

UNIVERSITÉ DE YAOUNDE I

FACULTÉ DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET
FORMATION DOCTORALE

SCIENCES – TECHNOLOGIE
ET GÉOSCIENCES



UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE PROGRAMME

SCIENCES, TECHNOLOGY
AND GEOSCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

URFD-GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

**LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS SUPERFICIELLES
ET APPLICATIONS**

LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUPERFICIAL FORMATIONS
AND APPLICATIONS

**ÉTUDES DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES CARBONATÉES DE
CENTRAFRIQUE (BOBASSA-NDIMBA) : Genèse, évolution
paléoenvironnementale et importance économique**

Thèse présentée en vue de l'obtention du Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre

Spécialité : **Géosciences des Formations superficielles**
Option : **Géologie minière et ressources pétrolières**

par

TOYAMA René

Matricule : **05Y433**

Diplôme d'Etudes Approfondies en Sciences

Sous la codirection de

Pr. DANGUENE Y. P. Emilien

*Maître de Conférences
Université de Bangui*

Pr. NGOS III Simon

*Professeur
Université de Yaoundé I*

Année Académique 2020-2021





DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE
EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/Ph.D

Spécialité : Géosciences des Formations Superficielles
Option : Géologie Minière et Ressources Pétrolières

Nom et Prénoms du candidat : TOYAMA René

Matricule : 05Y433

Titre de la thèse : Etude des formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique
(Bobassa-Ndimba) : genèse, évolution paleoenvironnementale et importance
économique

Date de soutenance : Vendredi, le 17 décembre 2021.

Nous, membres du jury, après avoir lu le document qui nous a été présenté, attestons que le candidat a effectué toutes les corrections, conformément aux observations formulées lors de la soutenance.

En foi de quoi, la présente **Attestation de correction** lui est délivrée, pour servir et valoir ce que de droit.

Le Président du Jury *et P.O.*

12 JUL 2022

Les Membres



Njigui Paul-Desiré
Professeur

Ngos III Simon
Professeur

Njigui Paul-Desiré
Professeur

Po Njigui Tchoua

DÉDICACE

A la mémoire de mon père MAZI Gabriel et de mon oncle paternel
MARNANGUE Clément, tous rappelés au Royaume des Cieux.
Vos souvenirs et affection resteront à jamais gravés dans ma mémoire.

REMERCIEMENTS

Cette thèse, l'aboutissement d'une longue formation universitaire, n'aurait pu voir le jour sans l'intervention de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer ma reconnaissance.

Il est cher à mon cœur d'exprimer toute ma gratitude au Professeur **NGOS III Simon** directeur de cette thèse de doctorat/Ph.D qui a su me faire confiance depuis déjà de nombreuses années. Je le remercie vivement pour toutes les connaissances et les enseignements qu'il a su m'apporter, bien au-delà de la sédimentologie. Je n'oublierai jamais sa rigueur scientifique, sa précision dans le travail, son ouverture d'esprit et son enthousiasme sur les travaux de terrain.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance au Professeur **DANGUENE YEDIDYA Emelien Prince**, Maître de Conférences de l'Université de Bangui, co-directeur de cette thèse, qui, malgré ses multiples occupations, s'est toujours employé à ma formation. Sa disponibilité, sa rigueur dans le travail ainsi que ses critiques ont contribué à l'amélioration de mes qualités scientifique et humaine.

J'exprime tout mon profond respect et ma sincère reconnaissance au Professeur **NDJIGUI Paul Désiré**, Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1, qui, malgré ses multiples responsabilités a accepté de m'aider et à prodiguer des conseils pour la réalisation de ce travail.

Je dis de tout mon cœur un grand merci, au Professeur **NZENTI Jean Paul** qui, malgré ses lourdes responsabilités traditionnelles et académiques, m'a énormément donné les conseils et encouragé au cours de la réalisation de cette thèse.

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements au Professeur **PREAT Alain** à l'Université Libre de Bruxelles en Belgique pour l'intérêt qu'il a porté à mes travaux par le biais des analyses géochimiques isotopiques et des observations microscopiques réalisées sur les différents échantillons. Je le remercie grandement pour son expertise sur les roches carbonatées.

J'exprime également toute ma gratitude au Professeur **EKOMANE Emile**, qui a su mettre à ma disposition des documents concernant les formations carbonatées.

J'exprime toute ma gratitude au Professeur **Delpomdor Franck** de l'Université Libre de Bruxelles en Belgique qui a su m'apporter aide, conseils et reconfort.

Je tiens également à remercier le Professeur **SANS-JOFRE Pierre** de l'Université de Bretagne Occidentale pour les nombreuses discussions sur les plates-formes carbonatées du protérozoïque.

J'adresse mes sincères remerciements et ma gratitude au Docteur **Elisé SABABA** qui a fait montre d'un soutien et d'une disponibilité sans faille au cours de la rédaction de cette thèse.

Je tiens à remercier sincèrement le Docteur **TCHOUATCHA Milan Stafford**, qui par sa compétence et sa disponibilité en tant que aîné académique, m'a permis d'effectuer ce travail dans d'excellentes conditions et m'a fait bénéficier de ses connaissances dans le domaine de la sédimentologie.

Je témoigne toute ma reconnaissance à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1 qui a contribué à ma formation, pour l'efficacité de leur encadrement depuis le DEA jusqu'en thèse.

Toute ma gratitude va également à l'endroit des enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1 pour leurs échanges et leurs conseils au cours de la rédaction de cette thèse. Il s'agit en particulier des Professeurs **GANNO Sylvestre**, **ONANA Vincent Laurent**, **NGUEUTCHOUA Gabriel**, **NJILAH Isaac Konfor** ; des Docteurs, **MOUAFO Lucas** et **EYONG John Taken**.

Je tiens à remercier sincèrement le Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de Bangui pour m'avoir octroyé une bourse de coopération malgré l'abandon.

Je souhaite adresser toute ma reconnaissance à l'Académie Mondiale des Sciences (TWAS) pour m'avoir octroyé une subvention financière pour la réalisation de l'analyse géochimique des échantillons.

Je dis sincèrement merci aux autorités administratives de l'Université, de Bangui, en particulier à monsieur le Recteur de l'Université de Bangui, à monsieur le Doyen de la Faculté des Sciences et aux enseignants de la dite Faculté.

Je dis merci à tous mes collègues du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Bangui, qui, par leur conseil ou toute autre forme d'assistance, ont su m'encourager. Je remercie nommément les collègues Professeurs **BIANDJA Jean**, **MOLOTO-A-KENGUEMBA Gaetan Roch**, **DJEBEBE NDJIGUIM Chantal Laure** et Docteur **NDEPETE Cyrielle** ; des assistants **MAPOKA Hubert François d'Assise**, **KPEOU José**, **Vonto David Christian**, **MALEKOUDOU Bertrand**, **NGUENGO Martin**, **N'GBATOUKA Marius Sylvain**, qui ont accepté revoir leurs planning pour me permettre de dispenser mes enseignements.

J'exprime mes plus sincères remerciements au Docteur **LIBENGUE DOBELE KPOKA Francial Giscard**, Directeur Général de l'Institut Sous-régional de Statistique et d'Economie Appliquée à Yaoundé pour ses soutiens indefectibles lors de mon séjour à Yaoundé.

Je remercie sincèrement tous mes camarades de promotion et amis pour leur collaboration, leurs encouragements et leurs conseils ; Je pense particulièrement aux Docteurs **NYOBE Jules**, **ELIAN Hubert Dieu Béni**, **BISSE Salomon Bertrant** et aux assistants, **DJAMNDO DJASBE Mathurin**, **REO-NDOUBA Rufin**, **MANDY René**, **DOKOU-GAÏN Lévy**,

Je ne saurais oublier le Docteur **MALIBANGAR Aline**, mon enseignante de première année à quatrième année à la Faculté des Sciences de l'Université de Bangui, qui m'a donné le goût de la sédimentologie et m'a prodigué des conseils pour poursuivre mes études supérieures.

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude à **FOKY Flore**, Secrétaire, pour la disponibilité tout au long de la rédaction de cette thèse.

Je voudrais dire merci à mon épouse, Madame **TOYAMA née ZOUNGAKPIO-KOTA Mireille**, qui a su me soutenir durant toutes ses années, qui a compris et accepté ma passion pour la géologie et qui a su respecter le temps consacré à mes travaux de recherche, que cette thèse est aussi la sienne. Une pensée va à l'endroit de nos petites **TOYAMA MAZI Gabriella Grácia**, **TOYAMA MAZI MBAÏNDIKIANG Gloria Dannielle**, **TOYAMA MAZI Olga Abdielle** et **ZOUNGAKPIO Elvira Esther** qui ont si bien su m'oxygéner l'esprit durant le lourd travail de rédaction.

J'exprime ma gratitude à ma mère, madame veuve **MAZI née MBAÏDINKIANG Héleine**.

Mes vibrants et sincères remerciements aux membres de l'Église Évangélique des Frères à Yaoundé au Cameroun et à Bangui en Centrafrique, pour leurs soutiens spirituels, moraux et matériels.

Je remercie mes cousins **DAKA Napoléon**, **NONAIDE Gilbert**, **DOKOU Elisée**, **MBAÏRE Alphonse**, **NDOKOULA Robert**, **NDOKOULA Salomon**, **KOEBE Justin** pour leurs conseils et soutiens.

Je remercie mes frères et soeurs, **DOKOUBOU Benjamin**, **BOBIMBA Evariste**, **Mazi Madeleine**, **MAZI Annie**, **MAZI Dolly** pour tous les encouragements pendant les travaux de thèse.

Je remercie mes beaux parents, **ZOUNGAKPIO Paul Patrick, YAZONGO Henriette, ZOUNGAKPIO Félicité et MOUSSA GANGO Idris.**

Ma profonde gratitude s'adresse aux autorités administratives et traditionnelles de la prefecture de Ombella M'poko. Je pense particulièrement aux populations des villages Bobassa et Ndimba pour leur hospitalité et leur aide inconditionnelle durant mes campagnes de terrain.

Et que la gloire revienne à Dieu le TOUT-PUISSANT, qui m'a protégé dans toutes les missions de terrain, qui m'a donné la force, la santé et la motivation pour persévérer jusqu'à la finalisation de ce travail, en dépit des obstacles et des difficultés qui ont jalonné mon parcours, j'exprime toute ma reconnaissance.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à cette oeuvre trouvent l'expression de mes sincères remerciements.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	i
REMERCIEMENTS.....	ii
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES ABÉVIATIONS	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES FIGURES	xiv
RÉSUMÉ.....	xvi
ABSTRACT	xvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I: GÉNÉRALITÉS.....	5
I.1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE.....	6
I.1.1. Situation de la région de l'Ombella M'poko	6
I.1.2. Localisation de la zone d'étude	7
I.1.3. Relief.....	7
I.1.4. Climat.....	7
I.1.5. Hydrographie.....	8
I.1.6. Sols.....	9
I.1.7. Flore.....	9
I.1.8. Faune	10
I.1.9. Population.....	10
I.1.10. Activités économiques.....	10
I.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU NEOPROTEROZOIQUE DANS LE MONDE.....	11
I.2.1. Aperçu géologique	11
I.2.1.1. Ceinture orogénique d'Afrique Centrale.....	12
I.2.1.1.1. Chaîne Panafricaine en République Centrafricaine	12
I.2.1.1.2. Accident de Bozoum-Ndélé.....	14
I.2.1.2. Travaux antérieurs sur les formations carbonatées	15
I.2.1.3. Géologie de la zone d'étude.....	16
I.2.1.3.1. Données des ensembles géologiques	17
I.2.1.3.1.1. Série de Yangana-Pama-Boda (YPB)	17
I.2.1.3.1.2. Série de Bangui-M'baïki-Boali (BMB)	18
I.2.1.3.1.3. Formations carbonatées.....	18
I.2.1.3.1.4. Formations de couverture.....	19
I.2.1.3.2. Synthèses lithostratigraphiques.....	19
I.2.1.4. Aperçu tectonique régionale	21
I.2.1.4.1. Structures cassantes	21

I.2.1.4.2. Structures plicatives.....	21
I.2.1.5. Ressources minières de la RCA.....	22
<i>I.2.2. Evolution paléogéographique au Néoprotérozoïque dans le monde.....</i>	<i>24</i>
I.2.2.1. Reconstitution paléoclimatique.....	24
I.2.2.1.1. Historique d'une hypothèse de la terre, boule de glace.....	24
I.2.2.1.2. Dépôts glaciaires.....	25
I.2.2.1.3. Cap carbonates.....	26
I.2.2.1.4. Chronologie des épisodes glaciaires.....	28
I.2.2.1.5. Mécanismes d'entrée et de sortie d'une glaciation globale.....	30
I.2.2.1.6. Contexte paléogéographique.....	30
I.2.2.1.6.1. Paléogéographie au Néoprotérozoïque.....	30
I.2.2.1.6.2. Sédimentation glaciaire à basse latitude.....	32
I.2.2.2. Dépôts du Néoprotérozoïque en Afrique Centrale.....	34
I.2.2.2.1. Dépôts Néoprotérozoïque du supergroupe Ouest-Congolien.....	34
I.2.2.3. Paléoenvironnements.....	37
I.2.2.2.2. Dépôts Néoprotérozoïque au Cameroun.....	38
I.2.2.2.2.1. Série du Dja supérieur.....	38
I.2.2.2.2.2. Complexe tillitique.....	39
I.2.2.2.2.3. Série du Dja inférieur.....	39
I.2.2.2.2.4. Série du Dja supérieur : Paléoenvironnement.....	39
I.2.2.2.3. Dépôts Néoprotérozoïque en Centrafrique.....	40
CHAPITRE II: MATÉRIELS ET MÉTHODES.....	43
II.1. MATÉRIEL DE TERRAIN.....	44
II.2. MATÉRIEL DE LABORATOIRE.....	44
II.3. MÉTHODES D'ÉTUDE.....	44
II.3.1. Travaux d'investigation sur le terrain.....	44
II.3.2. Travaux en laboratoire.....	46
II.3.2.1. Analyse microscopique.....	47
II.3.2.2. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX).....	47
II.3.2.3. Analyse géochimique.....	48
II.3.2.3.1. Broyage.....	48
II.3.2.3.2. Analyse chimique des majeurs, traces et des terres rares.....	49
II.3.2.3.3. Normalisations.....	49
II.3.2.3.4. Calcul des anomalies en cérium et en europium.....	50
II.3.2.4. Analyse géochimique isotopique du ¹³ C et ¹⁸ O.....	50
II.3.2.5. Importance des analyses.....	51
CHAPITRE III: RÉSULTATS SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES.....	52
III.1. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE.....	53
III.1.1. Nouvelles observations lithologiques de la Formation de Ombella-M'poko.....	53
III.1.1.1. Unité de Ndimba.....	54
III.1.1.2. Unité de Bobassa.....	55
III.1.2. Description microscopique de la Formation de Ombella-M'poko.....	58
III.1.2.1. Unité de Ndimba.....	58
III.1.2.2. Unité de Bobassa.....	59
III.1.3. Analyse minéralogique par DRX.....	60

III.1.3.1. Diffractogrammes des rayons X des faciès carbonatés	60
III.2. ANALYSE GÉOCHIMIQUE	62
III.2.1. Distribution des éléments majeurs	62
III.2.2. Corrélation géochimique des éléments majeurs.....	63
III.2.3. Corrélation géochimique des éléments majeurs en fonction de CaO	67
III.2.4. Corrélation géochimique entre les éléments majeurs	68
III.2.5. Corrélation géochimique entre les éléments majeurs et traces.....	70
III.2.6. Distribution des éléments traces	70
III.2.7. Corrélation des éléments traces en fonction de Al ₂ O ₃	74
III.2.8. Corrélation des éléments traces en fonction de CaO.....	76
III.2.9. Distribution des terres rares	79
III.2.10. Normalisation et fractionnement des terres rares.....	81
III.2.10.1. Unité de Bobassa	81
III.2.10.2. Unité de Ndimba	81
III.2.11. Corrélation entre les éléments traces et les terres rares.....	84
III.2.12. Comportement des éléments traces et majeurs caractérisant un milieu dominé par les eaux marines	85
III.2.12.1. Comportement de Baryum	86
III.2.12.2. Comportement de Cuivre, Zinc, Nickel et Cadmium.....	87
III.2.12.3. Comportement de Molybdène, uranium et vanadium	87
III.2.12.4. Comportement de Cobalt et plomb	87
III.2.12.5. Comportement de Fer et manganèse	88
III.2.13. Comportement des éléments traces et majeurs caractérisant un milieu dominé par des apports continentaux.....	91
III.2.13.1. Comportement de Baryum (Ba)	91
III.2.13.2. Comportement de Cuivre, Zinc, Nickel et Cadmium (Cu, Zn, Ni et Cd).....	92
III.2.13.3. Comportement de Molybdène, Uranium et Vanadium (Mo, U et V).....	92
III.2.13.4. Comportement de Cobalt et Plomb (Co et Pb).....	92
III.2.13.5. Comportement de Fer et Manganèse (Fe et Mn).....	93
III.3. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU CARBONE (¹³ C) ET L'OXYGÈNE (¹⁸ O)	95
III.3.1. Variations des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène.....	95
III.3.1.1. Rapports isotopiques du carbone.....	95
III.3.1.2. Rapports isotopiques de l'oxygène.....	96
III.3.2. Variation verticale des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène	96
III.4. ÉTUDE STRUCTURALE DE LA FORMATION CARBONATÉE DE OMBELLA- M'POKO	98
III.4.1. Tectonique cassante	98
III.4.2. Tectonique souple.....	98
III.4.3. Structures planaires	98
III.4.4. Structures plicatives	98
CHAPITRE IV: INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION	102
IV.1. DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES	103
IV.1.1. Paléoenvironnement à partir de la caractérisation sédimentologique	103
IV.1.1.1. Unité de Ndimba	103
IV.1.1.2. Unité de Bobassa.....	105
IV.2. DONNÉES GÉOCHIMIQUES SUR ROCHE TOTALE ET ISOTOPIQUES	107
IV.2.1. Variabilité du comportement des éléments majeurs et traces	107

IV.2.2. <i>Altérations chimiques et isotopiques</i>	110
IV.2.3. <i>Paléoenvironnement à partir de la caractérisation géochimique</i>	111
IV.3. CORRÉLATION RÉGIONALE	114
IV.3.1. <i>Corrélation des carbonates de RCA avec ceux de RDC, du Gabon et du Congo</i>	114
IV.3.2. <i>Corrélation des carbonates de RCA avec ceux du Cameroun</i>	115
IV.4. PROPOSITION DE LA MISE EN PLACE DE LA FORMATION DE OMBELLA M'POKO	117
IV.5. L'ÂGE PROBABLE DE LA MISE EN PLACE DE LA FORMATION DE OMBELLA M'POKO	118
IV.6. IMPORTANCE ECONOMIQUE DE LA FORMATION CARBONATEES DE OMBELLA-M'POKO	122
IV.6.1. <i>Intérêt de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko</i>	122
IV.6.2. <i>Valorisation industrielle de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko</i>	122
IV.6.3. <i>Utilisations des roches carbonatées de Ombella-M'poko</i>	123
IV.6.4. <i>Utilisations des roches carbonatées de Ombella-M'poko comme matériau de fabrication du ciment</i>	124
IV.6.5. <i>Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la fabrication de la chaux</i>	125
IV.6.6. <i>Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la production des amendements agricoles</i>	125
IV.6.7. <i>Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la sidérurgie</i>	126
IV.6.8. <i>La fabrication de fonte</i>	126
IV.6.9. <i>La fabrication d'acier</i>	126
IV.6.10. <i>Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko en génie civile</i>	126
IV.6.10.1. <i>Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko dans la construction</i>	126
IV.6.10.2. <i>Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko dans la réalisation de la voie routière</i>	127
IV.6.10.3. <i>Construction de la cimenterie Nzila</i>	127
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES	130
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	135
PUBLICATION ISSUE DE LA THÈSE	158

LISTE DES ABÉVIATIONS

AJCI:	Agence Japonaise de la Coopération Internationale
BCR:	Bureau Central de Recensement
BIF:	Banded Iron Formation
BMB:	Bangui-M'baïki-Boali
BOB:	Bobassa
BRGM:	Bureau de Recherches géologiques et Minières
Bt:	Biotite
Ca:	Calcite
CAF:	Coopération Afrique-France
Chl:	Chlorite
Do:	Dolomite
DRX:	Diffractogrammes de Rayon X
ENERCA :	Energie Centrafricaine
GPS :	Global Positionning System
HREE:	Heavy Rare Earth Elements (Terres Rares Lourdes)
HUSACA:	Huilerie et Savonnerie de Centrafrique
ICP-AES:	Plasma Inductif Couplé à un Spectromètre d'Emission Atomique
ICP-MS:	Plasma Inductif Couplé à un Spectromètre de Masse
IRGM:	Institut de Recherches Géologiques et Minières
Kfs:	Feldspath alcalin
Ld:	Limite de détection
LOI:	Loss on ignition (Perte au feu)

