) paraissent confirmer l'originalité de cette période.

VIII.3. Architecture du protore manganésifère

Le profil de la teneur en Mn du protore présente une évolution verticale en cloches et en creux corrélable sur l'ensemble du plateau de Bangombé. Les teneurs en manganèse montrent un premier pic avec des teneurs à 5 wt. % puis une décroissance à 0 wt. %. Au-dessus, on observe trois cloches (Mn > 15 wt. %) séparées par des retours à une sédimentation plus terrigène avec des valeurs en Mn comprises entre 0 et 15 wt. %. Cette tendance commune de l'enveloppe des teneurs de Mn m'a permis de définir des lignes isochrones corrélables à l'échelle du plateau de Bangombé, au travers de quatre profils regroupant 22 forages, et ainsi de pouvoir définir des dépo-centres et localiser les hautes teneurs. J'ai cependant montré qu'il existait des variations continues d'ordre métrique de l'épaisseur des dépôts minéralisés entre deux marqueurs isochrones. Les épaisseurs entre deux isochrones augmentent vers le nord-est et sur la bordure ouest du plateau de Bangombé. Ces variations d'épaisseur peuvent être attribuées à une subsidence plus importante au nord-est du plateau en lien avec un mouvement continu mais faible le long de la faille bordière ouest du Bassin. Par contre les fortes valeurs en Mn sont observées sur les cloches moins épaisses au sud du plateau de Bangombé, ce qui pourrait être lié à un isolement du plateau dû à un haut-fond. Cet isolement favoriserait le développement des colonies de cyanobactérie dans un environnement plus calme et très peu perturbé par les courants de fond. Les plus faibles teneurs pourraient être liées à une dilution du Mn dans la pile sédimentaire plus importante au nord-est.

Le protore dans sa situation actuelle montre, par contre, des décalages plurimétriques soulignés par la position des marqueurs isochrones. Cette situation serait liée au mouvement post dépôt de failles que je confirme par l'analyse des affleurements et des diagraphies dans les forages BA490 et BA488. Je propose alors une compartimentation du protore en touche de piano suivant deux directions majeures : parallèle et perpendiculaire à l'allongement du bassin (NNE-SSE). Pour une partie au moins, ces mouvements seraient en relation avec la réactivation de failles synsédimentaires.

IX. Discussion

IX.1. Les questions en suspens

Les résultats obtenus au fil du manuscrit ont permis de répondre aux principaux objectifs de cette thèse mais soulèvent également de nouvelles questions/interrogations qui sont énumérées et discutées ci-dessous.

Je montre que le Mn est lié à un apport d'origine hydrothermale mais la source à l'origine de ce flux n'a pas pu être précisée. De plus ce flux hydrothermal paraît très faible comparé aux fortes teneurs en Mn enregistrées dans les dépôts du protore. On peut donc se demander si l'estimation du flux à partir des données géochimiques est bien réaliste ou si une partie du Mn provient d'un autre type de source ?

Le protore a été reconnu sur l'ensemble du plateau de Bangombé ; en revanche, on peut se demander s'il présente la même répartition sur le reste du bassin de Franceville ? J'ai montré dans le chapitre IV.4 que des plateaux semblables, enrichis en Mn, existent dans le reste du bassin ce qui confirmerait l'extension générale de cet intervalle manganésifère.

Je montre dans ce travail que la mise en place et la disparition du système biochimique des Unités 5 et 6 traduit un événement majeur à l'échelle du bassin pour lequel j'ai privilégié deux hypothèses, à savoir : (1) Un arrêt brutal des apports terrigènes sous l'effet d'un événement climatique tel qu'une glaciation ou d'un pic d'aridité ou (2) Une transgression rapide qui ennoierait le bassin.

Le modèle de transgression est souvent privilégié pour expliquer la formation des carbonates de manganèse du Précambrien, car il permet d'expliquer un premier stade de précipitation du Mn sous forme d'oxydes, suivi d'une carbonatation pendant la diagenèse (Maynard, 2010; Roy, 2006, 2000). Cependant dans le cas du bassin de Franceville, je montre que la formation des carbonates de Mn est directe et syn-dépôt ; ce qui amène à privilégier une hypothèse climatique.

IX.2. Les réponses possibles

Cette partie développe les questions posées précédemment en essayant de proposer si ce n'est des réponses, au moins des orientations permettant d'axer les travaux potentiels futurs.

Dans une première partie j'aborde la problématique de la source du Mn, puis je m'attache à contraindre l'extension du protore manganésifère à l'échelle du bassin de Franceville et dans une troisième partie je discute des causes de l'isolement du bassin affamé qui conduit au dépôt des carbonates de Mn puis, je replace le modèle métallogénique du bassin de Franceville à l'échelle mondiale.

IX.2.1. Source du Mn

L'étude géochimique a montré des anomalies positives en métaux Co, Cu, Sr, Zn et Ni, en Fer et en Mn. Le diagramme ternaire Mn, Fe, (Co+Ni+Zn)* 10 couplé à l'anomalie en Y et au rapport Y/Ho (=48) témoigne d'une source hydrothermale affectant l'eau de mer à hauteur de 1 à 5 % (Bonatti et al., 1972; Crerar et al., 1982; Pelletier et al., 2016; Swanner et al., 2014). Ce flux hydrothermal serait à l'origine de l'apport du Mn sur la bordure du bassin de Franceville au niveau du Plateau de Bangombé.

Le faible apport hydrothermal pour des concentrations aussi importantes en manganèse et en cobalt (supérieur à 200 ppm pour le chimiofaciès G1 = F7c) serait la preuve d'un océan resté anoxique, où le Co, le Mn ou encore le Fer n'ont pu précipiter sous forme d'oxydes. L'aspect anoxique à sub-oxygène est conforté par les valeurs positives du rapport Ce/Ce* qui sont significatives de conditions anoxiques (Bau and Dulski, 1996). Dans ces conditions, le Mn²⁺ a pu être transporté sur de longues distances sans pour autant précipiter. De plus, avec le maintien des conditions anoxiques de l'océan et en l'absence de précipitation, le bassin aurait pu fortement s'enrichir en Mn²⁺ au cours du temps.

La seule source régionale connue, pouvant être à l'origine d'un flux hydrothermal dans les bassins Francevilliens se rapporte au volcanisme alcalin du complexe de N'Goutou dans le bassin d'Okondja, à l'est de mon domaine d'étude (cf Fig. II.11). Ce complexe se met en place à partir de la base de la Formation FB et reste actif tout au long du dépôt de cette dernière (Thieblemont et al., 2009). Ce volcanisme ultramafique à trachytiques présente une composition géochimique alcaline constante (Thieblemont et al., 2014) caractérisée par des épanchements de laves alcalines et la mise en place de syénites (Moussavou and Minko, 2006; Thieblemont et al., 2009; Thieblemont et al., 2009b; Weber, 1968). Le complexe de N'Goutou, situé à 180 km du plateau de Bangombé, présente également des teneurs en Mn trois fois plus élevées que le Clarke (MnO = 0.33%; Thieblemont et al., 2009).

Dans les conditions anoxiques du Bassin de Franceville, les flux hydrothermaux chargés en Mn²⁺ provenant du volcanisme alcalin du bassin d'Okondja auraient pu parvenir dans le bassin de Franceville. La distance s'éparant le complexe de N'Goutou du plateau de Franceville semble cohérente avec le faible apport hydrothermal estimé. De plus le volcanisme ayant débuté au début du dépôt de la Formation FB, le temps de migrations des flux semble également cohérent avec le dépôt des carbonates de Mn dans la partie supérieure de la Formation FB.

Ces observations viennent appuyer les hypothèses de Weber (1973, 1968) et de Pambo (2004) qui proposaient déjà le complexe de N'Goutou comme potentielle source. Nos données géochimiques permettent, quant à elles, de mieux contraindre le faible flux hydrothermal atteignant la bordure ouest du bassin de Franceville. Ce faible flux hydrothermal est en accord avec le modèle proposé par Beukes (1989) où un faible flux hydrothermal serait également à l'origine des apports en Mn dans les dépôts du Supergroupe Transvaal en Afrique du sud.

IX.2.2. Discussion à l'échelle du Bassin de Franceville

Dans cette partie, je me suis intéressée en premier lieu au plateau voisin d'Okouma, avant d'étendre ma réflexion à l'échelle du bassin. Ce plateau situé 8 km au nord du plateau de Bangombé

est également en bordure ouest du bassin de Franceville et il est délimité par la même faille bordière que le plateau de Bangombé (Fig. IX.1). Il présente tout comme le plateau de Bangombé, une cuirasse d'oxydes de Mn et un protore manganésifère sous-jacent. Une campagne de forage réalisée par Comilog en 2015 a permis l'acquisition de six forages carottés pour lequel les teneurs en Mn et localement pour les teneurs en Fe ont été mesurées par fluorescence X portable (Niton; Annexe 2) . Je n'ai pas eu le temps de conduire une étude sédimentologique détaillée de ces forages, par contre, ces données m'ont tout de même permis d'établir des corrélations du protore entre les deux plateaux. Je me suis par ailleurs intéressée à la bordure ouest du plateau de Bangombé grâce aux forages historiques Moulili Est (MEx).

a) *Corrélation du protore sur le Plateau d'Okouma*

Les corrélations entre les forages du plateau d'Okouma (Fig. IX.1) et le forage référence BC8 du plateau de Bangombé ont permis de dégager les points suivants:

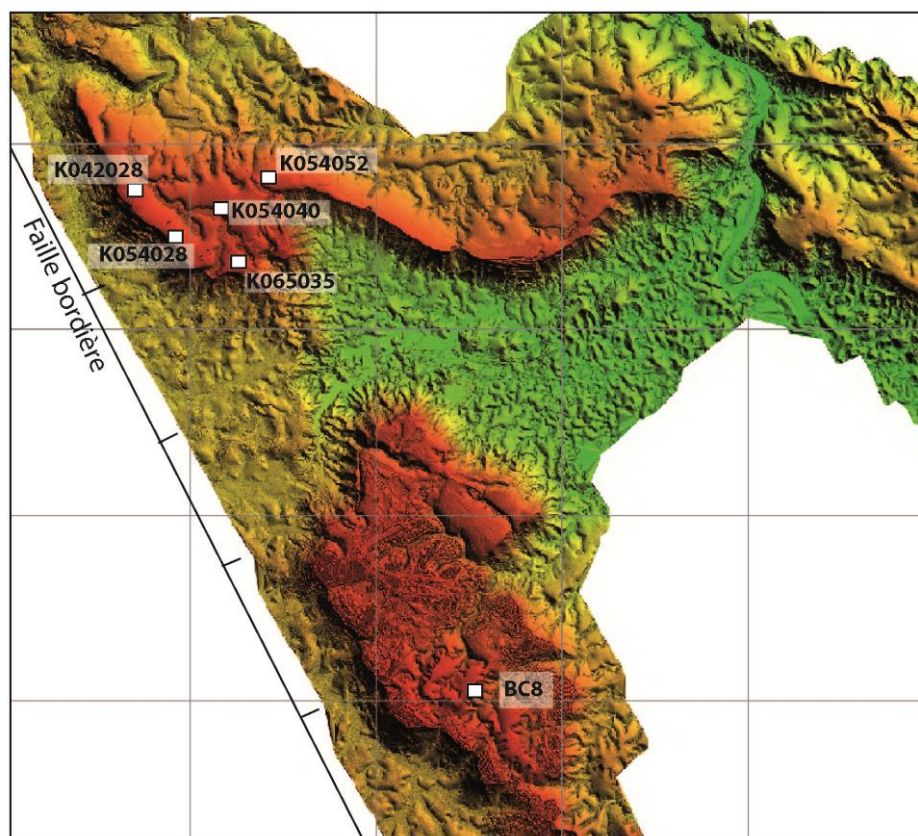


Fig. IX.1: Localisation des forages d'Okouma (Kxxxxxx) et du forage BC8 du plateau de Bangombé (MNT acquis par Comilog, 2013)

- Une assise ferrifère est également présente à la base du protore manganésifère du plateau d'Okouma. Cette dernière annonce les fortes teneurs en Mn (Fig. IX.2; Fig. IX.3).
- Le protore au droit du plateau d'Okouma présente une enveloppe des teneurs en Mn en cloches et en creux proche de l'enveloppe Mn du le plateau de Bangombé.
- Les cloches des fortes teneurs en Mn atteignent des maximums de 30 wt. %.
- Les teneurs en Mn diminuent vers le NNE (vers le centre du bassin). En revanche l'épaisseur de la première cloches riche en Mn s'épaissi dans cette même direction (Fig. IX.3).

- L'épaisseur de la première cloche sur le transect parallèle à la faille bordière semble relativement homogène. En revanche, les teneurs sont perturbées et montrent localement un signal en dent de scie (Fig. IX.2).
- Le forage K065035 montre des valeurs maximales plus faible que les autres forages (Fig. IX.2).
- Ces observations de premier ordre m'ont permis de tracer des lignes de corrélation entre les forages du plateau d'Okouma et le forage BC8 du plateau de Bangombé. Un premier marqueur est défini à la base du protore généralement au niveau du premier niveau riche en fer et/ou placé à la base de la première cloche riche en Mn. Un deuxième marqueur est placée au sommet de l'Unité 5 et ferme la première cloche de haute teneur en Mn (Fig. IX.2; Fig. IX.3).
- Les teneurs en Mn et en fer m'ont également permis de replacer l'Unité 5 dans les forages d'Okouma et ainsi de la corréler avec l'Unité 5 définie au droit du plateau de Bangombé (Fig. IX.2; Fig. IX.3).

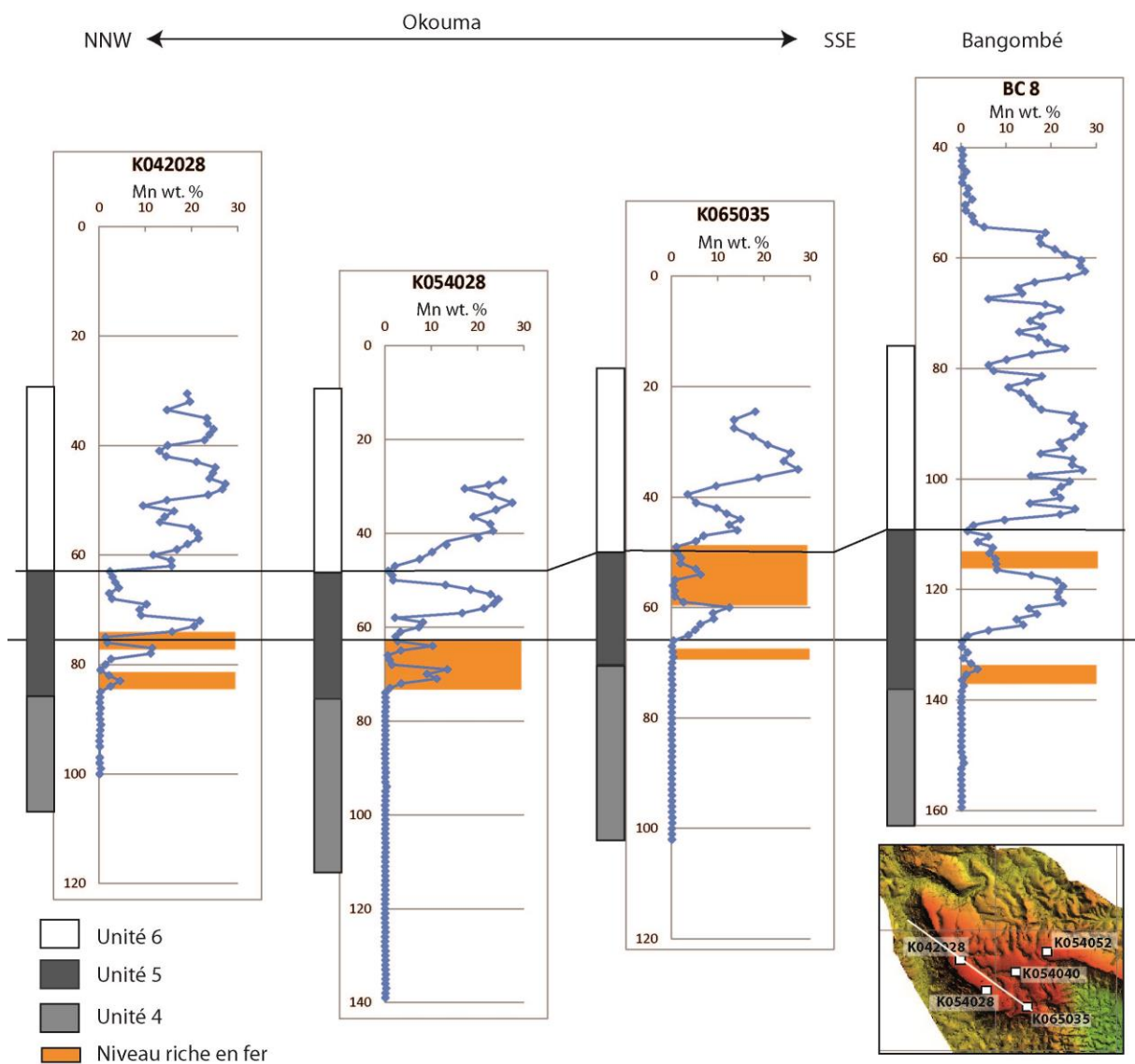


Fig. IX.2: Profil NW-SE des forages du plateau d'Okouma corrélé au forage BC8 du plateau de Bangombé (teneurs Mn mesurées par Comilog).

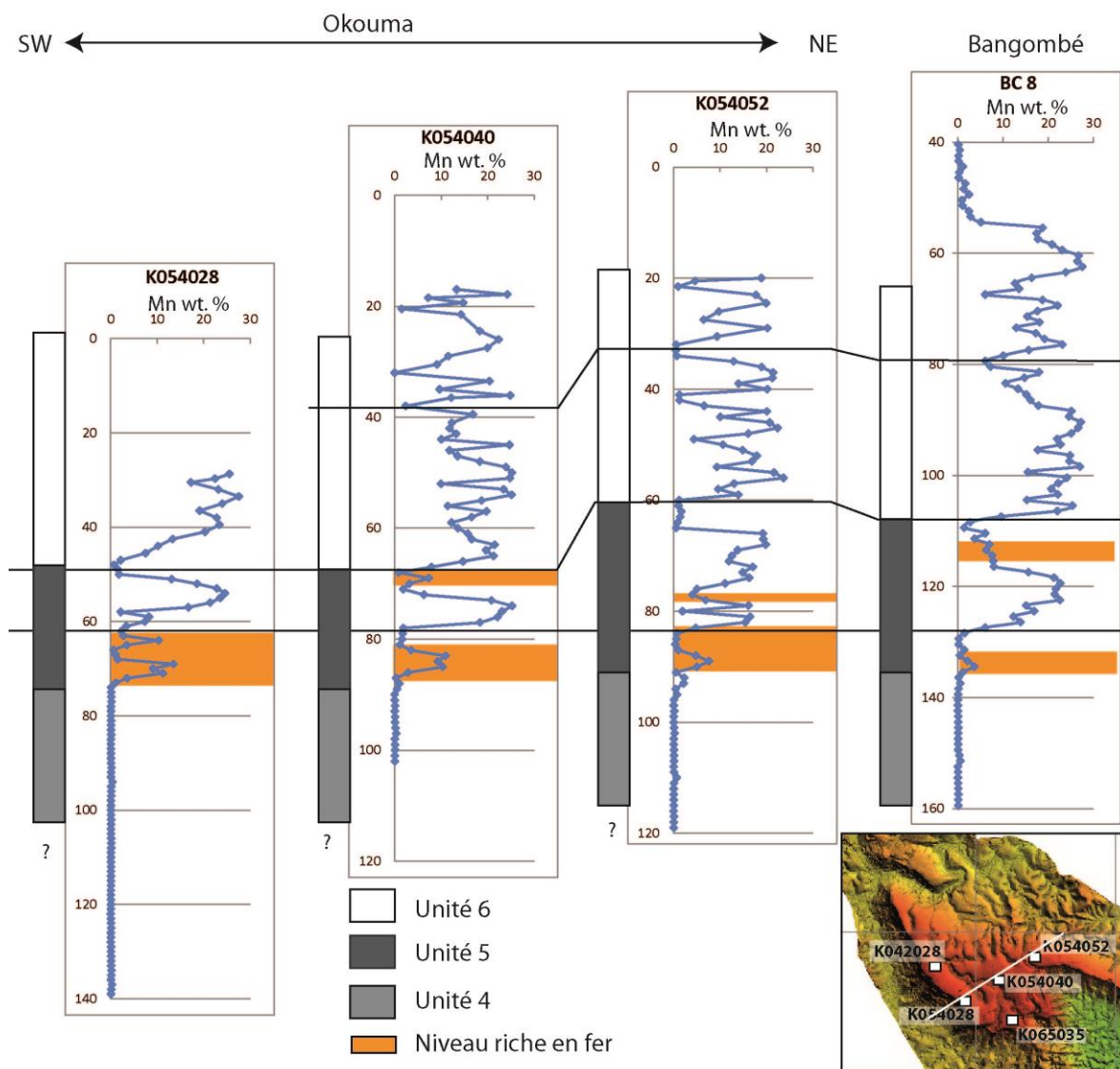


Fig. IX.3: Profil SW-NE des forages du plateau d'Okouma corrélé au forage BC8 du plateau de Bangombé (teneurs Mn mesurées par Comilog).

Pambo, (2004) a étudié en détail l'assise ferrifère de l'Unité 5. Il identifie dans le forage OK 24 également présent sur le plateau d'Okouma (au sud), trois mètres caractérisés par des valeurs élevées en P_2O_5 (jusqu'à 2.75 %), CaO, MgO, Fe_2O_3 (fer total jusqu'à 42.3 %) correspondant à des sidérites, des dolomites ferreuses, et de la pyrite. Le rapport Ce/Ce* montre une anomalie légèrement positive indicatrice de conditions anoxiques.

Tout comme la pyrite, la sidérite se forme en milieu anoxique (Postma, 1980; PYE et al., 1990) ou dans les sédiments plus profonds sous la limite d'action des bactéries sulfato-réductrices (Franceschelli et al., 2000). Sa formation résulte généralement de la réaction du fer avec le carbone de la matière organique en cour de désintégration (Seifritz, 1990) par sulfato-réduction bactérienne ou inorganique. Les conditions Eh et pH sont proches de celle de la rhodochrosite, mais en domaine plus alcalin (Fig. IX.4). Ces conditions de précipitation et les conditions Eh/pH déterminées pour la formation des carbonates de Mn pourraient indiquer soit une formation syn-dépôt de la sidérite suivant les mêmes principes que les carbonates de Mn soit, un 1^{er} stade en pyrite et un deuxième stade ou le fer réagirait avec la matière organique pendant la diagenèse précoce pour former la sidérite.

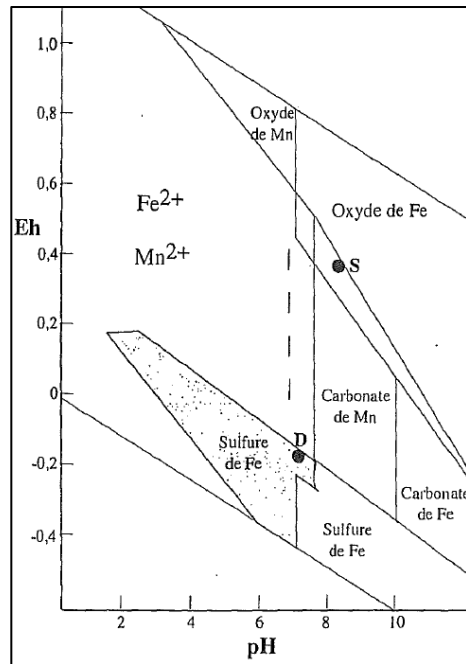


Fig. IX.4: Diagramme Eh-pH montrant le domaine de stabilité des carbonates de fer (sidérite) et des carbonates de Mn (d'après Hem, 1972). D et S représentent respectivement le fond et la surface des eaux de la Mer Noire (Calvert and Pedersen, 1996)

Les conditions aux droit du plateau d'Okouma seraient probablement plus anoxique et basique ce qui aurait permis une plus forte accumulation du fer sous forme de sidérite ($\text{Fe}_2\text{O}_3_{\text{tot}} = 42, 3 \%$).

Concernant les carbonates de Mn, les teneurs sur la bordure ouest du plateau d'Okouma sont équivalentes aux teneurs des forages de la bordure ouest du plateau de Bangombé. Cette observation favorise l'hypothèse d'une concentration en Mn proche de la faille.

Le profil SW-NE montre quant à lui, une augmentation de l'épaisseur de la première cloche mais des teneurs qui diminuent. Cette observation vient également confirmer un dépointe vers l'est du bassin ce qui a pour conséquence de diminuer les teneurs, soit par la présence plus importante de courants qui stopperaient l'activité bactérienne, soit par un taux de sédimentation argileuse plus important entraînant une dilution du Mn.

En conclusion, l'architecture et la distribution spatiale des carbonates de Mn sur le plateau d'Okouma montre la même tendance que sur le plateau de Bangombé et confirme le modèle de dépôt proposé dans ce travail.

b) Corrélation à l'échelle du Bassin de Franceville (Analyse complémentaire)

Comme montré dans le chapitre IV.4 (Fig. IV.40), des plateaux présentant une cuirasse d'oxydes de Mn, considérée comme l'équivalent de celle du plateau de Bangombé, existent de façon répartie sur l'ensemble du Bassin de Franceville. Ceci témoignerait de l'existence d'un intervalle minéralisé sur une grande partie du bassin, avec une préservation seulement sur les plateaux surélevés.

L'analyse complémentaire des diagraphies des forages historiques ME1, ME4 et ML581 (Fig. IX.5) m'a permis de proposer un modèle préliminaire du remplissage sédimentaire à l'échelle du bassin en précisant la position du protore. Pour cela, j'ai suivi la méthodologie d'analyse des diagraphies proposée dans chapitre VI.

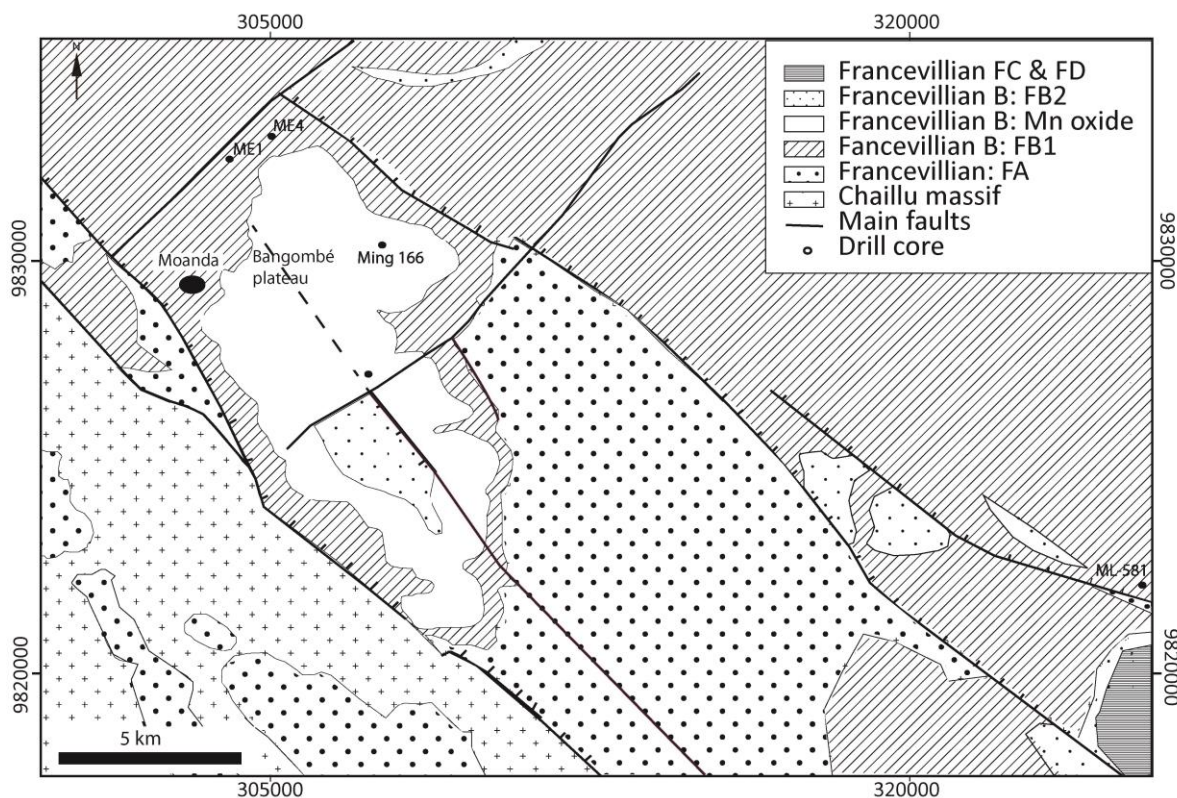


Fig. IX.5: Localisation des trois forages historiques diagraphiés à l'extérieur du plateau de Bangombé. Le forage Ming166 sert de référence pour le plateau.