LPA:	Lumière Polarisée et Analysée
LPGS:	Laboratoire de Pétrologie et Géologie Structurale
LPNA:	Lumière Polarisée Non Analysée
LREE:	Light Rare Earth Elements (Terres Rares Légères)
LTM:	Laboratoire de Traitement des Minerais
MEB:	Microscope Electronique à Balayage
Mic:	Microcline
MIPROMALO:	Mission de Promotion des Matériaux Locaux
MOCAF:	« Brasserie » Motte Cordonnier Afrique
Mus:	Muscovite
NASC:	North American Shale Composite (Composition standard d'un Schiste argileux du Continent Nord-Américain)
NDI:	Ndimba
NNW:	Nord-Nord-Ouest
NW:	Nord-Ouest
O.M.Fm:	Formation de Ombella M'poko
Op:	Oxyde opaque ou Minéraux opaques
ORSTOM:	Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PAAS:	Post Archean average Australian Sedimentary rock ou Post Archean Australian Shale (Roches Sédimentaires Post-Archéennes d'Australie)
PDB:	Pee Dee Belemnite
Ppm:	Partie par million
Qtz:	Quartz
RCA :	République Centrafricaine

RDC:	République Démocratique du Congo
REE:	Rare Earth Element (Terres Rares)
ΣREE:	Summon Rare Earth Elements (Somme des Terres Rares)
SSE:	Sud-Sud-Est
Y:	Yttrium
YPB:	Yangana-Pama-Boda
ZDO:	Zone de Decrochement des Oubanguides

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Synthèse lithologique des séries de Bangui. BMB : Bangui-M'baïki-Boali ; YPB : Yangana-Pama-Boda.....	20
Tableau II : Principales ressources minières de la région de Ombella M'poko	23
Tableau III : Cadre lithostratigraphique du supergroupe Ouest-congolien et transposition en termes d'environnements sédimentaires des grands types de faciès du cycle Schisto-calcaire et des formations continentales associées	36
Tableau IV : Laboratoires et analyses effectuées	46
Tableau V : Synthèse des caractéristiques sédimentaires de la Formation Ombella-M'poko.....	57
Tableau VI : Teneurs en éléments majeurs (en %) dans la Formation de Ombella M'poko.....	64
Tableau VII : Rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène, associés avec les teneurs en CaO et MgO, et les rapports Ca/Mg de la Formation de Ombella M'poko.....	65
Tableau VIII : Teneurs en éléments traces (ppm) dans la Formation de Ombella M'poko.	73
Tableau IX : Teneurs en éléments terres rares (en ppm) dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.	80
Tableau X : Teneurs de quelques éléments traces et majeurs normalisés par Al dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko	89
Tableau XI : Teneurs de quelques éléments traces et majeurs dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko	93
Tableau XII : Compilation des valeurs moyennes des isotopes C et O du groupe de Schisto Calcaire [au: a) Gabon ; (b) République du Congo ; (c) République démocratique du Congo et (d) les carbonates de la formation Ombella-M'poko en République centrafricaine (nouvelles données)]......	115
Tableau XIII : Compilation des valeurs moyennes des isotopes C et O de la Formation carbonatée de Ombella M'poko en République Centrafricaine (nouvelles données) et les dolomies de la Formation de Mintom au Cameroun	117
Tableau XIV : Différents âges des formations carbonatées de Bangui et ses environs	120
Tableau XV : Critères chimiques de sélection des calcaires	125

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de situation géographique de la RCA et localisation de la zone d'étude (a) Position de la RCA en Afrique ; b) Situation de la RCA ; c) Localisation de la zone d'étude.....	6
Figure 2: Carte climatique de la RCA	8
Figure 3: Réseau hydrographique de la région de l'Ombelle M'poko	9
Figure 4 : Schéma montrant le front tectonique Panafricain en RCA.....	14
Figure 5: Schéma montrant l'accident de Bozoum-Ndélé à travers le massif de Yadé	15
Figure 6 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude.....	20
Figure 7 : Carte géologique de la RCA	23
Figure 8 : Corrélations chimio-stratigraphiques et datations radiométriques de la Formation Doushantuo et de la Formation Maieberg contemporaine de la glaciation marinoenne.....	29
Figure 9 : Evolution climatique et géodynamique au Néoprotérozoïque.....	31
Figure 10 : Distribution des dépôts glaciaires Néoprotérozoïque et paléolatitudes de dépôts.	33
Figure 11 : Dispositif des matériels de réalisation des lames minces	45
Figure 12 : Schéma illustrant le diffractomètre et la réflexion des rayons X.	48
Figure 13: Log stratigraphique de la Formation de Ombella M'poko.	55
Figure 14: Observation macroscopique de l'Unité de Ndimba.....	56
Figure 15: Observation macroscopique de l'Unité de Bobassa.....	56
Figure 16 : Observation microscopique de l'Unité de Ndimba.....	59
Figure 17: Observation microscopique de l'Unité de Bobassa.	60
Figure 18 : Diffractogrammes de Rayons X de l'Unité de Ndimba.....	61
Figure 19: Diffractogrammes de Rayons X de l'Unité de Bobassa	62
Figure 20: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO ₂) dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	66
Figure 21: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko..	67
Figure 22: Diagrammes binaires entre les éléments majeurs dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	69
Figure 23: Diagrammes binaires entre les éléments majeurs et traces dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	70
Figure 24: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de Al ₂ O ₃ dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	74

Figure 25: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de Al_2O_3 dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	75
Figure 26: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	77
Figure 27: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko.	78
Figure 28: Diagramme de corrélation de rapport Ni / Co pour identifier des conditions de dépôt de la Formation carbonatée de Ombella M'poko.	79
Figure 29: Spectres de terres rares de la Formation carbonatée de Ombella M'poko	82
Figure 30: Diagramme binaire de Y/Ho-Ce/Ce*	83
Figure 31: Diagrammes binaires Zr-Al et Th-Al montrant une corrélation positive dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.....	85
Figure 32: Diagrammes binaires Zr- Σ REE et Y/Ho-Zr montrant respectivement une corrélation positive et négative dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.	85
Figure 33: Graphiques montrant des teneurs en Ba, Cu, Zn, Ni, U, V et Mo normalisées par Al en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.	90
Figure 34: Graphiques montrant des teneurs en Co, Pb, Fe et Mn normalisées par Al en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko....	91
Figure 35: Graphiques montrant des teneurs en Ba, Cu, Zn, Ni, U, V et Mo, en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.	94
Figure 36: Graphiques montrant des teneurs en Co, Pb, Fe et Mn, en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.....	95
Figure 37: Variations des rapports isotopiques de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ le long de la Formation carbonatée de Ombella M'poko	97
Figure 38: présente les types de déformation observés dans la Formation carbonatée de Ombella-M'poko	100
Figure 39 : Représentation croisée de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ montrant la disposition paléoenvironnementale des gisements de carbonate de la Formation Ombella-M'poko	113
Figure 40 : Schéma montrant la mise en place des carbonates de la formation Ombella-M'poko.....	121
Figure 41: Schéma montrant le modèle de dépôt des carbonates de la formation Ombella-M'poko.....	121
Figure 42 : Vue paromaniq ue de la cimenterie de Nzila.....	128
Figure 43 : Le site de la cimenterie de Nzila vandalisé.....	129

RÉSUMÉ

Les études sédimentologiques, géochimiques et isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées pour caractériser les environnements de dépôt des carbonates des unités de Bobassa et Ndimba de la Formation Ombella-M'poko (640-565 Ma), République centrafricaine. Les faciès carbonatés sont principalement composés de calcite, dolomite et quartz avec quelques minéraux accessoires tels que les minéraux opaques, la muscovite et la pyrite. Les rapports Ca / Mg montrent que les carbonates de Bobassa sont des calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés, tandis que ceux de Ndimba correspondent à des calcaires fortement dolomitiques, faiblement métamorphisés et à cipolins. L'unité de Bobassa a enregistré une évolution sédimentaire dans un environnement fluvial aux environnements péritidal dans une éventuelle plateforme tectoniquement active, comme en témoignent les changements de lithologie et structures d'affaissement. L'unité de Ndimba a été déposée dans un environnement fluvio-lacustre influencée par les courants d'eaux dans des conditions sèches. La géochimie a révélé que les unités de Bobassa et de Ndimba ont enregistré des conditions redox variables d'anoxique à oxiq. Les distributions REE + Y normalisées par le PAAS indiquent que les deux unités étaient légèrement altérées par les eaux douces et les matières détritiques dans les environnements réduits et acides. Le $\delta^{18}\text{O}$ (-9,31‰) le plus bas et les valeurs les plus élevées de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,34 ‰) suggèrent des eaux de surface chaudes et une colonne d'eau plus profonde respectivement. L'isotope du carbone de profils des unités de Bobassa et de Ndimba montrent des valeurs variant entre -0,89 et -0,34 ‰ qui ne sont pas stratigraphiquement corrélable avec le cap carbonates $\delta^{13}\text{C}$ aux profils déposés dans la suite de la glaciation marinoenne, mais plutôt sont corrélés à la partie moyenne à supérieure du Groupe Schisto-Calcaire au Gabon et en République du Congo et au Sous-Groupe Lukala équivalent temps en République Démocratique du Congo (RDC).

Mots clés : *Sédimentologie, géochimie isotopique, Paléoenvironnement, plateforme carbonatée protérozoïque, Ombella M'poko, RCA.*

ABSTRACT

Sedimentology studies, geochemistry, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes have been used to characterize the well-preserved carbonate depositional environments of the Bobassa and Ndimba unit in the 640-565 Ma Umbella-M'poko Formation, Central African Republic. The carbonate facies are mainly composed of calcite, dolomite and quartz with some accessory minerals (opaque minerals, muscovite and pyrite). The Ca/Mg ratios show that the Bobassa carbonates are slightly metamorphosed dolomitic limestones, while those of Ndimba correspond to slightly metamorphosed highly dolomitic limestones and cipolins. The Bobassa unit recorded a depositional evolution from fluvial to peritidal environments in a possible tectonically active platform as evidenced by changes of lithology and slump structures. The Ndimba was deposited in a tidal-influenced fluvio-lacustrine environment under dry conditions. Geochemistry revealed that the Bobassa and Ndimba units recorded variable redox conditions from anoxic to oxic. The PAAS-normalized REE + Y distributions indicate that the both units were slightly altered by freshwaters and detrital materials in reduced and acidic environments. The lowest $\delta^{18}\text{O}$ (-9,31‰) and highest $\delta^{13}\text{C}$ (-0,34‰) values suggest warm surface waters and deeper water column respectively. The carbon isotope profiles of Bobassa and Ndimba units show values varying between -0.89 and -0.34‰ that are not stratigraphic coeval with the cap carbonates $\delta^{13}\text{C}$ profiles deposited in the aftermath Marinoan Glaciation, but rather are correlated to the middle to upper part of the Schisto-Calcaire Group in Gabon and Republic of Congo and the time-equivalent Lukala Subgroup in Democratic Republic of Congo (DRC).

Keywords: *Sedimentology, geochemistry isotopic, Paleoenvironment, proterozoic carbonate plateforms, Umbella-M'poko, CAR*

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les plates-formes carbonatées du Précambrien ont été largement décrites sur les continents et sont couramment utilisées pour la reconstruction des paléoenvironnements en Afrique centrale (Delpomdor et al., 2013 ; Préat et al., 2018). Ces formations carbonatées représentent 20 % des roches sédimentaires existantes sur le globe terrestre et couvrent de vastes surfaces sur les continents. Elles sont des archives géologiques qui permettent la reconstitution des paléoenvironnements (Maanan, 2003 ; Da-Silva, 2004). En République centrafricaine (RCA), l'un des dépôts carbonatés les plus intrigants est la Formation de Ombella-M'Poko, qui a été déposée dans un sous-bassin graben à structure tectonique (Lavreau, 1982 ; Poidevin et Pin, 1986) (Fig. 1). Cette formation, d'une épaisseur de 13 m à l'affleurement, est principalement constituée de roches carbonatées légèrement métamorphisées, délimitées par des sédiments fluvioglaciaires à la base, et silicoclastiques au sommet (Alvarez, 1995 ; Poidevin, 1996, 2007).

Les formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique (Bobassa-Ndimba), objets de cette étude, situées au Sud de Bangui, ont fait l'objet de plusieurs études basées essentiellement sur leur potentiel économique et description sommaire (Pouit, 1955 ; Boulvert, 1983b ; Alvarez, 1995 et Ouabego, 2013). Mais, elles n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée du point de vue sédimentologique et paléoenvironnemental.

La mise en place de ces dépôts carbonatés est liée à l'existence d'un long fossé dit aulacogène de la Sangha tectoniquement actif entre 950-700 Ma (Alvarez, 1992 Poidevin, 1996, 2007). Ce faciès fluvio-glaciaire (Alvarez, 1995 ; 1997, 1999) est surmonté par une couche de carbonates dans ce secteur sud de la zone d'étude. Ce modèle de disposition de faciès peut s'interpréter comme un segment de rampe carbonatée (Alvarez, 1995 ; 1997, 1999, 2000).

Les faciès carbonatés de Bobassa-Ndimba peuvent être rapportés à des dépôts fluviolacustres, peu profond (Alvarez, 1991 ; 1997) dont les formations traduisent des périodes d'émersion d'où la présence des argilites brunes ou orangées et de dépôts lenticulaires conglomératiques (Ouabego, 2013). L'ensemble de ces dépôts de rampes carbonatées sont recouverts en discordance par les grès néoprotérozoïque terminal de Bimbo. La période de distension de ces petits bassins en Afrique Centrale est datée par la mise en place de filons de dolérite (Dianzenza N'Défi, 1983 in Alvarez, 1992) entre 950 à 700 Ma. Elles sont comme un ensemble de rampes carbonatées dirigées vers l'aulacogène du Bas-Congo et de Bobassa-Ndimba (Alvarez, 1995) et qui correspondent à une phase régressive tecto-eustatique ayant précédé la phase paroxysmale de l'orogénèse panafricaine (Moloto, 2002).

La Formation de Ombella M'poko montre des similitudes avec la Formation Schisto-Calcaire de la République Démocratique du Congo (RDC) (Alvarez, 2000), qui ont été déposées directement après l'événement de la glaciation Marinoenne 635-615 Ma (Alvarez,

1992 Poidevin, 1996, 2007). La sédimentation a enregistré une transgression eustatique globale à travers le Bassin de Ubangui en RCA (Alvarez, 1992).

Les études sédimentologique, géochimique et paléoenvironnementales sur la Formation de Ombella M'poko sont sommairement existantes.

Les données isotopiques donneront des informations sur la genèse de dépôts carbonatés du Précambrien qui pourraient être préservées dans les signatures géochimiques et diagénétiques de ces roches (Préat et al., 2011). L'altération diagénétique affecte la conservation des compositions isotopiques originales de carbone et d'oxygène. Les analyses des faciès et la géochimie des isotopes stables sont utiles pour interpréter les environnements passés (Nédélec et al., 2007 ; Shields et al., 2007) à travers les conditions de dépôt primaires et leur modification au cours de la diagenèse précoce et de l'enfouissement.

Les données géochimiques, des éléments des terres rares et Yttrium (Y) sont utilisés pour discriminer diverses sources d'intrants comme marins, continentaux et hydrothermaux (Bolhar et Van Kranendonk, 2007 ; Delpomdor et al., 2013).

Les résultats des analyses sédimentologiques, géochimiques et isotopiques des isotopes stables C et O permettront de discuter les conditions de la sédimentation de dépôt et le paléoenvironnement de la Formation de Ombella M'poko dans le sous-bassin Ombella-M'Poko, une partie du bassin de Bangui.

L'objectif principal de cette thèse est de reconstituer l'origine, le contexte de sédimentation et le paléoenvironnemental de dépôt des formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique (Bobassa-Ndimba) afin de les corréliser avec d'autres dépôts carbonatés de l'Afrique Centrale.

Les objectifs spécifiques consistent à :

- reconstituer la lithostratigraphie à partir des données de terrain;
- caractériser l'environnement de dépôt de ces faciès carbonatés à partir d'une étude sédimentologique basée sur les études pétrographique, des structures sédimentaires et minéralogique permettant de reconstituer les conditions de dépôts et de déterminer les différents phénomènes diagénétiques ayant affectées les formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique (Bobassa-Ndimba) ;
- caractériser les environnements de dépôt de la Formation de Ombella M'poko en déterminant si les dépôts sédimentaires sont représentatifs des eaux marines (marin profond, plate-forme, rampe, lagunaire), ou d'eau douce (lacustre, lacustre avec des intrusions d'eau marine) et ou encore fluviale ;
- déterminer à partir d'une étude géochimique des teneurs en éléments majeurs, traces et les terres rares de la Formations de Ombella M'poko qui s'avèrent indispensable pour

mieux déceler les anomalies géochimiques caractérisant les formations du secteur d'étude, et celles des terres rares permettent de vérifier si le signal géochimique initial a été conservé, altéré ou contaminé par une source étrangère.

La structure du travail comporte quatre chapitres, précédés et clôturés respectivement par une introduction et une conclusion générales :

- le chapitre 1 porte sur les généralités qui traitent les contextes géographique, géologique et l'aperçu paléogéographique au Néoprotérozoïque ;
- le chapitre 2 est consacré à la description des différentes techniques utilisées et d'acquisition des données sur le terrain et en laboratoire ;
- le chapitre 3 présente les principaux résultats de terrain et de laboratoire ;
- le chapitre 4 est consacré à l'interprétation et discussions des différents résultats obtenus.

CHAPITRE I: GÉNÉRALITÉS

I.1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE

I.1.1. Situation de la région de l'Ombella M'poko

Ombella M'poko est l'une des seize préfectures de la République Centrafricaine située entre 3°52' et 5°43' de latitude Nord, et entre 16°27' et 19°10' de longitude Est (Fig. 1).

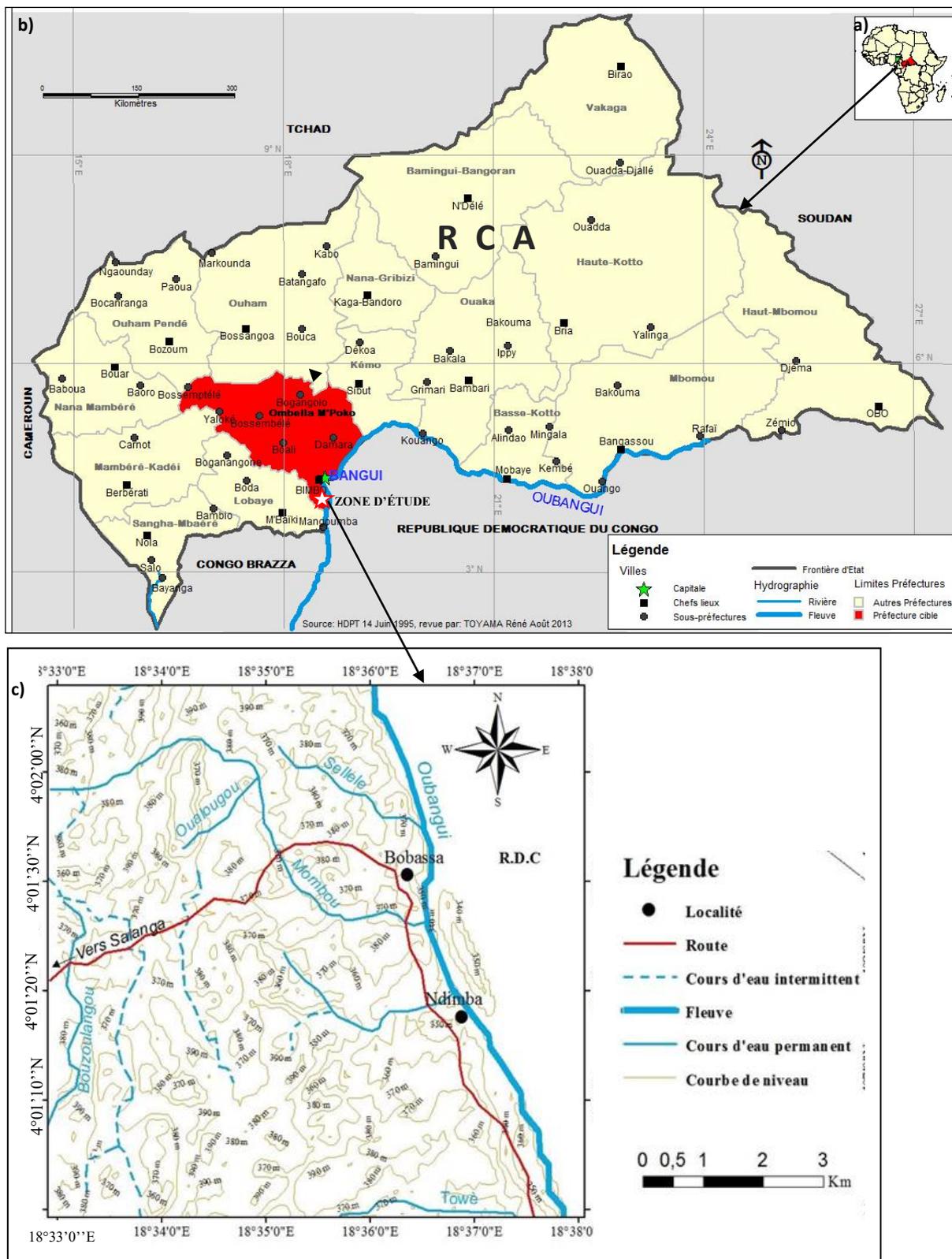


Figure 1 : Cartes de situation géographique de la RCA et localisation de la zone d'étude (a)Position de la RCA en Afrique ; b) Situation de la RCA ; c) Localisation de la zone d'étude

I.1.2. Localisation de la zone d'étude

Bobassa et Ndimba, zones de la présente étude se situent dans la Sous-Préfecture de Bimbo, Chef-lieu de la Préfecture de l'Ombella M'poko. Le secteur d'étude est compris entre 4°06' et 4°11' de latitudes Nord et entre 18°32' et 18°36' de longitudes Est (Fig. 2).