Les enregistrements diagraphiques des forages ME1 et ME4 ont été effectués par la Comuf avec des paramètres différents de ceux d'Areva. Il m'a donc fallu calibrer ces enregistrements avec les signaux GR et RLLD des diagraphies acquises par Areva. Le forage ME1 possède quant à lui des mesures de radioactivité et de résistivité dont les valeurs sont d'un ordre de grandeur plus grand pour la radioactivité et d'un ordre de grandeur plus petit pour la résistivité par rapport aux mesures GR et RLLD des forages d'Areva. Le forage ME4 ne possède que l'enregistrement neutron-neutron. Cet outil mesure la présence d'hydrogène dans la formation et permet en dehors des argiles d'estimer la porosité de la roche remplie par un fluide (Ellis, 1987; Ellis and Singer, 2007; Education service Schlumberger, 1987). Dans mon cas, la Formation FB étant principalement composée de lutites plus ou moins riches en argile, c'est essentiellement le rapport sable-silt-carbonates versus argiles que j'ai discriminé. Cependant, aucun forage du plateau de Bangombé ne possède ce type de mesure et les corrélations restent donc discutables.

Pour pallier les différences des méthodes d'acquisition j'ai fait le choix de regarder uniquement la tendance des courbes de résistivité et radioactivité pour le ME1 et de m'appuyer en parallèle sur le log sédimentologique pour caler la diagraphie neutron-neutron du forage ME4. Le forage ML-581 a lui, l'avantage de présenter les mêmes enregistrements diagraphiques que les forages du plateau de Bangombé.

Le forage Ming-166 a été choisi comme référence de l'évolution verticale des électrofaciès sur le plateau de Bangombé. Ce forage est en effet le plus proche des forages ME1 et ME4 et ML-581 et présente la série la plus complète de la Formation FB jusqu'à la moitié du protore manganésifère ; mise à part les 20 m de faciès verdâtre de la base du FB.

Résultats

Le forage ME1 montre une tendance des signaux de résistivité et de radioactivité qui diminue depuis la base du FB jusqu'à -40 m. Cette tendance est observable sur une épaisseur semblable dans le forage référence (Ming-166; Fig. IX.6).

Le forage ME4 présente des faciès verdâtres à la base (Unité 1), puis 80 m de sédiments plus sableux qui alternent avec des argilites. Un faciès plus argileux (200 m) recouvre cet intervalle qui est lui-même recouvert par 70 m de grès recoupés par des filons de dolérite. Enfin le sommet est composé d'un faciès argileux. Comme nous l'avons montré dans le chapitre VI, le faciès verdâtre correspond à l'électrofaciès EF7 (=Unité 1). En revanche les alternances de grès/argiles qui surmontent le faciès verdâtre n'ont pas été observées sur les forages du plateau de Bangombé. La série plus argileuse et les grès recoupés par les dolérites pourraient correspondre aux électrofaciès EF4 et EF6 (pour les faciès argileux) et EF3 (pour les grès; Unité 3?). Aucun signal de Mn n'a été observé dans le Forage ME4, le protore Mn n'existerait donc plus au droit de ce forage (Fig. IX.6).

Le forage ML-581 montre la présence de 60 m d'électrofaciès EF7 (Unité 1) alors qu'il ne présente qu'une épaisseur de 10 m sur le forage Ming-166. Au-dessus, on observe: i) une faille (confirmée dans le log d'Areva) puis un GR relativement élevé sur 40 m. Cet intervalle n'est pas observé dans le forage référence Ming-166. Enfin on retrouve une tendance où le GR diminue lentement correspondant à une fine alternance entre l'électrofaciès EF4 et EF6. Ce dernier intervalle est également observé dans le forage Ming 166 entre 450 m et 380 m de profondeur (Fig. IX.6).

Interprétations préliminaires

Ces observations peuvent correspondre, comme sur le plateau de Bangombé (Chap. VI) à l'existence d'une phase syn-tectonique (phase 1) avec la croissance de failles synsédimentaires qui expliqueraient l'absence de certaines unités dans les forages de Bangombé (Fig. IX.6) et notamment sur l'électrofaciès EF7 (Unité 1) qui paraît s'épaissir lorsqu'on s'éloigne de la bordure ouest du bassin de Franceville (zone du plateau de Bangombé). En effet, l'intervalle composé de grès qui alternent avec des pélites qui recouvrent l'électrofaciès EF7 dans le forage ME 4 est absent sur le forage référence Ming 166. La présence de ces grès dans cet intervalle montrerait une distribution des courants plus au centre du bassin, probablement aux pieds des failles synsédimentaires.

La suite de l'évolution verticale des forages, montre que les grès fins à siltites de l'Unité 3 seraient corrélables entre le forage ME4 et le forage Ming 166.

Ces observations montreraient un mouvement de failles synsédimentaires opérant principalement entre le début du dépôt de l'électrofaciès EF7 (Unité 1) jusqu'à la reprise de sédimentation sur le plateau de Bangombé correspondant à l'isochrone n°2ter (cf chap. VI). Le rejet de la faille normale entre le plateau de Bangombé et le forage ME4 serait d'environ 80 m (Fig. IX.6). Entre le plateau de Bangombé et le forage ML-581, le rejet serait supérieur à 130 m. Cette faille isolant le plateau de Bangombé pourrait être la faille de Mikouloungou avec un rejet plus important vers le sud et un relai non indiqué sur la carte géologique qui passerait à ouest du forage ME4 (Fig. IX.5). On observe donc un approfondissement croissant vers l'est qui serait contrôlé par des failles synsédimentaires.

Concernant le protore manganésifère, il a probablement été érodé au droit des forages étudiés ainsi que sur une grande partie du bassin de Franceville. Des forages profonds au droit des dépôts des formations FC ou FD permettraient de confirmer cette hypothèse.

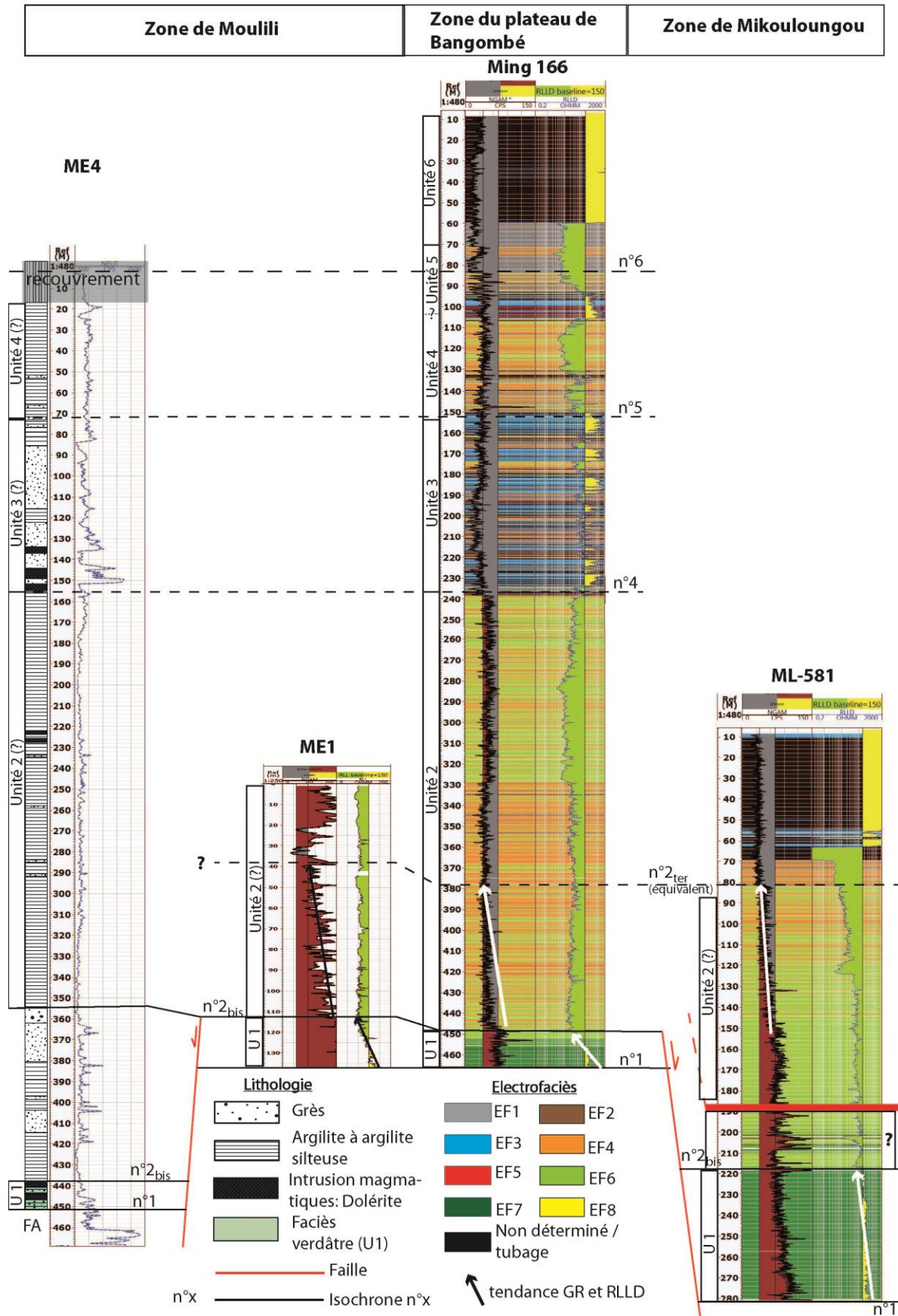


Fig. IX.6: Corrélation par extrapolation des électrofaciès du plateau de Bangombé aux forages extra-Bangombé. L'absence de certaines unités diagaphiques des forages extra-Bangombé pourrait être expliquée par des mouvements soustractifs de failles synsédimentaires.

Pour conclure, le protore manganésifère à probablement existé sur une grande partie du bassin de Franceville (Fig. IX.7). Son dépôt post-tectonique serait relativement isochrone avec tout de même des épaisseurs plus importantes vers le centre du bassin mais des teneurs moindres en Mn.

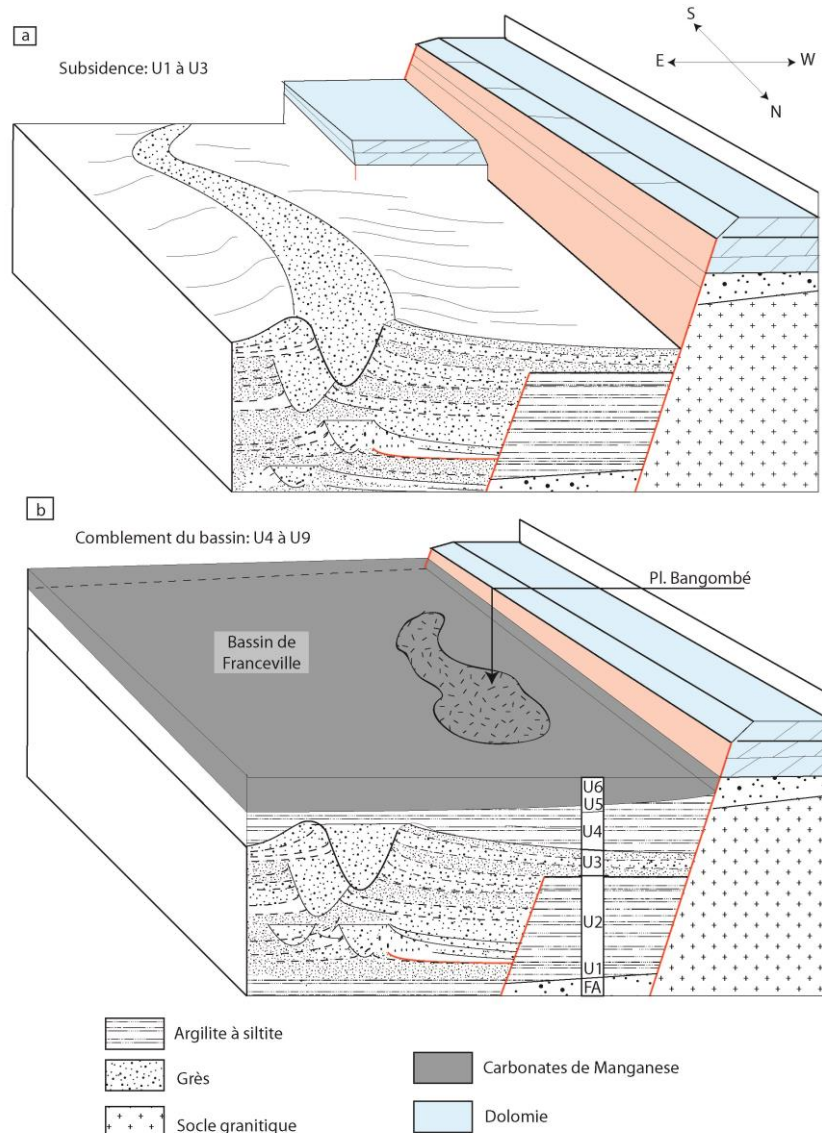


Fig. IX.7: Blocs 3D synthétiques montrant la situation des systèmes de dépôt syn- et post-tectoniques intra-FB à l'échelle de la bordure ouest du bassin de Franceville. a) Situation pendant le dépôt des unités 1 à 4 contrôlé par l'activité des failles synsédimentaires ; b) Situation pendant le dépôt des unités U5 à U9 marqué par la phase d'arrêt de l'activité des failles et le dépôt extensif des carbonates de Mn dans un bassin affamé.

IX.2.3. Facteurs externes contrôlant la précipitation des carbonates de Mn

Cette partie porte sur la compréhension du passage à une sédimentation biochimique lors du dépôt des unités 5 et 6. On a vu au paragraphe précédent que deux hypothèses rendaient le mieux compte des observations, à savoir : (1) un événement climatique bloquant les apports terrigènes sur les continents et permettant le développement des communautés cyanobactériennes ou (2) une transgression marine due à la fonte des calottes polaires lors de la déglaciation Huronienne suivant le modèle de Roy (2006). Dans le but de bien contraindre le(s) facteur(s) pouvant influencer ce

changement de sédimentation, je rappelle dans un premier temps les paramètres pouvant influencer les dépôts sédimentaires de carbonates de Mn ainsi que le modèle proposé par Roy (2000). Par la suite, je discute ces facteurs afin de proposer un modèle général de la précipitation des carbonates de Mn en accord avec mes observations. Enfin, ce modèle est comparé aux modèles de la formation des carbonates de Mn pour des dépôts d'âges similaires.

a) Synthèse des paramètres déterminant dans la formation des carbonates de Mn et modèle génétique

Dans la première partie de la thèse, les liens entre les différents paramètres du système Paléoproterozoïque et Archéen menant à la formation de carbonates de Mn ont été détaillés.

Trois paramètres interdépendants sont déterminants pour la formation de ces derniers (Fig. IX.8), à savoir :

- Le développement de cyanobactérie permettant une oxygénation de la zone photique et par la suite de l'atmosphère (Bekker et al., 2013; Holland, 2002; Planavsky et al., 2014; Pollack et al., 2009).
- La libération d'O₂ dans l'atmosphère aurait eu pour conséquence de diminuer l'effet de serre favorisant la mise en place de la glaciation Huronienne (Evans et al., 1997; Hannah et al., 2004; Kasting et al., 2006; Kopp et al., 2005; Young et al., 2001).
- La fin de la glaciation Huronienne permet la réouverture des apports (Eriksson et al., 2009) dans les bassins profonds restreints et par là, des conditions favorables aux développement de bactéries/cyanobactéries (Harada et al., 2015; Kopp et al., 2005). Ainsi, on observe entre 2,2 et 2,0 Ga d'importants dépôts de black shales à la surface de la planète (Condie et al., 2001; Manikyamba et al., 2008; Pollack et al., 2009).
- L'augmentation de la production d'O₂ par photosynthèse va engendrer la précipitation d'oxyde de Mn à la limite inférieure de la zone photique dans des dépôts de black shales. La réaction entre le HCO₃/CO₂ provenant de la désintégration de la matière organique et du Mn²⁺ provenant de la dissolutions des oxy-hydroxydes de Mn dans la zone anoxique permettrait la précipitation de carbonates de Mn (Beukes, 1993; Calvert and Pedersen, 1996; Dasgupta et al., 1992; Evans et al., 1997; Roy, 2006, 2000, 1992).

Sur la base de ces paramètres et excluant l'intervention biologique directe, Roy (2006) propose un modèle de formations des carbonates de Mn entre 2,2 et 2,0 Ga reposant sur des stades de transgression marine. Il considère un transport des eaux profondes anoxiques vers la couche photique lors de la transgression engendrée par la déglaciation. Ces eaux chargées en Mn²⁺ seraient également chargées en nutriment permettant une augmentation du plancton et ainsi du taux de matière organique. Le Mn²⁺ précipiterait alors à la limite redox Mn²⁺/Mn⁴⁺ sous forme d'oxydes. L'importance de la production organique permettrait des conditions anoxiques dès les premiers centimètres de sédiment. Les oxydes de Mn seraient dans ces conditions dissous et réagiraient lors de la diagenèse précoce avec le HCO₃/CO₂ issus de la dégradation de la matière organique par les bactéries sulfato-reductrices.

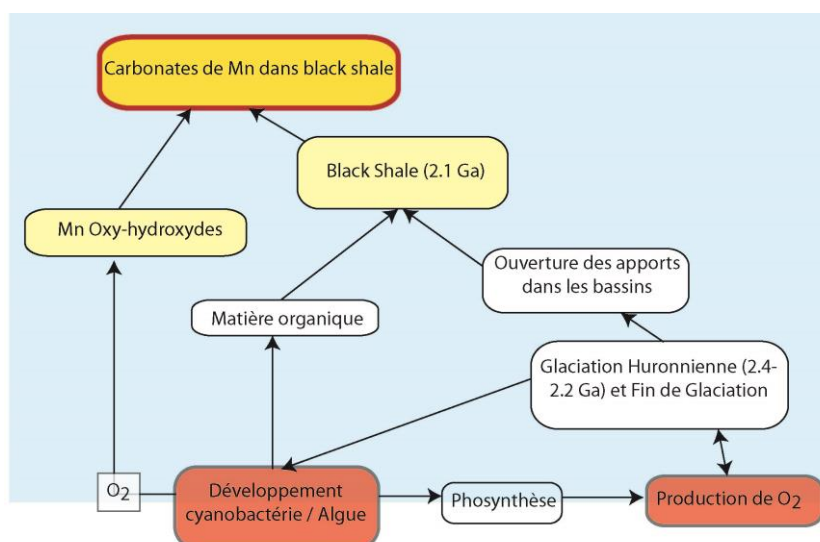


Fig. IX.8: Paramètres contrôlant la précipitation des carbonates de Mn suivant les modèles proposés dans la littérature.

Le modèle que j'ai proposé pour la formation des carbonates de Mn du Bassin de Franceville est basé sur l'activité photosynthétique des cyanobactéries sans passer par un stade d'oxyde. Aucun témoin de transgression marine n'a pu être identifié et la séquence progradante des unités 5 à 9 est en désaccord avec cette hypothèse.

b) Facteur climatique à l'origine d'un isolement du bassin de Franceville

Les deux hypothèses climatiques permettant l'arrêt des dépôts terrigènes depuis les sources continentales et la formation des carbonates de Mn sont discutées ci-dessous.

Hypothèse d'une glaciation

L'hypothèse d'une glaciation permettrait d'expliquer l'arrêt des apports détritiques depuis les sources continentales ainsi que les conditions anoxiques du bassin par la présence d'une banquise. D'après le modèle paléomagnétique de reconstruction des plaques à 2,08 Ga de Bispo-Santos et al. (2014), le Gabon se situait proche du Tropique du Capricorne. Eglington et al. (2013) proposent quant à eux, une position polaire pouvant favoriser une glaciation locale sur le bassin de Franceville (Fig. IX.9).

Cependant dans le Bassin de Franceville cette hypothèse est fragilisée par les observations suivantes :

- Dans le cas d'une glaciation, les unités 5 et 6 correspondant au bassin isolé et affamé marqueraient la glaciation du continent. La réouverture des dépôts terrigènes dans les unités 7 à 9 marqueraient eux la déglaciation.

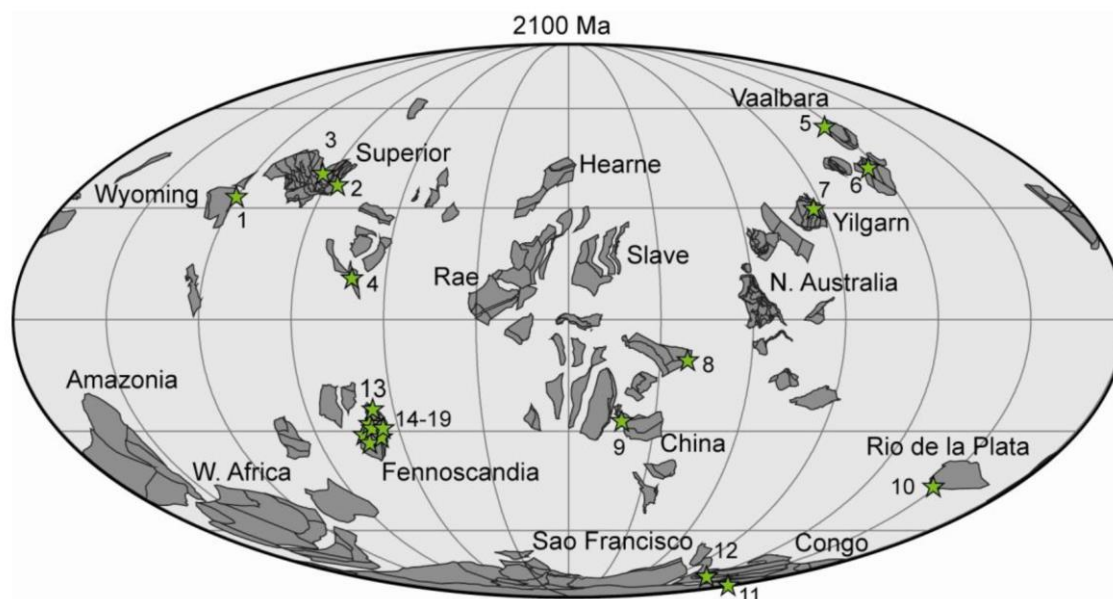


Fig. IX.9: Paléoreconstruction des plaques continentales à 2,1 Ga. Le Gabon correspond au n°11 (Eglington et al., 2013)

- Les dépôts de déglaciation distaux sont régulièrement marqués par des faciès de diamictites (Barrat et al., 1996; Menzies, 2000; Young and Nesbitt, 1985) et de dropstones dans une séquence de transgression marine (Roy, 2006; Young et al., 2001). Mes observations montrent une absence totale de ces faciès dans les unités 7 à 9. De plus, aucune étude à l'échelle du Francevillien ne présente un faciès pouvant se rapporter à des diamictites. Enfin les unités 7 à 9 enregistrent une progradation du système peu compatible avec une transgression marine.
- Dans l'hypothèse d'une glaciation, le milieu anoxique serait favorisé par une banquise. De plus, la surface de l'océan englacée entraînerait une limitation des courants dans le bassin, incompatible avec les structures de cisaillement hydrodynamique du fond observées. Par ailleurs, l'existence d'une zone photique serait peu compatible avec une banquise. Enfin, les courants de fond stoppant l'activité cyanobactérienne lors des dépôts du protore sont le témoin d'une circulation océanique encore active ce qui confirmerait bien une surface océanique libre.
- Enfin, Prétat et al. (2011) décrivent la présence de carbonates contemporains de la Formation FB formés dans des sebkhas sous des conditions chaudes et semi-arides à arides.

L'hypothèse d'une glaciation ne serait donc pas à privilégier.

Hypothèse d'un pic d'aridité

Prétat et al. (2011) proposent un modèle où les carbonates de plateforme se formeraient sous un climat semi-aride à aride compatible avec un pic d'aridité qui permettrait également un arrêt des apports détritiques vers le bassin. Ce pic d'aridité aurait pour avantage de favoriser le développement des communautés bactériennes et la précipitation induite de dolomite en conditions anoxiques comme c'est le cas actuellement dans la lagune de Vermelha au Brésil (Vasconcelos and McKenzie, 1997). Les conditions anoxiques sont en général, compatibles avec des phases d'aridités chaudes, comme par exemple pour la Formation de Bahlouh en Tunisie au passage Cénomaniens/Turonien (Caron et al., 1999). De plus les climats chauds sont favorables à la précipitation des carbonates.

Mes observations tendent à privilégier un modèle où la formation des carbonates de Mn serait la conséquence d'un pic d'aridité sous un climat chaud qui permettrait l'arrêt des apports détritiques et la précipitation biochimiques des carbonates de Mn. Ce pic d'aridité en diminuant les apports terrigène aurait également pour conséquence de diminuer la turbidité du milieu et permettrait une augmentation du potentiel d'éclairement des fonds. La réouverture des apports pendant le dépôt des unités 7 à 9 marquerait le retour à des conditions plus humides en accord avec le modèle de formation des carbonates des bassins de Lastourville et de Franceville proposé par Préat et al. (2011).

Cette hypothèse reste cependant peu compatible avec la position très hypothétique du bassin de Franceville près du pôle sud et le modèle des plaques de Bispo-Santos et al. (2014), avec le bassin de Franceville proche du Tropique du Capricorne serait plus compatible.

Je propose donc au final, un modèle général de la formation synsédimentaire des carbonates de Mn appuyé par un changement climatique drastique vers des conditions arides chaudes qui conduisent à l'isolement du bassin (Fig. IX.10). Ce modèle est régi par des conditions initiales anoxiques et alcalines. Le pic d'aridité permettrait l'arrêt des apports détritiques depuis les sources continentales favorisant ainsi l'extension verticale de la zone photique et le développement des cyanobactéries. Ces cyanobactéries permettraient une précipitation induite des carbonates de Mn depuis l'eau de mer en pompant le $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$ et en diminuant localement le pH, favorisant ainsi les conditions d'alcalinité nécessaires à la précipitation synsédimentaire de carbonates de Mn dans les black shales.