I.1.3. Relief

La région de l'Ombella M'poko est caractérisée par la plaine, le plateau et la colline.

La plaine oubanguienne au Sud a un cuirassement généralisé dont l'altitude varie entre 350 à 400 m.

Le plateau a une surface recouverte d'argile latéritique et est entaillé par des petites vallées dont l'altitude varie de 350 à 500 m.

La colline a une altitude qui varie entre 500 à 700 m.

I.1.4. Climat

La République Centrafricaine comprend 02 régimes climatiques. Un régime subéquatorial (au Sud) et un régime tropical sur tout le reste du territoire. Le régime subéquatorial est de type Guinéen-forestier tandis que le régime tropical est subdivisé en 04 types notamment les types Soudano-guinéen, Soudano-oubanguien, Soudano-sahélien et Sahélo-sahélien (Quantin, 1965) (Fig. 2). La zone d'étude appartient au régime subéquatorial de type Guinéen-forestier. Il se caractérise par :

- une pluviométrie moyenne annuelle de 1 500 à 1 600mm ;
- une température moyenne annuelle de 25°C ;
- une humidité relative moyenne comprise entre 77 et 80% ;
- une saison sèche moyenne de 2 à 3 mois.

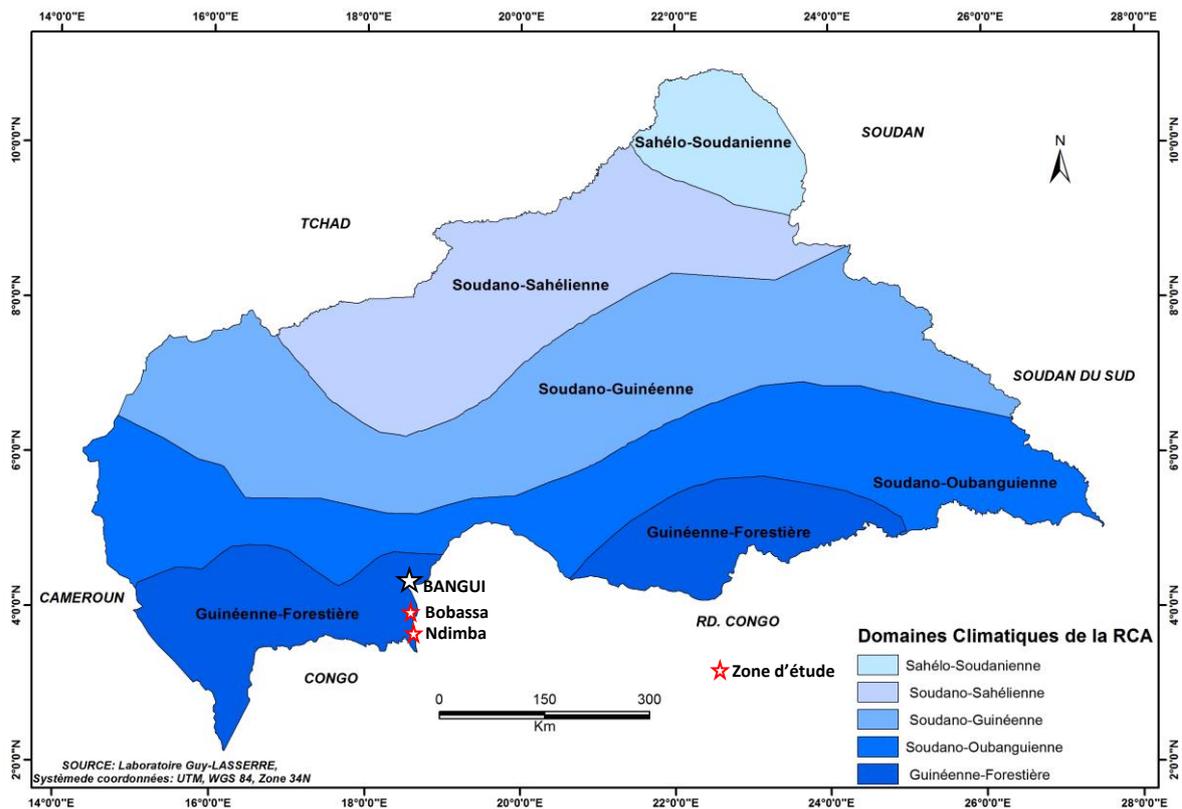


Figure 2: Carte climatique de la RCA (modifiée, d'après Boulvert, 1986)

I.1.5. Hydrographie

La République Centrafricaine possède un réseau dense de cours d'eau sur toute l'étendue de son territoire. Ceci est à relier à l'abondance relative de la pluviométrie et à la nature des terrains. Les tracés hydrographiques sont essentiellement contrôlés par des failles profondes et visibles sur les formations précambriennes du complexe de base ainsi que sur les formations de couverture Protérozoïques (Djebebe, 2014).

L'hydrographie de la région de l'Ombelle M'poko est constituée des rivières comme l'Ombella, la M'poko, la Mbali, la Pama, la Yangana et des marigots qui se jettent dans l'Oubangui (Fig.3).

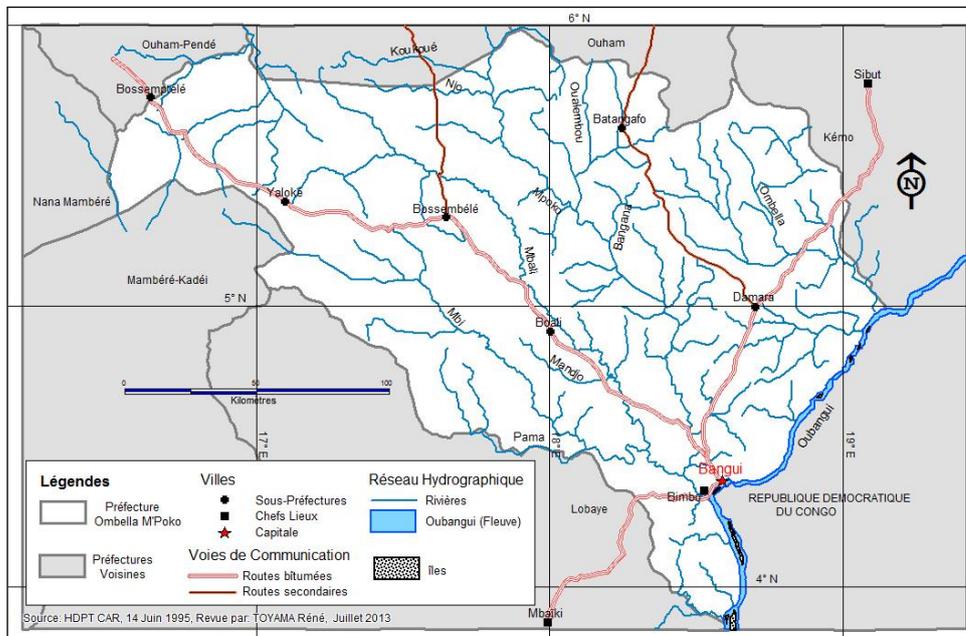


Figure 3 : Réseau hydrographique de la région de l'Ombelle M'poko

I.1.6. Sols

La région est dominée par la présence des sols ferralitiques. Ces sols sont composés de l'association de fer et d'alumine libre. Aussi, ils sont souvent dénaturés par un fort lessivage, et les éléments sont emportés, soit en profondeur, soit par ruissellement à cause de l'abondance d'oxyde de fer.

Les sols hydromorphes dont les caractères sont dus en grande partie à la présence temporaire ou permanente de l'eau, se rencontrent le long des cours d'eau.

Les sols ferrugineux sont rencontrés localement et présentent des fortes indurations appelées carapaces latéritiques (Boulvert, 1976).

I.1.7. Flore

La végétation est composée de plusieurs types de formations naturelles. Les écosystèmes qui dominent la région sont la forêt dense, la forêt anthropique et les savanes boisées.

La forêt dense humide est localisée essentiellement dans la partie sud de la région. Elle est caractérisée par les essences telles que le Sapeli, le Limba, l'Ayous, et certaines espèces anthropiques notamment le Mépépé et les fromages.

Les forêts anthropiques sont celles qui ont subi l'influence ou la pression humaine en particulier les activités agricoles, la tracée des chemins en pleine forêt, et la coupe du bois de chauffage. Elles sont localisées surtout dans les zones périphériques de Bangui.

Les savanes boisées occupent quant à elles toute la partie Nord, Est et Ouest de la région de l'Ombelle M'poko. Toutefois, tout au long des cours d'eau longent d'importantes galeries forestières (Boulvert, 1996 a et b).

I.1.8. Faune

La bonne relation climat-végétation caractérise le type de faune. Elle permet la coexistence des espèces herbivores et carnivores qui y trouvent une abondante source d'alimentation. On y trouve des groupes suivants :

- les mammifères représentés par les gazelles, les antilopes, les phacochères, les hippopotames, les buffles sauvages, les rats palmistes, les écureuils, les hérissons, les éléphants. Les lions, les panthères et les chacals sont rares ;
- les oiseaux tels que les pintades, les tourterelles, les outardes, les cigognes, les manges-mil, les aigles-pêcheurs et les galagos (Galago mignon) ;
- les reptiles tels que les vipères, les serpents (mamba, python), mais également des crocodiles et quelques tortues et varans ;
- les poissons tels que le Tilapia, les silures, les protoptères, les capitaines;
- les insectes comme les chenilles et les criquets (Boulvert, 1986 c).

I.1.9. Population

D'après le Bureau Central de Recensement (BCR), le dernier recensement de 2016 pour les élections présidentielles et législatives, la population de l'Ombelle M'poko était estimée à 448 465 habitants.

Elle est composée de Ngbaka-Manza, de Manza, de Ali, de Gbanou, de Banda, de Ngbaka, de Issongo, et de pygmées (autochtones).

Les Sango, les Yakoma, les Nzakara, les Zandé, les Sara, les Runga, les Gula et les peuhls y sont recensement implantés dans la région.

I.1.10. Activités économiques

La population s'intéresse à la culture vivrière (manioc, arachide, banane plantain, etc.) qui est développée dans le but de promouvoir et ravitailler la population de la ville de Bangui.

La culture de café et de bois est pratiquée au Sud de la région.

L'activité minière est essentiellement consacrée à l'exploitation alluvionnaire d'or et de diamant.

L'élevage et le commerce sont pratiqués par les peuhls et quelque peu par la population autochtone de la région.

Les industries de la région sont : la brasserie MOCAF, l'huilerie HUSACA (produit l'huile et le savon).

L'exploitation des chutes de Mbali par la centrale hydroélectrique de Boali a permis à la société ENERCA (Energie Centrafricaine) d'alimenter la ville de Boali, de Bangui et ses environs.

I.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE AU NEOPROTEROZOIQUE DANS LE MONDE

La République Centrafricaine est située à la bordure septentrionale du craton du Congo qui appartient à la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale et est mal connue (Danguene, 2012). Pour la compréhension des différentes structures géologiques, nous rappellerons la ceinture orogénique d'Afrique Centrale, en particulier la chaîne panafricaine Nord Equatoriale, les travaux antérieurs sur les formations carbonatées de Centrafrique et présenterons la géologie du secteur ainsi que son évolution paléogéographique au Néoprotérozoïque.

I.2.1. Aperçu géologique

Les travaux sur l'étude géologique de la RCA sont disparates, et peu avancés. Deux périodes caractérisent ces travaux : périodes avant et après les indépendances (1960). Les premières cartes géologiques, dites cartes de reconnaissance à l'échelle de 1/500 000, datent de 1949 à 1961 (Gérard et Gérard, 1953a et b; Bessoles et al., 1980 ; Mestraud, 1964). Cette cartographie était associée à la prospection alluvionnaire en vue de mettre en évidence des potentialités métallogéniques.

La synthèse des travaux débute avec Mestraud (1964). Ce dernier présente une description purement lithologique qui permet de distinguer deux ensembles (un socle précambrien et une couverture post-précambrienne). Cette géologie simplifiée commence à prendre forme avec les auteurs tels que Poidevin (1981 et al., 1983, 1986 et 1991, 1996, 2007), Cornacchia et Georgi, 1983, Cornacchia et Dars, 1983 ; Cornacchia et al, 1986 ; Alvarez, 1995 ; 1997, 1999 ; Rolin, 1991, 1992, 1995, 1998). Par contre, les résultats des travaux de ces auteurs se contredisent sur la lithologie des formations Protérozoïques à cause du problème d'âges (Ouabego, 2013).

La République Centrafricaine est constituée d'un socle granito-gneissique d'âge archéen (2,5 Ga) et d'une couverture métasédimentaire d'âge Protérozoïque. L'ensemble est recouvert dans sa partie Nord par une nappe métamorphique charriée vers le Sud au cours de

l'orogénèse Panafricaine Nord Equatoriale vers 620 Ma (Nédelec et al. 1986 ; Pin et Poidevin, 1986 ; Nzenti et al 1988 ; Toteu et al 1987).

Dans la partie Sud Ouest, les formations sont dominées par deux séries schisto-quartzitiques : la série plissée de Yangana- Pama-Boda (YPB) et la série de Bangui-Mbaïki-Boda (BMB) peu métamorphisée et faiblement plissée constituée de quartzites, de grès-quartzites, de schistes et de conglomérats. Le socle ancien constitué de formations précambriennes qui a été affecté par de différentes orogénèses. La plus récente, l'orogénèse Panafricaine tend à effacer les éléments de l'histoire antérieure.

1.2.1.1. Ceinture orogénique d'Afrique Centrale

La chaîne Panafricaine en Afrique Centrale, au Nord du craton du Congo (Fig. 4), est aussi appelée chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983), chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Nzenti et al., 1988) ou Ceinture Orogénique d'Afrique Centrale (Bessoles et Trompette, 1980 ; Isseini, 2011). Cette chaîne présente, sur la bordure Nord du craton du Congo, les caractéristiques d'une chaîne de collision (Toteu et al., 2004), avec des nappes externes d'extension régionale, un métamorphisme granulitique de haute pression, une migmatisation intense, des décrochements à l'échelle régionale et la présence de dépôts molassiques. Nous essayerons de résumer ci-dessous les caractéristiques de cette chaîne issues des travaux antérieurs réalisés dans les différents secteurs de la République Centrafricaine.

1.2.1.1.1. Chaîne Panafricaine en République Centrafricaine

Les manifestations de l'orogénèse Panafricaine sont regroupées en trois types dans sa partie centrafricaine, au Nord du craton du Congo (Poidevin et al., 1981; Lavreau, 1982; Poidevin, 1985; Cornacchia et Giorgi, 1986; Poidevin et Pin, 1986; Pin et Poidevin, 1987; Lavreau et al., 1990) :

- La partie sud, qui comprend le craton du Congo et ses bordures, est constituée d'un socle Archéen et Paléoprotérozoïque surmonté de séquences sédimentaires non métamorphiques d'âge Néoprotérozoïque. Ce socle comprend un complexe métamorphique basique de haut grade (amphibolites, pyroxénites et amphibolopyroxénites de Mbomou) dans lequel le métamorphisme a été daté à 2900 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Lavreau, 1982);

i) des séries charnockitiques et gneissiques interprétées en partie comme des témoins d'une zone de collision pré-panafricaine réactivée lors de l'orogénèse panafricaine. Cornacchia et al. (1989) considèrent une partie de ces séries amphibolitiques (région de la

Yadji et de la Pama) comme les témoins d'une zone de collision entre le craton du Congo au Sud et le socle de Bogoïn-Boali au Nord;

ii) des ceintures de roches vertes (komatiites, basaltes tholéïtiques, andésites, itabirites, grauwackes et tufs rhyodacitiques) associées à divers granitoïdes d'âge Archéen (Poidevin et al., 1981; Cornacchia et Giorgi, 1986) formant des ensembles allongés NNW-SSE (ceintures de Dekoa et des Bandas), probablement constitués entre 3 et 2,5 Ga (Lavreau et al., 1990) ;

iii) des séries métamorphiques représentées par une unité inférieure (quartzite, micaschistes à grenat, orthogneiss, amphibolite) souvent migmatitique et une unité supérieure (quartzite, chloritoschiste) recoupées par des granitoïdes éburnéens datés à 2,1 Ga par la méthode U-Pb Concordia (Poidevin et Pin, 1986). Une évolution monocyclique a été suggérée pour ces séries (Lavreau et al., 1990).

- La partie centrale correspond à un ensemble complexe comprenant des roches (gneiss, migmatites, metabasites, métasédiments et granites) d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur constituant un socle ancien sur lequel sont charriées des nappes de granulites et gneiss panafricains (Lavreau et al., 1990 ; Poidevin, 1985). Cette unité est séparée des granulites et des gneiss du Protérozoïque supérieur par un cisaillement ductile Est-ouest dont la vergence Sud à Sud-ouest (Rolin, 1992) n'est pas clairement établie ; elle correspond peut être au front tectonique panafricain (Danguene, 2012) (Fig. 4).
- Au Nord et au Nord-est de la République Centrafricaine, on rencontre essentiellement des granites d'âge Néoprotérozoïque associés à des orthogneiss et migmatites, ainsi que des granulites et charnockites panafricaines datées à 833 ± 66 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (Pin et Poidevin, 1987). Les décrochements Panafricains tardifs qui limitent au sud cette partie sont réactivés en failles normales au Crétacé moyen (Poidevin, 1985). Le décrochement dextre de faille N70° au Nord de Centrafrique appelée zone de décrochement des Oubanguides (ZDO) (Rolin, 1995) ou décrochement Bozoum-Ndélé (Cornacchia et Dars, 1983), constitue la bordure sud du fossé créacé de Doba-Birao (Fig. 4).

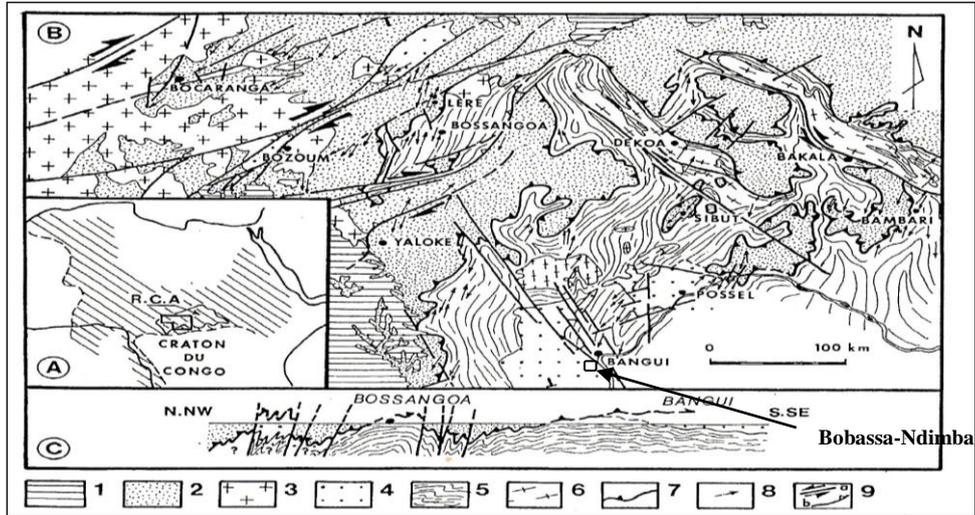


Figure 4: Schéma montrant le front tectonique Panafricain en RCA (Rolin, 1992).

A : Schéma situant la RCA à la bordure septentrionale du craton du Congo.

B : Schéma de la chaîne panafricaine des Oubanguides, (Rolin, 1995).

C : Schéma présentant une coupe géologique N.NW-S.SE de régions de Bossangoa et Bangui.

1- Couverture Cénozoïque ; 2- Nappe des Gbayas ; 3- Granites orientés ou non ; 4- Couverture d'âge protérozoïque supérieur ; 5- Formations micaschisto-quartzitiques du socle ancien ; 6- Granites du protérozoïque inférieur ou archéen ; 7- Chevauchement de Léré-Sibut ; 8- Linéations minérales et stries, avec leur direction de prolongement ; 9- (a) Décrochements, (b) Chevauchements.

1.2.1.1.2. Accident de Bozoum-Ndélé

La République Centrafricaine est traversée au Nord par un linéament sensiblement parallèle à la frontière Centrafricano-Tchadienne qu'on observe du Cameroun au Soudan. L'étude des structures cassantes qui parcourent le massif de Yadé (Cornacchia, 1980) montre des mylonites qui soulignent un réseau de failles conjuguées orientées NE, SW et N-NW, S-SE (Danguene, 2012). Ces structures cassantes recoupent et déforment un système serré de fractures N120°E. Le réseau complexe de failles et de fractures apparaît de façon diffuse au Nord de Bouar, s'oriente dans la direction Est-Ouest jusqu'au voisinage de Bozoum et oblique au delà vers le NE en direction de Kouki. Il disparaît plus à l'Est sous la formation sédimentaire de la région de Bossangoa avant de réapparaître dans la région de Ndélé ; il longe la limite septentrionale de la formation sédimentaire de Mouka-Ouadda dont il affecte localement la bordure (Danguene, 2012). Il se résout enfin au Nord de Ouadda-Djallé, en un certain nombre de failles secondaires Est-Ouest qui se prolongent au Soudan (Fig.5).

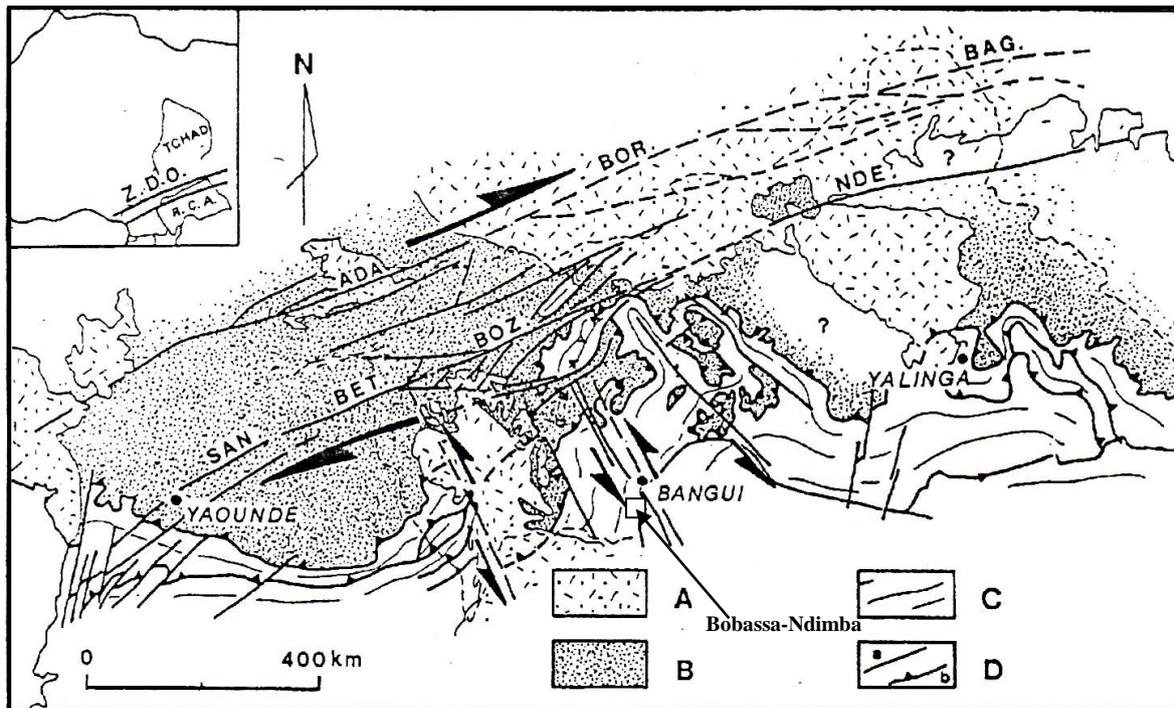


Figure 5 : Schéma montrant l'accident de Bozoum-Ndélé à travers le massif de Yadé (Cornacchia et Dars, 1983 ; Rolin, 1998).

A : couverture cénozoïque ; B : nappes de Yaoundé, des Gbayas et de Yalinga ; C : craton éburnéen du Congo et sa couverture Protérozoïque ; D : failles majeures : a) décrochements (ADA = Adamaoua, BOR = Borogop, BAG = Bagarral, SAN= Sanaga, BET= Bétaré-Oya, BOZ = Bozoum et NDE = Ndélé) en pointillés les décrochements sous couverture, b) chevauchements.

La partie Nord de la région de l'Ombella M'poko est découpée par un réseau de décrochements dextres (Cornacchia et Dars, 1983; Rolin, 1995) N70° et N40° (fig. 6) qui s'intègrent dans une vaste zone de dislocation tardi-panafricaine d'échelle continentale (Cornacchia et Dars, 1983; Black et Liégeois 1983; Rolin, 1995, Danguene, 2012). Nous observons le prolongement de l'accident centrafricain jusqu'au Soudan. Les accidents centrafricains sont les éléments d'un ensemble de structures cassantes, traversant le continent africain d'Ouest en Est, du Golfe du Guinée au Golfe d'Aden.

1.2.1.2. Travaux antérieurs sur les formations carbonatées

Les travaux entrepris par plusieurs géologues ont permis d'identifier et de mettre en évidence plusieurs formations carbonatées en République Centrafricaine. A savoir : Gérard (1948), lors des tous premiers levés sur la coupure Bangui-Ouest, soulignait la présence de calcschistes de complexe de base aux chutes Bombélé dans la rivière Yangana à 25 km environ, au Nord de Bangui.

Wacrenier (1955) a signalé une autre formation carbonatée à Bobassa à 26 km en aval de Bangui sur l'Oubangui.

Pouit (1955) a mené une étude de reconnaissance sur la Formation carbonatée de Bobassa et a connu un échec à cause de l'importance des couches latéritiques.

Boujut (1958) a prélevé un échantillon de roche carbonatée lors d'un sondage à 5 km au Sud-ouest de Bangui pour une étude géologique.

Mestraud (1957) reconnaissait des niveaux carbonatés dans le lit de la rivière Chinko à 120 km environ au Nord de Rafai.

Bouleau (1961), prospecteur de l'IRGM, a été chargé de rechercher les affleurements de roches carbonatées en amont de Fort-Possel (actuel Possel). A l'issue de sa mission, il apparaît que ces formations sont fortement latéritisées et une campagne de petits sondages s'avère indispensable.

En 1962, le BRGM a effectué des études par des sondages mécaniques légers s'arrêtant au toit du calcaire de Bobassa, tandis que l'ORSTOM a réalisé une étude géophysique électrique sur le gisement de Bobassa.

En 1968-1969, après échec des recherches sur le calcaire de Bobassa, de nouvelles campagnes de sondages légers étaient entreprises sous l'égide de la Direction Générale des Mines et de la Géologie et c'est à partir des résultats préliminaires des sondages légers dans la région de Fatima que le projet CAF 11 a été conçu.

Bessoles et Trompette (1980) identifient la lithologie de la série de Fatima dans la banlieue Ouest de Bangui.

Boulvert et Salomon (1988) ont reconnu l'extension réelle des assises carbonatées traduite par la présence des vastes dépressions à morphologie crypto-karstique.

Alvarez (1995) reconnut les principaux affleurements des formations carbonatées relativement proche de Bangui qui sont l'ex-plantation Gallo ou village Dongbé 2 au Nord, secteur Massamba-Possel-Djoukou au Nord-est, bassin de la Lessé et des rivières centrafricaines et du fleuve Oubangui.

Plusieurs études ont été effectuées sur Bobassa par le BRGM, ORSTOM et également le Projet Carbonate de la Faculté des Sciences de l'Université de Bangui, qui ont recensé les formations carbonatées des environs de Bangui.

1.2.1.3. Géologie de la zone d'étude

Le secteur cible de ce travail de recherche se trouve à Bobassa-Ndimba au Sud de Bangui et est compris entre 4°06' et 4°11' de latitude Nord et entre 18°32' et 18°36' de longitude Est.

Suite aux travaux de Poidevin, 1976 et 1991 ; Cornacchia et Giorgi, 1986 ; Alvarez, 1995 ; Rolin, 1998 ; AJCI, 1999, la géologie de la région est constituée des formations Protérozoïques (micaschistes, séricitoschistes, schistes, quartzites, intrusions granitiques, migmatites, calcaire, grès, conglomérat) masquées par des dépôts cénozoïques. L'ensemble est recouvert par une couche latéritique (Doyemet, 2006).

1.2.1.3.1. Données des ensembles géologiques

Elles sont basées en partie sur les données de la revue de la littérature et complétées par les observations de terrain. Il en ressort deux grands ensembles :

- les formations de socle constituées des Formations de Yangana-Pama-Boda, de Bangui-M'baïki-Boali et carbonatées de la région ;
- les formations de couverture regroupant des conglomérats et grès, des schistes argileux et du sable Doyemet (2006).

1.2.1.3.1.1. Série de Yangana-Pama-Boda (YPB)

Elle affleure le long de la rivière Yangana, ainsi qu'au voisinage de son confluent avec la M'poko, au Nord et au Nord-Est de la région de Bangui à Mboko. Cette formation se compose de quartzites sériciteux, de séricitoschistes, de chloritoschistes et de schistes graphiteux (Wacrenier et Wolff, 1964), tandis que Cornacchia et Giorgi (1986) déterminent des schistes et des quartzites. (Mestraud, 1982) identifie que cette formation est métamorphisée et fortement plissée, et constituée par des grès schisteux à chlorite et séricite, à intercalations de quartzite micacé. Tandis que (Alvarez, 2000), décrit la Formation de la Yangana-Pama-Boda à des amandes de calcite blanche qui est traversée par de multiples filons à cristaux de calcite rhomboédrique, au Nord de Bangui.

Poidevin (1991) interprète cet ensemble métapélitique de base, extrêmement tectonisé, mylonitisé et dépourvu de metabasites est recoupé par des granites et migmatites du dôme diapirique de Bogoin-Boali. Il considère la Série de Yangan-Pama-Boda antérieure à 2,1 Ga, donc du Protérozoïque basal ou Archéen terminal alors que Rolin (1998) la place au Protérozoïque inférieur.

Cette série se différencie du complexe de base granito-gneissique composé d'embranchites, d'anatexites, des gneiss à deux micas Moloto (2002).

La Formation de la Yangana-Pama-Boda est recoupée par endroits par des intrusions basiques et acides (granites, granodiorites, diorite et surtout dolérites).

1.2.1.3.1.2. Série de Bangui-M'baïki-Boali (BMB)

Cette série de nature quartzo-pélimitique, repose en discordance majeure sur la Formation de la Yangana-Pama-Boda (Vincent, 1951 in Poidevin, 1991) et correspond à une puissante assise détritique Alvarez (2000). La Formation de Bangui-Mbaïki-Boali est constituée d'une alternance quartzites schistes avec à la base des quartzites. Elle comporte des grès-quartzites, des quartzites, des schistes, des conglomérats à galets de quartzites à muscovite, avec intercalation de lits de schistes talqueux et graphiteux (Doyemet, 2006) et est recoupée par un important complexe doléritique (Van Den Hende, 1968) ou schisto-doléritique (Laplaine, 1971).

Nombreux auteurs (Aderca, 1951 ; Lepersonne, 1974 ; Thibaut, 1983 in Poidevin 1991) interprètent que cette formation de Bangui-Mbaïki-Boali du Protérozoïque moyen serait l'homologue du Liki-Bembien au Congo. Mais comme le Liki-Bembien est surmonté par un conglomérat fluvio-glaciaire (Tillite) daté de 950 Ma, d'autres auteurs (Poidevin, 1976 et 1985 ; Cornacchia et al., 1989 ; Poidevin, 1991) reconsidèrent l'âge de la Formation de Bangui-Mbaïki-Boali, qu'ils la placent au Protérozoïque inférieur (Doyemet, 2006).

1.2.1.3.1.3. Formations carbonatées

Les formations carbonatées sont considérées comme les séries de Fatima-Bobassa-Ndimba reposant en discordance majeure sur les formations antérieures (Poidevin, 1991). Ces séries sont constituées des quartzites conglomératiques, des grès quartzites arkosiques, des quartzites noirs, des cherts et des grès de Bimbo qui dominent largement à la base des formations carbonatées. Elles sont discordantes, et sont chevauchantes dans sa partie Nord par la nappe panafricaine des Gbayas dont le mouvement vers le Sud aurait affecté la succession, en la déformant sur la bordure septentrionale Alvarez (1995). Ces séries sont corrélées avec la Formation Schisto-Calcaire du Super-Groupe Ouest-congolien Denaeyer (1928) datées au Néoprotérozoïque III entre 650 Ma et 630 Ma Alvarez (1995) ou du Cryogénien supérieur dans la dernière échelle chronologique de Knoll et Walter (1992). D'après Boulvert et Salomon (1988), les Formations carbonatées de Centrafrique se manifestent en surface par des dépressions à morphologie karstique. Elles sont interprétées avec les autres formations carbonatées d'Afrique centrale comme un ensemble de rampes carbonatées dirigées vers l'aulacogène du Bas-Congo et de Bobassa-Ndimba Alvarez (1995) et qui correspondent à une phase régressive tecto-eustatique ayant précédé la phase paroxysmale de l'orogénèse panafricaine (Moloto, 2002).

Les formations carbonatées du bassin de Bangui, dont l'âge de mise en place est très controversé (Poidevin, 1985 ; Cornacchia et Giorgi, 1986, Alvarez, 1997), sont également

incluses dans cette même rampe carbonatée. Les unités carbonatées du bassin de Bangui ont la particularité d'être pratiquement indemnes de transformations métamorphiques au Sud et d'être franchement métamorphiques ($T=420+30^{\circ}\text{C}$) au Nord. Poidevin (1996) a effectué des datations Pb-Pb sur les calcaires du bassin de Bangui, les âges obtenus sont respectivement de 1358 ± 250 Ma et de 1228 ± 320 Ma.

1.2.1.3.1.4. Formations de couverture

Elles sont essentiellement de schiste-argileux, de grès et de conglomérat semi consolidés à consolidés, souvent très transformés en argile latéritique brun rougeâtre, sable argileux et gravier argileux sous l'effet d'une forte altération climatique et d'autre part composé d'un limon sablonneux non consolidé gris pâle et épais couche, qui couvre largement la plaine alluviale Doyemet (2006). On a aussi des sables rouges, de grès arkosiques argileux, des grès rouges ou noirs et aussi de niveaux latéritiques, affleurant dans cette région.

1.2.1.3.2. Synthèses lithostratigraphiques

Le bassin de Bangui est situé au Sud-Ouest de la RCA. La lithostratigraphie a été décrite par Poidevin (1976, 2007). Le bassin est bordé par trois grandes unités structurales, du Sud au Nord (Poidevin et al., 1981 ; Poidevin et Pin, 1986 ; Pin et Poidevin, 1987 ; Nzenti et al., 1988 ; Cornacchia et Giorgi, 1989 ; Lavreau et al., 1990) :

- (1) le Complexe métamorphique Archéen Mbomou, daté de 2,9 Ga (Cornacchia et al., 1989), qui est similaire au bloc Chaillu dans le Nord-Est et le complexe Ntem au sud du Cameroun (Poidevin et al., 1981 ; Nzenti et al., 1988 ; Cornacchia et Giorgi, 1989) ;
- (2) la « série intermédiaire » du Paléoprotérozoïque, datée du 2,1 Ga (Poidevin et Pin, 1986) ;
- et (3) les roches métamorphiques du Néoprotérozoïque, datées de 833 ± 66 Ma, qui ont enregistré l'extension occidentale de l'orogénèse panafricaine (Pin et Poidevin, 1987).

Lithostratigraphiquement, Cornacchia et Georgi (1986), Alvarez (1995), Rolin (1998), Moloto (2002), Doyemet (2006) et Ouabego (2013) ont déjà décrit la zone d'étude. Ils se composent de la base au sommet de :

- Série de Yangana-Pama-Boda de 600 m d'épaisseur environ, moyennement métamorphisée et fortement plissée, composée de quartzites à séricite, de schistes à séricite, de schistes à chlorite et de schistes à graphite avec intrusions locales basiques et acides (granites, granodiorites, diorites et dolérites en particulier) ;

- Série de Bangui-M'baïki-Boali de 300 m d'épaisseur, légèrement métamorphisée, composée de quartzites, de schistes, de métaconglomérates recoupés par des dolérites, des granodiorites ou des granites ;
- Série de Fatima sédimentaire légèrement métamorphisée de 150 à 200 m d'épaisseur, composée d'unités Bobassa-Ndimba-Dongbé-Fatima, qui comprend des quartzites conglomératiques, des quartzites arkosiques, des quartzites noirs et des cipolins (tableau I).

Tableau I : Synthèse lithologique des séries de Bangui ; modifiée d'après Ouabego (2013).

Périodes et âges	Poidevin, 1976	Poidevin, 1991	Poidevin, 2007	Cornachia and Giorgi, 1986	Alvarez, 1995	Rolin, 1998
Néoprotérozoïque 950-600 Ma	Cipolins de Bobassa	Cipolins de Bobassa Quartzites de Bimbo	Cipolins de Fatima	Cipolins de Bobassa Quartzites de Bimbo	Cipolins de Fatima	Cipolins de Fatima
Protérozoïque supérieur 1600 Ma ?	Quartzites de Bimbo Quartzites BMB	Quartzites BMB Micaschistes		Quartzites BMB	Quartzites de Bimbo	Quartzites BMB
Protérozoïque inférieur 2400-1600 Ma	Micaschistes YPB	Itabirite Socle éburnéen		Micaschistes YPB		Micaschistes

BMB : Bangui-M'baïki-Boali ; YPB : Yangana-Pama-Boda

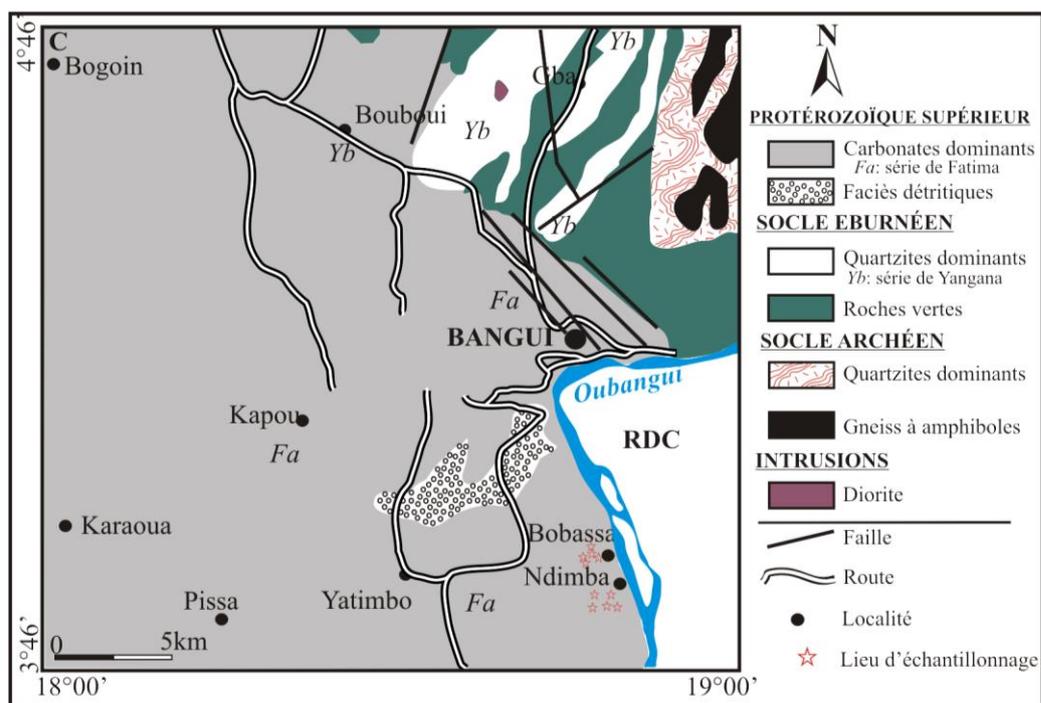


Figure 6 : Carte géologique simplifiée de la zone d'étude, modifiée d'après Rolin (1998).

1.2.1.4. Aperçu tectonique régionale

La tectonique de la région est d'une manière générale caractérisée par deux types de structures : cassantes et souples.

1.2.1.4.1. Structures cassantes

Des études sur les fracturations dans la région de Bangui et ses environs ont été menées. Des cartes également ont été établies par plusieurs auteurs.

D'après les travaux de Poidevin (1976), ces structures sont composées d'un réseau de failles décrochantes, senestre et dextre.

- Les décrochements senestres ont une direction variant entre N130° et N160° avec un pendage raide (60° à 80°) vers l'E, disloquant la nappe des Gbayas (Doyemet, 2006).
- Les décrochements dextres ont des directions N40° et N70° et sont surtout visibles dans le Sud et à l'Est de Bangui (Cornacchia et Giorgi, 1986). Ils s'intègrent dans une vaste zone de dislocations tardi-panafricaines, d'échelle continentale (Cornacchia et Dars, 1983 ; Black, 1967 in Rolin, 1998).

Cornacchia et Giorgi, 1986 ont pour leur part défini trois familles de failles:

- Fractures SW – NE au Nord de la ville de Bangui;
- Fractures NW – SE dans le Sud et à l'Est ;
- Fractures N – S.

Rolin (1998) a mis en évidence un réseau de décrochement dextre probablement panafricain, de direction N40°-N70° et senestre N130°-N160°. Ces failles disloquent la nappe des Gbayas. Doyemet (2006) dans son étude a défini trois familles, (N10°-N30°; N130°-N150° et N150°-N180°). La première famille correspondrait au chevauchement et serait antérieure aux deux autres failles conjuguées qui sont cisailantes et sont associées à des contraintes subéquatoriales. Les deux dernières familles affectent la nappe des Gbayas.

1.2.1.4.2. Structures plicatives.

En utilisant les données antérieures, la région de Ombella M'poko dans laquelle se situe la zone d'étude est caractérisée plus globalement, par des structures plissées de direction variable. Ces études ont classé en différentes générations (Rolin, 1998) :

- première génération est représentée par les plis subméridiens, connus seulement dans les formations du socle de la Formation de Yangana-Pama-Boda, appartiennent à deux générations de plis homoaxiaux : i) les plus anciens sont rares, de petites dimensions centimétriques à décimétriques, à plans axiaux couchés déformant la schistosité de flux ; ii) d'autres replissent ces premiers plis et sont de toutes dimensions

(pluridimensionnelles). Cette génération serait éburnéenne car scellée par la mise en place de la granodiorite de la Mbi (2,07 Ga) Doyemet (2006) ;

- deuxième génération est caractérisée par des plis à plan axial ayant une orientation variant entre N100° et N160°. Ces plis sont centimétriques à plurimétriques et observés dans toutes les formations Rolin (1998). Ils affectent les formations du Protérozoïque supérieur (Mestraud, 1964 et 1982 ; Poidevin, 1991) et leur âge panafricain est probable. Dans les alternances de schisto-quartzites, Poidevin, (1976) observe un net bourrage des minéraux pélitiques dans les charnières de ces plis Doyemet (2006).
- troisième génération est représentée par des plis de direction panafricaine, N45°±15 observables dans l'ensemble des niveaux quartzitiques de la formation de Bangui-M'baïki-Boali Poidevin (1976). Ils sont assez fréquents, centimétriques à pluricentimétriques, à déformation faiblement pénétrative, sans schistosité de plan axial, à axes sub-horizontaux et plans axiaux droits (Rolin, 1998). Une schistosité de fracture N50°, très redressée est localement bien développée dans les intercalations de schistes noirs de la Formation de Bangui-M'baïki-Boali ainsi que dans les schistes quartzitiques de la Formation de la Yangana-Pama-Boda. Comme ils déforment les plis précédents, ils sont panafricains Doyemet (2006).