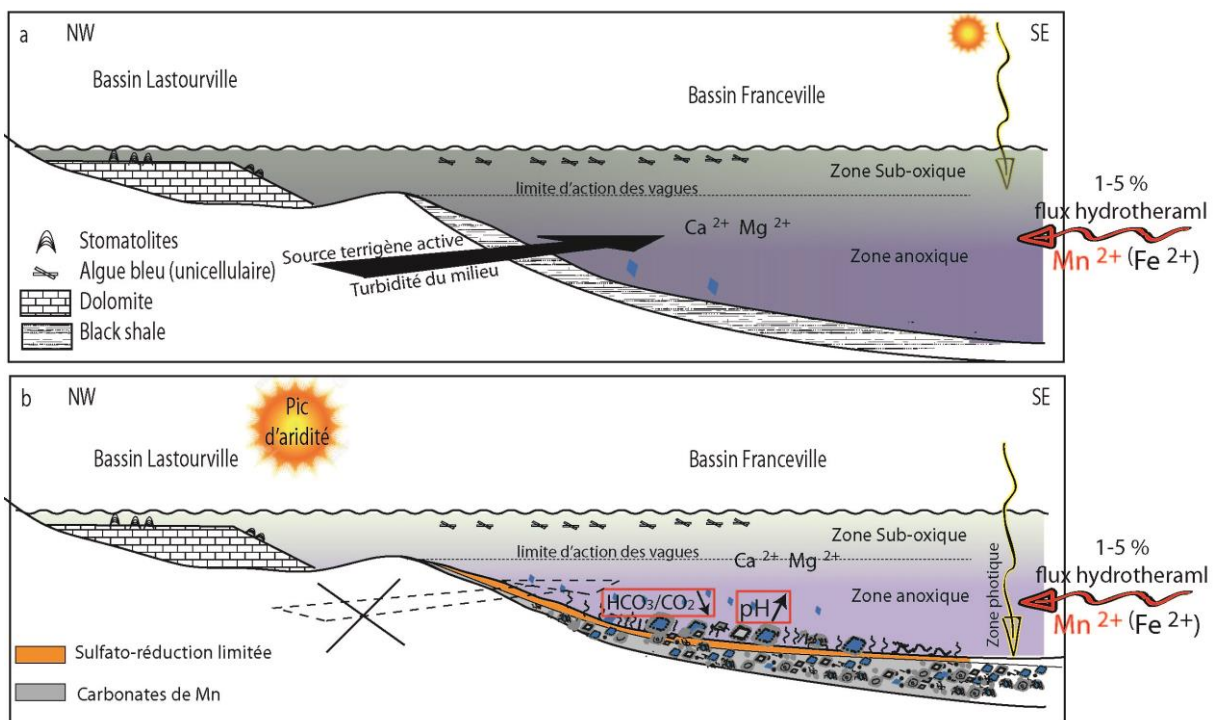


Fig. IX.10: Modèle génétique de la précipitation ces carbonates de Mn induite par l'activité cyanobactérienne dans le Bassin de Franceville.

c) Discussion sur la formation des carbonates de manganèse au Paléoproterozoïque (2,5 à 2,0 Ga)

Des dépôts d'âge paléoproterozoïque riches en carbonates de Mn sont connus en Afrique du Sud, au Brésil ou en Afrique de l'Est (Roy, 2000, 2006). Ils sont malheureusement souvent métamorphisés et la signature pétro-sédimentaire initiale est peu conservée. Je propose ci-après de comparer et de discuter des similarités potentielles entre les carbonates de Mn du bassin de Franceville et différents dépôts d'âge similaire.

Cas du Supergroupe Transvaal sur le craton du Kaapvaal (2,5-2,4 Ga; Afrique du Sud)

Les dépôts manganésifères de cette formation correspondent à des dépôts de type BIF dans lesquels ont été observés deux intervalles d'un mètre d'épaisseur d'oxydes de Mn interstratifiés avec des oxydes de Fer. Par la suite, la série enregistre une accumulation spectaculaire de manganèse (Kalahari Manganese Field= KMF) d'environ 13.6 milliard de tonnes (Cairncross et al., 1997). Ces dépôts correspondent à une alternance de fer et de manganèse (braunite–kutnohorite–hematite; Gutzmer and Beukes, 1996) dus à des cycles de transgression/régression (Beukes, 1989; Tsikos and Moore, 1997). Des dépôts de diamictites traduisant le début de la déglaciation Huronienne ont également été observés (Kirschvink et al., 2000). Ces dépôts de type BIF ont été interprétés comme la conséquence de l'oxygénation de la zone photique permettant ainsi la précipitation d'oxydes de Mn et d'oxydes fer. Les anomalies négatives en Ce confirment une oxygénation du milieu. Les carbonates de Mn montrent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} < -12 \text{ ‰}$ témoignant d'une dissolution des oxydes de Mn qui auraient réagi avec le carbone libéré par la dégradation de la matière organique (Gutzmer and Beukes, 1996; Roy, 2000, 1992).

Le modèle proposé pour la formation des carbonates de Mn du Bassin de Franceville ne peut être appliqué au KMF. En effet la présence d'oxydes de Mn et de l'anomalie négative en Ce confirme une oxygénation du milieu non propice à la précipitation synsédimentaire de carbonates de Mn. De plus la présence de diamictites confirmerait un événement de déglaciation et de transgression marine suivant un climat inverse de celui du modèle proposé dans cette thèse.

Cas du Supergroupe de Minaz, Brésil (2580 à 2125 Ma)

Ces dépôts manganésifères se sont mis en place dans un bassin intracratonique amazonien. Les dépôts sont métamorphisés et ont été interprétés comme des BIFs où alternent des dolomies et des oxydes de Mn (Chemale et al., 1994; Choubert, 1973; Dorr, 1973). Le modèle suggéré repose également sur une transgression marine lors de la fin de la glaciation Huronienne.

Une fois de plus, la présence d'oxydes de Mn témoigne d'une oxygénation du milieu. Bien que le craton amazonien été relié au craton ouest africain pendant le Paléoproterozoïque, il semble que les conditions d'oxygénation au niveau du Bassin de Franceville encore réduites diffèrent de celles du Brésil.

Cas du Supergroupe Birmanien (Ghana, Cote d'Ivoire, Burkina Faso, Mali, Guinée, Libéria)

Les dépôts de Nsuta (2.3-2.0 Ga; Ghana; Davis et al., 1994; Leube et al., 1990; Taylor et al., 1992) représentent les dépôts manganésifères plus importants (Roy, 1981). Ces dépôts correspondent à des black shales métamorphisées en cherts qui contiennent des carbonates de Mn sur environ 60 m d'épaisseur (Mücke et al., 1999). Tout comme le bassin de Franceville, ces carbonates de Mn constituent le protore d'un gisement d'oxydes de Mn de taille mondiale (Dorr, 1968; Yeh et al., 1995). Les carbonates de Mn présentent un $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ compris entre -5 et -15 ‰ (Yeh et al., 1995).

Le milieu de dépôt de ces carbonates de Mn est interprété comme peu profond et situé à la rupture de pente d'une plateforme (Kleinschrot et al., 1994; Mücke et al., 1999). Leur formation comprendrait soit à un premier stade sous forme d'oxyde mis en place lors d'une transgression marine, puis d'une deuxième phase où les oxydes de Mn dissous dans la zone anoxique réagissent avec la dégradation de la matière organique (Nyame, 2008). Cependant des études plus récentes montre une anomalie positive en Ce (Goto et al., 2013) indiquant un environnement anoxique non propice à la précipitation d'oxydes.

Ces dépôts manganésifères de Nsuta montrent une composition, un environnement de dépôt, un $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, et des sédiments (black shales) similaires aux carbonates de Mn du Bassin de Franceville. De plus aucun oxyde n'a pu être observé dans ces dépôts.

Le modèle de formation des carbonates de Nsuta est essentiellement basé sur les valeurs du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ qui montre une origine organique du carbone des carbonates. Cependant, les valeurs bien que négatives peuvent être faibles (-5‰). Ces faibles valeurs pourraient traduire, tout comme les carbonates de Mn de Malengo, dans le Jurassique du Mexique, une précipitation primaire partiellement remaniée pendant la diagenèse précoce avec un apport du carbone organique (Okita and Shanks, 1992). Dans ce cas, le protore de Nsuta aurait pu être formé sous des conditions similaires à celles du protore du bassin de Franceville, en partie confirmées par l'anomalie positive en Ce. La proximité de ces deux bassins, d'âges très proches, ainsi que les similarités de la composition des dépôts laissent penser que des conditions similaires ont pu exister dans ces bassins.

De plus, bien que les dépôts de Nsuta soient métamorphisés, Nyame et al. (2008) montrent des nodules concentriques de carbonates de Mn qui pourraient s'apparenter aux microstructures du microfaciès F7c2 (Chap.V.1).

Une étude des Terres Rares, de C_{org} et des isotopes du soufre sur le protore de Nsuta pourrait permettre, dans le cas d'une source de type hydrothermale, de consolider son rapprochement avec le bassin de Franceville.

En conclusion:

On retiendra que les bassins antérieurs à 2,2 Ga sont constitués d'oxydes de manganèse qui se déposent dans des bassins montrant des critères de transgression associés à la fin de la glaciation huronienne. Ils présentent un caractère différent du modèle du bassin de Franceville pour lequel le modèle de Roy (2006) peut être appliqué.

Le protore du bassin de Franceville de 2,1 Ga et possiblement le protore de Nsuta seraient par contre, contrôlés par la précipitation directe de carbonates de Mn en lien avec la colonisation des fonds par des cyanobactéries, en milieu anoxique au cours d'un pic d'aridité.

Implications minières

Les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse permettent de mieux contraindre la segmentation du gisement, son accessibilité et la répartition des teneurs, y compris dans la couche supergène oxydée.

La caractérisation de l'architecture syn-dépôt de l'intervalle porteur du protore manganésifère (U5 et 6) a permis de mieux comprendre sa compartimentation postérieure. Ce dernier est affecté par au moins neuf failles d'orientation principale NE-SE et NNW-SSE qui le structurent en touches de piano. Ceci a pour conséquence d'entraîner une variation de l'épaisseur de l'intervalle oxydé supergène sur la surface arasée du plateau, et d'expliquer les variations potentielles des teneurs de ce gisement.

Les hautes teneurs ($Mn > 15\%$) du protore sont réparties suivant trois intervalles corrélables lorsqu'ils ne sont pas affectés par des injectites. Le modèle d'enveloppe des teneurs en Mn permet d'estimer la position de l'intervalle latéritisé et de prédire certaines variations de teneur en fonction de l'altitude du marqueur de base du protore.

Je montre également que les dépôts manganifères s'épaississent vers le nord-ouest du plateau mais que leur teneur s'amointrisse. Les valeurs peuvent atteindre 35 % au sud-ouest du plateau tandis qu'elles ne dépassent pas 15 % au nord-est. Le protore d'environ 75 m est entièrement conservé dans la partie centrale du plateau sous les grès de l'Unité 8 mais son épaisseur totale diminue fortement vers le sud du plateau (45 m).

La mise en évidence d'un réseau d'injectites affectant l'ensemble du protore manganésifère présente également un impact sur les variations de la teneur en Mn le long du profil. En effet, bien que le ciment des injectites soit enrichi en Mn, l'importance de la fraction terrigène va diluer localement les teneurs. Ce réseau d'injectites est plus important au nord-est du plateau et il est fortement restreint sur la bordure ouest. Ces injectites seraient aussi à l'origine des masses gréseuses jusqu'alors énigmatiques qui abaissent localement les teneurs dans le gisement oxydé supergène.

Au cours de ce travail de thèse j'ai également montré l'intérêt de l'utilisation des digraphies et notamment du gamma-ray dans la reconnaissance du protore manganésifère. Cette mesure se calque sur les variations de la teneur en Mn et permet donc une évaluation rapide du potentiel d'une zone sans faire d'analyse, par simple calibration et sans avoir à réaliser de forage carotté coûteux.

Perspectives

Les perspectives de ce travail pourraient comprendre deux axes; à savoir: un axe économique appliqué à la prospection minière et un axe scientifique fondamental pour affiner le modèle génétique du protore.

Axe Minier:

- Les transects à travers le protore du plateau de Bangombé ont permis de contraindre 1) l'épaisseur des trois intervalles dont les teneurs en Mn sont supérieures à 15 wt. % et 2) la position altimétrique de ce dernier au niveau de chaque forage. Une modélisation 3D de ces informations via un logiciel minier adapté, permettrait une vision 3D de son l'architecture actuelle.
- Le travail réalisé sur le protore de Bangombé pourrait être appliqué au protore d'Okouma. Ceci permettrait de voir si ce dernier est lui aussi structuré en touches de piano par des failles post-sédimentaire.
- Les corrélations des forages diagraphiés extérieurs au plateau de Bangombé, ainsi que la présence de plateau manganésifère sur l'ensemble du bassin de Franceville indiquent que le protore a été présent sur une grande partie du bassin de Franceville. Il serait donc intéressant de confirmer ou d'infirmer ce point, en réalisant un forage profond au niveau des synclinaux de M'Vengué et de Yéyé (Fig. II. 12) qui présentent les formations FC et FE à l'affleurement et qui contiendraient donc la Formation FB sous-jacente complète.

Axe scientifique fondamentale

Des analyses complémentaires permettraient d'affiner le modèle de formation des carbonates de Mn, je propose donc les approches complémentaires suivantes:

- Malgré l'existence de quelques analyses de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ sur les carbonates de manganèse du bassin de Franceville, il serait intéressant de compléter ce travail sur les échantillons présentant les structures bactériomorphes préservées. Ainsi, les résultats de $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ proches de zéro confirmeraient une précipitation directe des carbonates depuis la colonne d'eau de mer.
- Dans l'optique de mieux définir les structures bactériomorphes, il serait particulièrement intéressant de faire des lames-minces orientées parallèlement à la série et ainsi, de mieux définir la structure 3D des formes bactériomorphes ou des tapis algaires.
- Enfin, une collaboration avec des biologistes s'avère indispensable pour la caractérisation du type de cyanobactérie à l'origine de la formation des carbonates de manganèse. La caractérisation de ces dernières permettrait de contraindre la bathymétrie, la salinité ou encore les conditions d'oxido-réduction et le pH du milieu dans lequel se développent ces communautés.

Pour étendre le modèle de précipitation des carbonates de Mn à 2,1 Ga il faudrait réaliser une étude similaire sur les dépôts de carbonates de Mn de Nsuta au Ghana (Mücke et al., 1999; Nyame, 2008; Yeh et al., 1995). Malgré le caractère métamorphisé (chert) de ces dépôts, une étude sédimentologique permettrait peut-être de retrouver des marqueurs pétrologiques ou géochimiques tel que nous avons pu les identifier dans le bassin de Franceville. En particulier, une étude sur roche totale des éléments majeurs et traces (incluant les Terres Rares), le soufre et le carbone permettrait peut-être de préciser les conditions du milieu et ainsi de voir si elles sont en accord avec celle du bassin de Franceville.

Conclusion



Fin de journée sous les couleurs rougeoyantes du Gabon...

Conclusion

Ce travail de thèse était axé sur le protore manganésifère de la Formation FB du plateau de Bangombé dans le Bassin de Franceville (SW Gabon). Il comprenait une étude multidisciplinaire de forages carottés et d'affleurements clefs de la région, incluant la sédimentologie, la pétrologie sédimentaire, la géochimie et les corrélations géométriques des unités de dépôt. Il apporte des résultats novateurs sur:

- la caractérisation des paléoenvironnements du sommet de la Formation FA et de la Formation FB ;
- une proposition d'un nouveau modèle de la formation des carbonates de Mn à 2,1 Ga en lien avec un "bloom" des cyanobactéries dans le bassin;
- le découpage et la caractérisation spatio-temporelle du protore.

Paléoenvironnements et contrôle tectono-sédimentaire de la Formation FB

Le nouveau découpage de la Formation FB en 9 unités (U1 à U9) a permis de préciser les milieux de dépôt et de proposer un nouveau modèle de paléoenvironnements. La série étudiée comprend un cycle rétrogradant contrôlée par l'activité des failles synsédimentaires qui structurent les marges du bassin jusqu'au sommet de l'Unité 4. Les unités 5 et 6 correspondent au protore manganésifère et marquent un isolement et un confinement maximum du bassin qui prend un caractère affamé. Le protore est ensuite surmonté par un cycle progradant jusqu'au sommet de l'Unité 9.

Le sommet de la Formation FA correspond à des dépôts de braid delta qui sont progressivement relayés par des dépôts de shoreface qui marquent le début la Formation FB (U1). Ces dépôts évoluent rapidement vers un domaine d'offshore de plus en plus restreint (Unités U2 à U7). Ensuite, le bassin se comble avec le dépôt de barre de tempêtes et de chenaux deltaïques (U8) qui érodent partiellement la série sous-jacent (U7). Enfin, l'Unité 9 est caractérisée par des dépôts calmes de lagon permettant le développement de la première communauté d'organismes multicellulaires connus sur la planète (El Albani et al., 2010, 2014).

Le domaine d'offshore de l'intervalle U2 à U7 est soumis à des apports terrigènes et carbonatés plus ou moins importants en fonction des conditions de confinement. En particulier, je mets en évidence pour la première fois, une dynamique de courants de fond de type : néphéloïde (U2 et U4), turbiditiques (U3), et de haute densité chargé en matériel terrigène fin qui cisaille le fond (U5 et U6).

Les écoulements turbiditiques indiquent la mise en place d'un éventail sous-marin dans le domaine central, le plus subsident du bassin, qui se caractérise par des dépôts de chenaux-levée (U3). Les chenaux turbiditiques représenteraient la source d'un réseau d'injectites dense et extensif au moins à l'échelle du plateau de Bangombé que j'ai pu, pour la première fois, caractériser en matière de source, de géométrie, de chronologie, et de mode de mise en place. Je montre, ainsi, que l'ensemble des grès présents dans le protore sont des injectites provenant des chenaux de l'Unité 3 ; ce qui confirme par-là, l'absence d'apports terrigènes grossiers durant le dépôt des carbonates de Mn et je confirme le caractère affamé du bassin.

Les dépôts de la zone du plateau de Bangombé sont contrôlés par la géométrie en horst et en graben héritée des failles normales synsédimentaires. Ainsi, le domaine le plus subsident au centre du bassin enregistre le dépôt des chenaux turbiditiques. La partie intermédiaire correspondant plus

précisément au plateau de Bangombé, enregistre des dépôts plus argileux essentiellement constitués de black shales. Enfin, des hauts-fonds carbonatés se développent sur le footwall de la zone de faille bordière qui fait affleurer le socle sur les escarpements de bordure. Au droit du plateau de Bangombé, les dépôts du FB sont affectés par des failles secondaires qui déterminent des dépo-centres localisés au nord du plateau alors que l'on observe des lacunes de sédimentation sur les bordures ouest et sud de ce dernier.

Le Protore manganésifère : formation des carbonates de Mn et architecture

Le milieu de dépôt des carbonates de Mn a été défini comme alcalin et anoxique à suboxique en zone d'offshore supérieur. Un évènement climatique, probablement marqué par un pic d'aridité (Préat et al., 2011) aurait eu pour conséquence d'arrêter les apports depuis le continent, permettant la disparition de la turbidité des eaux et ainsi un éclaircissement (zone photique) du domaine offshore supérieur permettant le développement d'algues photosynthétiques.

Dans ce contexte, je propose un nouveau modèle de la précipitation des carbonates de Mn lié au développement de communautés cyanobactériennes (Fig. 0.1). Ces dernières permettraient, à partir du processus de photosynthèse, une dépression en CO_2/HCO_3 de l'eau de mer et une augmentation locale du pH permettant la précipitation induite de carbonates de manganèse au plus près des filaments bactériens à l'interface eau-sédiment. Les structures bactériomorphes des carbonates de Mn ainsi formées sont les premières décrites dans le Paléoprotérozoïque à 2,1 Ga. Ces structure sont présentes sous forme : i) bactériomorphe si la précipitation a lieu au contact du filament, ii) de cristaux zonaires si la dolomite sert de nucléus, ou iii) de "wavy lamination" si les tapis bactériens sont directement dégradés.

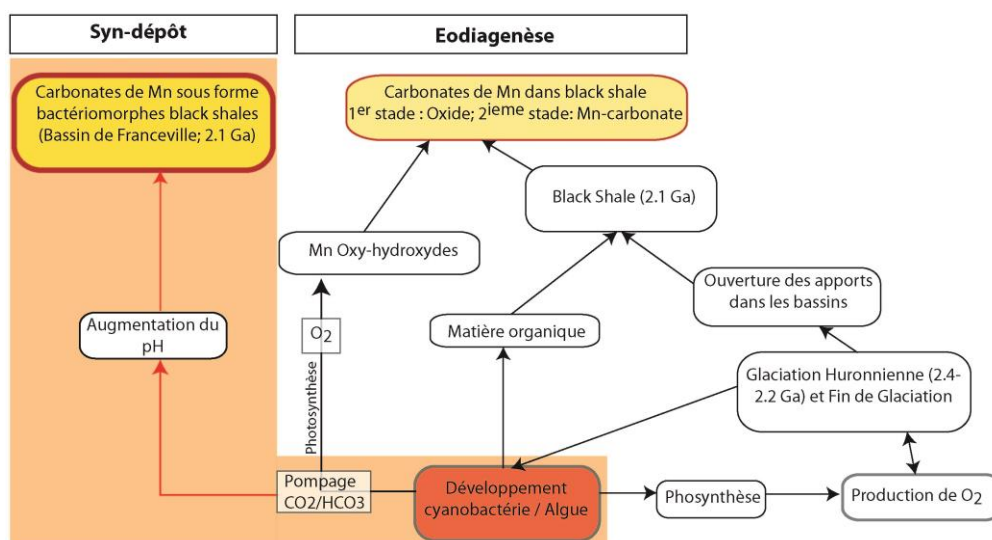


Fig. 0.1: Paramètres contrôlant la formation des carbonates de manganèses jusqu'ici établi. En orange le nouveau modèle proposé pour la formation de carbonates du bassin de Franceville.

Le développement des communautés cyanobactériennes est directement contrôlé par l'absence de courants de fond qui aurait pour effet de d'arrêter le développement des cyanobactéries et donc la production des carbonates de Mn.

La source du manganèse dans le bassin de Franceville aurait pour origines un flux hydrothermal provenant du complexe N'Goutou situé dans le bassin voisin d'Okondja. Ce flux arriverait en faible

proportion (1 à 5 %) sur la bordure ouest du bassin de Franceville. Le caractère anoxique des océans de cette période auraient permis une accumulation importante de Mn^{2+} au fil du temps.

Le protore manganésifère déposé de façon isochrone a probablement existé dans l'ensemble du bassin de Franceville. Aujourd'hui, seuls les plateaux restés non érodés conserveraient l'enregistrement de ce protore.

Au temps de son dépôt, une subsidence préférentielle du centre du bassin et le long des failles bordières aurait permis une accumulation de série manganésifère plus importante. En revanche, les hautes teneurs sont localisées dans les parties les plus isolées des courants de fond. Il en résulte que les teneurs diminuent vers le nord du plateau.

Actuellement, le protore au droit du plateau de Bangombé est structuré en "touches de piano" gouvernées par un minimum de neuf failles post sédimentaires ou réactivées suite aux dépôts de la Formation FB.

Implications minières

Le protore présente trois intervalles dont les teneurs sont supérieures à 15 wt. %. Cependant la structuration du plateau de Bangombé en touches de piano ne permet pas une continuité latérale de ces hautes teneurs.

Les injectites affectant le protore impacte la continuité des teneurs en Mn en les diminuant localement. La mise en évidence de ce réseau d'injectites a également permis d'expliquer les masses gréseuses qui polluent le minerai oxydé de Mn actuellement exploité.

Références

- Aharon, P., 2005. Redox stratification and anoxia of the early Precambrian oceans: implications for carbon isotope excursions and oxidation events. *Precambrian Research* 137, 207–222.
- Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 378–394.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography* 21.
- Allen, G.P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems.
- Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis; Volume II. Elsevier Sci. Publ. Co. : Amsterdam, Netherlands, Netherlands.
- Alsop, G.I., Holdsworth, R.E., 2004. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis. *Journal of Structural Geology* 26, 1561–1589.
- Alsop, G.I., Marco, S., 2013. Seismogenic slump folds formed by gravity-driven tectonics down a negligible subaqueous slope. *Tectonophysics* 605, 48–69.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.04.004>
- Amard, B., Bertrand-Sarfati, J., 1997. Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville Group, Gabon. *Precambrian Research* 81, 197–221.
- Anbar, A.D., Knoll, A.H., 2002. Proterozoic ocean chemistry and evolution: a bioinorganic bridge? *science* 297, 1137–1142.
- Anbar, A.D., Rouxel, O., 2007. Metal Stable Isotopes in Paleooceanography. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35, 717–746. doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125029
- Anderson, R.F., Fleisher, M.Q., LeHuray, A.P., 1989. Concentration, oxidation state, and particulate flux of uranium in the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2215–2224.
- Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME* 146, 54–62.
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 2003. Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia. *Journal of Sedimentary Research* 73, 105–127.
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W., Reitner, J., 1999. Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. *Sedimentary Geology* 126, 159–176.
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 1994. Marine shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 499–551.
- Arvidson, R.S., Mackenzie, F.T., 1999a. The dolomite problem; control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science* 299, 257–288.
- Arvidson, R.S., Mackenzie, F.T., 1999b. The dolomite problem; control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science* 299, 257–288.
- Asael, D., Tissot, F.L.H., Reinhard, C.T., Rouxel, O., Dauphas, N., Lyons, T.W., Ponzevera, E., Liorzou, C., Chéron, S., 2013. Coupled molybdenum, iron and uranium stable isotopes as oceanic paleoredox proxies during the Paleoproterozoic Shunga Event. *Chemical Geology* 362, 193–210.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.08.003>
- Aspler, L.B., Wisotzek, I.E., Chiarenzelli, J.R., Losonczy, M.F., Cousens, B.L., McNicoll, V.J., Davis, W.J., 2001. Paleoproterozoic intracratonic basin processes, from breakup of Kenorland to assembly of Laurentia; Hurwitz Basin, Nunavut, Canada. *Sedimentary Geology* 141–142, 287–318.
- Azzibouck, A.G., 1986. Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (protérozoïque inférieur) Métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon. Strasbourg. Université Louis Pasteur.

- Azzibrouck, A.G., 1986. Sédimentologie et géochimie du Francevillien B(Protérozoïque inférieur): métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2010. Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (Zaiango Project). *Journal of Sedimentary Research* 80, 852–866.
- Bargar, J.R., Tebo, B.M., Villinski, J.E., 2000. In situ characterization of Mn (II) oxidation by spores of the marine *Bacillus* sp. strain SG-1. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2775–2778.
- Barling, J., Anbar, A.D., 2004. Molybdenum isotope fractionation during adsorption by manganese oxides. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 315–329.
- Barrat, J.A., Keller, F., Amossé, J., Taylor, R.N., Nesbitt, R.W., Hirata, T., 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20, 133–139.
- Barrat, M., 1895. Sur la géologie du Congo français. C. Dunod & P. Vicq.
- Bau, M., Dulski, P., 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology* 155, 77–90.
doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00142-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00142-9)
- 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., Dulski, P., Moller, P., 1995. Yttrium and holmium in South Pacific seawater: vertical distribution and possible fractionation mechanisms. *Oceanographic Literature Review* 11, 955.
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1709–1725.
- Baud, L., 1954. Notice explicative sur la feuille Franceville-Est. Carte géol. de reconnaissance au 1/500 000. Direct. Mines et Géol. A.E.F. Brazzaville 1954n° 221, p. 260-261. 34.
- Bechtel, A., Sun, Y., Püttmann, W., Hoernes, S., Hoefs, J., 2001. Isotopic evidence for multi-stage base metal enrichment in the Kupferschiefer from the Sangerhausen Basin, Germany. *Chemical Geology* 176, 31–49.
- Bekker, A., Holmden, C., Beukes, N.J., Kenig, F., Eglinton, B., Patterson, W.P., 2008. Fractionation between inorganic and organic carbon during the Lomagundi (2.22–2.1 Ga) carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 278–291.
- Bekker, A., Kasting, J., Anbar, A., 2013. Evolution of the atmosphere and ocean through time. *Chemical Geology* 362, 1–2. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.11.007>
- Bekker, A., Kaufman, A.J., 2007. Oxidative forcing of global climate change: a biogeochemical record across the oldest Paleoproterozoic ice age in North America. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 486–499.
- Berger, W.H., Vincent, E., 1986. Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal. *Geologische Rundschau* 75, 249–269.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation; an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 605–615.
- Berner, R.A., 1981. A new geochemical classification of sedimentary environments. *Journal of Sedimentary Research* 51.
- Bethell, P.H., Carver, M.O.H., 1987. Detection and enhancement of decayed inhumations at Sutton Hoo. *Death, decay and reconstruction: approaches to archaeology and forensic science.* Manchester University Press, Manchester 10–21.
- Beukes, N.J., 1993. A review of manganese deposits associated with the early Proterozoic Transvaal Supergroup in Northern Cape Province, South Africa, in: 16th International Colloquium on African Geology, Extended Abstract. pp. 37–38.
- Beukes, N.J., 1989. Sedimentological and geochemical relationships between carbonate, iron formation and manganese deposits in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa, in: 28th International Geological Congress, Washington, USA, Abstract.

- Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, M.S., Janikian, L., Reis, N.J., Trindade, R.I.F., Reis, M.A.A.A., 2014. Towards Columbia: Paleomagnetism of 1980–1960 Ma Surumu volcanic rocks, Northern Amazonian Craton. *Precambrian Research* 244, 123–138. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.08.005>
- Bleeker, W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71, 99–134.
- 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 and Planetary Science Letters* 222, 43–60. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.016>
- Bonatti, E., Kraemer, T., Rydell, H., 1972. Classification and genesis of submarine iron– manganese deposits of the ocean floor, In: Horn, J. ed. *Aren House, Harriman*.
- Bonhomme, M.G., Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1982. An example of lower Proterozoic sediments; the Francevillian in Gabon. *Precambrian Research* 18, 87–102.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegye, M., Préat, A., Simo Ndounze, S., Moussavou, M., 2009a. Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Franceville – Boumango. Editions DGMG – Ministères des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures. Libreville.
- Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegye, M., Préat, P.S., Moussavou, M., Ndounze, S., 2009b. Notice explicative de la Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Okondja. Editions DGMG – Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville, p. 76.
- Boyong, Y., Bin, H.U., Zhengyu, B.A.O., Zhang, Z., 2011. REE geochemical characteristics and depositional environment of the black shale-hosted Baiguoyuan Ag-V deposit in Xingshan, Hubei Province, China. *Journal of Rare Earths* 29, 499–506.
- Bridge, J., Demicco, R., 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press.
- 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 and Planetary Science Letters* 113, 207–218.
- Brouwers, G.J., Vijgenboom, E., Corstjens, P., De Vrind, J.P.M., De Vrind-De Jong, E.W., 2000. Bacterial Mn²⁺ oxidizing systems and multicopper oxidases: an overview of mechanisms and functions. *Geomicrobiology Journal* 17, 1–24.
- Buick, R., Dunlop, J.S.R., 1990. Evaporitic sediments of early Archaean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia. *Sedimentology* 37, 247–277.
- Burdige, D.J., Dhakar, S.P., Neilson, K.H., 1992. Effects of manganese oxide mineralogy on microbial and chemical manganese reduction. *Geomicrobiology Journal* 10, 27–48.
- Burke, I.T., Kemp, A.E.S., 2002. Microfabric analysis of Mn-carbonate laminae deposition and Mn-sulfide formation in the Gotland Deep, Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1589–1600. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00860-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00860-2)
- Cairncross, B., Beukes, N.J., Gutzmer, J., 1997. *The manganese adventure: the South African manganese fields*. Associated Ore & Metal Corporation Limited.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese; implications for the environment of formation of manganese black shales. *Economic Geology* 91, 36–47. doi:10.2113/gsecongeo.91.1.36
- Calvert, S.E., Price, N.B., 1970. Composition of manganese nodules and manganese carbonates from Loch Fyne, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 215–233.
- 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. doi:10.1073/pnas.1315570110
- Canfield, D.E., Poulton, S.W., Knoll, A.H., Narbonne, G.M., Ross, G., Goldberg, T., Strauss, H., 2008. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Science* 321,

- 949–952.
- Carman, R., Rahm, L., 1997. Early diagenesis and chemical characteristics of interstitial water and sediments in the deep deposition bottoms of the Baltic proper. *Journal of Sea Research* 37, 25–47.
- Caron, M., Robaszynski, F., Amedro, F., Baudin, F., Deconinck, J.-F., Hochuli, P.A., Nielsen, K. von S.-P., Tribouvillard, N., 1999. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cenomanien/Turonien; approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société géologique de France* 170, 145–160.
- Castanier, S., Le Métayer-Levrel, G., Perthuisot, J.-P., 1998. La carbonatogenèse bactérienne. *Colloques et séminaires-Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération* 197–218.
- Censi, P., Zuddas, P., Larocca, D., Saiano, F., Placenti, F., Bonanno, A., 2007. Recognition of water masses according to geochemical signatures in the Central Mediterranean sea: Y/Ho ratio and rare earth element behaviour. *Chemistry and Ecology* 23, 139–153.
- Chakraborty, P.P., Dey, S., Mohanty, S.P., 2010. Proterozoic platform sequences of Peninsular India: implications towards basin evolution and supercontinent assembly. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 589–607.
- Chassefiere, B., 1990. Mass-physical properties of surficial sediments on the Rhone continental margin; implications for the nepheloid benthic layer. *Continental Shelf Research* 10, 857–867.
- Chemale, F., Rosière, C.A., Endo, I., 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* 65, 25–54.
- 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.
- Choubert, B., 1973. Occurrences of manganese in the Guianas (South America) and their relation with fundamental structures,(UNESCO, 1973) Genesis of Precambrian iron and manganese deposits Proceedings of the Kiev Symposium, 1970. *Earth Sciences* 9, 143–151.
- Clemmey, H., Badham, N., 1982. Oxygen in the Precambrian atmosphere: An evaluation of the geological evidence. *Geology* 10, 141–146.
- Clifton, H.E., 1969. Beach lamination: Nature and origin. *Marine Geology* 7, 553–559.
doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(69\)90023-1](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(69)90023-1)
- Cloud, P., 1973. Paleocological significance of the banded iron-formation. *Economic Geology* 68, 1135–1143.
- Cloud, P., 1972. A working model of the primitive Earth. *American Journal of Science* 272, 537–548.
- Cloud, P.E., 1968. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. *Science* 160, 729–736.
- Cobbold, P.R., Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of structural geology* 2, 119–126.
- 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.
- Cortial, F., Gauthier-Lafaye, F., Lacrampe-Couloume, G., Oberlin, A., Weber, F., 1990. Characterization of organic matter associated with uranium deposits in the Francevillian Formation of Gabon (Lower Proterozoic). *Organic Geochemistry* 15, 73–85.
- Cosson, J., 1955. Notice explicative sur les feuilles Pointe-Noire et Brazzaville. La Direction Des Mines Et De La Geologie De L'Afrique Equatoriale Francaise.
- Crerar, D.A., Namson, J.A.Y., Chyi, M.S., Williams, L., Feigenson, M.D., 1982. Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: General Geology, Ancient and modern Analogues, and implications for Hydrothermal convection at oceanic spreading Centers. *Bulletin of the society of economic geologists* 77, 519–540.
- Cripps, J.A., Widdowson, M., Spicer, R.A., Jolley, D.W., 2005. Coastal ecosystem responses to late stage Deccan Trap volcanism: the post K–T boundary (Danian) palynofacies of Mumbai (Bombay), west India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216, 303–332.

- 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* [London] 501, 535–538. doi:10.1038/nature12426
- Dasgupta, S., Roy, S., Fukuoka, M., 1992. Depositional models for manganese oxide and carbonate deposits of the Precambrian Sausar Group, India. *Economic Geology* 87, 1412–1418.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A., 1994. U–Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* 67, 89–107.
- Davy, R., 1983. A Geochemical Study of the Mount Mc Rae Shale and the Upper Part of the Mount Sylvia Formation in Core RD1, Rhodes Ridge, Western Australia. Geological Survey of Western Australia.
- Delhal, J., Ledent, L., 1975. Données géochronologiques sur le complexe calcomagnésien du Sud-Cameroun. Musée Royal d'Afrique Central, Tervuren. Rapports annuels 1974 71–75.
- Delian, F., Tiebing, L., Jie, Y., 1992. The process of formation of manganese carbonate deposits hosted in black shale series. *Economic Geology* 87, 1419–1429. doi:10.2113/gsecongeo.87.5.1419
- Deynoux, M., Medjadj, F., Gauthier-Lafaye, F., 1993. Etude sédimentologique du gisement d'uranium d'Oklo-Okelobondo protérozoïque inférieur du bassin de Franceville. Gabon. Internal Report, Centre de Géochimie de la Surface, CNRS.
- Dickson, R.R., McCave, I.N., 1986. Nepheloid layers on the continental slope west of Porcupine Bank. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 33, 791–818. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(86)90089-0
- Dorr, J., 1973. Iron-formation and associated manganese in Brazil, in: *Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits*. pp. 105–113.
- Dorr, J.V.N., 1968. Primary manganese ores, in: *Proc.*
- Droz, L., Marsset, T., Ondreas, H., Lopez, M., Savoye, B., Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system; the Zaire Fan (Congo-Angola margin Southeast Atlantic); results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *AAPG Bulletin* 87, 1145–1168.
- Dutkiewicz, A., George, S.C., Mossman, D.J., Ridley, J., Volk, H., 2007. Oil and its biomarkers associated with the Palaeoproterozoic Oklo natural fission reactors, Gabon. *Chemical Geology* 244, 130–154. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.06.010
- Eglington, B.M., Pehrsson, S.J., Ansdell, K.M., Lescuyer, J.-L., Quirt, D., Milesi, J.-P., Brown, P., 2013. A domain-based digital summary of the evolution of the Palaeoproterozoic of North America and Greenland and associated unconformity-related uranium mineralization. *Precambrian Research* 232, 4–26.
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Bekker, A., Macchiarelli, R., Mazurier, A., Hammarlund, E.U., Boulvais, P., Dupuy, J.-J., Fontaine, C., Fuersich, 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* [London] 466, 100–104. doi:10.1038/nature09166
- El Albani, A., Bengtson, S., Canfield, D.E., Riboulleau, A., Rollion Bard, C., Macchiarelli, R., Ngombi Pemba, L., Hammarlund, E., Meunier, A., Moubiya Mouele, I., 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.J.M., White, L., Whitehouse, M., Bekker, A., 2014. The 2.1 Ga Old Francevillian Biota: Biogenicity, Taphonomy and Biodiversity. *PLoS ONE* 9, e99438.
- Ellis, D. V., 1987. *Well logging for earth scientists*. Elsevier Sci. Publ. Co. : New York, NY, United States, United States.
- Ellis, D. V., Singer, J.M., 2007. *Well logging for earth scientists*. Springer Science & Business Media.
- Elrick, M., Snider, A.C., 2002. Deep-water stratigraphic cyclicity and carbonate mud mound development in the Middle Cambrian Marjum Formation, House Range, Utah, USA. *Sedimentology* 49, 1021–1047.

- Emerson, S.R., Husted, S.S., 1991. Ocean anoxia and the concentrations of molybdenum and vanadium in seawater. *Mar. Chem.* 34, 177–196.
- Erbe, P., Schuler, U., Wicharuck, S., Rangubpit, W., Stahr, K., Herrmann, L., Gilkes, R.J., 2010. Creating soil degradation maps using gamma-ray signatures, in: *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science: Soil Solutions for a Changing World*, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010. Working Group 1.5 Soil Sense: Rapid Soil Measurements. International Union of Soil Sciences (IUSS), c/o Institut für Bodenforschung, Universität für Bodenkultur, pp. 53–55.
- Eriksson, K.A., 1983. Siliciclastic-hosted iron-formations in the early Archaean Barberton and Pilbara sequences. *Journal of the Geological Society of Australia* 30, 473–482.
- Eriksson, P.G., Rautenbach, C.J. deW, Wright, D.T., Bumby, A.J., Catuneanu, O., Mostert, P., vanderNeut, M., 2009. Possible evidence for episodic epeiric marine and fluvial sedimentation (and implications for palaeoclimatic conditions), c. 2.3-1.8 Ga, Kaapvaal Craton, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 153–173. doi:10.1016/j.palaeo.2008.12.013
- Ernst, R.E., Bleeker, W., Söderlund, U., Kerr, A.C., 2013. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution.
- Ernst, R.E., Wingate, M.T.D., Buchan, K.L., Li, Z.-X., 2008. Global record of 1600–700Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Research* 160, 159–178.
- Evans, D.A., Beukes, N.J., Kirschvink, J.L., 1997. Low-latitude glaciation in the Palaeoproterozoic era. *Nature* 386, 262–266.
- Falkowski, P.G., Godfrey, L. V, 2008. Electrons, life and the evolution of Earth's oxygen cycle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* 363, 2705–2716.
- Fan, D., Ye, J., Yin, L., Zhang, R., 1999. Microbial processes in the formation of the Sinian Gaoyan manganese carbonate ore, Sichuan Province, China. *Ore Geology Reviews* 15, 79–93.
- Farquhar, J., Bao, H., Thiemens, M., 2000. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. *Science* 289, 756–758.
- Farquhar, J., Johnston, D.T., 2008. The oxygen cycle of the terrestrial planets: Insights into the processing and history of oxygen in surface environments. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 68, 463–492.
- Farquhar, J., Wing, B.A., 2003. Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 213, 1–13.
- Fennel, K., Follows, M., Falkowski, P.G., 2005. The co-evolution of the nitrogen, carbon and oxygen cycles in the Proterozoic ocean. *American Journal of Science* 305, 526–545.
- 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.
- Field, M.E., Gardner, J. V, Jennings, A.E., Edwards, B.D., 1982. Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology* 10, 542–546.
- Fischer, W.W., Knoll, A.H., 2009. An iron shuttle for deepwater silica in Late Archean and early Paleoproterozoic iron formation. *Geological Society of America Bulletin* 121, 222–235.
- Flament, N., Gurnis, M., Müller, R.D., 2013. A review of observations and models of dynamic topography. *Lithosphere* 5, 189–210.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks*. 976 pp.
- Folk, R., 1974. *petrology of sedimentary rocks*. Austin, Tex., Hemphill Publishing Compagny 184.
- Force, E.R., Cannon, W.F., 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale basins. *Economic Geology* 83, 93–117.
- Force, E.R., Maynard, J.B., 1991. Manganese: syngenetic deposits on the margins of anoxic basins. *Rev Econ Geol* 5, 147–156.
- Frakes, L.A., Bolton, B.R., 1984. Origin of manganese giants: Sea-level change and anoxic-oxic history. *Geology* 12, 83–86.

- Frakes, L., Bolton, B.R., 1992. Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 87, 1207–1217.
- Franceschelli, M., Puxeddu, M., Carta, M., 2000. Mineralogy and geochemistry of Late Ordovician phosphate-bearing oolitic ironstones from NW Sardinia, Italy. *Mineralogy and Petrology* 69, 267–293.
- François, L.M., 1986. Extensive deposition of banded iron formations was possible without photosynthesis.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Gibert, L., Scott, G., 2011. Seismically induced slump on an extremely gentle slope (< 1) of the Pleistocene Tecopa paleolake (California). *Geology* 39, 1055–1058.
- Gauthier-Lafaye, F., 1986. Les gisements d'uranium du Gabon et les reacteurs d'Oklo; Modele metallogenique de gites a fortes teneurs du Proterozoique inferieur. Uranium deposits in Gabon and the Oklo reactors; metallogenic model of lower Proterozoic high-grade depos. Universite Louis Pasteur : Strasbourg, France, France.
- 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. doi:10.1016/s0301-9268(02)00163-8
- Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989. The Francevillian (Lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 84, 2267–2285.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., 1987. Stromatolite environments in the peritidal zone: Modern examples. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Berlin Springer Verlag 9, 13–140.
- Girard, F., Ghienne, J.-F., Du-Bernard, X., Rubino, J.-L., 2015. Sedimentary imprints of former ice-sheet margins: insights from an end-Ordovician archive (SW Libya). *Earth-Science Reviews* 148, 259–289.
- Godfrey, L. V., Falkowski, P.G., 2009. The cycling and redox state of nitrogen in the Archaean ocean. *Nature Geoscience* 2, 725–729.
- Goldring, R., Bridges, P., 1973. Sublittoral sheet sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 43, 736–747. doi:10.1306/74d72856-2b21-11d7-8648000102c1865d
- Goldschmidt, V.M., 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. The seventh Hugo Müller Lecture, delivered before the Chemical Society on March 17th, 1937. *Journal of the Chemical Society (Resumed)* 655–673.
- Goto, K.T., Ito, T., Suzuki, K., Kashiwabara, T., Takaya, Y., Shimoda, G., Nozaki, T., Kiyokawa, S., Tetteh, G.M., Nyame, F.K., 2013. Geochemistry of the Nsuta Mn deposit in Ghana: Implications for the Paleoproterozoic atmosphere and ocean chemistry, in: AGU Fall Meeting Abstracts. p. 1947.
- Grenne, T., Slack, J.F., 2003. Paleozoic and Mesozoic silica-rich seawater; evidence from hematitic chert (jasper) deposits. *Geology [Boulder]* 31, 319–322. doi:10.1130/0091-7613(2003)031<0319:pamsrs>2.0.co;2
- Guerrot, C., FEYBESSE, J.-L., Johan, V., 1994. Le série de Massima (Gabon): une greenstone belt archéenne engagée dans la tectonique collisionnelle Protérozoïque inférieure? Implications géotectoniques et paléogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes* 318, 367–374.
- Gutzmer, J., Beukes, N.J., 1996. Mineral paragenesis of the Kalahari manganese field, South Africa. *Ore Geology Reviews* 11, 405–428.
- Hall, I.R., McCave, I.N., Shackleton, N.J., Weedon, G.P., Harris, S.E., 2001. Intensified deep Pacific inflow and ventilation in Pleistocene glacial times. *Nature* 412, 809–812.
- Hannah, J.L., Bekker, A., Stein, H.J., Markey, R.J., Holland, H.D., 2004. Primitive Os and ²³¹⁶Ma age for marine shale: implications for Paleoproterozoic glacial events and the rise of atmospheric oxygen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 43–52.
- Harada, M., Tajika, E., Sekine, Y., 2015. Transition to an oxygen-rich atmosphere with an extensive overshoot triggered by the Paleoproterozoic snowball Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 419, 178–186.

- Hastings, D., Emerson, S., 1986. Oxidation of manganese by spores of a marine *Bacillus*: kinetic and thermodynamic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1819–1824.
- Haubensack, C., 1981. Environnement des gres proterozoïques et des indices uraniferes du secteur Kiene dans le bassin de Franceville (Republique Gabonaise); aspects sedimentologiques et geochemiques. Environment of Proterozoic sandstone and uraniferous indicato. France.
- Heimann, A., Johnson, C.M., Beard, B.L., Valley, J.W., Roden, E.E., Spicuzza, M.J., Beukes, N.J., 2010. Fe, C, and O isotope compositions of banded iron formation carbonates demonstrate a major role for dissimilatory iron reduction in ~ 2.5 Ga marine environments. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 8–18.
- Hein, J.R., Bolton, B.R., 1993. Composition and origin of the Moanda manganese deposit, Gabon, in: *Proceedings of the 16th International Colloquium on African Geology. Extended Abstracts. Geological Survey and Mines Department of Swaziland, Ezulwini, Swaziland.* p. 150.
- Heising, S., Richter, L., Ludwig, W., Schink, B., 1999. *Chlorobium ferrooxidans* sp. nov., a phototrophic green sulfur bacterium that oxidizes ferrous iron in coculture with a “*Geospirillum*” sp. strain. *Archives of Microbiology* 172, 116–124.
- Hem, J.D., 1972. Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems. *Geological Society of America Special Papers* 140, 17–24.
- Hem, J.D., 1964. Deposition and solution of manganese oxides. USGPO,.
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A. V, García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T., Gardner, J., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, 1420–1463. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.016>
- Hiscott, R.N., Pirmez, C., Flood, R.D., 1997. Amazon submarine fan drilling: a big step forward for deep-sea fan models. *Geoscience Canada* 24.
- 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., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 3811–3826.
- Holland, H.D., Rye, R., Ohmoto, H., 1997. Evidence in pre–2.2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota: Comment and Reply. *Geology* 25, 857–859.
- Huckriede, H., Meischner, D., 1996. Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1399–1413.
- Hudson, B.D., 1994. Soil organic matter and available water capacity. *Journal of Soil and Water Conservation* 49, 189–194.
- Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society* 133, 637–660.
- Huyck, H.L.O., 1990. When is a metalliferous black shale not a black shale. *Metalliferous Black Shales and Related Ore Deposits, Proc. 1989 US Working Group Meet., IGCP 254*, 42–56.
- Isley, A.E., 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *The Journal of Geology* 103, 169–185.
- Jago, C.F., Hardisty, J., 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine Geology* 60, 123–154. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90147-6](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(84)90147-6)
- Jakobsen, R., Postma, D., 1989. Formation and solid solution behavior of Ca-rhodochrosites in marine muds of the Baltic deep. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 2639–2648. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90135-X](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(89)90135-X)
- Jansen, J.H.F., Van Weering, T.C.E., Gieles, R., Van Iperen, J., 1984. Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research* 17, 201–249.
- Jarvis, I.A.N., Murphy, A.M., Gale, A.S., 2001. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates:

- criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the Geological Society* 158, 685–696.
- Jerolmack, D.J., Brzinski, T.A., 2010. Equivalence of abrupt grain-size transitions in alluvial rivers and eolian sand seas: A hypothesis. *Geology* 38, 719–722.
- Johnson, J.E., 2015. Manganese: Minerals, Microbes, and the Evolution of Oxygenic Photosynthesis.
- Johnson, J.E., Savalia, P., Davis, R., Kocar, B.D., Webb, S.M., Nealson, K.H., Fischer, W.W., 2016. Real-time manganese phase dynamics during biological and abiotic manganese oxide reduction. *Environmental science & technology* 50, 4248–4258.
- Jopling, A. V, Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Research* 38.
- Karhu, J.A., Holland, H.D., 1996. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology* 24, 867–870.
- Kashiwabara, T., Takahashi, Y., Tanimizu, M., Usui, A., 2011. Molecular-scale mechanisms of distribution and isotopic fractionation of molybdenum between seawater and ferromanganese oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 5762–5784.
- Kasting, J.F., 1993. Earth's early atmosphere. *SCIENCE-NEW YORK THEN WASHINGTON-* 259, 920.
- Kasting, J.F., Howard, M.T., Wallmann, K., Veizer, J., Shields, G., Jaffres, J., 2006. Paleoclimates, ocean depth, and the oxygen isotopic composition of seawater. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 82–93. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.029
- Kaźmierczak, J., Ittekkot, V., Degens, E.T., 1985. Biocalcification through time: environmental challenge and cellular response. *Paläontologische Zeitschrift* 59, 15–33.
- Kempe, S., Degens, E.T., 1985. An early soda ocean? *Chemical Geology* 53, 95–108.
- Kendall, B., Brenneka, G.A., Weyer, S., Anbar, A.D., 2013. Uranium isotope fractionation suggests oxidative uranium mobilization at 2.50 Ga. *Chemical Geology* 362, 105–114.
- Kessi, C., 1992. Le socle archéen et les formations ferrifères du Chaillu au Congo.
- Kirschvink, J.L., Gaidos, E.J., Bertani, L.E., Beukes, N.J., Gutzmer, J., Maepa, L.N., Steinberger, R.E., 2000. Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 1400–1405.
- 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.
- Klein, C., Ladeira, E.A., 2000. Geochemistry and petrology of some Proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology* 95, 405–427.
- Kleinschrot, D., Klemd, R., Brocker, M., Okrusch, M., Franz, L., Schmidt, K., 1994. Protore and country rocks of the Nsuta manganese deposit (Ghana). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 168, 67–108.
- Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Yurimoto, H., Nohda, S., 2004. Geochemistry of the oldest MORB and OIB in the Isua Supracrustal Belt, southern West Greenland: implications for the composition and temperature of early Archean upper mantle. *Island Arc* 13, 47–72.
- Konhauser, K.O., Amskold, L., Lalonde, S. V, Posth, N.R., Kappler, A., Anbar, A., 2007. Decoupling photochemical Fe (II) oxidation from shallow-water BIF deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 87–100.
- Konhauser, K.O., Hamade, T., Raiswell, R., Morris, R.C., Ferris, F.G., Southam, G., Canfield, D.E., 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology* 30, 1079–1082.
- Konhauser, K.O., Lalonde, S. V, Planavsky, N.J., Pecoits, E., Lyons, T.W., Mojzsis, S.J., Rouxel, O.J., Barley, M.E., Rosiere, C., Fralick, P.W., 2011. Aerobic bacterial pyrite oxidation and acid rock drainage during the Great Oxidation Event. *Nature* 478, 369–373.
- Kontinen, A., Hanski, E., 2015. The Talvivaara black shale-hosted Ni–Zn–Cu–Co deposit in eastern Finland. *Mineral Deposits of Finland, Elsevier, Oxford* 557–612.
- 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.