1.2.1.5. Ressources minières de la RCA

La RCA dispose d'un fort potentiel minier, le sous-sol centrafricain regorge d'importantes ressources minérales avec des substances telles que le fer (2,5 tonnes à teneur de 60 à 64 %), le calcaire (60 à 70 %), l'uranium (1,6 t/ m³), le titane (30 à 50 kg / m³), le colombo-tantalite (100 g / m³), la lignite (3 000 000 m³), et d'autres en indice par manque de recherche approfondie (Rapport des États généraux des mines, 2003). Malgré la faiblesse de ces recherches, le recensement effectué dans le cadre du nouveau Plan minier national avec le concours de la Banque mondiale achevé en mars 1995 a identifié et localisé de manière précise pas moins de 470 indices minéraux. Quelques gisements ont été mis à jour : l'uranium de Bakouma, le lignite de Nzako, le fer de Bogoin, le cuivre de Ngadé et le calcaire de Bobassa et Ndimba. À cela, on peut ajouter à des degrés différents l'étain, le nickel, le chrome et les terres rares. Seuls le diamant, l'or, l'argile, la latérite, le quartzite et le granite ont fait l'objet d'exploitation artisanale et semi-industrielle. Le tableau II ci-dessous présente les principales ressources minières de la région de l'Ombella M'poko de la localité des zones d'étude.

Tableau II : Principales ressources minières de la région de Ombella M'poko

Région	Localités	Substances minérales et roches
Ombella M'poko	Bimbo	or, calcaire, latérite, argile, quartzite, sable
	Boali	diamant, or, argile, quartzite, granitoïde, calcaire, latérite
	Bossembélé	diamant, or, quartzite, argile, latérite, granite
	Yaloké	diamant, or, quartzite, argile, latérite, granite
	Damara	or, quartzite, granitoïde, argile, calcaire, latérite
	Bogoin	fer, or, diamant, granite, quartzite, latérite, argile

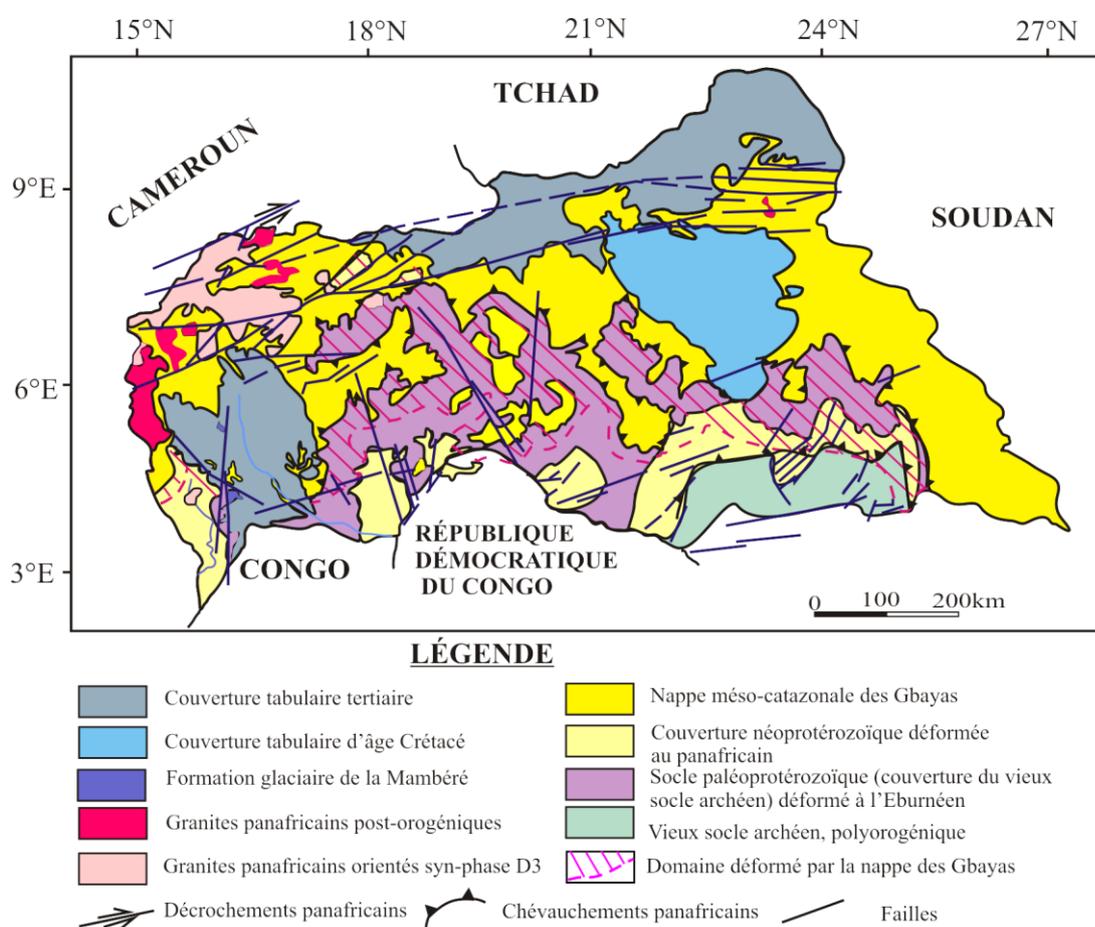


Figure 7 : Carte géologique de la RCA modifiée d'après Rolin (1995).

I.2.2. Evolution paléogéographique au Néoprotérozoïque dans le monde

I.2.2.1. Reconstitution paléoclimatique

I.2.2.1.1. Historique d'une hypothèse de la terre, boule de glace

En 1964, Brian Harland, a postulé que la Terre était passée à la fin du Néoprotérozoïque par une longue époque glaciale. Il a noté que les dépôts glaciaires du Néoprotérozoïque étaient distribués sur tous les continents et a proposé l'existence d'une grande glaciation infracambrienne.

Budyko (1960), climatologue russe, travaillait sur un modèle climatique simplifié ne prenant en compte que les équilibres énergétiques, pour analyser les effets d'une couverture de glace sur le climat global. Utilisant ce modèle, il découvrit que si les calottes glaciaires avançaient suffisamment vers les basses latitudes, une boucle rétroaction s'ensuivait, ou l'effet réfléchissant (albédo) accru de la glace amenait à un refroidissement supplémentaire et à une nouvelle extension des glaciers, jusqu'à que la terre entière soit recouverte et se stabilise dans un nouvel équilibre. Cet auteur a montré que si le climat de la Terre était froid et que de la glace se formait dans les basses latitudes, l'indice de réflexion de la lumière de la planète devrait augmenter de plus en plus rapidement en liaison avec le développement de calottes glaciaires atteignant l'équateur. Dans son modèle, une fois que de la glace s'est formée en dessous d'une latitude seuil (autour de $\pm 30^\circ$), la rétroaction négative de l'albédo devient si importante, que les températures de la surface de la Terre chutent encore et la planète devient entièrement gelée.

Bien plus tard, Joseph L. Kirschvink, suggère que les calottes de glace étaient présentes à l'équateur au cours du Néoprotérozoïque après avoir confirmé (par un test du pli positif) un dépôt en basse latitude pour les sédiments glaciaires de la Formation Elatina, en Australie. Dans un court article publié en 1992 au sein d'un important ensemble de textes concernant la biologie de l'éon protérozoïque, qu'il proposa l'hypothèse de la terre gelée ou « Terre boule de neige ». Selon l'auteur, de grandes portions de masses continentales étaient probablement situées en moyennes et basses latitudes pendant les épisodes glaciaires du Précambrien, une situation encore jamais rencontrée depuis. Cette distribution aurait eu un impact considérable sur le climat de la Terre en considérant que, actuellement, la majeure partie de l'énergie solaire absorbée par la planète est piégée par les océans alors que les continents sont de meilleurs réflecteurs de chaleur. D'autre part, les océans situés dans les hautes latitudes devraient être amenés à de basses températures et être recouvert de glace. La présence de calottes de glace sur les continents et sur les océans devrait inhiber l'altération des silicates et par conséquent le pompage du dioxyde de carbone atmosphérique. La sortie d'une Terre gelée (ice-house) à une Terre chaude (green-house) se ferait par l'accumulation

progressive de dioxyde de carbone, gaz à effet de serre, par les émissions volcaniques (Font, 2005).

En 1998, Paul Hoffman et ses coauteurs ont appliqué l'idée de Kirschvink, ont publié une version plus élaborée de cette hypothèse en se basant sur des données sédimentologiques et isotopiques. Cette équipe proposa que l'hypothèse de la terre gelée permet d'expliquer au mieux les observations géologiques et géochimiques de la séquence Otavi, en Namibie, ainsi que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates qui suivent immédiatement la glaciation (cap carbonates). Selon Hoffman et al. (1998), les anomalies très négatives du $\delta^{13}\text{C}$ observées dans les cap carbonates de Namibie suggèrent que la productivité biologique s'est arrêtée pendant des millions d'années lors d'un événement de type terre gelée qui se serait terminé par un effet de serre de grande proportion, avec l'accumulation d'une quantité de CO_2 350 fois supérieure à celle d'aujourd'hui. Le transfert de grandes quantités de CO_2 atmosphérique dans l'océan favoriserait la précipitation rapide des cap carbonates observés sur la majeure partie des continents. En 2002, ces mêmes auteurs discutent plus extensivement l'hypothèse de terre gelée dans un article de la revue *Terra Nova* (Hoffman et Schrag, 2002) où ils testent leur modèle à partir des données paléomagnétiques, Sédimentologiques et isotopiques de plusieurs séquences Néoprotérozoïques (Canada, Australie et Namibie) (Font, 2005).

1.2.2.1.2. Dépôts glaciaires

Les diamictites et les tillites constituent des dépôts glaciaires qui sont à la base de l'identification d'épisodes d'englacement de la planète. Ces dépôts sont présents sur la plupart des continents, lors des glaciations Néoprotérozoïques : en Norvège, en Mauritanie, en Namibie, au Canada, aux Etats-Unis, en Chine, en Australie, en Oman, dans la partie centrale du Brésil ou encore en Amazonie (Hoffman et Schrag, 2002 ; Leather et al., 2002 ; Young, 2002 ; Nogueira et al., 2003 ; Eyles et Januszczak, 2004). Les dépôts diamictitiques sont des roches composées de graviers et blocs hétérométriques insérés dans une matrice argilo-sableuses et présentant des clastes ayant des surfaces striées et facettés (Hoffman et Schrag, 2002). Le transport effectué par les icebergs (« galets tombés » ou « dropstones ») fait que certains de ces galets déforment les lamines du sédiment sous-jacent.

D'après les travaux de (Hoffman et Schrag, 2002 ; Allen et al., 2002 ; Young, 2002), deux explications sont proposées pour expliquer la présence de ces énigmatiques dépôts ferrifères. Ces dépôts particuliers sont les formations ferrifères rubanées (Banded Iron Formation = BIF) et sont généralement associés aux dépôts glaciaires. Selon la communauté des géologues partisans de l'hypothèse de la Terre Boule de glace que la formation de ce type

de dépôt serait le résultat du blocage des échanges entre hydrosphère et atmosphère par l'installation d'une épaisse couche de glace sur les océans de la planète. Lors du dégel, l'oxygénation des océans aurait permis la précipitation massive de Fe et Mn d'origine hydrothermale. Cette idée a été proposée d'abord par Klein et Beukes (1993). Cependant, en 1981 Yeo met en évidence et suggère que les formations ferrifères du Néoprotérozoïque se sont déposées dans un rift de type Mer Rouge. Dans les travaux de Yeo en 1986 qu'il suggère que l'association de ces dépôts avec les sédiments glaciaires peut s'expliquer par l'avancée d'un glacier à l'intérieur d'un bassin de type rift dominé par de fortes teneurs en Fe, Mn et P d'origine hydrothermale. Les formations ferrifères précipiteraient alors au contact de l'eau de mer oxygénée et par le biais de courants chargés en métaux.

(Hoffman et Schrag, 2002), bien que l'origine glaciaire des diamictites soit encore discutée actuellement, elle n'en reste pas moins l'hypothèse la plus valable pour expliquer la géologie du Néoprotérozoïque. A cette époque, les dépôts glaciaires sont associés à des dépôts carbonatés similaires à ceux l'on trouve actuellement dans les zones intertropicales (Font, 2005). Cet ensemble des données est interprété par différents groupes de scientifiques, soit comme le résultat d'une série de catastrophes naturelles sans précédent, avec le collapse de la productivité organique (Hoffman et al., 1998 ; Hoffman et Schrag, 2002), soit comme le résultat de la tectonique dans un contexte d'un épisode glacial peu différent de l'actuel (Eyles et Januszczak, 2004).

1.2.2.1.3. Cap carbonates

Les dépôts glaciaires sont surmontés par d'énigmatiques carbonates, calcaires ou dolomitiques, communément appelés « cap carbonates », dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, sur la plupart des continents (Kennedy, 1996 ; Hoffman et al., 1998 ; Corkeron et George, 2001 ; James et al., 2001). Le terme cap carbonate est plus spécifiquement réservé à la partie basale dolomitique de la séquence carbonatée dont l'épaisseur dépasse rarement les 20 mètres dans les séries du Marinoen et n'est pas systématiquement observé dans les séries du Sturtien ou du Gaskiers. Cet abrupt est un contact discordant entre les diamictites et les cap carbonates, mais ne présente pas de lacune stratigraphique significative (Nogueira et al., 2003). Ce passage abrupt entre sédiments glaciaires et carbonates est à l'origine du paradoxe climatique du Néoprotérozoïque, suggérant une transition rapide depuis des conditions glaciaires à des conditions tropicales (Harland, 1964 ; Kirschvink, 1992 ; Hoffman et al., 1998 ; Hoffman et al., 2002).

La similitude des faciès observés sur les séries carbonatées du Marinoen (tubes, mégarides et pseudomorphes d'aragonite) a poussé les chercheurs à considérer un

environnement commun et global pour ces carbonates (James et al., 2001 ; Hoffman et Schrag, 2002). Dans les travaux de (Higgins et Schrag, 2003), la partie dolomitique des cap carbonates dont l'origine exacte et le caractère primaire ou secondaire sont encore discutés, correspond à un intervalle transgressif associé à une hausse relative du niveau marin en réponse à la déglaciation. Ces roches présentent des structures de biolaminations planes ou ondulées avec parfois de stratification mamelonnées entrecroisées contenant des péloïdes d'origine encore inconnue (Hoffman et Schrag, 2002 ; Halverson et al., 2004). Les structures en tubes verticales sont parfois présentes et sont attribuées à des échappements de gaz ou bien à des constructions microbiennes (stromatolites) (Cloud et al., 1974 ; Hegenberger, 1987 ; Kennedy et al., 2001 ; Hoffman et al., 1998; Hoffman et Schrag, 2002). Le point le plus élevé de la séquence est caractérisé par la présence de structures sédimentaires inhabituelles plus communément appelées « tepee ». Il s'agit en fait d'oscillations (mégarides) créées dans un régime de dépôt dominé par des vagues induites par des vents extrêmement forts (20 m/s; Allen et Hoffman, 2005). En fin de compte, la partie supérieure est marquée par le passage à de puissantes épaisseurs de calcaires constitués de ciments formés sur un plancher océanique et, souvent, de cristaux d'aragonite de grande taille maintenant pseudomorphosés qui indiquent l'existence d'un océan sursaturé en calcite (Grotzinger et Knoll, 1995).

Les énigmatiques carbonates, de nature calcaire ou dolomitique (cap carbonates) sont caractérisés par des valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ dont l'origine est encore fortement débattue. Les analyses de données isotopiques des carbonates de la plateforme Otavi, en Namibie, Hoffman et al., (1998) décrivent les valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ comme étant le résultat de trois facteurs résultant d'un événement de snowball Earth : i) le collapse de la productivité organique, ii) d'importants taux de sédimentation pour les carbonates et, iii) la distillation de Rayleigh au cours de la transformation du CO_2 atmosphérique en bicarbonate (Font, 2005). Kennedy et al. (2001) examinent de manière approfondie et critiquent que ces valeurs sont relatives à la déstabilisation de gaz hydratés, présents dans les permafrosts, au cours de la phase de dégel. Dans leurs travaux, Jiang et al. (2003) ont identifié des valeurs très fortement négatives localement, dans les carbonates du sud de la Chine, qu'ils interprètent comme étant attribuées au méthane. Cette hypothèse ne permet pas d'expliquer les valeurs négatives d'environ -4‰ systématiquement observées dans les cap carbonates.

Les structures sédimentaires associées aux cap carbonates et les signatures négatives du $\delta^{13}\text{C}$ sont interprétées comme étant le résultat d'une augmentation rapide du niveau marin avec des forts taux de sédimentation pour les cap carbonates (Grotzinger et Knoll, 1995; Hoffman et al., 1998).

Hoffman et al. (1998), dans un scénario de snowball Earth, suggèrent qu'une sédimentation rapide des carbonates soit attendue en raison des conditions favorables de

l'océan post-glacial. En considérant une $p\text{CO}_2$ atmosphérique de 0,1 bar, qui serait celle d'une Terre boule de neige, d'importantes quantités d'éléments alcalins doivent être fournies pour maintenir l'océan à la saturation de la calcite (Hoffman et Schrag, 2002). De plus, un océan snowball devrait être dominé par des apports d'origine hydrothermale qui feraient chuter le pH de l'eau de mer, à moins que ce dernier ne soit tamponné par l'action de la dissolution des carbonates durant la glaciation. Ce milieu tamponné et fortement alcalin devrait permettre aux cap carbonates de se déposer rapidement et immédiatement après le dégel (Font, 2005).

1.2.2.1.4. Chronologie des épisodes glaciaires

Les travaux de Knoll (2000) ; Hoffman et Schrag (2002); Xiao et al., (2004); Halverson (2005) ont démontré l'ordre de la succession des événements glaciaires du Néoprotérozoïque à partir de la combinaison des données stratigraphiques, biostratigraphiques, chimiostratigraphiques, et paléomagnétiques pour confirmer l'existence d'au moins trois grands cycles glaciaires :

- la glaciation du Sturtien (en Australie) ou Rapitan (en Amérique du Nord) ;
- la glaciation du Marinoen (Australie) ou Nantuo (Chine) ou encore Ghaub (Namibie) ;
- et la glaciation Gaskiers (Newfoundland).

Mais l'âge, la durée et le nombre d'évènement glaciaire qui se sont produits durant le Néoprotérozoïque restent toujours incertains.

Les données radiométriques (U-Pb) récemment obtenues sur des séries géologiques clés confirment cette hypothèse et permettent de dater ces différentes périodes (Hoffmann et al., 2004 ; Condon et al., 2005).

Le commencement de la glaciation sturtienne est inconnu. Un âge maximum de 746 ± 2 Ma est fourni par la datation U-Pb de roches volcaniques intercalées dans les sédiments du Groupe Ombombo dans le craton du Congo (Hoffman et al., 1996). Plus récemment, des datations de haute résolution U-Pb (SHRIMP) sur trois niveaux stratigraphiques de la Formation Pocatello, sud-est de l'Idaho, indiquent un âge compris entre 710 et 667 Ma pour les dépôts glaciaires et les cap carbonates (Fanning et al., 2004). Ces dépôts sont corrélés avec l'épisode glaciaire du Sturtien suggérant que ce dernier aurait pris fin avant 670 Ma (Fanning et al., 2004). En Oman, les dépôts glaciaires de la Formation Gubrah ont été datés à environ 713 Ma (Allen et al., 2002).

En revanche, les datations U-Pb (SHRIMP) obtenus sur les dépôts du Supergroupe Windermere, Central Idaho, indiquent un âge de 685 Ma pour l'épisode glaciaire du Rapitan (Lund et al., 2003). Ces résultats suggèrent que les épisodes glaciaires du Sturtien et du

Rapitan correspondent à des événements distincts et diachrones, ou bien, que l'âge de la glaciation sturtienne doit être réévalué.

La glaciation marinoenne est en revanche bien datée par des études récentes de datation radiométriques U-Pb (Fig. 8). Les dépôts volcaniques intercalés dans les séries carbonatées de la Formation Doushantuo (Chine du Sud) permettent de fournir deux âges clés, depuis la base des cap dolostones jusqu'au sommet des cap carbonates, respectivement de $635,2\pm 0,6$ et $632,5\pm 0,5$ (Condon et al., 2005). Ces séries sont corrélées aux cap carbonates de la Formation Maieberg (Namibie) dont la datation U-Pb, sur des zircons provenant de dépôts volcaniques intercalés dans les sédiments glaciaires de la Formation Ghaub, a fourni un âge de $635\pm 1,2$ Ma (Hoffmann et al., 2004). Ces âges indiquent que la glaciation marinoenne a été synchrone entre ces deux continents et probablement globale à l'échelle mondiale.

La glaciation dite Gaskiers correspond aux âges obtenus sur les dépôts glaciaires post-marinoens mais qui se diffèrent fortement selon les séries considérées. Dans la péninsule Avalon, Newfoundland, un âge de 580 Ma est obtenu sur des zircons provenant de cendres volcaniques intercalées dans les dépôts glaciaires (Bowring et al., 2003). Des séries similaires localisées plus au sud de Avalon, dans le bassin de Boston, la tillite de Squantum, ont été datées entre 590 et 575 Ma (Thompson et Bowring, 2000). Des âges similaires existent également en Irlande (595 Ma, U-Pb, Halliday et al., 1989; Condon et Prave, 2000) et en Tasmanie (582 ± 4 Ma, U-Pb, Calver et al., 2004) (Font,2005).

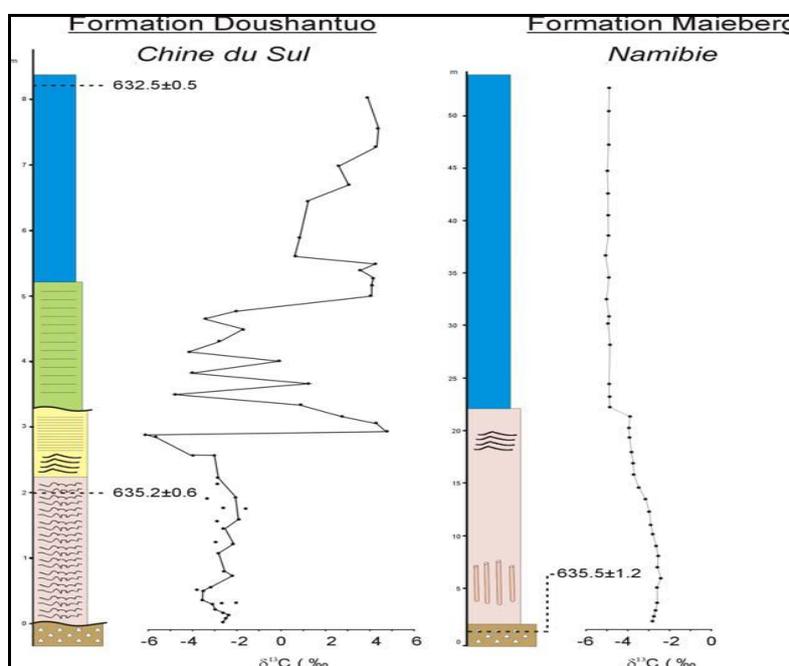


Figure 8 : Corrélation chimio-stratigraphiques et datations radiométriques de la Formation Doushantuo (Jiang et al., 2003; Condon et al., 2005) et de la Formation Maieberg (Hoffman & Schrag, 2002; Hoffmann et al., 2004) contemporaine de la glaciation marinoenne.

1.2.2.1.5. Mécanismes d'entrée et de sortie d'une glaciation globale

L'ensemble des données paléomagnétiques et isotopiques disponibles à l'heure actuelle a permis de construire des simulations numériques concernant les grands changements climatiques et géochimiques du Néoprotérozoïque. En ce qui concerne la glaciation sturtienne, le mécanisme proposé fait appel à l'augmentation de l'altérabilité continentale (puits de CO₂), dans un contexte de rifting continental et d'ouverture océanique localisés en domaine équatorial (Goddéris et al., 2003). Les récentes simulations numériques indiquent que la rupture du supercontinent Rodinia peut être responsable d'un cycle de l'eau plus intense et, par suite, l'altération des silicates, un des principaux mécanismes de piégeage du CO₂ atmosphérique, aurait favorisé le passage progressif d'un climat de type green-house à un climat de type ice-house (Donnadieu et al., 2004). Plus récemment, la déstabilisation de gaz hydrates, comme le méthane par exemple, est potentiellement reconnu comme un mécanisme capable de déclencher une glaciation globale (Schrag et al., 2002; Halverson et al., 2002). C'est ensuite la dynamique interne du globe qui permettra la sortie de glaciation grâce à l'accumulation de CO₂ dans l'atmosphère. La déstabilisation des permafrosts et le dégazage de méthane sont également suggérés comme étant des facteurs pouvant déclencher le dégel rapide (Kennedy et al., 2001; Jiang et al., 2003).

1.2.2.1.6. Contexte paléogéographique

1.2.2.1.6.1. Paléogéographie au Néoprotérozoïque

Le Néoprotérozoïque est une époque caractérisée par d'importants réarrangements des masses continentales, pouvant se résumer par le passage d'un supercontinent centré sur l'équateur, au début du Néoprotérozoïque, la Rodinia (McMenamin et McMenamin, 1990; D'Agrella Filho et al., 1998; Weil et al., 1998), à un supercontinent localisé dans l'hémisphère sud à la fin du Néoprotérozoïque, le Gondwana (Meert, 2003) (Fig. 9). Durant cet intervalle, deux évènements de rifting importants se succèdent : la formation du proto-Océan Pacifique vers 750 Ma et la formation de l'Océan Iapetus, vers 550 Ma.

Il est difficile d'obtenir un modèle convenable et unanime pour la paléogéographie du Protérozoïque, principalement en raison de la faible quantité de données paléomagnétiques de référence (Meert et Powell, 2001; Meert et Torsviks, 2003). Parallèlement, peu d'attention a été portée à l'égard de certains continents, comme l'Amérique du Sud (Craton Amazone, Rio de la Plata, Luis Alves et le craton São Francisco) et l'Afrique, qui jouent un rôle important dans la construction du Gondwana et qui disposent d'une base de données paléomagnétiques en grande partie obsolète (Meert et Powell, 2001; Tohver et al., 2005). De plus, les premiers travaux paléomagnétiques n'était pas spécialement accompagnés d'une analyse radiométrique

ou bien ne prenaient pas en compte l'existence des processus de réaimantation. Depuis le développement des méthodes de datation hautement précises (SHRIMP, Pb-Pb, U-Pb), l'acquisition de nouvelles données paléomagnétiques et géochronologiques sur les unités constituant le Gondwana permettent de contraindre plus précisément son évolution géodynamique au cours du Néoprotérozoïque (Meert, 2003). Au cours du Néoprotérozoïque et jusqu'au Cambrien, l'évolution géodynamique de la Terre serait passée par au moins trois grands épisodes d'accrétion majeurs : la formation du bouclier Arabo-Nubien (820-750 Ma), l'orogénèse Est-Africaine, ou Mozambique (700-620 Ma), et l'orogénèse Kuunga (550-530 Ma). Vers 800 Ma, le supercontinent Rodinia est constitué par l'assemblage de la majeure partie des cratons Méso- et Néoprotérozoïques qui sont connectés par des chaînes orogéniques d'âge Grenvillien, la Laurentia étant située au centre et localisée à l'équateur (voir révision dans Meert et Torsvik, 2004).

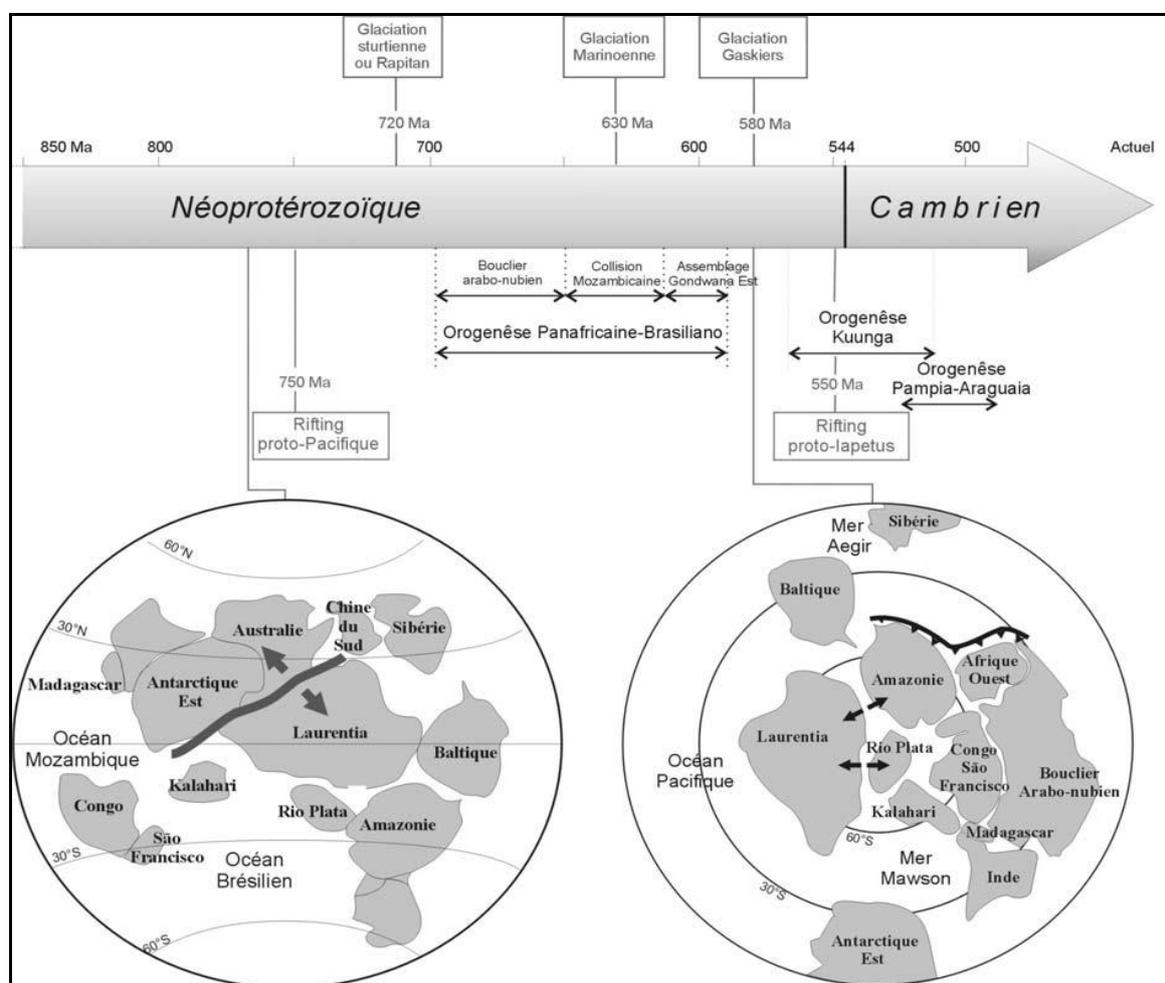


Figure 9 : Evolution climatique et géodynamique au Néoprotérozoïque.

Les reconstructions présentées sont tirées des travaux de Torsvik et al. (2001) et Meert (2003).

Cette configuration aurait perduré pendant près de 300 Ma (Powell et al., 1993) mais, cependant, plusieurs modèles sont proposés. Le modèle majoritairement utilisé est le type SWEAT qui représente l'Australie et l'Est Antarctique (future Gondwana Est) adjacents à la marge occidentale de la Laurentia (Moore, 1991). D'autres auteurs suggèrent que le bloc Gondwana était positionné plus au sud (Australia-Sud-ouest des Etats Unis ou AUSWUS; Borg et DePaolo, 1994). Plus récemment, Wingate et al. (2002) proposent une position encore plus au sud pour le bloc Australie-Est Antarctique et le Mexique (dans sa position actuelle), le modèle AUSMEX.

Vers 750 Ma, l'ouverture du proto-océan Pacifique entame la séparation du futur Gondwana Est (Australie-Est Antarctique) avec la bordure occidentale de la Laurentia (Fig.9) (Font, 2005). Parallèlement, une période de rifting se développe entre les blocs Inde-Madagascar-Seychelles et le futur Gondwana Est (Fig. 9); Wingate et Giddings, 2000; Torsvik et al., 2001; Torsvik, 2003). En réponse à l'extension créée par l'ouverture du proto-Océan Pacifique, une série d'évènements d'accrétion et de collision vont se développer à l'autre bout du globe. Des collages d'arcs débutent dès 700 Ma pour former le bouclier arabo-nubien qui constitue, avec la chaîne mozambicaine, l'orogénèse panafricaine de l'Afrique orientale (Stern, 1994). La collision mozambicaine, entre le craton Tanzanien (partie orientale du craton du Congo) et le bloc Inde-Madagascar, est réalisée dès 650-630 Ma (Paquette & Nédélec, 1998). Entre 570 et 530 Ma, l'Australie et une portion de l'Antarctique Orientale entre en collision avec les blocs préalablement assemblés au cours de l'orogénèse panafricaine orientale. Ces évènements constituent l'orogénèse appelée Kuunga par Meert et al. (1995). Ces grands évènements tectoniques ont eu une influence directe sur la répartition et l'élévation des masses continentales et par conséquent sur l'origine des grands changements climatiques du Néoprotérozoïque (Kirschvink, 1992; Hoffman, 1999; Donnadiou et al., 2004).

1.2.2.1.6.2. Sédimentation glaciaire à basse latitude

L'idée d'une sédimentation glaciaire à basse latitude à la fin du Néoprotérozoïque est basée sur peu de données paléomagnétiques fiables, et aucune d'ailleurs sur le continent sud américain (Fig.10), Evans, 2000; Meert et Powell, 2001). Une corrélation des données paléomagnétiques Néoprotérozoïques a été faite par Evans (2000) qui indique seulement 16 pôles paléomagnétiques pour ces roches dont seulement 5 sont réellement fiables, en Amérique du Nord, Scandinavie, Chine du Sud et Australie. Ces pôles correspondent respectivement aux séquences du Rapitan (Morris, 1977; Park, 1997), au Groupe Vestertana (Torsvik et al., 1995), aux cap carbonates de la Formation Walsh (Li, 2000) et à la Formation Elatina (Schmidt et Williams, 1995; Sohl et al., 1999). Les données paléomagnétiques des

dépôts glaciaires de la Formation Nantuo (paléolatitudes de 30-40°) (Evans et al., 2000), originellement considérées comme de bonne qualité et datées à environ 750 Ma par Evans (2000), sont en réalité datées à environ 635 Ma par l'étude paléomagnétique et isotopique des carbonates de la Formation Doushantuo (Macoïn, 2003) qui surmontent les dépôts glaciaires. Plus récemment, Kilner et al. (2005) fournissent une paléolatitudes de 13° pour les sédiments glaciaires et les séquences carbonatées de l'Oman (Fig.10).

Ces résultats paléomagnétiques sont d'une importance capitale puisqu'ils confirment le dépôt de sédiments glaciaires à basse latitude. En revanche, l'ensemble de ces données est encore insuffisant pour permettre d'interpréter les glaciations globales du Néoprotérozoïque comme étant le résultat d'un événement de Terre Boule de Neige.

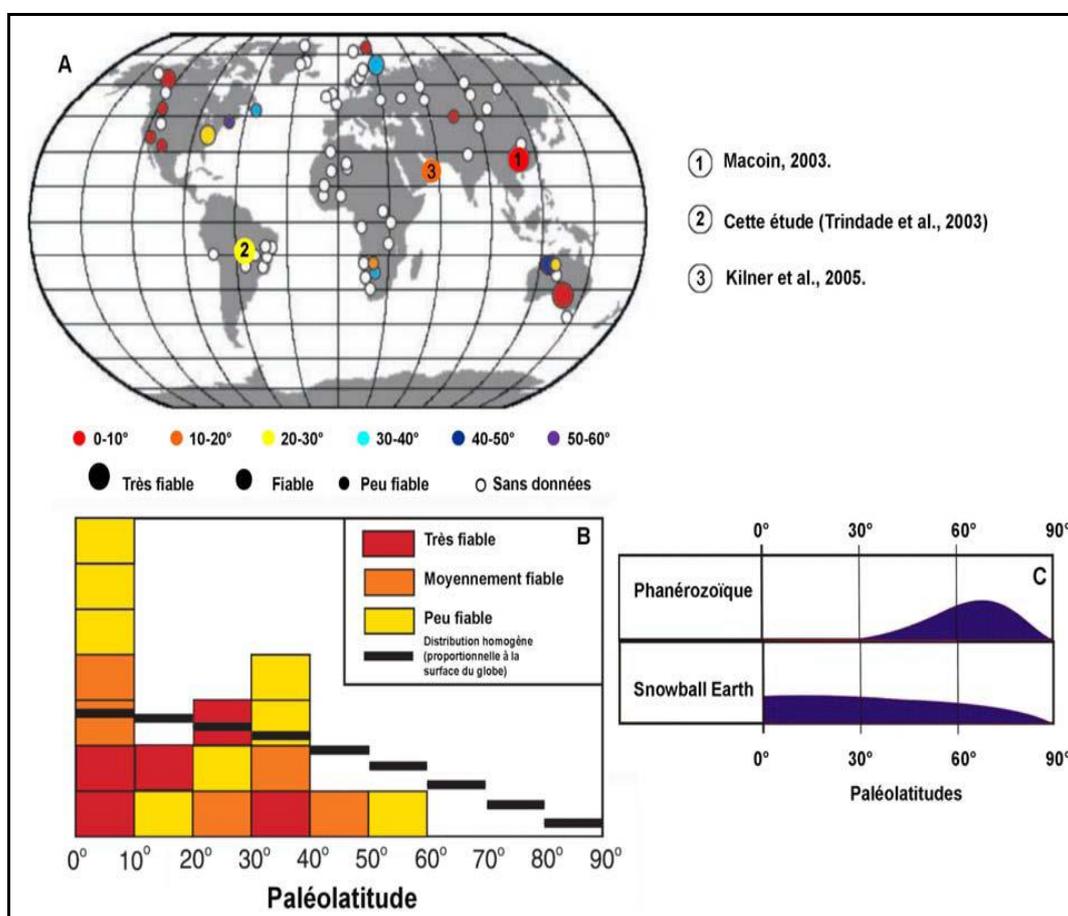


Figure 10 : Distribution des dépôts glaciaires Néoprotérozoïques et paléolatitudes de dépôts.

a) Distribution actuelle des dépôts glaciaires Néoprotérozoïques et paléolatitudes de dépôt ; b) histogramme de ces mêmes données en fonction de la paléolatitudes et c) allure d'une distribution homogène et répartition des dépôts glaciaires phanérozoïques pour comparaison, modifié d'après Evans (2000).

1.2.2.2. Dépôts du Néoprotérozoïque en Afrique Centrale

Les dépôts d'Afrique Centrale attribués au Néoprotérozoïque forment une auréole discontinue au pourtour de l'immense craton d'Afrique Centrale où elles sont rapportées à deux grandes unités lithostratigraphiques (Alvarez, 1995) :

- le supergroupe Ouest-congolien (Dadet, 1969 ; Cahen, 1978) du Bas-Congo (Sud-Congo, Bas-Zaïre, Angola, Gabon et Guinée Equatoriale) dans le quart Sud-ouest ;
- le supergroupe du Lindien du Nord-Zaïre (Verbeek, 1970) dont on trouve des équivalents dans les formations d'âge Néoprotérozoïque de la République Centrafricaine (Poidevin, 1985 ; Cornacchia et Giorgi, 1986) et du Shaba (Katanga, Sud-est, de Zaïre) au Nord, à l'Est et au Sud-ouest (Ekomané, 2010).

Les dépôts d'âge Néoprotérozoïque affleurent également au centre du craton d'Afrique, et au Sud-est du Cameroun (Série du Dja, Bessoles et Trompette, 1980), et au Nord-Congo, le long de la basse-Sangha (Denaeyer, 1928a et b, 1933b ; Bessoles et Trompette, 1980 ; Poidevin, 1985). Ces dépôts du Néoprotérozoïque sont aussi reconnus ou supposés, dans des zones effondrées du craton, masqués par les dépôts récents et la forêt équatoriale de la cuvette congolaise (cuvette centrale du Zaïre ; Alvarez, 1995).

1.2.2.2.1. Dépôts Néoprotérozoïque du supergroupe Ouest-Congolien

Le groupe Schisto-calcaire est subdivisé dans le bassin du Nyanga-Niari en unités lithostratigraphiques superposées (Babet, 1932 ; Scolari, 1965 ; Dadet, 1969). La nomenclature de Scolari (1965) reprend celle des auteurs belges (SC0 à SC5). La légende de la carte géologique synthétique du Congo (Dadet, 1969) utilise la terminologie française (SCI à SCIV). Dans l'esprit des auteurs, les différentes unités lithostratigraphiques et cartographiques ont valeur chronostratigraphique ("étage"). Dans la terminologie utilisée par Dadet (1969), chaque unité est divisée à son tour en unités lithostratigraphiques inférieures (Tab.III), ayant le plus souvent, également une valeur chronostratigraphique ("sous-étage").

L'ordre spatial de superposition lithostratigraphique, de haut en bas, répond largement la terminologie de Dadet (1969). Nous verrons que ces formations sont en réalité diachrones :

SCIV : grès feldspathique et argilte, conglomérat, récurrences calcaires.

SCIIIc : dolomie massive, niveau brèchique et gréseux, stromatolites.

SCIIIb : dolomie avec intercalations marneuses et passées pseudo-oolitiques.

SCIIIa : formation de l'oolithe de kisantu (niveaux silicifiés oolitiques).

SCII partie supérieure : alternance de marnes, grès et calcaire.

SCII partie moyenne : calcaire, dolomie et cherts.

SCII partie inférieure : alternance de marne, grès et calcaire.

SCIc : calcaire en bancs épais, oolitique et stromatolitique.

SCIIb supérieur : calcaire plus ou moins marneux en plaquettes, marnes. Passage progressif au niveau sus-jacent

SCIIb inférieur : calcaire marneux en plaquettes, calcaire, marne zonée.

SCIIa supérieur : dolomie rose en bancs massifs.