- doi:10.1073/pnas.0504878102
- Korsch, R.J., Kositcin, N., Champion, D.C., 2011. Australian island arcs through time: geodynamic implications for the Archean and Proterozoic. *Gondwana Research* 19, 716–734.
- 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.
- Kuleshov, V.N., 2016. Isotope geochemistry : the origin and formation of manganese rocks and ores.
- Kuleshov, V.N., Brusnitsyn, A.I., 2005. Isotopic Composition ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and the Origin of Carbonates from Manganese Deposits of the Southern Urals. *Lithology and Mineral Resources* 40, 364–375.
- Kump, L.R., Barley, M.E., 2007. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago. *Nature* 448, 1033–1036.
- Lalonde, S. V, Konhauser, K.O., 2015. Benthic perspective on Earth’s oldest evidence for oxygenic photosynthesis. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 112, 995–1000.
- Lascelles, D.F., 2007. Black smokers and density currents: a uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geology Reviews* 32, 381–411.
- Leclerc, J., Weber, F., 1980. Geology and genesis of the Moanda manganese deposits. *Geology and geochemistry of manganese* 2, 89–109.
- Ledru, P., Eko N’Dong, J., Johan, V., Prian, J.-P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon Orogenic Belt: Collision tectonics in the lower proterozoic? *Precambrian Research* 44, 227–241. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(89)90046-6
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139–165.
- Leventhal, J.S., 1998. Metal-rich black shales: formation, economic geology and environmental considerations.
- Leventhal, J.S., 1983. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 133–137.
- Lianjun, Y., Delian, F., Peiji, Y., 1988. Characteristics of manganese ore deposits in China. *Ore Geology Reviews* 4, 99–113.
- Lindsay, J.F., Brasier, M.D., 2002. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of Western Australian basins. *Precambrian Research* 114, 1–34.
- Lovley, D.R., Fraga, J.L., Blunt-Harris, E.L., Hayes, L.A., Phillips, E.J.P., Coates, J.D., 1998. Humic substances as a mediator for microbially catalyzed metal reduction. *Acta hydrochimica et hydrobiologica* 26, 152–157.
- Lovley, D.R., Phillips, E.J.P., 1988. Novel mode of microbial energy metabolism: organic carbon oxidation coupled to dissimilatory reduction of iron or manganese. *Applied and environmental microbiology* 54, 1472–1480.
- Lyons, T.W., Anbar, A.D., Severmann, S., Scott, C., Gill, B.C., 2009. Tracking Euxinia in the Ancient Ocean: A Multiproxy Perspective and Proterozoic Case Study. 37, 507. doi:10.1146/annurev.earth.36.031207.124233
- Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vazquez, J.T., Díaz-del-Río, V., 2003. Large-scale slope failure involving Triassic and middle Miocene salt and shale in the Gulf of Cádiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova* 15, 380–391.
- Mandernack, K.W., Post, J., Tebo, B.M., 1995. Manganese mineral formation by bacterial spores of the marine *Bacillus*, strain SG-1: Evidence for the direct oxidation of Mn (II) to Mn (IV). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4393–4408.
- Manikyamba, C., Kerrich, R., González-Álvarez, I., Mathur, R., Khanna, T.C., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic black shales from the Intracontinental Cuddapah basin, India: implications for

- provenance, tectonic setting, and weathering intensity. *Precambrian Research* 162, 424–440. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2007.10.003>
- Manikyamba, C., Naqvi, S.M., 1995. Geochemistry of Fe-Mn formations of the Archaean Sandur schist belt, India; mixing of clastic and chemical processes at a shallow shelf. *Precambrian Research* 72, 69–95.
- Marques, F.O., Guerreiro, S.M., Fernandes, A.R., 2008. Sheath fold development with viscosity contrast: analogue experiments in bulk simple shear. *Journal of Structural Geology* 30, 1348–1353.
- Martin, A.P., Condon, D.J., Prave, A.R., Lepland, A., 2013. A review of temporal constraints for the Palaeoproterozoic large, positive carbonate carbon isotope excursion (the Lomagundi-Jatuli Event). *Earth-Science Reviews* 127, 242–261. doi:10.1016/j.earscirev.2013.10.006
- Martin, C.A.L., Turner, B.R., 1998. Origins of massive-type sandstones in braided river systems. *Earth-Science Reviews* 44, 15–38.
- Martín, O., Galante, D., Cárdenas, R., Horvath, J.E., 2009. Short-term effects of gamma ray bursts on Earth. *Astrophysics and Space Science* 321, 161–167.
- Mavotchy, N.O., El Albani, A., Trentesaux, A., Fontaine, C., Pierson-Wickmann, A.-C., Boulvais, P., Riboulleau, A., Pemba, L.N., Pambo, F., Gauthier-Lafaye, F., 2016. The role of the early diagenetic dolomitic concretions in the preservation of the 2.1-Ga paleoenvironmental signal: The Paleoproterozoic of the Franceville Basin, Gabon. *Comptes Rendus Geoscience* 348, 609–618.
- Maynard, J.B., 2014. 9.11 - Manganiferous Sediments, Rocks, and Ores A2 - Holland, Heinrich D., in: Turekian, K.K.B.T.-T. on G. (Second E. (Ed.), . Elsevier, Oxford, pp. 327–349. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00711-7>
- Maynard, J.B., 2010. The Chemistry of Manganese Ores through Time: A Signal of Increasing Diversity of Earth-Surface Environments. *Economic Geology* 105, 535–552. doi:10.2113/gsecongeo.105.3.535
- McCave, I.N., 1984. Size spectra and aggregation of suspended particles in the deep ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 31, 329–352.
- McPhee-Shaw, E.E., Sternberg, R.W., Mullenbach, B., Ogston, A.S., 2004. Observations of intermediate nepheloid layers on the northern California continental margin. *Continental Shelf Research* 24, 693–720. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2004.01.004>
- Melezhik, V.A., Fallick, A., Hanski, E.J., Kump, L.R., Lepland, A., Prave, A.R., Strauss, H., 2005. Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition: challenges of future research. *GSA Today* 15, 4–11.
- Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Medvedev, P. V, Makarikhin, V. V, 1999. Extreme ¹³Ccarb enrichment in ca. 2.0 Ga magnesite–stromatolite–dolomite–red beds’ association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment. *Earth-Science Reviews* 48, 71–120.
- Melezhik, V.A., Kump, L.R., Hanski, E.J., Fallick, A.E., Prave, A.R., 2013. 1.1 Tectonic Evolution and Major Global Earth-Surface Palaeoenvironmental Events in the Palaeoproterozoic, in: Melezhik, V.A., Prave, A.R., Fallick, A.E., Kump, L.R., Strauss, H., Lepland, A., Hanski, E.J. (Eds.), *Reading the Archive of Earth’s Oxygenation: Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 3–21. doi:10.1007/978-3-642-29682-6_1
- Menard, H.W., 1965. The world-wide oceanic rise-ridge system. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 258, 109–122.
- Menzies, J., 2000. Microstructures in diamictites of the lower Gowganda Formation (Huronian), near Elliot Lake, Ontario: evidence for deforming-bed conditions at the grounding line? *Journal of Sedimentary Research* 70, 210–216.
- Merzeraud, G., 2009. Stratigraphie séquentielle. Histoire, principes et applications.
- Michard, G., Faucherre, J., 1964. Importance géochimique des complexes sulfaté et carbonaté du manganèse. *COMPTE RENDUS HEBDOMADAIRES DES SEANCES DE L ACADEMIE DES SCIENCES* 259, 1171.

- Minty, B.R.S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17, 39–50.
- Morales, J.A., Borrego, J., Davis, R.A., 2014. A new mechanism for chenier development and a facies model of the Saltés Island chenier plain (SW Spain). *Geomorphology* 204, 265–276.
- Morford, J.L., Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1735–1750.
- Morgan, J.J., 2005. Kinetics of reaction between O₂ and Mn (II) species in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 35–48.
- Morgan, J.J., 2000. Manganese in natural waters and earth's crust: Its availability to organisms. *Metal ions in biological systems* 37, 1–34.
- Morgan, J.J., 1967. Chemical equilibria and kinetic properties of manganese in natural waters. *Principles and applications of water chemistry* 561–623.
- Morgan, R., Orberger, B., Rosière, C.A., Wirth, R., Carvalho, C. da M., Bellver-Baca, M.T., 2013. The origin of coexisting carbonates in banded iron formations: A micro-mineralogical study of the 2.4 Ga Itabira Group, Brazil. *Precambrian Research* 224, 491–511. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.10.013>
- Mossman, D.J., Gauthier-Lafaye, F., Jackson, S.E., 2005. Black shales, organic matter, ore genesis and hydrocarbon generation in the Paleoproterozoic Franceville Series, Gabon. *Precambrian Research* 137, 253–272. doi:10.1016/j.precamres.2005.03.005
- Moum, J.N., Caldwell, D.R., Nash, J.D., Gunderson, G.D., 2002. Observations of boundary mixing over the continental slope. *Journal of Physical Oceanography* 32, 2113–2130.
- Moussavou, M., Minko, A.E., 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). *Africa Geoscience Review* 13, 53.
- Mücke, A., Dzigbodi-Adjimah, K., Annor, A., 1999. Mineralogy, petrography, geochemistry and genesis of the Paleoproterozoic Birimian manganese-formation of Nsuta/Ghana. *Mineralium Deposita* 34, 297–311.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder, T., Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: character and significance.
- Myers, C.R., Nealson, K.H., 1988. Bacterial manganese reduction and growth with manganese oxide as the sole electron acceptor. *Science* 240, 1319.
- Ndongo, A., 2016. Contexte sédimentologique et tectonique du bassin paléoprotérozoïque de Franceville (Gabon) : structures de surpression fluide, bitumes et minéralisation uranium. Univ de Bourgogne, Dijon.
- 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.
- Nealson, K.H., Tebo, B.M., Rosson, R.A., 1988. Occurrence and mechanisms of microbial oxidation of manganese. *Advances in Applied Microbiology* 33, 279–318.
- Nemec, W., 1992. Depositional controls on plant growth and peat accumulation in a braidplain delta environment: Helvetiafjellet Formation (Barremian-Aptian), Svalbard. *Geological Society of America Special Papers* 267, 209–226.
- Neumann, T., Heiser, U., Leosson, M.A., Kersten, M., 2002. Early diagenetic processes during Mn-carbonate formation; evidence from the isotopic composition of authigenic Ca-rhodochrosites of the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 867–879.
- Ngombi-Pemba, L., Albani, A. El, 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 Research* 255, Part, 63–76. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.016>
- Normark, W.R., Damuth, J.E., 1997. Sedimentary facies and associated depositional elements of the

- Amazon fan, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. Ocean Drilling Program, pp. 611–651.
- Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H., 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 329–340.
doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00034-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00034-4)
- Nyame, F.K., 2008. Petrography and geochemistry of intraclastic manganese–carbonates from the ~2.2 Ga Nsuta deposit of Ghana: Significance for manganese sedimentation in the Palaeoproterozoic of West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 50, 133–147.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.09.007>
- Okita, P.M., Maynard, J.B., Spiker, E.C., Force, E.R., 1988. Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation of stratiform manganese carbonate ore. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2679–2685.
- Okita, P.M., Shanks, W.C., 1992. Origin of stratiform sediment-hosted manganese carbonate ore deposits: Examples from Molango, Mexico, and TaoJiang, China. *Chemical geology* 99, 139–163.
- Onanga Mavotchy, N., 2016. Etude des paléomilieus paléoprotérozoïques (2.1-2.0 Ga): La formation FB du Bassin de Franceville (Gabon). *Géosciences - Terre solide et enveloppes superficielles*. Univ. Poitiers.
- 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. Université de Poitiers.
- Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 279–293.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. Geological Society, London, Special Publications 29, 11–24.
- Owen, G., Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235, 141–147.
- Öztürk, H., Frakes, L.A., 1995. Sedimentation and diagenesis of an Oligocene manganese deposit in a shallow subbasin of the Paratethys: Thrace Basin, Turkey. *Ore Geology Reviews* 10, 117–132.
- Pambo, F., 2004. Sédimentologie, Géochimie et Minéralogie d’une formation manganésifère paléoprotérozoïque et des minerais associés. Exemple du gisement de Moande au Sud-Est du GABon. Université de Bourgogne.
- Pambo, F., Guiraud, M., Quesne, D., Gauthier-Lafaye, F., Azzibrouck, G., Lang, J., 2006. The Proterozoic Franceville Basin (S.E. Gabon); an example of interaction between marine sedimentation and extensional faulting. *Africa Geoscience Review* 13, 77–106.
- Parize, O., Feybesse, J.-L., Guillocheau, F., Mulder, T., 2013. Were the 2.1-Gyr fossil colonial organisms discovered in the Francevillian basin (Palaeoproterozoic, Gabon) buried by turbidites? *Comptes Rendus Geoscience* 345, 101–110.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2013.01.001>
- Pavlov, A.A., Kasting, J.F., 2002. Mass-independent fractionation of sulfur isotopes in Archean sediments: strong evidence for an anoxic Archean atmosphere. *Astrobiology* 2, 27–41.
- Pearce, C.R., Cohen, A.S., Coe, A.L., Burton, K.W., 2008. Molybdenum isotope evidence for global ocean anoxia coupled with perturbations to the carbon cycle during the Early Jurassic. *Geology* 36, 231–234.
- Pelleter, E., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., Labanieh, S., Josso, P., Bollinger, C., Langlade, J., 2016. Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.09.014
- Pichler, T., Humphrey, J.D., 2001. Formation of dolomite in recent island-arc sediments due to gas-seawater-sediment interaction. *Journal of Sedimentary Research* 71, 394–399.
- Pickering, K., 2014. Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems. Springer.
- Pickup, G., Marks, A., 2000. Identifying large-scale erosion and deposition processes from airborne gamma radiometrics and digital elevation models in a weathered landscape. *Earth Surface*

- Processes and Landforms 25, 535–557.
- Pierre, C., Rouchy, J.M., 1988. Carbonate replacements after sulfate evaporites in the middle Miocene of Egypt. *Journal of Sedimentary Research* 58.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water resources research* 21, 1511–1524.
- Piper, D.J.W., Deptuck, M., 1997. Finned-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation, in: *PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS. NATIONAL SCIENCE FOUNDATION*, pp. 79–108.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 6387–6405. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2010.07.021>
- Planavsky, N.J., Asael, D., Hofmann, A., Reinhard, C.T., Lalonde, S. V, Knudsen, A., Wang, X., Ossa, F.O., Pecoits, E., Smith, A.J.B., Beukes, N.J., Bekker, A., Johnson, T.M., Konhauser, K.O., Lyons, T.W., Rouxel, O.J., 2014. Evidence for oxygenic photosynthesis half a billion years before the Great Oxidation Event. *Nature Geoscience* 7, 283–286. doi:10.1038/ngeo2122
- Polat, A., Herzberg, C., Münker, C., Rodgers, R., Kusky, T., Li, J., Fryer, B., Delaney, J., 2006. Geochemical and petrological evidence for a suprasubduction zone origin of Neoproterozoic (ca. 2.5 Ga) peridotites, central orogenic belt, North China craton. *Geological Society of America Bulletin* 118, 771–784.
- Polgari, M., Hein, J.R., Toth, A.L., Pal-Molnar, E., Vigh, T., Biro, L., Fintor, K., 2012. Microbial action formed Jurassic Mn-carbonate ore deposit in only a few hundred years (Urkut, Hungary). *Geology [Boulder]* 40, 903–906. doi:10.1130/g33304.1
- Polgari, M., Okita, P.M., Hein, J.R., 1991. Stable isotope evidence for the origin of the Úrkút manganese ore deposit, Hungary. *Journal of Sedimentary Research* 61, 384–393.
- POLGARI, M., SZABÓ-DRUBINA, M., Hein, J.R., 2002. STABLE ISOTOPE EVIDENCE FOR THE ORIGIN OF THE JURASSIC MN-CARBONATE ORE OF EPLÉNY, TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE, HUNGARY.
- Polgári, M., Szabó-Drubina, M., Szabó, Z., 2004. Theoretical model for Jurassic manganese mineralization in Central Europe, Úrkút, Hungary. *Bull. Geosci* 79, 53–61.
- Pollack, G.D., Krogstad, E.J., Bekker, A., 2009. U-Th-Pb-REE systematics of organic-rich shales from the ca. 2.15 Ga Sengoma argillite formation, Botswana; evidence for oxidative continental weathering during the Great Oxidation Event. *Chemical Geology* 260, 172–185. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.10.038
- Posth, N.R., Canfield, D.E., Kappler, A., 2014. Biogenic Fe(III) minerals: From formation to diagenesis and preservation in the rock record. *Earth-Science Reviews* 135, 103–121. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.012>
- Posth, N.R., Hegler, F., Konhauser, K.O., Kappler, A., 2008. Alternating Si and Fe deposition caused by temperature fluctuations in Precambrian oceans. *Nature Geoscience* 1, 703–708.
- Postma, D., 1980. Formation of siderite and vivianite and the pore-water composition of a Recent bog sediment in Denmark. *Chemical Geology* 31, 225–244. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90088-1](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(80)90088-1)
- Preat, A., Bouton, P., Thieblemont, D., Prian, J.-P., Ndounze, S.S., Delpomdor, F., 2011. Paleoproterozoic high delta (super 13) C dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon); stratigraphic and synsedimentary subsidence implications. *Precambrian Research* 189, 212–228. doi:10.1016/j.precamres.2011.05.013
- PYE, K., DICKSON, J.A.D., SCHIAVON, N., COLEMAN, M.L., COX, M., 1990. Formation of siderite-Mg-calcite-iron sulphide concretions in intertidal marsh and sandflat sediments, north Norfolk, England. *Sedimentology* 37, 325–343. doi:10.1111/j.1365-3091.1990.tb00962.x
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *Folds and fractures*.
- Rasmussen, B., Bekker, A., Fletcher, I.R., 2013. Correlation of Paleoproterozoic glaciations based on U–Pb zircon ages for tuff beds in the Transvaal and Huronian Supergroups. *Earth and Planetary*

- Science Letters 382, 173–180.
- 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.
- Rebesco, M., Hernandez-Molina, F.J., van Rooij, D., Wahlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes; state-of-the-art and future considerations. *Marine Geology* 352, 111–154. doi:10.1016/j.margeo.2014.03.011
- Reddy, S., Evans, D.A.D., 2009. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. Geological Society, London, Special Publications 323, 1–26.
- Robb, L., 2005. Introduction to ore-forming processes. *Mineralogical Magazine* 68, 835 LP-836.
- Roberts, A., 1989. Fold and thrust structures in the Kintradwell “Boulder beds”, Moray Firth. *Scottish Journal of Geology* 25, 173–186.
- Roitz, J.S., Flegal, A.R., Bruland, K.W., 2002. The biogeochemical cycling of manganese in San Francisco Bay: Temporal and spatial variations in surface water concentrations. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 227–239.
- Roscoe, S.M., 1973. The Huronian Supergroup, a Paleoproterozoic succession showing evidence of atmospheric evolution. Geological Association of Canada, Special Paper 12, 31–47.
- 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
- Roy, S., 2000. Late Archean initiation of manganese metallogenesis; its significance and environmental controls. *Ore Geology Reviews* 17, 179–198.
- 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., 1981. Manganese deposits. Academic press.
- Sallé, C., Debysier, J., 1976. Formation des gisements de pétrole: étude des phénomènes géologiques fondamentaux. Editions Technip.
- Schaefer, M.O., Gutzmer, J., Beukes, N.J., 2001. Late Paleoproterozoic Mn-rich oncoids: Earliest evidence for microbially mediated Mn precipitation. *Geology* 29, 835–838. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0835:lpmroe>2.0.co;2
- Schieber, J., 1999. Microbial mats in terrigenous clastics; the challenge of identification in the rock record. *Palaios* 14, 3–12.
- Schieber, J., Sur, S., Banerjee, S., 2007. Benthic microbial mats in black shale units from the Vindhyan Supergroup, Middle Proterozoic of India: The challenges of recognizing the genuine article. *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Clastic Rock Record: Amsterdam, Elsevier* 189–197.
- Schlumberger, 1987. Log interpretation: Principes / Application.
- Schröder, S., Bedorf, D., Beukes, N.J., Gutzmer, J., 2011. From BIF to red beds: Sedimentology and sequence stratigraphy of the Paleoproterozoic Koegas Subgroup (South Africa). *Sedimentary Geology* 236, 25–44.
- Schumm, S.A., Khan, H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin* 83, 1755–1770.
- Schwab, F.L., 1978. Secular trends in the composition of sedimentary rock assemblages—Archean through Phanerozoic time. *Geology* 6, 532–536.
- 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.
- Seifritz, W., 1990. CO₂ disposal by means of silicates. *Nature* 345, 486.
- Serra, O., 1979. No Title. Different well-logging methods; basis of interpretation; Volume 1; Acquisition of well-logging data.
- Serra, O., Abbot, H.T., 1980. The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. *Am. Inst. Mining, Metall., and Petrol. Eng., Inc., SPE* 9270, 19.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.

- Shields, G., Veizer, J., 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3.
- Shinn, E.A., 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Research* 38.
- Short, A.D., 1984. Beach and nearshore facies: Southeast Australia. *Marine Geology* 60, 261–282. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90153-1](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(84)90153-1)
- Sleep, N.H., Zahnle, K., 2001. Carbon dioxide cycling and implications for climate on ancient Earth. *Journal of Geophysical Research: Planets* 106, 1373–1399.
- Sohn, Y.K., Choe, M.Y., Jo, H.R., 2002. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova* 14, 405–415.
- Stow, D.A. V, Piper, D.J.W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geological Society, London, Special Publications 15, 611–646.
- Stow, D.A. V, Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25, 23–42.
- Strachan, L.J., Alsop, G.I., 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. *Basin Research* 18, 451–470.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., Su, R., 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152, 263–277.
- Sur, S., Schieber, J., Banerjee, S., 2006. Petrographic observations suggestive of microbial mats from Rampur Shale and Bijaiagarh Shale, Vindhyan basin, India. *Journal of earth system science* 115, 61.
- Swanner, E.D., Planavsky, N.J., Lalonde, S. V, Robbins, L.J., Bekker, A., Rouxel, O.J., Saito, M.A., Kappler, A., Mojzsis, S.J., Konhauser, K.O., 2014. Cobalt and marine redox evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 390, 253–263. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.001>
- Swanson, V.E., 1961. Geology and geochemistry of uranium in marine black shales, a review. U. S. Geological Survey : Reston, VA, United States, United States.
- Taira, A., Scholle, P.A., 1979. Origin of bimodal sands in some modern environments. *Journal of Sedimentary Research* 49.
- Tartèse, R., Chaussidon, M., Gurenko, A., Delarue, F., Robert, F., 2017. Warm Archean oceans reconstructed from oxygen isotope composition of early-life remnants. *GEOCHEMICAL PERSPECTIVES LETTERS* 3, 55–65.
- Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W., 1992. Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Research* 56, 97–111.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- Tebo, B.M., Bargar, J.R., Clement, B.G., Dick, G.J., Murray, K.J., Parker, D., Verity, R., Webb, S.M., 2004. Biogenic manganese oxides: properties and mechanisms of formation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 287–328.
- Tebo, B.M., Geszvain, K., Lee, S.-W., 2010. The molecular geomicrobiology of bacterial manganese (II) oxidation. Springer.
- Tebo, B.M., Ghiorse, W.C., Van Waasbergen, L.G., Siering, P.L., Caspi, R., 1997. Bacterially mediated mineral formation; insights into manganese (II) oxidation from molecular genetic and biochemical studies. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 35, 225–266.
- Thamdrup, B., 2000. Bacterial manganese and iron reduction in aquatic sediments, in: *Advances in Microbial Ecology*. Springer, pp. 41–84.
- Thiéblemont, D., Bouton, P., Prétat, A., Goujou, J.-C., Tegye, M., Weber, F., Ebang Obiang, M., Joron, J.L., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). *Journal of African Earth Sciences* 99, Part 2, 215–227. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.12.007>

- Thieblemont, D., Castaing, C., Billa, M., Bouton, P., Preat, A., 2009. Notice explicative de la carte géologique et des ressources minérales de la République Gabonaise à 1/1000000, Editions D. ed. Libreville.
- Thieblemont, D., Goujou, J.C., Boulingui, B., Ekogha, H., Kassadou, A.B., Simo Ndounze, S., Walemba, A., Prian, J.P., 2009a. Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Mayumba-Ndindi.
- Thieblemont, D., Kassadou, A., Bouton, P., Agenbacht, A., Simo Ndounze, S., Moussavou, M., K., T., 2009b. Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Batouala.
- Thomas, R.J., Makanga, J.F., Chevallier, L., 2001. Carte géologique de la République Gabonaise à 1/1000000: 2eme Editions. DGMG Gabon.
- Thorpe, J.E., 1977. Bimodal distribution of length of juvenile Atlantic salmon (*Salmo salar* L.) under artificial rearing conditions. *Journal of Fish Biology* 11, 175–184.
- Tourtelot, H.A., 1979. Black shale; its deposition and diagenesis. *Clays and Clay Minerals* 27, 313–321.
- Trendall, A.F., 1983. The Hamersley Basin. *Developments in Precambrian Geology* 6, 69–129.
- Tsikos, H., Matthews, A., Erel, Y., Moore, J.M., 2010. Iron isotopes constrain biogeochemical redox cycling of iron and manganese in a Palaeoproterozoic stratified basin. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 125–134. doi:10.1016/j.epsl.2010.07.032
- 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.
- Tucker, M.E., 2009. *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. John Wiley & Sons.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., Dickson, J.A.D., 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sci. Publ. : Oxford, United Kingdom, United Kingdom.
- Van Cappellen, P., Viollier, E., Roychoudhury, A., Clark, L., Ingall, E., Lowe, K., Dichristina, T., 1998. Biogeochemical cycles of manganese and iron at the oxic-anoxic transition of a stratified marine basin (Orca Basin, Gulf of Mexico). *Environmental science & technology* 32, 2931–2939.
- Van Cappellen, P., Wang, Y., 1996. Cycling of iron and manganese in surface sediments; a general theory for the coupled transport and reaction of carbon, oxygen, nitrogen, sulfur, iron, and manganese. *American Journal of Science* 296, 197–243.
- Varentsov, I.M., Rakhmanov, V.P., 1980. Manganese deposits of the USSR. *Geology and geochemistry of manganese: Budapest, Akad. Kiado, VZ* 319–391.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of sedimentary Research* 67.
- Vetö, I., Demény, A., Hertelendi, E., Hetényi, M., 1997. Estimation of primary productivity in the Toarcian Tethys—a novel approach based on TOC, reduced sulphur and manganese contents. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 132, 355–371.
- Vine, J.D., 1966. Element distribution in some shelf and eugeosynclinal black shales. U. S. Geological Survey : Reston, VA, United States, United States.
- Vine, J.D., Tourtelot, E.B., 1970. Geochemistry of black shale deposits; a summary report. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* 65, 253–272.
- Wang, X., Müller, W.E.G., 2009. Marine biominerals: perspectives and challenges for polymetallic nodules and crusts. *Trends in Biotechnology* 27, 375–383. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.tibtech.2009.03.004
- Warthmann, R., Van Lith, Y., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., Karpoff, A.M., 2000. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments. *Geology* 28, 1091–1094.
- Weber, F., 2011. *Regard d'un ancien sur les récentes publications concernant le francevillien*.
- Weber, F., 1997. Evolution of lateritic manganese deposits. Springer : Berlin, Federal Republic of Germany, Federal Republic of Germany, pp. 97–124.
- Weber, F., 1973. Genesis and supergene evolution of the Precambrian sedimentary manganese deposit at Moanda (Gabon); Genesis of Precambrian iron and manganese deposits--Genese des

- formations précambriennes de fer et de manganèse. *Earth Science (Paris) = Sciences de la Terre (Paris)* 9, 307.
- Weber, F., 1968. Une série précambrienne du Gabon, le Francevillien sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés, Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine 28. Université de Strasbourg, Strasbourg.
- Wedepohl, K.H., 1969. *Handbook of geochemistry*.
- Wells, J.T., Prior, D.B., Coleman, J.M., 1980. Flowslides in muds on extremely low angle tidal flats, northeastern South America. *Geology* 8, 272–275.
- Westall, F., Rincé, Y., 1994. Biofilms, microbial mats and microbe-particle interactions: electron microscope observations from diatomaceous sediments. *Sedimentology* 41, 147–162.
- Widdel, F., Schnell, S., Heising, S., Ehrenreich, A., Assmus, B., Schink, B., 1993. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. *Nature* 362, 834–836.
- Wignall, P.B., 1994. *Black shales*. Clarendon Press Oxford.
- Wignall, P.B., 1991. Model for transgressive black shales? *Geology* 19, 167–170.
- Wilford, J., 2012. A weathering intensity index for the Australian continent using airborne gamma-ray spectrometry and digital terrain analysis. *Geoderma* 183, 124–142.
- Wilford, J., 1996. Airborne gamma-ray spectrometry as a tool for assessing relative landscape activity and weathering development of regolith, including soils, in: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*. p. 214A.
- Wilkin, R.T., Barnes, H.L., 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 323–339. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00320-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00320-1)
- Wilkinson, B.H., 1982. Cyclic cratonic carbonates and Phanerozoic calcite seas. *Journal of Geological Education* 30, 189–203.
- Wille, M., Kramers, J.D., Nägler, T.F., Beukes, N.J., Schröder, S., Meisel, T., Lacassie, J.P., Voegelin, A.R., 2007. Evidence for a gradual rise of oxygen between 2.6 and 2.5 Ga from Mo isotopes and Re-PGE signatures in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2417–2435.
- Wilson, M.J., 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Minerals* 39, 233–266.
- Wilson, M.J., 1975. CHEMICAL WEATHERING OF SOME PRIMARY ROCK-FORMING MINERALS. *Soil Science* 119, 349–355.
- Yamaguchi, K., 2002. Geochemistry of Archean–Paleoproterozoic black shales: The early evolution of the atmosphere, oceans, and biosphere.
- Yeh, H.-W., Hein, J.R., Bolton, B.R., 1995. Origin of the Nsuta manganese carbonate proto-ore, Ghana: Carbon and oxygen isotope evidence. *J Geol Soc China* 4, 397–409.
- Young, G.M., Long, D.G.F., Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., 2001. Paleoproterozoic Huronian basin: product of a Wilson cycle punctuated by glaciations and a meteorite impact. *Sedimentary Geology* 141, 233–254.
- Young, G.M., Nesbitt, H.W., 1985. The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada; stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precambrian Research* 29, 265–301.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H.G., Contreras, C., 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits.