SCIIa inférieur : marne rouge en niveau discontinus.

Les marnes rouges de base du Groupe Schisto-calcaire sont plus souvent absentes et la formation de la dolomie rose repose en très légère discordance directement sur la formation de la diamictite supérieure.

Des travaux récents (Boudzoumou et Trompette, 1988 ; Bertrand et al., 1989) suggèrent que le Groupe Schisto-calcaire peut être interprété suivant le modèle de rampe carbonatée (Alvarez, 1995).

Des données géochronologiques suggèrent un âge post-Marinoen (Préat et al., 2008) pour les dépôts du Sous-groupe du Schisto-calcaire de la région du Bas-Congo. Un âge similaire (± 636 Ma) a aussi été trouvé au Gabon (Préat et al., 2008) dans les cap carbonates sus-jacent à la diamictite du bassin de Nyanga.

Tableau III : Cadre lithostratigraphique du supergroupe Ouest-congolien et transposition en termes d'environnements sédimentaires des grands types de faciès du cycle Schisto-calcaire et des formations continentales associées (Alvarez, 1995).

BABET (1932)	CAHEN (1954), NICOLINI (1954), SCOLARI (1965)	DADET (1969)		D'après ALVAREZ et MAURIN (1990 a et b, 1991)				
Groupe Schisto-gréseux	I. Formation de l'Inkisi (molasse tardive) P. formation panafricaine de la Mpioka (molasse précoce) P ₀ « Brèche du Nari »	-Schisto-gréseux---		<i>Delta de l'Inkisi</i> ----- <i>.Discordance angulaire et de ravinement-</i> ----- -- P. Formation de la Mpioka (Molasse tardive) ----- admise ----- ---				
	« Série » de Biboua ou Terre Banda (Congo-Gabon) « Série » de la Mfidi (Sud-Congo, Bas-Zaïre, Angola) P ₀ Interstratifié « Brèche du Bangu-Niari »	SC IV		Continental		Levés alluviales	Chenaux fluviatiles	
	SC 5 supérieur	SC III	C	Prisme de haut niveau : rampe carbonatée	Plateforme interne	Plaine littorale		Sebkra Tidal Flat
	----- SC 5 moyen		B			Plage	haut	Pseudo-oolites
SC 5 inférieur	A		bas				Oolithes de Kisantu Conglomérats	
Groupe Schisto-calcaire	SC 4 supérieur	SC II	Supérieur			Lagune		Evaporites
	SC 4 moyen		Moyen			Barrière	Oolites	
	SC 4 inférieur		Inférieur					
	SC 3	SC I	A		Plate forme externe	Calcaires fins		
	SC 2		B					
	SC 1		A			Intervalle condensé de la dolomie rose		
	SC 0					Intervalle transgressif des marnes rouges		

1.2.2.3. Paléoenvironnements

Dans leurs travaux récents (Boudzoumou et Trompette, 1988 ; Bertrand-Sarfati et Milandou, 1989) suggèrent que le Groupe Schisto-calcaire peut être interpréter suivant le modèle de rampe carbo-calcaire tel qu'il a été défini par Reading (1986).

L'environnement de dépôt du Sous-groupe du Schisto-calcaire dans la région du Bas-Congo (RDC) est interprété comme une plate-forme ou une rampe carbonatée où se développent des stromatolites et des mattes des cyanophycées (Préat et al; 2008). L'observation des microfaciès de dépôts de ce Sous-groupe Schisto-calcaire, aux microscopes classique et électronique à balayage (MEB) révèle la présence des sulfates nodulaires, en «chichen-wire», entérolithes et en rosette.

Dans les travaux de 2008 Préat suggère que ces formes de sulfates permettent de définir un modèle sédimentaire comprenant un milieu subtidal lagunaire semi-restreint à restreint évoluant en sebkha. Le caractère exceptionnel de préservation de filaments cyanobactéries calcifiés en structure connectée et dichomique souligne l'importante contribution des microbes dans la formation des dolomites, des sulfates et des pyrites, ainsi que dans la production d'hydrocarbures et des minéraux de la diagenèse précoce. Cette dernière est dominée par la dolomite qui remplace la calcite, la Célestine et la polyhalite. L'anhydrite remplace le gypse aciculaire et en rosette et parfois les pyrites framboïdes. Cette séquence diagénétique est liée à la présence d'eaux marines vadoses ou phréatiques saturées en magnésium ainsi qu'à des réactions sulfato-réduction contrôlées par les bactéries (Préat et al. ,2008).

Des données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ donnent respectivement les valeurs de -8 à -12% ($\delta^{18}\text{O}$) et -2 à -6 % ($\delta^{13}\text{C}$) suggérant des conditions vadoses lors du dépôt et une augmentation modérée de la température lors de l'enfouissement associée à des eaux météoriques (70°C ;Préat et al.,2008).

L'étude des séries carbonatées du Néoprotérozoïque du bassin de Nyanga (flancs Est et Ouest) au Gabon, présente des dolomies semi-évaporitiques formées à partir des tapis cyanobactéries (bindstones) dans les milieux subtidaux supérieurs et supratidaux (Préat et al., 2008). Un dolomicropar homogène constitue la principale phase diagénétique, effaçant progressivement ou totalement les bindstones laminaires. Il est associé à la précipitation de sulfates et chlorures à l'origine de microstructures entérolithiques, de slumps et de tepees. Les séries s'organisent en " cycles plurimétriques diagénétiques " dont le sommet est parfois envahi par des Fungi imperfecti (Préat et al. ,2008).

Les signatures isotopiques de l'eau de mer Néoprotéroïque sont conservées aux deux flancs du bassin de Nyanga (Préat et al. ; 2008) suggérant un enfouissement faible à modéré.

Des séquences d'évaporation de type sebkha sont mises en évidence dans la partie supérieure du Sous-groupe du Schisto-calcaire. Les meilleurs indicateurs marins (niveaux oolithiques) présentent une signature isotopique marine franche (Ekomané, 2010).

Des données d'analyse des compositions isotopiques du carbone, et surtout de l'oxygène des "cap carbonates" permettent de proposer un modèle de déglaciation de la diamictite, mettant en jeu l'action des eaux météoriques sur les carbonates post-glaciaires et les biohermes diagénétiques associés (Préat et al., 2008). Les contours de la plate-forme semi-évaporitique se précisent vers le nord du bassin avec les premiers stades de pédogenèse en direction du socle archéen (Ekomané, 2010). Les carbonates du Bas-Congo et du Gabon (Groupe Schisto-calcaire Ouest-Congolien) ont ainsi enregistré une information touchant à la fois aux événements mondiaux (déglaciation Néoprotérozoïque), et régionaux (paléogéographie, enfouissement, séquences d'évaporation) (Ekomané, 2010).

1.2.2.2.2. Dépôts Néoprotérozoïque au Cameroun

Les formations du Néoprotérozoïque de la couverture du craton du Congo sont regroupés sous le terme de série du Dja (Gazel, 1956) :

- série du Dja supérieur ;
- Complexe tillitique ;
- série du Dja inférieur.

1.2.2.2.2.1. Série du Dja supérieur

Décrite au Cameroun par Vidal (1933), Badet (1935) et Van Aubele (1937-1939). En 1951, Bruet tente de préciser les limites de la série. La série est constituée de carbonates et de pélites, de faible extension, localisée dans la région de Mintom. Elle est constituée de calcaire contenant des jaspes et de pélites. Cette série est discordante sur le socle du Ntem et sur la série du Dja inférieur. Elle est corrélée avec la formation schisto-calcaire du groupe Ouest-congolien (Denaeyer, 1928) datée du Néoprotérozoïque III entre 650 Ma et 630 Ma (Alvarez, 1995) ou du Cryogénien supérieur dans la dernière échelle chronologique de Knoll (2000).

D'après Boulvert et Salomon (1988), la série du Dja supérieur se manifeste en surface par des dépressions à morphologie karstique. Cette série est interprétée avec d'autres formations carbonatées d'Afrique centrale comme un ensemble de rampes carbonatées dirigées vers l'aulacogène du Bas-Congo et de la Sangha (Alvarez, 1995) et qui correspondrait à une phase régressive tecto-eustatique ayant la phase paroxysmale de l'orogénèse panafricaine (Moloto, 2002).

Les récents travaux de (Ekomané, 2010), sur la série du Dja supérieur qu'il rebaptise Formation de Minton, est localisée au Sud-est de la région du Sud de Cameroun, ont abouti à donner l'âge de formation de Minton (528 ± 150 Ma). Cette Formation a été affectée par l'orogénèse panafricaine.

1.2.2.2.2. Complexe tillitique

Le complexe tillitique (Van Den Hende, 1969) est constitué de calcschistes gris noir pyriteux et de brèches polygéniques. Il comprend la tillite de Bela-Libongo à la frontière de la République Centrafricaine, la tillite du Boulou dans pointe Sud du Cameroun et la tillite de Moloundou à la frontière avec le Congo. Le complexe tillitique repose en discordance sur la série du Dja supérieur

1.2.2.2.3. Série du Dja inférieur

La série du Dja inférieur (Laplaine, 1971) ou Complexe de Bek ou (Beuk) (champétier de Ribes et al., 1956) comprend un niveau inférieur gréseux grossiers, arkosique et conglomératique surmonté de formations pélitiques, parfois ampélitiques, alternant avec des niveaux gréseux et quartzitiques et renferment des rares dolomies et des jaspes. Vers le sommet de la série les pélites et les ampélites sont prépondérantes.

La série du Dja inférieur a été étudiée par (Vanhoutte, 1986). Elle est constituée de pélites, de quartzites et d'un complexe schisto-doléritique.

1.2.2.2.4. Série du Dja supérieur : Paléoenvironnement

Les formations sédimentaires Néoprotérozoïque de la série du Dja supérieur ont fait l'objet des études paléoenvironnementales et paléoclimatiques par Ekomané en 2010. A partir de ces données, il caractérise la Formation de Minton présentant « une signature de fleuve » comme dans quelques fleuves modernes (Elderfield et al., 1990 ; Lawrence et al., 2006) ou « une signature de lac acide » (Johannesson et Zhou, 1990). La présence des anomalies géochimiques témoignent de la présence d'une infiltration d'eau marine dans le milieu de dépôt. Donc la Formation de Minton s'est déposée dans un milieu lacustre suboxique caractérisé par des entrées épisodiques d'eau marine. Ce dépôt serait mise en place lors de la phase de rifting qui a précédé les lacustres caractérisés par des incursions d'eau marine (Ekomané, 2010). D'après Ekomané, 2010, La Formation de Minton a enregistré deux événements glaciaires :

- le premier correspond à la glaciation marinoenne ;
- le second correspond à la glaciation gaskienne.

1.2.2.2.3. Dépôts Néoprotérozoïque en Centrafrique

En Centrafrique les formations Néoprotérozoïques correspondent aux dépôts métasédimentaires dans le bassin de Bangui et ses environs reconnus sous l'appellation de « séries de Fatima-Bimbo-Bobassa-Possel-Bakouma-Haute-Sangha ou Sangha-Mbaéré ». Ces ensembles sont repartis géographiquement et respectivement dans le Sud, le Centre-sud, le Sud-est et le Sud-ouest de Bangui mais leur disposition stratigraphique est toujours discutée. Bien que l'idée d'une discordance sédimentaire majeure avec les quartzites de BMB (Poidevin, 1991, Dempster et Tutusaus, 1995 in Doyemet, 2006) est reconnue ; à l'intérieur de ce grand groupe Néoprotérozoïque, la position lithostratigraphique des grès de Bimbo (Cornacchia, 1986) a soulevé une polémique depuis plusieurs années jusque de nos jours. La série de Bimbo présentée comme grès conglomératique, arkosique et surmonté de chert (Cornacchia, 1986) est placée à tort et à travers sous ou au dessus de la série de Fatima (Cornacchia, 1986 ; Poidevin, 1991 ; Alvarez, 1995, Rolin, 1999). Les dernières données de Poidevin (2007) par l'analyse isotopique du strontium ont permis de dater les dolomies du bassin de Bangui à post-marinoen (575 Ma). Bien que cet âge est conforme à la génération des dolérites post-panafricaines (571 Ma ; Moloto et al, 2008), le problème lithostratigraphique de ces ensembles Néoprotérozoïques n'est pas totalement résolu.

La Série de Fatima serait constituée de faciès lagunaires (Alvarez, 2000). D'une puissance supérieure à 300 m (Poidevin, 1985), elle est essentiellement représentée par des calcaires gris à niveaux pluricentimétriques dolomitiques et noirs (présence probable de matière organique). Les lits dolomitiques, parfois exfoliés, indiquent d'anciens lits d'évaporite épigénisée. L'existence des fentes de dessiccation obstruées par de la calcite limpide marque des périodes d'émersion temporaire ; de petits amas de barytine semblent en relation avec l'existence de microkarsts synsédimentaires. De même, la couleur rosée de certains calcaires résultant probablement de la circulation per descensum favorisée par l'intense fracturation de la roche, de fluides météoriques chargés d'hydroxydes ferriques contenus dans la couverture latéritique, les calcaires rosés sont considérés comme des calcaires blancs colorés tardivement : ce seront les « calcaires massifs ». Le passage du calcaire pélitique au calcaire massif est très progressif avec une réduction continue de l'épaisseur et du nombre d'alternances (Sylvestre, 1973).

Le groupe de Fatima représenté par les cipolins et les métasilexites sont des dépôts Néoprotérozoïques (Poidevin, 1985; Alvarez, 1995 ; Rolin, 1995, 1998) du bassin de Bangui qui ont été déformés par au moins deux générations de plis (P1 et P2) qui ont donné deux foliations (S1 et S2). Ces épais dépôts (300 m) sont coiffés par des ensembles sédimentaires (paléozoïques) ou groupe de Bimbo (Ouabégo, 2013).

La série de Fatima, débute par un ensemble de grès feldspathiques (quartzites conglomératiques noirs de Bangui (20-30 m), grès de Bimbo épais de 200 m au moins) recouvert par une assise carbonatée (calcaires de Fatima), comprenant des dolomies fétides grises, parfois siliceuses, des calcaires gris d'environ 200 m, et des calcaires dolomitiques purs, roses, massifs et durs (40 m), fortement karstifiés avec de profondes poches.

La série de Fatima est constituée des Formations de Fatima-Mpoko (cipolins, métasilexite) et de la Formation de Bimbo (conglomérats). Ces Formations métasédimentaires de Fatima-Mpoko, représentant les dépôts Néoprotérozoïques du bassin de Bangui sont surmontées par des dépôts sédimentaires molassiques (Formation de Bimbo) ou dépôts cambriens. Ces deux types de subdivisions lithologiques sont séparés par une discordance de ravinement glaciaire qui est remarquable. Cette discordance se matérialise par le niveau de métasilexite qui se biseaute sur les cipolins. Ces dépôts du bassin de Bangui ont enregistré au moins deux phases de déformations panafricaines représentées par les éléments structuraux ci-après: les foliations S1 ; les plis P1, P2 et les divers éléments de fracturation (bréchification, filonnets et filonnets de quartz) (Ouabégo, 2013).

Alvarez (2000) estime que les calcaires beiges de Bobassa-Ndimba constituent une puissante assise carbonatée, accessible en période d'étiage à Bobassa-Ndimba. D'autre part, un affleurement d'une trentaine de mètres submergé se trouve en amont de l'île aux Sangliers dans le bras oriental de l'Oubangui, au niveau de la balise située à 51 km de Bangui. Cette formation épaisse d'au moins 500 m se serait accumulée en zone infratidale sur une rampe peu profonde. Les calcaires sont caractérisés par une très nette rythmicité centimétrique à décimétrique, d'où le nom de « rythmites de Bobassa-Ndimba » (les rythmites sont des dépôts massifs). Des analyses chimiques ont montré une nette richesse en quartz des calcaires de Fatima alors qu'une phase chloriteuse caractérise les calcaires de Bobassa-Ndimba. Ainsi, les calcaires de Bobassa et les calcaires de Fatima ne sont pas dolomitiques de manière significative.

La série de Possel est mise en évidence aux Formations du bassin de l'Oubangui: Cipolins, métasilexite. Ces Formations Néoprotérozoïques sont surmontées en discordance angulaire par le conglomérat Néoprotérozoïque supérieur de Bimbo. Cette discordance glaciaire est spectaculaire dans ce bassin panafricain de Bangui. La base de ces dépôts est définie par la métatillite de Bobassa-Ndimba à l'Ouest. Ces formations métasédimentaires sont traversées par la dolérite de Possel (Ouabégo, 2013).

(D'après Bigotte et Bonifas, 1968), la série de BAKOUMA est constituée de trois formations :

- à la base, formation fluvioglaciaire, 130 m, tillites et argilites varvées fréquemment sillcifiées.

- en position médiane, formation dolomitique : dolomies sublithographiques rosées, puis dolomies grises microcristallines.
- au sommet, formation calcaire. L'ensemble des dolomies et des calcaires a une puissance d'environ 200 m.

La série de la Haute-Sangha ou Sangha-Mbaéré est mise en évidence avec la série de Fatima. Dans la région, elle affleure uniquement le long des cours d'eau en période d'étiage (Alvarez, 1995) et masquée par les dépôts du bassin de Carnot et de la cuvette Congolaise en traduisant en surface par la présence de dépressions à morphologie crypto-karstique (Boulvert et Salomon, 1988). Elle appartient avec la série carbonatée du Dja supérieur au cycle Schisto-calcaire du Supergroupe Ouest-congolais (Denaeyer, 1928) mis en place au Néoprotérozoïque III et plus précisément entre 650 et 630 Ma (Alvarez, 1995).

Le complexe tillitique des Bandja est constitué de conglomérats hétérogènes à galets.

La série de Nola se comprend des grès fluvio-lacustre alternant avec des pélites et des siltites argileuses. La série de Nola a été rapportée au Néoprotérozoïque (Alvarez, 1995 ; Rolin, 1996).

CHAPITRE II: MATÉRIELS ET MÉTHODES

Ce chapitre consiste à présenter les matériels et méthodes d'études appliquées en vue de reconstituer l'origine et le contexte paléoenvironnemental de dépôt des formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique (Bobassa-Ndimba) et de les replacer dans le cadre paléogéographique de l'Afrique Centrale au Protérozoïque. Pour atteindre les objectifs assignés à cette étude, nous avons mené les études aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire.

II.1. MATÉRIEL DE TERRAIN

Nous avons mené plusieurs campagnes de terrain allant de période 2013 à 2020, qui ont permis d'utiliser les outils suivants : une carte topographique de la région au 1/50000, une carte géologique de la région au 1/50000, une boussole, un G.P.S., une massette, un marteau de géologue, une loupe de terrain, un appareil de photographie numérique, un marqueur, un sac d'échantillonnage, le double décimètre et l'acide chlorhydrique dilué à 10%.

II.2. MATÉRIEL DE LABORATOIRE

Au Laboratoire, des lames minces ont été confectionnées et étudiées. La confection de ces lames minces a nécessité l'emploi de la scie diamantée, de la colle araldite, de la plaque chauffante et de la rôdeuse. Les lames minces destinées à l'analyse physico-chimique ont été par la suite polies. Les échantillons destinés à l'analyse géochimique sur roche totale ont été apprêtés à l'Atelier de lames minces du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I. Le matériel utilisé à cet effet était constitué d'une massette, de l'alcool éthylique, du papier labo, des petits flacons d'emballage, du broyeur, du pulvérisateur et du porphyrisateur. La figure 11 observée ci-dessous présente les différents matériels de réalisation des lames minces du laboratoire de l'IRMG de Yaoundé au Cameroun.

II.3. MÉTHODES D'ÉTUDE

II.3.1. Travaux d'investigation sur le terrain

L'organisation de la campagne de terrain, a permis d'abord de faire une synthèse bibliographique pour identifier les différentes formations géologiques rencontrées dans les secteurs. Sur le terrain, le premier travail consisté à la localisation et à la recherche des affleurements, le long des cours d'eau étant le lieu par excellence d'affleurement des roches carbonatées (Bobassa-Ndimba), les directions des coupes ont été choisies en fonction des directions des principaux cours d'eau.



Figure 11 : Dispositif des matériels de réalisation des lames minces : (A) Tronçonneuse ; (B) Rectifieuse ; (C) Rodeuse ; (D) Prépolisseur ; (E) Stand d'imprégnation ; (F) Presse de collage à aspirateur ; (G) Plaque chauffante ; (H) Microscope

Sur les différents affleurements, un échantillon est prélevé en moyenne tous les 0,5 mètre pour permettre la confection de lames minces ainsi que la mesure de directions et pendages des surfaces. Les coupes ont été levées sur le terrain. Les descriptions qui ont été réalisées reprennent l'épaisseur et le relief des bancs, la couleur, la lithologie, les structures sédimentaires. L'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, avec un prélèvement environ tous les demi mètre ou moins si des variations lithologiques importantes le nécessitaient. Les échantillons prélevés sur les différents affleurements observés ont été emballés dans les sacs d'échantillonnage et emmenés au Laboratoire de Géologie du

Sédimentaire et du Pétrole de l'Université de Yaoundé 1. Les affleurements de la Formation d'Ombella M'poko ont été prélevés à Bobassa et à Ndimba, situé au Sud de Bangui.

Tous ces travaux de terrains consistent à représenter et à définir les différentes unités lithologiques en levant des coupes géologiques et en récoltant des échantillons, qui sont positionnés, orientés, numérotés et décrits. Une description macroscopique préliminaire est faite sur terrain.

II.3.2. Travaux en laboratoire

Les travaux de laboratoire sont réalisés dans différents laboratoires et présentés dans le Tableau IV ci-dessous.