Annexe. 1: Résumé du congrès SGA

The Mn-carbonate rich black shales of the Bangombe Plateau, Francevillian basin, Gabon

M. Dubois, M. Lopez,
Géosciences Montpellier, Université Montpellier, France

B. Orberger, C. Rodriguez
ERAMET Research, Avenue Albert Einstein, 78190 Trappes, France

M. Boussafir, G. Dreux
ISTO Université Orléans, France

S. Rodrigues, F. Pambo
COMILOG, Moanda, Gabon

Abstract. Eight drill cores cutting through the Mn-carbonate bearing black shales from the Bangombé Plateau were studied. Mn-carbonates (up to 80 m thick) are underlain by laminated pyrite rich shales with organic carbon contents of about 4 wt. % and MnO contents of about 6 wt. %. Mn and Fe, S poor shales are intercalated. Mn-carbonate rich shales (20-29 wt. % MnO) have low contents of phyllosilicates, but are rich in organic carbon (about 7 wt. %) with moderate S contents (about 2 wt. %). All shale facies were deposited in a closed basin through suspension settling and precipitations under anoxic conditions. The Mn-carbonates, towards the top, were formed most likely under suboxic conditions. Pyrite and Mn-carbonates are characterized by bacteriomorphous structures. The latter are composed of micrometric carbonates finely intergrown with clays, quartz and organic matter. They formed around and corroded the dolomite and/or organic matter. Mn-carbonates and pyrite both form also several tenths of micrometer large agglomerates and sub-automorphous grains. The agglomerates can be attributed to evolving diagenesis. Carbonate chemistry varies mainly from rhodochrosite to dolomite. The present results point to primary microbial Mn-carbonate formation. No signs for a Mn-oxide precursor were detected. Slumping and shearing structures, distortion and disruption of thin pyrite beds indicate synsedimentary deformations.

Keywords. Rhodochrosite Kutnohorite, Dolomite, black shales, Proterozoic, Gabon, Organic matter

1 Introduction

Fe-Mn oxide deposits corresponding to the famous BIF facies are particularly abundant in the Paleoproterozoic, shortly after the Great Oxidation Event followed by a global glaciation and biological productivity (e.g. Roy 2006; Préat et al. 2011; Canfield et al. 2013). Mn-carbonate deposits associated to black shales occur at about 2.1 Ga in Ghana, Gabon South America. (Roy 2006 and papers therein). Most of these black shale deposits experienced regional metamorphism above 400°C having lost its signature of the initial sedimentary environment, including the processes of Mn-carbonate formation.

The Mn-carbonates bearing black shales of the Francevillian basin are widely unmetamorphosed and undeformed, and represent thus an exceptional site to study initial sedimentary conditions for the Mn-carbonate formation. This paper presents the first results on sedimentary facies, fabrics, mineralogy and geochemistry of the Mn-carbonates and host rocks studied from 8 boreholes, recently drilled by COMILOG on the Bangombé Plateau. Our quantitative results are based on analyses from the drill core in the Central part of the Bangombé Plateau.

2 Geological Setting

The Franceville Paleoproterozoic basin corresponds to a NW-SE trending horst and graben structure covering about 35000 km² (Fig. 1 A). Volcanic rocks intercalated in the about 2 km thick sedimentary rocks, were dated at 2099+-115Ma (Bros et al. 1992). From base to top, it is mainly composed of sandstones (FA) overlain by siltstones, sandstones, and black shales (FB, Fig. 1c). The latter is capped by successive sandstones and mudstones, which host locally rhyolites and ignimbrites (FC, FD, FE; Fig. 1C). The FB unit is subdivided from bottom to top into a 500 m thick black shale series intersected by successive sandstone intervals (FB1a, b), passing into Mn-carbonate rich black mudstones (FB1c), which are overlain by a 200 m thick massive sandstone series alternating with shale and black shale intervals (FB2). According to crystallinity studies of illites, the sedimentary rocks did not reach burial depths below 2 km. However, part of the chlorite in the FA unit was attributed to hydrothermal fluid influx (Ossa-Ossa et al. 2013).

The Mn-carbonate rich black mudstones, studied here, are composed of two intervals with a total thickness varying from 30 to 80 m. Part of these Mn-carbonates was altered and forms one of the worlds' richest Mn-oxide deposits developed after regional uplift during Upper Cretaceous-Lower Tertiary under tropical climate conditions.

3 Analytical Methods

The facies and sedimentary structures were analyzed on 8 drill cores (about 120 m lengths) presenting the upper part of the FB unit. Mn contents were systematically measured (5 points/m) by portable X-ray fluorescence spectrometer (Thermo Scientific, Niton XL3p series) along the drill cores. Eighteen representative Mn-carbonate rich samples were studied by optical microscopy (transmitted and reflected light, Leica DMR, Geosciences Montpellier). Samples of each facies were selected for environmental scanning electron microscope studies (back scattered electron mode, FEI Quanta 200, equipped with EDX detector) at Geosciences Montpellier Laboratory and by SEM ZEISS in similar mode at Eramet Research, Trappes. Total organic carbon was analyzed at ISTO Laboratory (CNRS-BRGM), University of Orléans by Rock-Eval, following the method described in Baudin et al. (2007). X-ray diffraction was performed at ERAMET Research (Panalytical, Cu-tube), and spectra were interpreted by Xpert software. Electronmicroprobe analyses on carbonates were performed at Eramet Research by CAMECA SX 100 (15 kV, 20 nA, counting times per element: 10 s). X-ray fluorescence analyses of the facies present in the central drill core were effectuated at ERAMET Research (Panalytical).

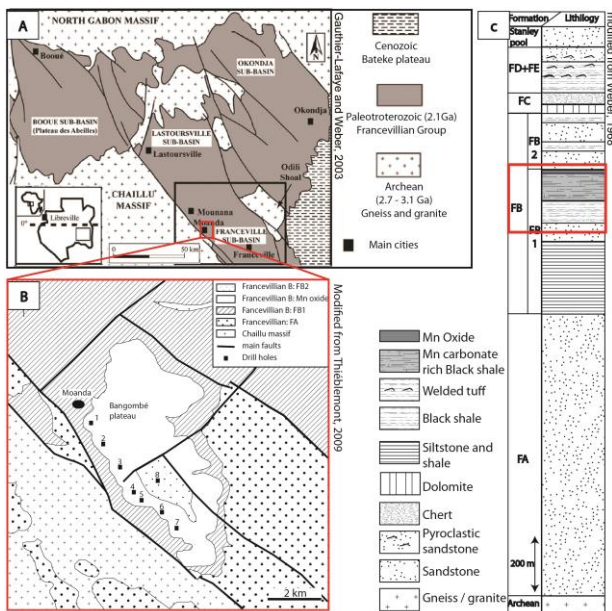


Figure 1. A. Geological map of the Paleoproterozoic Francevillien basin (Gauthier-Lafaye and Weber 2003 and papers therein). B. Detailed map of Bangombé Plateau and borehole locations (modified from Thiéblemont 2009) C. Lithostratigraphic column of the Francevillien Group.

4 Results

4.1 Facies and associate sedimentary structures

The Mn-carbonate rich black shale sequence reaches about 80 m thickness in the central and western part of the plateau, overlying fine banded silt and sandstones. Two major Mn-rich horizons can be distinguished. They are intercalated with pyrite rich shales. The Mn-rich rocks hosts carbonates, but also variable layers rich in siliciclastic compounds.

Within the Mn rich intervals, three major facies were defined, starting with: (1) sulfide rich (mainly pyrite) brown to black shales (<15 m). Pyrite forms millimeter bands to centimeter thick horizons alternating with black shale. They are overlain by (2) several meters of alternating shales, with mainly massive Mn-rich carbonate black shale, hosting also sulfides (60 to 70 m thick). Both shale units are affected by sheared laminae, micro-slumps, and locally disrupted pyrite beds (Fig. 2A, B; 3A), (3) the two Mn-carbonate rich black shale intervals (total thickness: 30-80 m) are massive or laminated with fenestrae structures. The shales host locally centimetric to decimetric organic matter rich bands. The shale facies are locally cut by sandstone injection.

4.2 Mineralogy

The major mineralogical composition of all facies (based on XRD analysis) shows that quartz, muscovite, illite and kaolinite are the major detrital compounds. The carbonate mineralogy includes kutnohorite, rhodochrosite and dolomite.

1. The sulfide rich shale facies contains two types of pyrite: (a) framboidal structures surrounding ankerite or organic matter (Fig. 2C) forming also millimetric mat-like fabrics, which are deformed and locally disrupted. These bands may contain or alternate with organic matter (b) automorphous larger pyrite grains similar in size as adjacent dolomite grains (Fig. 3B). Mn-bearing carbonate or clay beds, detrital and diagenetic quartz are always present (Fig. 2B, C).

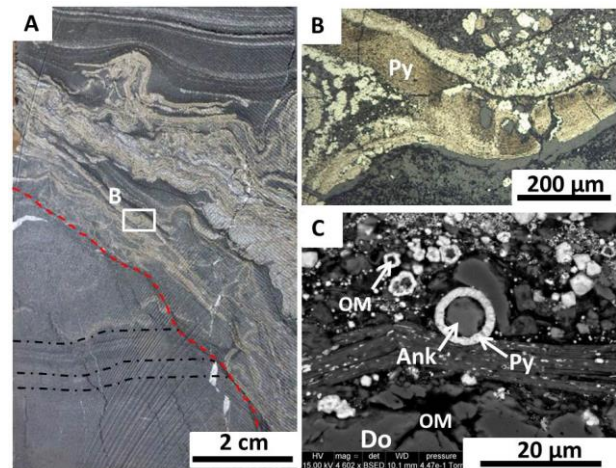


Figure 2 Sulfide rich black shale facies (mudstone). A. Contorted and partly disrupted pyrite bands in shale. B. Detail of microbial mat pyrite (Reflected light optical microscopy). C. SEM image (15 kV) of framboidal pyrite around organic matter or ankerite crystals. The matrix is composed of organic matter and clays.

2. The shale facies is principally composed of illite, quartz and dolomite grains. The latter is partly corroded. Micrometric Mn-carbonate form aggregates, which are composed of bacteriomorphous structures of about 5 μm size. They host micrometric quartz, clays and organic matter (Fig. 3 B, C).

3. The Mn- rich black shale host carbonates of variable compositions from rhodochrosite, kutnohorite to dolomite (Fig. 4). Scarce siderite was analyzed (Fig. 5D). Organic matter, clays, detrital and diagenetic quartz are also present. Pyrite crystals may form micrometric bands. (Fig. 4). Dolomite, in part rhombohedral, is often surrounded by kutnohorite and rhodochrosite and shows corrosion features (Fig. 5A-C).

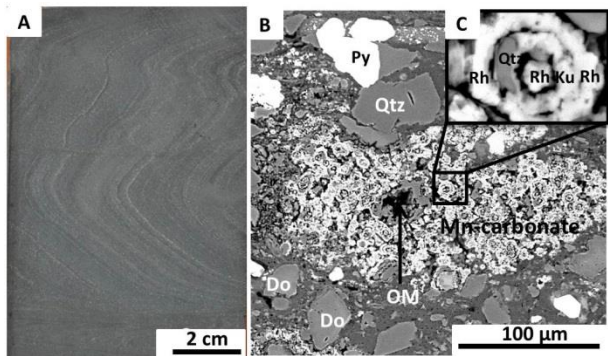


Figure 3. Shale facies. A. Polished section image showing a slump with shearing at the base. B. SEM image (15kV). Carbonate corroded rhombohedral dolomite (bright center) hosting organic matter (black). Detrital quartz is surrounded by dolomite. Rhombohedral dolomite and automorphous pyrite have similar grain sizes. C. Detail of Mn-carbonates, showing bacteriomorphous structures and variable compositions of Mn-carbonates.

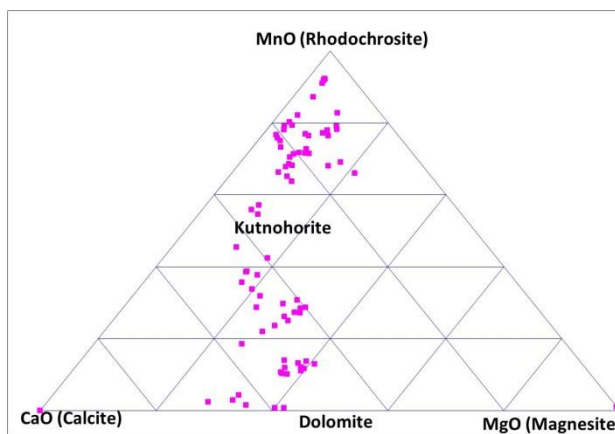


Figure 4. Ternary diagram showing the composition of the carbonates present in the Mn-rich mudstones. (Electron microprobe analyses).

Figure 5 shows a Mn- carbonate aggregate associated with organic matter. They also form subautomorphous Mn carbonate crystals and/or pellets with variable carbonate compositions of 5 to 30 μm (Fig. 5B, C, D). The carbonate laminae are composed successively of rhodochrosite and/or kutnohorite, and organic matter, resembling to biofilm relicts. The most

external envelope of the coated grains is composed of siderite, ankerite or pyrite.

4.3 Geochemistry

Chemical analyses obtained on the representative facies on the drillcore of the central part of the Plateau show that the elements hosted in detrital minerals (quartz, phyllosilicates: Si, Al, K, and carbonates: Mn, Mg, Ca) are anticorrelated (Fig.6). Shale is poor in carbonates. The sulfide-rich shale facies is also carbonates rich and, depending on the sulfide content, varies in the detrital fraction (Fig. 6). The Mn-carbonates form the upper apex of the anticorrelation line with low detrital compounds. Variable TiO_2 contents about 0.2 wt. % in the Mn-carbonate facies and 0.4 to 0.5 wt. % indicate the contribution of detrital rutile.

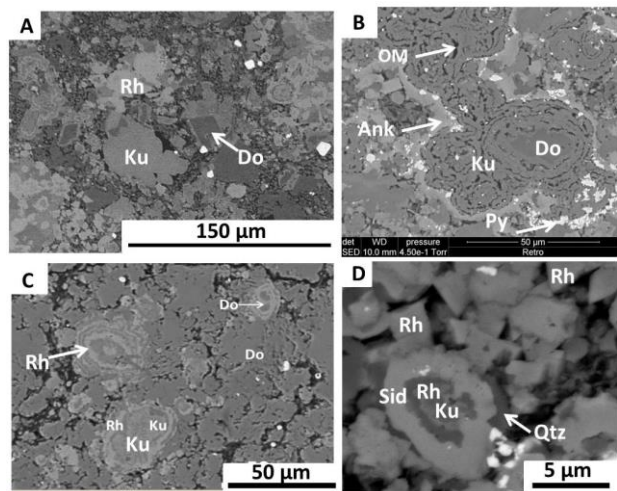


Figure 5. Mn-rich carbonate black shale (SEM image, 15kV). A. Rhombohedral dolomite surrounded by Kutnohorite. B. Colloform grains; the nucleus is composed of partly corroded dolomite, successively surrounded by kutnohorite and rhodochrosite, ankerite or pyrite similar to microbial film relicts. C. Microconcretion presenting rhodochrosite/kutnohorite zonation. D. Rhombohedral rhodochrosite; siderite around kutnohorite and rhodochrosite.

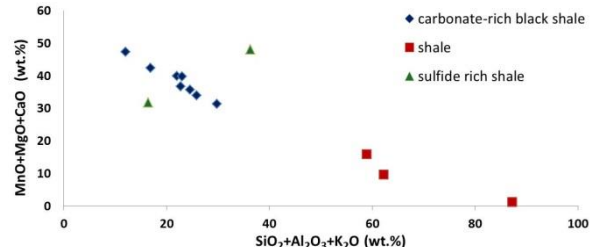


Figure 6. $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (wt.%) versus $\text{MnO}+\text{CaO}+\text{MgO}$ (wt. %) representing the siliciclastic versus the carbonate fraction. (XRF analyses).

MnO-contents vary from about 7 wt. % in the sulfide rich facies to 29 wt. % in the Mn-rich horizons and 0 wt. % in the upper shales. Sulfur contents vary from about 2 wt. % in the shale and Mn-carbonate rich shale to 11 wt. % in the sulfide rich shale. Total organic

carbon (TOC) is high, about 4 wt. % in sulfide rich shales and 7 wt. % in the Mn-carbonate rich shales. Even globally highest TOC contents are observed in Mn-carbonate rich layers, at individual sample scale, shales with highest Mn contents do not necessarily contain highest TOC contents.

5 Discussion and conclusion

5.1 Mn-carbonate environment

At present the depositional environment for the Mn-carbonate rich shales were defined as an offshore domain on the slope of a siliciclastic (deltaic) wedge (Pambo 2004).

The shale facies, rich in organic matter (4 wt. %) and framboidal and bacteriomorphous sulfides indicate a quiet and anoxic depositional environment. The bacteriomorphous structures of the Mn-carbonates surrounding dolomite and organic matter were formed more likely in a suboxic environment. The basin depth cannot be constrained at the moment. However, the fine grain size and the abundant organic matter point to suspension fallout and intense biological activity during temporary basin closure. Such transition from anoxic to sub-oxic environments are known e.g. from the time equivalent Kalahari Mn-fields (Hotazel, South Africa), and was attributed to biochemical redox cycling (e.g. Tsikos 2010). The Moanda black shales characterized by contorted to slumped facies indicate bottom current instability possibly associated to faulting or slope destabilization (Azzibrouck 1986).

5.2 Mn-carbonate formation

The origin of Mn-carbonates at Moanda was explained having derived from a Mn-oxhydroxide precursor through bacterial precipitation during early diagenesis, providing Mn from hydrothermal solutions, analogous to models established for modern environments (Pambo 2004). Our study confirms that the Mn-carbonates were formed during early diagenesis: they precipitate around dolomite and/or organic matter as bacteriomorphous structures. These structures are, in many cases (Fig. 3 and 5), not deformed, indicating a low degree of compaction. Furthermore, the observations of sandstone injection within the shales constrain their formation prior to their emplacement. Later diagenesis lead to agglomeration of the carbonates.

The process of formation of Mn-carbonates in ancient environments is still a matter of debate. For the Paleoproterozoic a precipitation of Mn oxide by anoxic photosynthetic processes, which were subsequently reduced to Mn-carbonate during early diagenesis, was proposed (Johnson et al. 2013). For Phanerozoic Mn-carbonate deposits hosted in black shales (Urkut, Hungary), an aerobic precipitation of Mn-oxides on the sea floor, followed by an suboxic microbial early

diagenetic bacteriomorphous Mn carbonate formation with Mn deriving from a potential hydrothermal source was suggested (Polgari et al. 2012). In modern environments, such as the Black Sea, Mn-oxides evolve into Mn-carbonate during early diagenesis at about 400 to 500 m depth (Neumann 2002).

In this study, Mn-carbonates present (1) bacteriomorphous structure, (2) pelloids and (3) subautomorphous crystals, which may present different diagenetic stades. Microbial precipitation can be suggested for both Mn-carbonates and pyrite. No signs for precursor Mn-oxides could be detected in the samples. Ongoing studies will elucidate the role of the abundant organic matter and its relation to the Mn-carbonate formation.

Acknowledgements

This study was financially supported by ERAMET Comilog. The authors thank the staff at COMILOG Gabon for logistic support. For technical help during analyses, we thank M.N. Bergeron, N. Boubaker, and S. Lafon (Eramet Research), C. Nevado and D. Delmas of Geosciences Montpellier.

References

- Azzibouck AG (1986) *Sédimentologie et géochimie du Francevillien B (protérozoïque inférieur) Métallogénie des gisements de manganèse de Moanda, Gabon*. Université Louis Pasteur, Strasbourg, pp 214
- Baudin F, Tribouillard N, Trichet J (2007) *Géologie de la matière organique*. Edition Vuibert, pp 260
- 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 and Planetary Science Letters* 113:207-218
- Canfield DE, Ngombi-Pemba L, Hammarlund EU, 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
- 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
- Neumann T, Heiser U, Leosson MA, Kersten M (2002) Early diagenetic processes during Mn-carbonate formation; evidence from the isotopic composition of authigenic Carhodochrosites of the Baltic Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66:867-879
- 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) *Sédimentologie, Géochimie et Minéralogie d'une formation manganésifère paléoproterozoïque et des minerais associés*. Exemple du gisement de Moanda au Sud-Est du Gabon. Université de Bourgogne, Dijon, pp 258
- Polgári M, Hein JR, Vigh T, Szabó-Drubina M, Fórizs I, Bíró L, Müller A, Tóth AL (2012) Microbial processes and the origin of

- the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews* 47:87-109
- Preat A, Bouton P, Thieblemont D, Prian J-P, Ndounze SS, Delpomdor F (2011) Paleoproterozoic high delta (super 13) C dolomites from the Lastoursville and Franceville basins (SE Gabon); stratigraphic and synsedimentary subsidence implications. *Precambrian Research* 189:212-228
- Roy S (2006) Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system. *Earth-Science Reviews* 77:273-305
- Thieblemont D, Goujou J.C, Boulingui B, Ekogha H, Kassadou A.B, Simo Ndounze S, Walemba A, Prian J.P (2009a) Carte géologique de la République du Gabon à 1/200 000, feuille Mayumba. Ndindi. Editions DGMG. Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville
- Tsikos H, Matthews A, Erel Y, Moore JM (2010) Iron isotopes constrain biogeochemical redox cycling of iron and manganese in a Palaeoproterozoic stratified basin. *Earth and Planetary Science Letters* 298:125-134
- Weber F (1968) Une série précambrienne du Gabon, le Francevillien sédimentologie, géochimie, relations avec les gîtes minéraux associés. Université de Strasbourg, Strasbourg, pp 328

Annexe. 2: Fluorescence X portable (Niton): outil et méthode

Le Niton (Figure 1) est le nom de l'appareil portable permettant de réaliser des analyses spectrométriques de fluorescence X. Il a l'avantage de pouvoir effectuer, directement sur le terrain, des premières mesures rapides, précises, et non destructives pour l'échantillon. Pour cette raison cet outil est largement utilisé pour la prospection minière.

Les caractéristiques de cet appareil sont détaillées sur le site <http://www.nitonuk.co.uk/#>. Une étude du BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-53377-FR.pdf>) a également été effectuée pour évaluer ces performances:



Figure 1: image de niton

La précision est fonction de la nature des éléments et les résultats pour les éléments lourds sont plus significatifs que pour les légers. Pour le Mn, la précision est de 400 mg Kg^{-1} . La qualité de la mesure va également dépendre du temps d'inquisition. Il a été montré que le temps de comptage pour le Mn devait être de 1 à 2 minutes pour avoir une erreur inférieure à 5 % (Laperche, 2005; rapport interne BRGM).

Par ailleurs, la taille de la fenêtre de détection reste très restreinte (7 mm) et permet d'avoir qu'une idée ponctuelle de la composition. De plus, un échantillon à forte porosité aura des valeurs moins précises. Dans tous les cas, l'échantillon doit être sec et propre pour ne pas fausser les données.

Méthodologie analytique des teneurs en Mn à Moanda (Gabon):

Le Niton de la mine de Moanda (Gabon) a été étalonné spécialement pour les fortes teneurs en Mn à Eramet Resaerch (Trappes). L'expérience, a montré que cet étalonnage permettait un temps de comptage de seulement 30 secondes pour avoir les mêmes résultats qu'un temps de comptage de 2 minutes.

De mon côté, j'ai comparé les mesures obtenues par Niton du forage C070030 et les mesures obtenues par ICP-OES sur roche totale. Il s'avère que les mesures Niton sont proches avec une

différence maximale de +/- 5 % (sauf exception). L'allure globale des teneurs le long du forage est quasi-identique (Figure 2).

Sous la direction de Sophie Rodriguez (ingénieur direction Mine), l'ensemble des forages de Comilog a été analysé pour le Mn par le spectromètre FX de Moanda (Niton). Le pas d'échantillonnage a été d'une mesure tous les 20 cm. Par la suite une moyenne par mètre de carotte a permis d'avoir l'allure générale des teneurs.

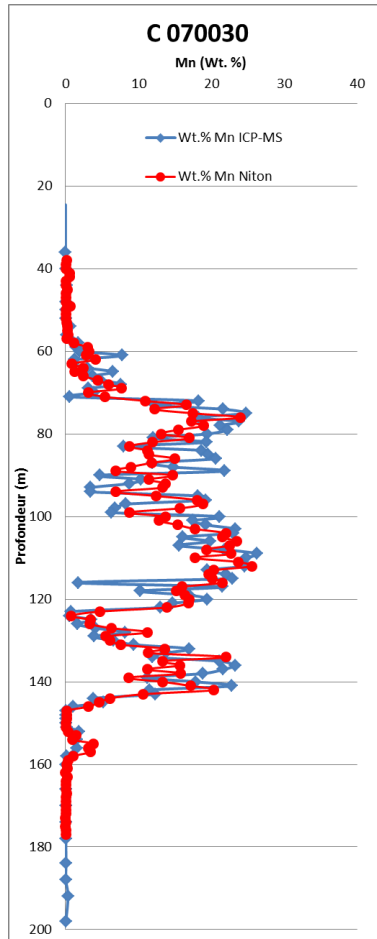


Figure 2: diagramme montrant les teneurs en Mn mesurées par le Niton et par ICP-OES du forage C070030

Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs

	gamme (%)	LD (%)	RSD (%)		gamme (ppm)	LD (ppm)	RSD (%)	
SiO₂	40 - 65	0,00986	0,7		Sr	100 - 1400	0,02	1,7
TiO₂	1 - 3	0,00002	1,0		Ba	20 - 1000	0,16	3,1
Al₂O₃	10 - 20	0,00155	1,0		Sc	20 - 40	0,10	1,6
Fe₂O₃	2 - 15	0,00103	1,1		V	200 - 350	0,29	1,5
MnO	0,05 - 0,5	0,00002	1,8		Cr	100 - 350	0,30	4,4
MgO	5 - 15	0,00156	1,1		Co	40 - 60	0,71	2,6
CaO	10 - 15	0,00068	4,0		Ni	50 - 250	0,78	4,0
Na₂O	2 - 6	0,00150	3,2		Y	25 - 150	0,16	3,2
K₂O	0,5 - 4	0,00256	3,3		Zr	150 - 700	0,17	2,7
P₂O₅	0,1 - 1	0,00345	2,1		Nb	10 - 100	0,60	2,0

	gamme (ppm)	LD (ppm)	RSD (%)
La	25 - 80	0,45	2,0
Ce	50 - 150	2,46	2,5
Nd	5 - 80	0,39	3,5
Sm	5 - 20	0,29	5,1
Eu	2 - 4	0,11	3,6
Gd	3 - 25	0,37	7,0
Dy	2 - 25	0,09	2,8
Er	3 - 15	0,43	15,7
Y	10 - 165	0,07	3,0
Yb	1 - 15	0,05	2,2
Th	5 - 15	1,09	4,4

Tableau des limites de détection (LD) et des incertitudes (RSD) pour les éléments mesurés à L'ICP-OES

Ci-dessous l'ensemble des données géochimiques:

Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs

forages : C070030															Unité 6 sup										Unité 6																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Unité	Unité 7																							Unité 6																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
échantillons / profondeur (m)	40,00				44,00				48,00				50,00				52,00				54,00				56,00				57,00				58,00				59,00				60,00				62,00				63,00				64,00				65,00				66,00				67,00				68,00				69,00				70,00				71,00				72,00				73,00																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Chimio-faciès	G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G4		G3		G4		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3		G3																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
SiO2 (wt. %)	55,55	55,27	55,22	55,22	54,75	59,52	51,96	56,42	58,04	50,41	55,08	50,82	38,24	54,41	54,70	43,85	43,32	55,86	42,48	40,97	43,14	11,69	50,35	26,47	30,50	0,30	0,38	0,40	0,44	0,38	0,27	0,36	0,27	0,43	0,38	0,30	0,33	0,31	0,31	0,20	0,23	0,29	0,34	0,31	0,31	0,09	0,52	0,22	0,41	12,11	13,90	12,58	14,92	14,04	9,57	12,37	9,33	14,47	12,78	11,63	11,23	11,66	11,23	7,82	8,05	10,91	11,40	10,09	9,16	3,18	14,64	7,76	12,02	7,67	3,78	3,84	3,51	3,94	2,00	4,01	3,08	5,00	4,12	2,63	4,64	3,19	3,03	1,56	3,15	3,54	3,13	3,83	3,22	0,87	5,31	2,84	5,34	0,07	0,18	0,06	0,08	0,06	0,92	0,28	0,69	2,28	1,85	2,52	10,08	1,68	1,30	3,89	8,38	4,82	6,23	9,85	4,10	5,07	0,75	23,87	15,81	2,44	2,07	2,42	2,86	1,67	5,81	2,27	2,57	1,75	1,93	3,67	2,53	2,55	2,56	5,38	3,73	1,46	1,79	2,24	3,16	13,82	0,93	1,83	1,68	3,19	2,62	2,81	3,27	1,47	8,26	2,59	3,73	2,13	2,18	5,62	4,38	3,08	3,67	9,58	6,30	1,59	3,15	3,93	5,46	23,16	1,63	3,72	3,89	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,07	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	0,06	0,04	0,03	0,07	0,05	0,07	0,07	3,19	3,60	3,39	3,67	3,24	2,22	2,85	2,19	3,22	2,74	2,35	2,47	2,41	2,37	1,71	1,70	2,13	2,32	2,08	2,10	0,64	2,90	1,50	2,20	0,21	0,32	0,10	0,13	0,09	0,05	0,15	0,15	0,15	0,12	0,11	0,16	0,29	0,60	0,51	0,48	0,54	0,59	0,35	0,27	0,04	1,06	0,24	0,21	12,96	15,50	15,04	14,45	14,40	19,72	16,89	18,19	19,17	18,40	19,58	25,36	19,47	19,32	23,07	23,59	19,61	27,87	25,26	24,77	39,82	21,86	33,67	28,65	97,74	97,69	95,92	98,15	98,87	100,84	98,23	98,29	99,08	99,61	99,28	99,46	99,10	99,12	97,60	98,97	100,80	99,34	98,96	95,73	98,39	100,02	102,19	100,76																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Ba (ppm)	374,96	1132,61	536,66	1602,76	1304,10	1343,55	1268,55	1250,13	1061,48	1244,89	1677,96	921,73	1441,66	1405,55	1494,25	1184,99	1275,84	1292,06	1153,81	1259,67	350,47	858,06	863,95	780,23	1,98	1,28	2,07	1,97	2,34	2,19	2,06	2,38	2,02	1,88	1,44	1,61	1,95	2,52	2,67	2,05	0,61	2,90	1,84	2,07					63,19	112,04	11,99	11,41	26,63	8,70	27,77	27,02	44,78	65,44	52,52	204,14	60,49	59,76	10,44	184,50	157,82	198,42	149,11	134,04	21,65	607,87	464,84	199,34	32,76	60,04	56,27	50,79	54,14	33,71	59,77	42,68	66,95	54,78	47,11	52,73	45,63	44,29	26,56	34,43	45,39	59,32	55,00	51,62	13,33	66,09	34,72	49,10					6,13	3,54	6,46	5,18	6,80	5,80	5,24	5,29	5,46	5,86	3,45	4,00	4,89	6,11	6,37	5,58	1,42	7,37	3,56	4,53									120,18	66,17	175,25	133,14	247,50	151,88	138,66	522,61	150,56	146,24	48,66	145,44	148,98	329,58	217,71	185,23	57,31	859,21	449,70	400,49									21,38	12,63	18,52	15,33	20,12	19,29	16,76	16,83	17,14	16,44	11,24	11,97	14,79	18,14	15,82	14,56	3,89	20,68	12,50	14,93									3,65	3,27	2,81	2,29	2,29	2,77	3,80	1,84	2,46	2,85	2,97	2,01	2,74	1,93	1,73	1,98	0,45	2,70	1,02	1,27									15,14	11,55	15,06	15,50	15,41	14,84	18,05	12,99	16,52	17,92	13,75	14,29	16,02	15,27	21,39	15,81	4,59	19,97	7,65	10,88									1,80	2,33	2,88	1,60	4,29	12,41	7,50	3,18	1,84	1,58	2,49	4,20	2,79	3,18	6,52	3,99	0,69	17,29	3,11	1,59					4,64	5,90	5,01	6,03	7,61	4,36	7,73	5,71	8,56	7,88	6,65	7,27	6,77	6,64	4,26	4,91	6,11	7,23	7,93	6,82	1,98	11,58	5,68	8,53	225,65	137,95	55,65	51,50	129,86	42,18	128,57	103,16	216,23	225,65	125,59	326,25	110,48	125,30	55,36	187,69	172,20	234,03	296,57	218,70	53,06	583,10	390,93	325,44					19,05	6,00	18,60	13,90	20,78	18,01	21,07	68,68	28,61	19,50	8,17	21,65	28,23	35,83	19,33	15,02	68,33	37,90	71,88									110,27	68,07	103,21	84,49	110,29	95,34	86,79	87,82	92,46	89,74	64,73	67,89	84,15	93,14	85,85	83,40	22,41	113,17	54,24	73,27					5,98	7,86	6,98	7,17	6,67	6,01	9,44	8,14	11,61	8,11	8,48	11,61	7,36	6,96	5,69	6,38	8,03	12,99	9,72	9,08	2,78	15,62	6,57	9,46	41,12	55,34	69,55	50,80	48,38	96,70	74,30	99,83	70,45	53,99	139,94	83,77	92,63	223,11	475,94	161,74	179,50	112,45	84,82	142,27	232,29	108,75	65,86	67,12					0,44	0,25	0,43	0,32	0,46	0,39	0,34	0,38	0,36	0,37	0,21	0,24	0,31	0,40	0,42	0,33	0,10	0,47	0,26	0,42									10,05	5,63	7,12	8,32	9,32	8,69	8,89	7,14	8,87	8,87	6,31	5,78	7,11	7,46	9,19	7,27	2,18	7,18	4,67	6,05									0,42	0,28	0,39	0,30	0,46	0,41	0,38	0,37	0,34	0,33	0,22	0,25	0,32	0,37	0,36	0,35	0,09	0,53	0,23	0,43									1,66	1,28	1,31	1,22	1,13	1,07	1,18	1,04	0,84	1,01	0,87	0,70	0,84	2,21	1,07	0,72	0,45	2,42	0,96	1,11					63,77	72,73	71,30	87,77	72,15	82,05	89,60	75,98	138,88	130,70	120,98	122,26	96,53	76,98	65,97	88,70	109,09	154,95	123,24	93,06	41,25	147,96	112,01	94,88					3,11	3,92	7,97	15,24	28,36	28,87	18,52	15,60	12,79	9,15	9,73	59,98	21,41	25,54	34,19	8,41	66,70	43,54	72,11					Zn	206,49	165,05	298,91	198,18	400,23	370,27	264,67	630,88	224,72	213,53	122,91	231,45	255,80	510,26	390,64	291,74	87,04	919,48	696,92	479,28					Zr	168,21	157,72	126,16	111,96	104,06	127,85	182,82	86,81	114,91	129,70	144,49	97,58	129,85	94,10	84,82	93,27	19,55	132,12	47,76	54,46					La					46,66	23,28	39,16	19,64	40,75	35,04	26,52	33,02	38,51	28,28	22,99	31,92	33,02	57,80	39,01	27,34	9,06	66,31	28,88	36,18					78,84	39,73	69,13	34,47	68,01	62,37	49,93	65,35	70,11	51,64	39,33	64,88	63,88	147,42	78,41	49,45	17,72	154,27	66,55	73,41					8,69	4,33	7,34	3,70	6,95	6,42	4,98	5,83	6,99	5,48	4,34	6,27	6,41	12,44	8,19	4,97	1,77	14,54	5,44	7,13					30,67	14,85	25,96	13,33	23,61	21,46	17,06	19,82	23,52	18,65	15,36	22,77	22,88	48,97	30,26	17,48	6,23	57,63	19,89	26,38					4,67	2,35	4,05	2,26	3,33	3,00	2,77	2,95	3,28	3,18	2,70	3,41	3,72	9,62	4,84	2,77	0,98	11,91	3,31	4,39					1,06	0,53	0,82	0,53	0,70	0,56	0,61	0,69	0,68	0,80	0,77	0,84	0,94	2,41	1,06	0,54	0,20	3,28	0,70	0,86					3,74	1,83	3,17	2,34	2,60	2,03	2,27	2,32	2,13	2,53	2,37	2,62	2,77	9,36	4,07	2,16	0,84	12,40	2,88	3,55					0,49	0,26	0,46	0,40	0,36	0,29	0,34	0,35	0,29	0,34	0,30	0,33	0,36	1,28	0,54	0,30	0,12	1,69	0,41	0,50					2,68	1,58	2,78	2,42	2,21	1,68	1,94	2,16	1,74	2,02	1,67	1,85	2,03	7,37	3,18	1,81	0,71	9,59	2,49	2,76	Y	18,65	26,85	16,01	18,28	19,42	13,92	23,82	23,32	19,61	12,69	17,33	20,29	15,71	19,91	17,67	18,69	18,90	71,86	26,69	16,12	6,14	84,50	23,60	21,47					0,51	0,34	0,58	0,51	0,46	0,33	0,40	0,47	0,36	0,44	0,36	0,38	0,43	1,48	0,63	0,38	0,15	1,87	0,52	0,56					1,34	0,99	1,62	1,38	1,37	0,95	1,19	1,39	1,02	1,29	1,05	1,10	1,16	3,80	1,65	1,06	0,44	4,76	1,46	1,51					1,11	0,93	1,43	1,13	1,36	0,90	1,15	1,39	1,01	1,19	0,99	0,98	1,13	2,92	1,41	1,00	0,41	3,46	1,35	1,30					0,16	0,13	0,21	0,16	0,19	0,13	0,17	0,20	0,15	0,17	0,14	0,14	0,16	0,41	0,19	0,15	0,06	0,47	0,19	0,18					1,28	1,25	1,11	1,11	1,16	1,07	1,18	1,28	1,21	1,40	1,58	1,41	1,44	1,30	1,21	1,07	1,10	1,41	1,13	1,08					0,90	0,91	0,94	0,93	0,92	0,95	1,00	1,08	0,98	0,95	0,90	1,05
La					46,66	23,28	39,16	19,64	40,75	35,04	26,52	33,02	38,51	28,28	22,99	31,92	33,02	57,80	39,01	27,34	9,06	66,31	28,88	36,18					78,84	39,73	69,13	34,47	68,01	62,37	49,93	65,35	70,11	51,64	39,33	64,88	63,88	147,42	78,41	49,45	17,72	154,27	66,55	73,41					8,69	4,33	7,34	3,70	6,95	6,42	4,98	5,83	6,99	5,48	4,34	6,27	6,41	12,44	8,19	4,97	1,77	14,54	5,44	7,13					30,67	14,85	25,96	13,33	23,61	21,46	17,06	19,82	23,52	18,65	15,36	22,77	22,88	48,97	30,26	17,48	6,23	57,63	19,89	26,38					4,67	2,35	4,05	2,26	3,33	3,00	2,77	2,95	3,28	3,18	2,70	3,41	3,72	9,62	4,84	2,77	0,98	11,91	3,31	4,39					1,06	0,53	0,82	0,53	0,70	0,56	0,61	0,69	0,68	0,80	0,77	0,84	0,94	2,41	1,06	0,54	0,20	3,28	0,70	0,86					3,74	1,83	3,17	2,34	2,60	2,03	2,27	2,32	2,13	2,53	2,37	2,62	2,77	9,36	4,07	2,16	0,84	12,40	2,88	3,55					0,49	0,26	0,46	0,40	0,36	0,29	0,34	0,35	0,29	0,34	0,30	0,33	0,36	1,28	0,54	0,30	0,12	1,69	0,41	0,50					2,68	1,58	2,78	2,42	2,21	1,68	1,94	2,16	1,74	2,02	1,67	1,85	2,03	7,37	3,18	1,81	0,71	9,59	2,49	2,76	Y	18,65	26,85	16,01	18,28	19,42	13,92	23,82	23,32	19,61	12,69	17,33	20,29	15,71	19,91	17,67	18,69	18,90	71,86	26,69	16,12	6,14	84,50	23,60	21,47					0,51	0,34	0,58	0,51	0,46	0,33	0,40	0,47	0,36	0,44	0,36	0,38	0,43	1,48	0,63	0,38	0,15	1,87	0,52	0,56					1,34	0,99	1,62	1,38	1,37	0,95	1,19	1,39	1,02	1,29	1,05	1,10	1,16	3,80	1,65	1,06	0,44	4,76	1,46	1,51					1,11	0,93	1,43	1,13	1,36	0,90	1,15	1,39	1,01	1,19	0,99	0,98	1,13	2,92	1,41	1,00	0,41	3,46	1,35	1,30					0,16	0,13	0,21	0,16	0,19	0,13	0,17	0,20	0,15	0,17	0,14	0,14	0,16	0,41	0,19	0,15	0,06	0,47	0,19	0,18					1,28	1,25	1,11	1,11	1,16	1,07	1,18	1,28	1,21	1,40	1,58	1,41	1,44	1,30	1,21	1,07	1,10	1,41	1,13	1,08					0,90	0,91	0,94	0,93	0,92	0,95	1,00	1,08	0,98	0,95	0,90	1,05																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					

Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs

forages : C070030																											
Unité																											
échantillons / profondeur (m)	73,00	74,00	75,00	76,00	77,00	78,00	79,00	80,00	81,00	82,00	83,00	84,00	85,00	86,00	87,00	88,00	89,00	90,00	91,00	92,00	93,00	94,00	95,00	96,00	97,00	98,00	99,00
Chimio-faciès	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G3	G1	G1	G3	G3	G1	G1	G3	G3	G3	G3	G3	G1	G1	G3	G3	G3	G3
SiO2 (wt. %)	30,50	25,53	16,14	24,12	13,85	24,89	20,95	25,97	32,24	27,23	36,52	26,67	26,66	26,41	40,30	33,08	21,43	49,38	30,84	34,59	39,77	38,16	27,86	29,10	45,21	36,26	39,58
TiO2	0,41	0,19	0,14	0,21	0,10	0,14	0,13	0,21	0,26	0,19	0,45	0,23	0,19	0,17	0,22	0,24	0,16	0,50	0,57	0,35	0,47	0,66	0,20	0,25	0,26	0,33	0,35
Al2O3	12,02	7,21	4,97	6,93	4,05	4,66	3,77	7,56	8,19	5,59	12,49	7,28	5,71	5,42	7,80	9,11	2,22	12,51	11,18	12,52	10,38	10,35	6,78	7,20	8,31	9,64	10,01
Fe2O3	5,34	2,40	3,05	2,85	1,33	1,99	1,53	2,67	5,87	1,91	8,09	2,95	2,45	2,04	2,74	3,41	1,96	3,73	7,27	4,47	5,76	9,24	2,63	3,12	3,66	4,53	5,69
MnO	15,81	27,89	31,94	23,53	30,75	27,37	28,68	25,07	15,48	25,02	10,35	24,11	25,29	26,60	15,37	19,11	28,14	6,04	13,38	11,27	4,45	4,42	23,39	24,86	10,64	8,80	8,08
MgO	1,68	1,74	1,93	1,61	3,15	2,17	2,12	1,46	2,26	2,16	1,69	1,35	1,88	2,30	2,13	2,73	1,79	1,19	1,56	1,68	2,47	2,72	2,48	2,17	2,36	1,98	2,32
CaO	3,89	5,33	6,15	5,58	9,27	6,71	5,94	5,67	5,60	6,18	2,95	5,61	6,20	5,93	5,54	6,01	7,12	1,83	4,59	3,61	6,06	7,69	6,84	5,31	5,53	6,81	4,46
Na2O	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,13	0,18	0,06	0,05
K2O	2,20	1,38	0,99	1,54	0,82	0,99	0,87	1,50	1,55	1,22	2,30	1,46	1,17	1,09	1,52	1,64	1,08	2,54	2,11	2,34	2,16	1,92	1,41	1,35	1,62	2,03	2,07
P2O5	0,21	0,33	0,28	0,22	0,33	1,17	0,50	0,32	0,45	0,32	0,13	0,26	0,29	0,25	0,28	0,24	0,29	0,14	0,23	0,18	1,21	2,36	0,28	0,24	0,23	2,33	0,15
%LOI	28,65	28,74	34,24	31,32	34,44	29,54	32,28	29,76	27,16	28,37	25,15	30,66	29,28	29,44	22,23	26,93	31,83	19,43	27,04	27,22	22,35	19,31	26,44	26,11	19,81	23,66	23,62
TOTAL	100,76	100,81	99,89	97,98	98,15	99,70	96,85	100,27	99,11	98,25	100,15	100,64	99,17	99,70	98,17	102,56	99,08	97,36	98,82	98,31	95,13	96,89	98,36	99,85	97,81	96,43	96,38
Ba (ppm)	780,23	788,94	613,02	911,51	624,99	634,48	578,59	753,73	760,60	617,49	584,35	705,81	637,97	618,41	757,50	749,60	554,09	1072,09	690,39	874,94	774,63	508,24	777,71	711,88	835,29	835,45	722,97
Be	2,07	1,73	1,18	1,46	1,00	1,07	1,04	1,46	1,72	1,22	2,45	1,84	1,48	1,17	1,26	1,78	1,46	1,87	1,73	1,67	1,66	1,34	1,17	1,18	1,18	2,04	1,76
Co	199,34	427,50	390,57	119,01	314,70	173,50	391,99	779,29	529,90	591,09	244,48	495,92	661,35	627,54	102,16	626,02	683,51	190,95	732,22	486,61	82,05	52,58	455,92	148,51	113,80	206,34	230,43
Cr	49,10	38,01	25,34	38,28	17,52	26,12	23,70	34,45	47,50	30,48	76,62	40,10	33,29	29,63	34,10	39,69	27,74	63,46	56,80	67,96	52,78	45,73	33,16	63,83	59,03	54,46	54,32
Cs	4,53	3,25	1,86	3,20	1,31	2,36	1,98	3,16	3,82	2,78	5,76	3,42	2,83	2,52	3,00	3,80	2,40	6,78	5,32	5,39	5,46	3,98	2,66	2,97	3,43	5,03	5,27
Cu	400,49	228,67	175,97	217,22	129,75	150,69	202,07	264,48	411,42	217,59	443,29	224,94	220,82	246,62	91,39	238,60	176,86	432,17	377,65	259,00	245,41	232,06	376,61	70,19	95,21	240,29	310,03
Ga	14,93	8,87	6,76	10,79	5,25	7,15	5,99	10,22	12,09	8,51	19,00	10,59	8,47	7,95	10,32	12,28	7,91	18,99	15,30	17,37	16,58	15,19	9,74	10,36	12,32	16,04	16,58
Hf	1,27	0,92	0,59	1,07	0,50	0,90	0,81	0,99	1,56	1,18	2,26	1,07	1,06	1,00	2,02	1,59	0,80	3,35	1,66	1,80	2,07	2,49	1,75	2,11	2,36	1,80	2,14
Li	10,88	10,79	8,13	9,37	6,68	9,07	7,90	9,27	11,97	10,32	17,88	10,76	10,37	9,08	10,42	12,09	8,51	20,03	13,31	13,75	15,16	16,38	9,03	11,36	10,86	16,60	16,16
Mo	1,59	3,92	3,94	2,50	7,72	4,01	55,22	12,79	13,41	17,72	7,55	13,48	31,45	42,68	5,35	5,26	10,20	5,36	3,26	2,91	1,26	1,41	6,83	14,42	1,65	1,63	1,44
Nb	8,53	5,52	4,43	6,27	3,87	4,14	3,81	5,20	6,23	4,32	10,00	6,04	5,32	4,46	5,06	5,66	4,47	9,69	11,49	6,65	8,85	12,68	4,83	4,94	5,16	7,94	7,83
Ni	325,44	488,58	508,89	294,23	640,82	679,41	731,59	444,86	484,87	530,64	516,53	389,26	528,85	546,81	309,52	337,82	507,73	260,19	669,17	428,76	243,05	366,31	1206,84	2348,98	684,51	310,68	330,41
Pb	71,88	29,38	21,64	16,83	12,14	14,05	23,73	58,18	19,92	113,93	29,66	24,09	23,00	17,65	41,11	27,03	20,14	47,18	29,74	33,52	33,29	21,04	18,40	14,83	25,50	41,81	25,50
Rb	73,27	47,60	33,26	56,74	28,60	36,05	31,47	51,89	59,73	42,91	91,08	56,13	43,15	38,19	52,72	62,55	39,60	94,12	78,03	87,39	79,32	70,64	48,94	49,24	56,70	76,44	81,30
Sc	9,46	7,06	4,06	5,61	2,86	6,35	5,47	7,27	9,28	6,33	11,61	7,98	6,30	5,52	5,40	8,23	6,06	9,94	8,79	9,79	18,21	12,18	5,61	5,09	6,34	17,70	9,02
Sr	67,12	77,93	73,80	84,92	116,24	265,18	98,91	74,18	75,07	76,96	67,38	70,63	79,36	84,20	68,85	69,22	77,58	54,78	60,93	61,22	118,82	382,06	91,01	86,01	65,23	148,27	60,86
Ta	0,42	0,27	0,14	0,24	0,13	0,16	0,14	0,22	0,24	0,18	0,33	0,25	0,19	0,19	0,24	0,27	0,19	0,43	0,45	0,35	0,39	0,40	0,21	0,20	0,24	0,33	0,37
Th	6,05	4,73	2,79	4,92	2,51	3,39	3,94	5,17	5,32	4,37	6,48	5,05	4,38	4,07	5,77	4,98	3,68	8,89	6,24	6,94	8,25	5,62	4,34	4,60	6,02	8,19	6,77
Tl	0,43	0,22	0,16	0,23	0,11	0,15	0,15	0,22	0,29	0,20	0,54	0,26	0,21	0,19	0,23	0,28	0,18	0,51	0,60	0,37	0,49	0,71	0,21	0,26	0,27	0,34	0,38
U	1,11	0,81	0,44	0,78	0,30	1,72	1,04	0,82	1,06	0,54	1,48	0,82	0,61	0,62	0,70	0,84	0,68	1,20	0,75	1,12	1,95	2,98	0,63	0,61	0,21	4,25	1,28
V	94,88	52,33	41,23	52,61	36,66	64,86	64,93	67,19	83,95	52,18	137,15	90,49	67,25	56,82	41,89	96,73	75,93	155,54	111,64	123,74	95,16	80,95	63,60	67,20	57,63	90,38	91,70
W	72,11	1748,60		115,41	217,71	198,23	871,07	142,41	306,33	225,21	89,92	115,37	200,29	296,35	74,22	65,52	162,90	8,77	17,00	8,38	5,27	8,36	11,67	15,92	4,95	5,33	4,59
Zn	479,28	376,22	439,04	533,36	328,39	300,88	309,23	337,25	342,83	266,69	1184,49	392,87	404,76	286,23	181,11	431,51	411,09	532,37	456,68	534,02	267,08	278,81	445,09	443,41	229,69	363,53	394,93
Zr	54,46	41,45	26,97	47,89	21,83	45,48	35,12	44,70	77,32	53,86	115,87	50,96	49,49	43,70	88,88	74,35	37,04	146,55	74,69	79,74	98,60	131,55	81,08	94,45	106,63	86,12	98,28
La	36,18	25,93	16,16	27,73	11,19	41,63	30,63	30,72	36,06	22,03	41,23	27,17	21,21	20,78	20,84	25,72	20,85	38,90	22,95	31,23	54,89	81,08	19,78	16,36	22,04	112,73	35,91
Ce	73,41	53,55	34,37	54,49	22,17	90,73	79,91	65,12	84,21	44,48	93,85	60,25	48,41	47,14	38,61	60,15	47,20	72,08	46,09	64,00	116,82	176,27	36,51	31,85	41,82	223,31	66,77
Pr	7,13	5,00	3,18	5,26	2,10	9,09	7,38	5,79	7,86	3,96	6,79	5,11	4,23	4,06	3,95	4,79	3,97	6,90	4,21	5							

Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs

forages : C070030																												
Unité																												
échantillons / profondeur (m)	100,00	101,00	102,00	103,00	104,00	105,00	106,00	107,00	108,00	109,00	110,00	111,00	112,00	113,00	114,00	115,00	116,00	117,00	118,00	119,00	120,00	121,00	122,00	123,00	124,00	125,00	écarté	127,00
Chimio-faciès	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G4	G1	G3	G1	G1	G1	G1	G3	G4	G3		G3	
SiO2 (wt. %)	24,64	29,23	24,79	18,43	17,31	22,20	17,83	15,39	15,86	10,59	11,08	11,97	13,11	16,22	19,53	18,38	51,46	21,37	34,44	25,92	20,07	27,76	15,75	41,07	51,49	49,14	15,65	39,68
TiO2	0,15	0,17	0,20	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,04	0,15	0,09	0,11	0,08	0,16	0,13	0,30	0,18	0,25	0,20	0,18	0,12	0,11	0,32	0,29	0,24	0,09	0,38
Al2O3	5,01	6,35	6,71	4,46	4,12	6,21	4,52	4,22	4,37	1,78	3,98	3,47	3,69	3,28	6,11	5,06	11,72	6,03	9,32	7,54	5,93	4,75	4,31	11,06	10,03	9,45	3,25	10,00
Fe2O3	1,95	2,30	2,77	2,29	2,24	3,26	2,02	7,71	4,43	1,93	3,72	2,49	2,30	4,13	2,56	2,33	2,67	3,18	4,03	3,21	5,52	4,66	3,17	3,99	7,44	4,69	42,54	11,48
MnO	27,27	22,52	24,89	30,06	29,68	20,78	25,59	20,07	28,20	33,94	32,05	31,36	31,75	25,07	28,46	29,62	2,21	27,78	13,26	21,88	25,17	19,02	16,81	0,99	0,78	4,60	2,07	5,31
MgO	2,28	2,56	2,52	2,25	2,69	2,55	2,89	4,59	3,79	3,90	2,15	2,54	2,87	4,22	2,50	2,60	3,70	3,01	2,77	2,31	2,54	3,63	9,26	5,44	2,95	3,36	1,22	2,31
CaO	7,47	7,25	7,63	7,97	8,52	7,58	8,04	7,43	9,12	8,88	8,39	8,22	8,09	10,55	7,91	7,96	5,71	6,89	5,44	5,41	6,35	7,92	16,09	7,92	4,13	5,40	2,55	3,35
Na2O	0,09	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,10	0,07	0,06	0,11	0,04	0,59	0,48	0,38	0,10	0,33
K2O	0,98	1,19	1,23	0,85	0,78	1,31	0,84	0,77	0,85	0,33	0,86	0,72	0,73	0,84	1,16	0,96	2,36	1,24	1,68	1,52	1,25	0,96	0,81	2,01	1,76	1,62	0,54	1,75
P2O5	0,24	0,25	0,28	0,35	0,29	0,14	0,26	0,23	0,17	0,24	0,32	0,30	0,29	0,09	0,27	0,27	0,11	0,16	0,25	0,17	0,21	0,25	0,11	0,29	0,18	0,21	0,13	0,21
%OI	29,52	28,87	29,62	33,34	34,11	31,54	33,09	33,74	34,15	36,35	35,78	35,44	32,46	35,40	32,74	33,35	19,58	31,62	24,44	29,77	32,05	27,19	32,60	25,23	16,24	18,35	32,01	21,55
TOTAL	99,59	100,75	100,69	100,19	99,91	93,95	95,26	94,30	101,12	99,03	98,55	96,66	95,47	99,75	101,47	100,72	99,88	101,52	95,97	97,99	99,33	96,38	99,07	98,90	95,78	97,46	100,16	96,36
Ba (ppm)	575,76	597,87	1079,53	546,07	515,47	691,82	578,02	543,59	617,14	327,36	604,46	586,47	609,20	453,16	653,64	614,84	600,85	657,56	965,00	797,25	737,30	595,98	478,38	947,03	632,38	870,56	102,83	472,71
Be	1,09	1,19	2,95	1,06	0,99	1,41	1,05	1,10	1,07	0,66	0,93	0,98	0,94	1,04	1,23	1,08	1,17	1,35	1,60	1,60	1,45	1,30	1,46	1,58	1,86	1,79	0,51	2,06
Co	236,19	486,08	29,81	971,58	1036,70	960,20	774,16	308,31	94,04	104,79	1236,34	891,89	824,94	85,68	536,49	569,43	109,63	590,06	297,30	298,41	450,20	42,11	27,62	15,01	26,45	28,28	86,61	45,55
Cr	25,65	24,79	57,64	21,57	20,24	41,25	21,71	29,75	23,21	7,91	23,69	19,18	18,74	18,60	26,00	22,34	24,44	25,54	51,70	41,83	31,11	23,60	19,43	58,19	83,25	83,57	54,21	167,81
Cs	2,00	2,14	4,03	1,53	1,49	3,21	1,93	1,64	1,55	0,59	1,43	1,49	1,52	1,24	2,20	1,93	1,61	2,13	4,30	4,26	2,52	2,56	1,69	5,34	6,03	4,72	1,40	5,14
Cu	89,32	146,08	36,70	156,33	198,91	879,09	152,24	50,32	63,54	244,85	236,20	163,00	144,22	66,16	213,00	174,64	66,66	201,95	119,67	256,89	226,56	41,55	33,05	24,17	37,29	32,43	64,40	70,15
Ga	7,34	8,25	13,76	5,75	5,38	9,34	5,74	5,67	5,74	2,51	5,11	4,71	4,88	4,72	7,36	6,36	6,60	8,06	13,90	11,67	8,86	7,39	5,52	13,73	14,52	12,58	4,42	14,76
Hf	1,26	1,17	4,22	0,71	0,76	1,26	0,72	1,10	0,81	0,18	0,58	0,46	0,47	0,45	0,75	0,62	0,73	0,80	2,06	1,14	0,76	1,32	0,74	3,07	4,19	3,13	0,73	2,90
Li	8,40	7,98	18,11	7,97	6,64	10,40	7,49	8,03	6,15	3,40	5,63	6,34	6,29	4,68	6,72	6,20	5,80	6,53	12,80	10,68	7,46	6,91	5,52	16,19	42,33	12,41	3,11	12,46
Mo	24,39	3,35	6,20	7,44	4,87	7,90	5,20	4,14	1,88	2,73	4,29	3,41	3,93	1,28	3,58	2,71	1,77	3,61	1,73	1,65	2,17	0,42	0,42	2,80	0,81	1,16	6,01	1,17
Nb	3,77	4,36	7,55	4,10	4,21	8,93	4,52	3,78	5,08	2,07	5,71	3,96	3,73	3,89	5,31	4,33	4,79	4,87	6,89	6,85	5,92	4,94	3,80	5,93	5,71	4,98	1,16	6,53
Ni	387,22	318,57	59,59	587,95	364,50	607,21	413,70	280,72	122,53	131,50	494,47	417,57	411,52	128,12	283,74	250,01	166,00	288,18	360,30	237,58	195,62	66,65	43,57	37,96	57,16	80,36	234,42	93,01
Pb	24,50	23,91	20,74	31,13	20,64	24,64	13,84	12,64	14,01	4,88	23,76	11,23	9,37	13,24	20,57	11,04	19,89	19,70	17,63	17,31	16,34	7,39	7,00	10,03	8,39	6,32	11,27	9,53
Rb	29,84	33,23	70,18	24,45	21,46	51,17	31,29	29,20	24,85	11,43	23,05	24,59	25,31	21,83	30,81	33,11	27,15	32,60	67,70	61,08	36,66	37,45	22,69	63,24	79,15	62,03	17,17	68,92
Sc	4,87	4,15	6,05	3,42	3,25	6,81	3,67	3,58	2,17	1,51	3,33	3,84	3,62	3,32	4,13	4,17	3,37	4,27	7,58	7,09	4,95	3,74	2,49	5,98	8,99	9,66	2,69	15,69
Sr	78,02	61,13	120,51	76,27	68,94	69,20	77,22	92,01	102,92	93,21	80,03	85,45	82,59	99,92	74,20	74,38	74,83	66,03	98,51	76,34	71,93	134,99	157,40	133,44	73,56	70,26	68,04	65,65
Ta	0,16	0,19	0,48	0,16	0,14	0,28	0,14	0,13	0,14	0,04	0,21	0,13	0,13	0,11	0,21	0,16	0,16	0,19	0,32	0,26	0,21	0,16	0,13	0,37	0,35	0,30	0,05	0,37
Th	3,51	3,89	10,63	2,73	2,68	5,53	2,81	2,76	2,81	0,90	3,04	2,34	2,39	1,89	3,60	2,58	2,84	4,15	6,48	5,22	3,40	3,57	2,62	7,97	7,88	6,56	1,36	5,79
Tl	0,16	0,18	0,37	0,13	0,12	0,25	0,14	0,13	0,13	0,04	0,14	0,11	0,12	0,10	0,16	0,13	0,15	0,17	0,32	0,25	0,19	0,15	0,11	0,32	0,35	0,29	0,10	0,47
U	0,83	0,61	2,06	0,41	0,53	1,41	0,54	0,61	0,37	0,24	0,62	0,38	0,42	0,53	0,79	0,44	0,46	0,70	0,83	0,91	0,55	0,46	0,37	1,40	1,11	0,87	0,29	1,16
V	67,13	53,93	58,56	50,61	50,04	93,53	47,58	83,66	48,06	18,24	36,86	36,76	35,09	34,86	50,17	42,04	40,57	54,59	72,84	56,86	39,91	33,26	29,53	67,35	87,91	74,68	40,88	119,97
W	44,48	16,77	7,65	41,31	35,17	23,06	37,72	10,73	10,30	16,16	28,97	26,34	29,32	5,60	26,86	18,98	7,35	10,95	9,14	12,28	10,03	3,62	2,02	4,05	4,53	3,49	2,31	6,76
Zn	173,97	143,89	25,05	155,02	139,39	873,03	342,32	183,63	59,13	481,19	179,77	356,81	316,14	284,56	186,63	418,90	161,39	223,97	315,26	545,89	197,94	134,95	32,29	5,26	18,46	113,23	14,79	22,19
Zr	57,85	51,12	188,98	30,60	31,73	55,59	31,25	51,21	36,02	8,58	24,66	19,27	19,76	21,78	31,38	27,12	32,98	34,81	89,79	48,78	33,84	60,16	33,00	134,27	187,14	140,69	32,73	126,17
La	18,50	19,36	38,27	12,62	13,75	31,49	16,96	11,99	10,69	5,57	15,81	12,00	11,98	12,29	22,66	14,41	14,80	20,67	33,13	30,00	20,98	17,12	11,92	32,15	26,54	20,34	3,87	19,61
Ce	42,39	41,21	69,77	26,51	29,72	61,41	34,21	25,89	20,81	12,03	31,16	24,07																

Annexe. 3: Données géochimiques et erreurs

Forages : C070030	Unité	Unité 5	Unité 4																																										
Échantillons / profondeur (m)	127,00	128,00	129,00	130,00	131,00	132,00	133,00	134,00	135,00	136,00	137,00	138,00	139,00	140,00	141,00	142,00	143,00	144,00	145,00	146,00	147,00	148,00	149,00	150,00	151,00	152,00	153,00	154,00	155,00	156,00	157,00	158,00	159,00	160,00	161,00	162,00	163,00	164,00	165,00	166,00	167,00	168,00	169,00	170,00	
Chimio-facies	G3	G3	G3	G2	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G1	G3	G1	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	G3	
SiO2 (wt. %)	39,68	38,49	33,46	20,69	17,63	24,59	12,26	32,75	19,91	19,52	20,25	23,42	28,22	21,10	12,41	33,59	33,63	42,98	33,36	33,74	43,09	45,99	20,24	23,57	42,93	43,01	40,59	47,11	61,65	61,03	64,43	63,05													
TiO2	0,38	0,18	0,12	0,03	0,02	0,06	0,02	0,07	0,08	0,11	0,14	0,14	0,22	0,11	0,08	0,27	0,18	0,27	0,36	0,34	0,37	0,08	0,14	0,26	0,26	0,26	0,35	0,21	0,31	0,33	0,35	0,32													
Al2O3	10,00	6,59	4,75	1,88	1,20	2,27	1,47	3,14	3,51	4,55	5,40	5,17	6,77	4,26	3,01	10,33	7,60	8,90	8,94	12,59	12,65	12,18	1,83	3,96	7,52	7,43	8,33	8,25	9,93	11,45	12,61	11,63													
Fe2O3	11,48	6,43	11,29	25,68	17,54	9,39	24,14	7,73	2,01	3,97	5,16	4,73	10,14	8,81	3,85	4,48	4,67	7,58	9,55	4,00	5,99	4,73	2,96	19,77	8,69	8,82	15,64	15,40	3,86	3,41	3,35	3,39													
MnO	5,31	10,55	5,01	8,49	12,07	21,96	17,88	15,43	27,29	30,05	27,97	24,38	14,54	23,10	29,46	14,84	15,94	4,93	6,78	1,32	0,15	0,09	0,06	0,13	0,26	2,36	1,96	1,94	0,22	0,07	0,03	0,05													
MgO	2,31	3,35	5,54	4,91	8,12	4,14	5,35	3,19	3,07	3,49	1,60	2,48	2,10	3,73	3,56	3,07	3,71	3,26	6,43	8,56	4,92	3,93	1,08	1,95	3,63	3,84	2,45	3,21	2,78	2,75	2,37	3,15													
CaO	3,35	6,00	11,83	5,46	12,49	5,62	5,92	6,46	6,69	6,41	6,43	5,83	3,75	6,83	9,86	5,66	7,23	5,86	12,44	11,99	6,67	4,88	1,66	3,15	6,48	7,06	4,43	4,63	3,45	0,93	0,62	1,54													
Na2O	0,33	0,20	0,16	0,08	0,02	0,12	0,06	0,39	0,15	0,15	0,16	0,20	0,19	0,18	0,10	0,28	0,40	0,43	0,28	0,58	1,01	0,38	0,44	0,63	1,73	0,81	0,54	0,54	1,16	0,48	0,74	1,21													
K2O	1,75	1,32	0,91	0,33	0,06	0,45	0,24	0,53	0,71	0,78	1,13	1,05	1,29	0,77	0,56	1,83	1,30	1,83	1,47	2,10	2,18	2,36	0,30	0,68	1,13	1,42	1,71	1,51	1,81	2,29	2,49	2,08													
P2O5	0,21	0,27	0,82	0,51	0,45	0,32	0,58	0,30	0,12	0,17	0,24	0,14	0,19	0,37	0,32	0,11	0,20	0,25	0,24	0,33	0,47	0,43	0,22	0,50	1,34	0,77	0,32	0,26	0,08	0,08	0,09	0,36													
%LOI	21,55	23,57	21,26	28,90	22,03	29,63	32,08	24,33	32,26	32,37	30,59	28,09	27,37	30,19	30,26	24,16	23,98	19,35	19,38	24,12	19,34	20,11	69,92	45,10	24,05	19,00	21,77	22,19	10,63	14,56	12,27	12,65													
TOTAL	96,36	96,96	95,16	96,97	91,65	98,55	99,99	94,33	95,79	101,55	99,08	95,63	94,77	99,46	93,49	98,62	98,85	95,64	99,10	99,67	96,83	95,46	98,79	99,59	98,00	94,78	96,84	105,24	95,88	97,37	99,34	99,45													
Ba (ppm)	472,71	687,93	442,47	253,95	373,27	489,60	230,79	499,75	627,69	578,04	665,41	724,34	407,69	425,46	600,31	1100,23	841,46	659,79	532,55	1206,41	675,62	1127,39	478,35	233,87	481,73	576,60	328,53	356,99	779,86	789,00	794,45	649,13													
Be	2,06	2,13	1,93	2,52	2,31	1,55	1,20	1,48	1,46	1,62	1,86	2,21	2,64	1,70	1,31	2,82	1,68	2,23	1,94	2,15	1,23	3,86	0,87	2,04	1,94	2,31	3,64	2,93	2,34	2,32															
Co	45,55	72,14	76,65	12,81	69,58	215,38	72,20	62,45	497,13	688,16	706,31	357,85	82,30	264,91	453,20	52,23	59,72	90,96	25,08	27,89	897,21	25,20	33,27	50,73	80,99	55,72	81,41	80,24	7,75	11,07	10,56	9,95													
Cr	167,81	155,63	24,39	15,66	14,24	17,30	9,97	19,92	23,05	21,97	31,99	34,17	56,17	25,30	15,43	42,32	27,34	46,12	39,93	46,10	29,23	71,02	39,18	56,33	68,92	52,78	75,35	42,86	61,48	82,61	71,87	55,59													
Cs	5,14	4,18	2,34	0,98	0,39	1,12	0,13	1,18	1,69	1,51	2,59	2,47	4,08	1,80	1,28	3,96	2,40	3,87	2,72	3,84	2,56	4,73	0,37	1,43	2,80	3,50	4,17	3,29	4,21	5,61															
Cu	70,15	34,81	16,97	10,14	32,65	25,22	9,47	30,14	127,13	210,52	330,63	153,74	166,25	48,51	40,32	106,07	54,58	40,15	32,28	22,35	248,00	34,32	20,37	28,37	31,90	26,16	35,74	16,64	14,84	361,03															
Ga	14,76	10,58	7,43	4,10	2,49	4,86	1,87	5,16	5,43	5,99	7,73	7,65	12,21	5,84	4,29	13,89	10,25	16,13	8,62	8,27	11,63	9,01	17,62	11,67	13,68	10,34	15,06	16,44																	
Hf	2,90	2,10	1,58	0,77	0,24	0,96	0,31	1,68	0,59	0,56	0,70	1,04	1,25	0,83	0,70	1,39	1,82	2,89	2,59	2,93	1,20	4,38	0,71	1,36	3,08	3,08	2,38	1,80	3,43	2,75															
Li	12,46	8,35	7,38	9,34	10,76	5,48	16,06	4,25	4,04	4,35	5,21	7,58	8,68	7,50	7,05	9,45	6,10	9,96	7,55	15,02	9,30	45,24	4,59	8,88	26,43	23,41	19,91	14,50	30,40	56,99															
Mo	1,17	1,66	2,30	0,48	1,15	3,47	0,54	1,34	2,28	5,74	2,33	1,98	1,63	2,72	4,09	1,06	0,73	3,84	1,39	3,91	4,58	5,26	7,27	7,08	13,66	10,22	15,37	47,68	0,90	5,93															
Nb	6,53	4,00	3,18	1,82	0,87	3,35	1,13	3,23	3,31	3,65	5,04	6,24	7,62	3,45	2,66	9,31	4,82	5,94	1,98	6,61	5,16	7,65	0,69	2,53	5,00	5,07	7,17	4,52	9,76	6,47	5,26	4,73													
Ni	93,01	116,21	107,04	16,25	36,05	243,61	28,73	109,89	219,64	311,80	207,13	109,91	120,76	210,62	153,30	73,48	56,89	135,58	43,10	40,35	562,74	59,35	55,08	151,77	310,52	89,13	110,43	90,88	114,81	103,62	67,75	56,75													
Pb	9,53	7,66	4,79	2,10	12,07	4,03	2,43	7,10	6,56	20,56	18,06	9,75	19,96	6,68	2,82	17,85	12,56	11,89	11,27	37,93	23,47	27,53	23,15	52,54	25,44	33,12	63,91	9,90	14,45																
Rb	68,92	51,55	29,17	16,21	8,43	20,05	2,58	16,73	25,76	19,92	37,82	31,58	61,76	28,91	21,11	53,91	33,93	54,10	39,56	63,10	35,82	76,15	10,36	31,14	46,18	48,69	54,78	47,14	67,12	79,59															
Sc	15,69	19,41	2,39	1,46	1,38	1,74	0,86	1,94	5,12	5,33	5,34	3,46	7,15	3,47	2,56	5,36	4,17	5,17	4,47	4,85	4,28	6,36	1,47	3,83	5,88	4,61	4,13	3,37	5,75	7,56	6,78	6,63													
Sr	65,65	97,53	173,97	150,96	122,76	105,75	296,73	88,65	68,43	60,80	72,21	66,50	59,63	74,26	138,80	86,18	75,20	84,59	145,91	132,11	68,57	169,26	115,05	143,51	308,16	234,36	125,73	193,61	178,08	96,94	90,52	116,62													
Ta	0,37	0,25	0,14	0,06	0,00	0,10	0,02	0,11	0,16	0,14	0,25	0,21	0,32	0,12	0,48	0,32	0,22	0,30	0,26	0,37	0,24	0,54	0,06	0,18	0,35	0,33	0,44	0,23	0,43	0,51															
Tb	5,79	4,57	3,59	1,33	0,41	2,05	0,65	2,91	2,56	2,48	3,15	4,04	4,31	2,20	1,90	6,25	5,28	7,83	5,71	8,49	4,32	12,17	2,16	4,28	8,17	7,99	7,94	5,01	8,38	10,19															
Ti	0,47	0,23	0,14	0,07	0,03	0,09	0,04	0,10	0,11	0,11	0,16	0,19	0,27	0,13	0,09	0,29	0,18	0,29	0,24	0,38	0,22	0,38	0,07	0,18	0,29	0,29	0,38	0,23	0,32	0,33															
Tl	1,16	1,26	1,09	0,21	0,18	0,50	0,13	0,82	0,71	0,84	0,62	0,66	1,03	0,38	0,34	0,74	0,71	1,23	0,82	1,46	0,58	2,39	1,43	1,65	2,29	1,33	1,47	1,11	1,68	3,40															
V	119,97	89,63	29,51	25,36	51,73	26,07	27,27	34,21	42,19	44,53	29,45	35,62	50,64	26,02	17,48	50,11	33,03	54,62	46,86	54,22	53,65	76,76	55,60	63,07	70,67	51,19	64,55	51,24	291,23	129,09	90,00	59,82													
W	6,76	3,84	2,10	4,27	5,82	16,52	4,12	4,17	7,62	20,09	12,01	25,48	7,05	9,19	31,98	5,43	3,48	4,05	2,89	5,87	21,97	8,00	9,13	5,28	4,83	2,40	2,55	3,26	1,53	1,29															
Zn	22,19	64,17	10,29	21,25	9,40	121,63	9,63	45,81	484,18	225,31	480,65																																		

Abstract

The Franceville Basin (2.1 Ga) in southeastern Gabon, hosts a black shale series well preserved (FB Formation) which represents an exceptional example of unmetamorphosed Paleoproterozoic sediment strata. This basin includes the protore of one of the largest Mn-oxide laterite ore worldwide, mined by Eramet-Comilog. The aim of this work is to determine formation conditions of this protore and to characterize the global sedimentary evolution of the FB Formation which include the protore. This 75 m thick protore is constituted of Mn carbonate-rich black shales which represent a potential ore deposit for the future. It was drilled, on the Bangombé plateau, during a recent campaign of 24 boreholes with an average depth of 125 m.

Through multidisciplinary study on these cores and key outcrops of the basin, this work focuses on : i) the depositional environment of the Mn-protore and FB Formation ; ii) the processes of formation of the Mn-carbonates at 2.1 Ga and iii) the architecture and distribution of Mn-rich levels of the protore on the Bangombé Plateau.

A detailed sedimentological and petrological study allowed us to redefine the division of the FB into nine units, named U1 to U9 from the base to the top. These units show a fine upward cycle up to U5 and a reverse coarse loop until U9. This division leads to a new interpretation to propose an evolution from a shoreface depositional environment controlled by deltaic currents (U1) to an offshore depositional environment with anoxic conditions (U2). In this basin, a system of submarine fan is developed, feeding a network of sand injections (injectites) covering the Bangombé plateau (70 km²) and with a thickness of 150 m affecting U4 to U7, including the Mn-protore. The protore depositional environment formed below the wave base limit (U4, U5 and U6) in a starved basin, controlled by biochemical sedimentation allowed the formation of Mn-carbonates. The end of starved basin, would allow the re-opening of the detrital input into the offshore basin (U7). This basin is then filled by storm bar deposits intersected by deltaic sub-aquatic channels (U8). The U9 unit corresponds to a quiet lagoon environment, allowing the multicellular organism development for the first time on the planet.

A geochemical study allowed the characterization of the depositional environment of Mn-carbonates as an anoxic to sub-oxic and alkaline environment. For the first time, we showed that the manganese carbonates, present as bacteriomorph forms, are precipitated from the seawater by the mediated photosynthetic cyanobacterial activity, which allows CO₂ / HCO₃ depression of the environment and a local increase of pH. The cyanobacterial activity is controlled by the absence of bottom currents, which increase the detrital input. This would stop the activity of the cyanobacteria and thus would lead to the decrease of the Mn-concentration along the protore.

Finally, well-log and a sequential correlation analyses allowed us to detail spatial and timing repartition of FB Formation deposit, controlled by a tectono-sedimentary model. We propose two- tectono-sedimentary phases. A first syn-tectonic phase (U1 to U3) controls the depocentres and sedimentation gaps. Turbidite coarse deposits are located in the most subsident part, clay deposits rather on the slope and carbonates on shoals. A second post-tectonic phase (U4 to U7) allows isopach deposits. The Mn-protore formed during the post-tectonic phase. However, it shows a variable thickness due to subsidence to the north of the Bangombé plateau. So, on the Bangombé plateau, Mn-contents increase towards the south, whereas the protore thickness increases towards the NNE. Moreover sand injectites decrease Mn-content in the eastern part of the Bangombé plateau and impact on the economic evaluation of the Mn-carbonates. Currently, the protore is structured by post-sedimentary faults, which lead to a non-continuity of the high Mn levels on the Bangombé plateau.

Résumé

Le Bassin de Franceville situé au SE du Gabon présente une série de black shales (Formation FB) d'âge Paléoproterozoïque (2,1 Ga) surmontant les grès de la Formation FA. Ce bassin peu déformé et non métamorphique représente une archive exceptionnelle des processus de dépôt de cette période de l'histoire de la Terre où la vie commence à se développer. En particulier, la Formation FB contient le protore d'un gisement mondial d'oxydes de manganèse exploité par la société Eramet-Comilog. L'objectif de ce travail est de préciser les conditions de formation de ce protore et de le replacer dans l'histoire du remplissage du bassin. Ce protore d'une épaisseur moyenne de 75 m est constitué de carbonates de manganèse ; il a fait l'objet d'une récente campagne de 24 forages carottés d'une profondeur moyenne de 125 m sur le plateau de Bangombé.

A travers une approche pluridisciplinaire comprenant l'étude de ces forages et des affleurements clefs du bassin, ce travail porte sur la caractérisation i) de l'environnement de dépôt du protore et des séries qui l'encadrent (du toit du FA au toit du FB) ; ii) du mode de formation des carbonates de Mn à 2,1 Ga et iii) de l'architecture et de la répartition des hautes teneurs en Mn du protore qui représentent un gisement potentiel du futur.

L'étude pétro-sédimentaire détaillée a permis de distinguer neuf unités (U1 à U9) au sein de la Formation FB organisées suivant un cycle rétrogradant jusqu'à U5 puis progradant jusqu'à U9. Ce découpage montre une évolution du milieu de dépôt depuis un domaine de shoreface contrôlé par des courants deltaïques (U1) évoluant vers des dépôts d'offshore restreint (U2). Ce bassin enregistre ensuite un système de chenaux-levées turbiditiques (U3) qui alimentent un réseau d'injectites reconnu sur l'ensemble du Pl. de Bangombé et qui traverse 150 m de série (U4 à U7) en affectant le protore et ainsi les teneurs en Mn. L'environnement de dépôt du protore (U5 et U6) marque l'isolement du bassin qui devient affamé et contrôlé par une sédimentation biochimique à l'origine du dépôt des carbonates de Mn. L'Unité 7 correspond à la réouverture des apports détritiques en domaine d'offshore supérieur puis en domaine de shoreface dominé par des dépôts de tempêtes et de chenaux sous-aquatiques deltaïques (U8), et enfin lagunaire (U9) dans lequel apparaissent les premiers métazoaires de l'histoire de la planète, suivant une séquence régressive.

Une étude géochimique a permis de préciser les conditions de dépôt du protore qui se forme en milieu alcalin anoxique à sub-oxique. Dans ce milieu, nous montrons pour la première fois une précipitation directe des carbonates de Mn sous forme bactériomorphe induite par l'activité photosynthétique des cyanobactéries qui consomment le CO_2/HCO_3 et conduisent à une augmentation du pH favorable à la formation des carbonates de Mn. L'activité cyanobactérienne est conditionnée par l'absence de courants de fond qui augmentent la turbidité du milieu et stoppent cette dernière.

Les corrélations diagraphiques et séquentielles permettent de préciser la répartition spatiale et temporelle du FB permettant ainsi de replacer le protore dans l'histoire tectono-sédimentaire du bassin. Une première phase syn-tectonique (U1 à U3) contrôle l'épaisseur et la mise en place de dépôts turbiditiques dans les parties subsidentes, de dépôts argileux sur les pentes et de dépôt de carbonates sur les hauts-fonds. La seconde phase post tectonique (U4 à U7) permet la mise en place de dépôts relativement isopaques, bien que le protore enregistre une subsidence plus importante au nord du Pl. de Bangombé. On observe ainsi, sur le Plateau de Bangombé, des teneurs en Mn qui augmentent vers le sud alors que l'épaisseur du protore augmente vers le NNE. Postérieurement au dépôt du FB, le protore est structuré par des failles qui le compartimentent en touches de piano limitant ainsi sa continuité sur le Plateau de Bangombé.