Tableau IV : Laboratoires et analyses effectuées

Laboratoires	Travaux et analyses effectuées
Laboratoire de Géologie du Sédimentaire et du Pétrole de l'Université de Yaoundé 1	Identification des échantillons et préparation de quelques lames minces Observation et description macroscopique des roches
Laboratoire de Traitement des minerais (LTM) à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières (IRGM), de Yaoundé au Cameroun	Préparation des échantillons et confection des lames minces
Laboratoire de Pétrologie et Géologie Structurale (LPGS) de l'Université de Yaoundé 1	Observation et description microscopique des roches à l'aide du microscope polarisant
Université de Libre de Bruxelles, Département des sciences de la Terre et de Environnement, Unité de biogéochimie et Modélisation de Système Terre, Belgique.	Observation et description microscopique des roches à l'aide du microscope polarisant Géochimie des isotopes du carbone 13 (¹³ C) et oxygène 18 (¹⁸ O)
OMAC Laboratories Limited (ALS minerals) à Dublin en Afrique du Sud	Géochimie des éléments majeurs, légers, traces et de terre rares
Laboratoire d'analyse des matériaux de MIPROMALO de Yaoundé au Cameroun	Analyse par diffractométrie des Rayons X

II.3.2.1. Analyse microscopique

Soixante (60) lames minces confectionnées au Laboratoire de l'IRGM de Yaoundé au Cameroun ont été observées au microscope polarisant de marque OPTIC IVYMEM SYSTEM, utilisé en lumière réfléchie pour l'identification des minéraux opaques (sulfures, oxydes,...), et en lumière transmise pour la reconnaissance des minéraux transparents (calcite/dolomite, quartz, ...). Les microfaciès ont été décrits sur des lames minces sur base d'observations microscopiques (texture, abondance relative, orientation, distribution et classement des constituants et structures sédimentaires). Vingt (20) lames minces parmi les soixante (60) ont été envoyées au laboratoire de l'Université de Libre de Bruxelles pour des observations approfondies afin de compléter la description des différentes lames minces observées à l'Université de Yaoundé¹. Des analyses sédimentaires ont été effectuées en se basant sur des caractéristiques de couleur, de texture, et une classification des carbonates associée à la pétrographie des lames minces. La classification des carbonates de Chilingar (1960) basée sur la composition chimique a été utilisée pour décrire les différents types de faciès et microfaciès de la Formation de Ombelle M'poko. L'étude pétrographique a été réalisée à partir de lames de roche polies, réalisées sans induration à la résine, selon la cohésion de l'échantillon. La lame a d'abord fait l'objet d'une description générale et d'une observation globale. Puis le faciès a été étudié en microscopie optique en lumière transmise polarisée non analysée (LPNA) et en lumière transmise polarisée analysée (LPA).

II.3.2.2. Analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX)

L'analyse par diffractométrie des Rayons X a été réalisée sur la fraction carbonatée afin de déterminer la nature du cortège minéralogique pour chaque échantillon.

Le principe de la diffraction des rayons X consiste à émettre un faisceau de rayons X qui va diffracter sur un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg. Cela permet d'accéder à la connaissance de tous les espaces réticulaires. L'appareil utilisé pour cette étude est un diffractomètre à rayons X (de type Brucker) muni d'une anticathode en cuivre au Laboratoire d'analyse des matériaux (MIPROMALO) de Yaoundé au Cameroun.

L'utilisation de cette méthode d'étude dans notre cas a été limitée à deux objectifs :

- le premier est la détermination de la composition minéralogique des échantillons.
- le deuxième est la quantification de toutes les phases minérales présentes.

La diffraction des rayons X (DRX) consiste à bombarder un cristal par un faisceau de rayons X d'une longueur d'onde connue, qui sera diffractée dans une direction donnée par chacune des familles de plans réticulaires du cristal à chaque fois que la condition de Bragg se trouve réalisée (Fig. 12) :

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$

n = ordre de diffraction

λ = longueur d'onde

d = distance inter- réticulaire

θ : angle de diffraction

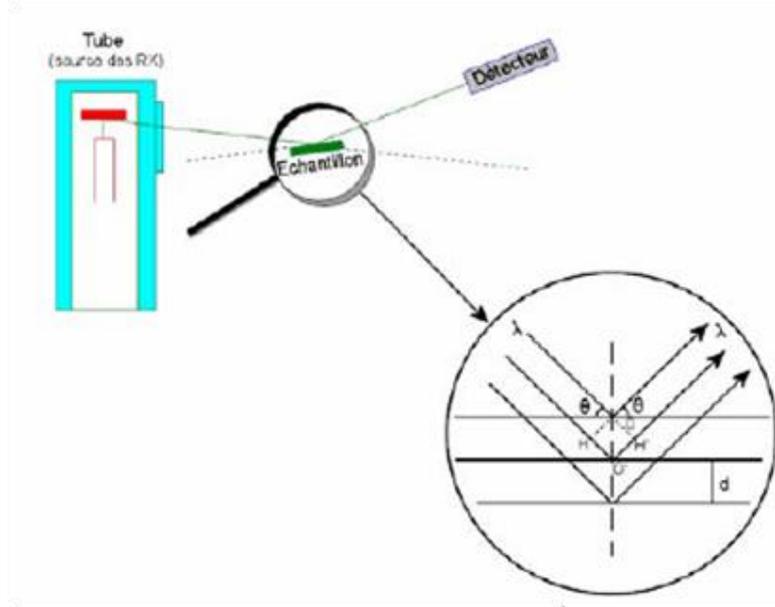


Figure 12 : Schéma illustrant le diffractomètre et la réflexion des rayons X modifié d'après (Bouchet et al., (2000)

II.3.2.3. Analyse géochimique

L'analyse de composition chimique en roche totale a été réalisée à l'aide de différentes techniques incluant l'ICP-AES et l'ICP-MS. Ces différentes techniques ont permis de doser aussi bien les éléments majeurs que les éléments en traces ainsi que des terres rares des échantillons de roches prélevés dans la région d'étude (Bobassa-Ndimba). Toutes les analyses ont été réalisées à OMAC Laboratories Limited (ALS minerals) à Dublin en Afrique du Sud dont sept (07) échantillons des affleurements de Bobassa-Ndimba ont été sélectionnés pour des analyses géochimiques sur roche totale et vingt (20) échantillons des affleurements de Bobassa-Ndimba ont été sélectionnés pour des analyses géochimiques isotopiques au Laboratoire de l'Université de Libre de Bruxelles en Belgique.

II.3.2.3.1. Broyage

La première étape de préparation des échantillons est le broyage. Tous les échantillons sont concassés à l'aide d'un broyeur à mâchoires en acier. Ils sont ensuite broyés en fine poudre soit à l'aide d'un mortier et d'un pilon, soit par un broyeur à anneaux en agate. Pour

éviter la contamination d'un échantillon à l'autre, entre chaque utilisation, les différents broyeurs sont minutieusement nettoyés à l'air comprimé, puis à l'alcool. Avant de broyer un nouvel échantillon, quelques grammes de cet échantillon est broyé afin de nettoyer les broyeurs.

II.3.2.3.2. Analyse chimique des majeurs, traces et terres rares

Les éléments majeurs, mineurs, traces et les terres rares ont été analysés par des spectromètres d'émission plasma à couplage inductif (Inductively Coupled Plasma : ICP) équipé de détecteurs de type spectrophotométriques AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) et de type spectromètres de masse MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Sept échantillons ont été sélectionnés pour des analyses majeures, des traces et des terres rares à l'OMAC Laboratory Limited (ALS Minerals) à Dublin (Irlande). Les échantillons en poudre ont été fondus avec du LiBO_2 (980 ° C pendant 60 min), puis dissous dans un mélange HNO_3 (1 mole) - H_2O_2 (0,5%) - glycérol (10%). La solution résultante a été analysée par ICP-AES pour les éléments majeurs. Les teneurs en éléments traces et en terres rares (REE) ont été obtenues par ICP-MS après une attaque par micro-ondes d'un mélange échantillon-acide nitrique (65%) basée sur le protocole 3051 de la EPA (Environmental Protection Agency). La précision et l'exactitude étaient toutes deux supérieures à 1% de la valeur mesurée (moyenne 0,5%) pour les éléments principaux, conformément aux normes internationales et à l'analyse d'échantillons répétés.

II.3.2.3.3. Normalisations

Les normalisations des terres rares permettent de pouvoir comparer les résultats par rapport à différents standards définis internationalement. Le standard chondrite est la référence universelle. Toutefois, selon la nature des échantillons étudiés et leur origine supposée, il existe d'autres standards plus spécifiques. Ainsi, la normalisation aux chondrites permet de positionner l'échantillon par rapport à l'état de la Terre primitive (Taylor et McLennan, 1985). En revanche, les normalisations Post Archean Australian Shale (PAAS) permettent de situer la composition de l'échantillon rapport à l'état de la Terre après les premiers cycles d'érosion/sédimentation (Mackenzie et al., 2004 ; McLennan 1989).

Il est alors nécessaire de faire le choix des différents standards à utiliser en fonction des approches différentes liées à la problématique abordée. Dans le cadre de cette étude, le standard utilisé est le standard PAAS. En effet, l'utilisation du standard PAAS pour la normalisation des terres rares permet ainsi de distinguer aisément le matériel océanique du matériel détritique. Ainsi, il permet de ce fait de déterminer l'influence éventuelle du milieu

de sédimentation qui peut parfois provoquer des fractionnements par rapport aux phases détritiques.

II.3.2.3.4. Calcul des anomalies en cérium et en europium

Les anomalies en terres rares normalisées sont calculées comme étant le rapport de la concentration d'éléments mesurés avec la concentration calculée de l'élément considéré soit, par rapport à une moyenne linéaire soit par rapport à une moyenne géométrique des teneurs des plus proches voisins dans la classification périodique des éléments. La normalisation des terres rares est effectuée et dépend de deux paramètres que sont : la concentration de l'élément considéré dans la chondrite d'après Pourmand et al. (2012) et la concentration du même élément dans la roche et aussi les calculs sont basés sur les travaux de Bolhar et al. (2006).

II.3.2.4. Analyse géochimique isotopique du ^{13}C et ^{18}O

Les analyses des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) de la phase carbonatée des échantillons ont été réalisées à l'Université d'Erlangen (Allemagne) par l'Université de Libre de Bruxelles, Département des sciences de la Terre et d'Environnement, Unité de biogéochimie et Modélisation de Système Terre. Les compositions isotopiques en isotopes stables (C, O, par exemple) sont exprimées selon une nomenclature internationale utilisant la notation delta (δ). Les valeurs δ expriment la déviation relative entre le rapport isotopique de l'échantillon et celui d'une référence internationale (Craig, 1957). La référence internationale utilisée pour les isotopes de carbone est un rostre de Belemnite provenant de la Formation PeeDee de Caroline du Sud et notée PDB (Pee Dee Belemnite).

Vingt échantillons ont été analysés pour les compositions d'isotopes stables. Les carbonates ont été préparés par microdrainage des surfaces coupées correspondant aux zones qui ont été sectionnées. Les analyses ont été effectuées à l'Université d'Erlangen (Allemagne). Les échantillons ont été mis à réagir avec de l'acide phosphorique à 100% (densité > 1,9; Wachter et Hayes, 1985) à 75° C à l'aide d'un système Kiel III en ligne de préparation de carbonate connectée à une masse Thermo Finnigan 252 spectromètre. Toutes les valeurs sont rapportées en mille par rapport à V-PDB par attribuer une valeur $\delta^{13}\text{C}$ de + 1,95 ‰ et une valeur $\delta^{18}\text{O}$ de -2,20 ‰ à NBS19. La reproductibilité a été vérifiée par une analyse répétée des normes de laboratoire et était meilleure que $\pm 0,04$ (pour $\delta^{13}\text{C}$) et 0,07 ($\delta^{18}\text{O}$) (1σ). Les résultats sont sous une notation conventionnelle delta pour mille ($\delta\%$) relatif au standard PDB (Pee Dee Belemnite).

Les mesures de compositions isotopiques en C et O des carbonates nécessitent la mise en solution des carbonates par ajout de H_3PO_4 , sous vide. Le CO_2 produit est alors purifié par cryogénie en ôtant le N_2 , et la vapeur d'eau. Selon la minéralogie des carbonates, les attaques acides se font dans un bain thermostaté à 25°C pour la calcite et 50°C pour la dolomite. La cinétique de la réaction entre l' H_3PO_4 et les différents carbonates permet une séparation entre le gaz produit par réaction de la calcite et celui produit par la dissolution de la dolomite (Sheppard et Schwarcz, 1970; Rosenbaum et Sheppard, 1986).

II.3.2.5. Importance des analyses

Les objectifs fixés dans ces travaux impliquent une démarche pluridisciplinaire. Ainsi, du fait de la très grande diversité des carbonates du Protérozoïque, les analyses ne peuvent pas être réalisées à l'aveuglette. Un des objectifs précités ici, est de reconstituer le contexte paléoenvironnemental du milieu de dépôt de la Formation carbonatée de Centrafrique. Il est par conséquent nécessaire de réaliser au préalable des observations de géométries de corps à l'affleurement et ensuite une étude sédimentologique pour contraindre la suite de l'étude. Cette approche combine à la fois des observations faciologiques, macroscopiques et microscopiques. Les observations géométriques vont permettre d'une part de déterminer les différents types pétrographiques et d'autre part, la succession lithologique de dépôt. Les observations macroscopiques, microscopiques permettent de déterminer les conditions de mise en place des sédiments, déterminer les structures originelles de dépôt, si celles-ci n'ont pas été affectées par le métamorphisme et enfin énoncer des hypothèses sur les différents milieux de dépôt. Les troisième et quatrième étapes consistent respectivement à des approches minéralogiques et géochimiques. L'approche géochimique est très largement fondée sur des éléments majeurs et traces (plus terres rares) des phases pétrographiques de la roche totale et sur les signaux isotopiques du ^{18}O et du ^{13}C .

Les données en terres rares permettent de vérifier si le métamorphisme a affecté les signaux originels de dépôt ou alors a permis une remobilisation et une contamination en certains éléments, ceci pour proposer et justifier un modèle d'environnement de dépôt. Les données des autres éléments traces permettent de vérifier les différentes associations entre éléments en fonctions du milieu et des conditions de dépôt.

CHAPITRE III: RÉSULTATS SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES

Ce chapitre consiste à présenter les résultats de terrain et de laboratoire permettant à reconstituer les milieux de dépôts de la Formation de Ombella-M'poko. Une corrélation sera faite avec les autres formations carbonatées de la sous-région à partir des dépôts carbonatés rencontrés en République Démocratique du Congo (RDC), au Congo, au Gabon et au Cameroun.

Afin de replacer les processus sédimentaires et l'environnement de dépôt de la Formation de Ombella-M'poko dans l'évolution globale du bassin, un travail d'analyse géochimique et isotopique sur les échantillons des affleurements de la Formation d'Ombella-M'poko est réalisé pour compléter les données pétrographique, minéralogique et sédimentologique permettant de proposer un cadre paléoenvironnemental de la Formation de Ombella-M'poko.

III.1. PÉTROGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE

La Formation carbonatée de Ombella-M'poko est une série sédimentaire qui affleure sur une épaisseur de 13 mètres. Les sondages qui ont été faits par Boujut (1972) atteignent une profondeur environ quelques 200 mètres. Notre étude est exclusivement basée sur les roches carbonatées de Bobassa et de Ndimba. Mais les travaux antérieurs et les observations de terrain, permettent de décrire la succession de la Formation carbonatée de Ombella - M'poko qui débute par un niveau de conglomérat glaciaire ou métatillite ou encore Diamictite, et se termine par un niveau de calcaire dolomitique légèrement métamorphisé. Ces observations ont permis d'établir un log synthétique stratigraphique de la Formation de Ombella M'poko permettant de montrer et décrire la succession des faciès carbonatés qui sont constitués de deux Unités (Unité de Ndimba et Unité de Bobassa) qui recouvrent les métatillites ou conglomérat glaciaire. L'ensemble est en discordance sur le socle (Fig.13) (Alvarez, 2000 ; Poidevin, 2007 et Ouabego, 2013).

III.1.1. Nouvelles observations lithologiques de la Formation de Ombella-M'poko

La Formation de Ombella M'poko est constituée deux unités carbonatées (les unités Ndimba et Bobassa) et l'étude pétrographique et sédimentologique a été effectuée sur vingt (20) lames minces dont dix (10) pour chaque unité. Cette étude a révélé une homogénéité des faciès dans chaque unité. Ainsi, des microfaciès sont mis en évidence et leur succession constitue la séquence standard pour l'ensemble de la Formation de Ombella M'poko. Les caractéristiques sédimentaires des unités de Bobassa et de Ndimba sont résumées dans le Tableau V. La succession des faciès de la Formation de Ombella M'poko a permis d'établir un log lithologique reprenant les unités de Bobassa et de Ndimba (Fig.13).

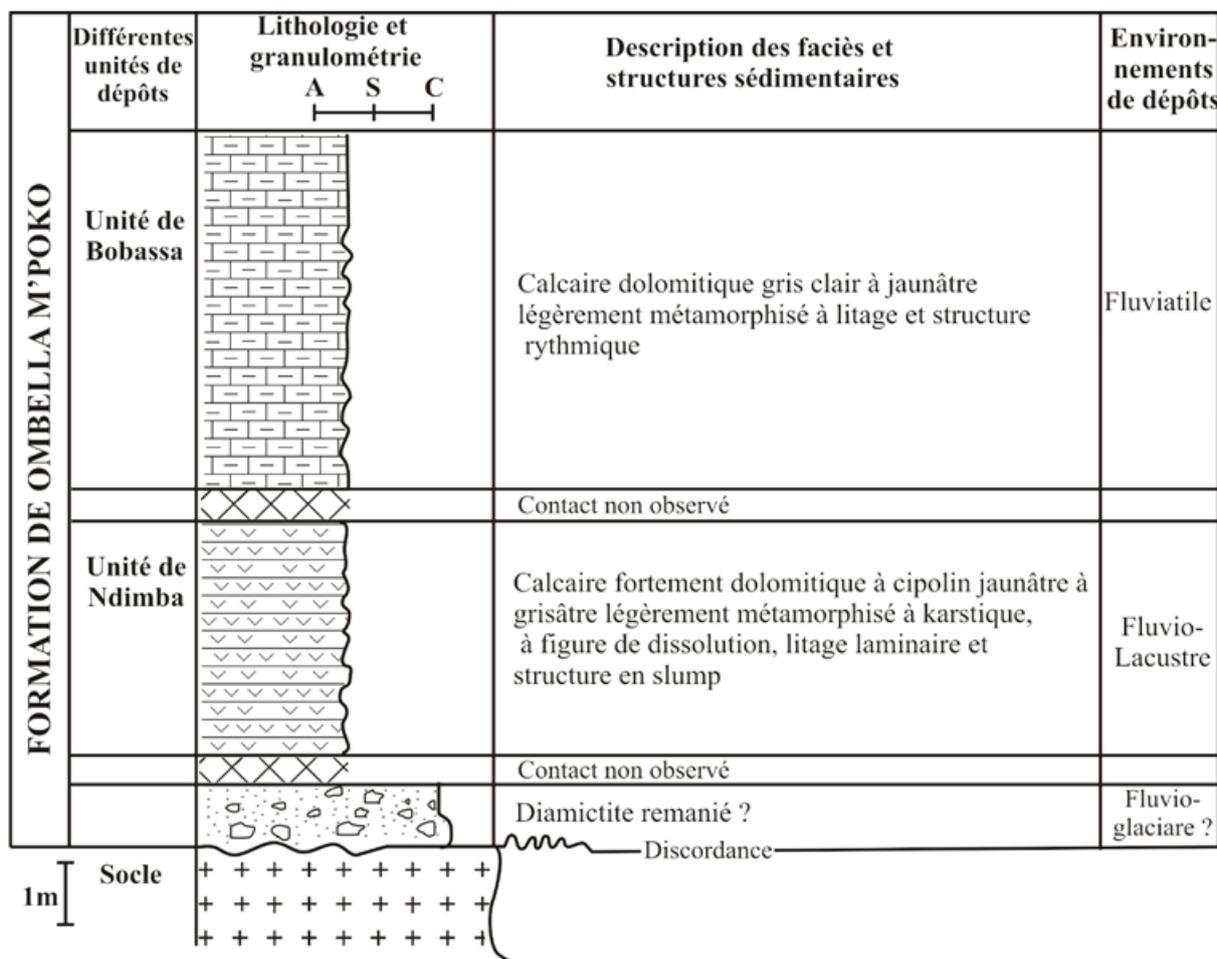


Figure 13: Log stratigraphique de la Formation de Ombella M'poko

III.1.1.1. Unité de Ndimba

L'Unité Ndimba, orientée régionalement N120° E et ayant un pendage sub-vertical à vertical 45-85° SW, est constituée de lits de 1 à 4 m d'épaisseur composés de calcaires fortement dolomitique de couleur jaunâtres à grisâtres légèrement métamorphisés à cipolin ayant des structures rythmiques en alternance de mince couche argileuse (Fig. 14 A). Cet affleurement présente des structures karstiques, issuent d'une altération météorique différentielle et des structures convolutives (Fig. 14 B-C-D). On observe également des litages rythmiques, des macro-stylolithitiques, des slumps et des figures de dissolution à la surface de l'affleurement (Fig. 14 A-B-C-D). L'affleurement présente de stratification horizontale, de structure karstique et de figures de dissolution. Il réagit lentement à l'acide chlorhydrique dilué à froid. Le contact stratigraphique avec l'Unité de Bobassa n'a pas été identifié.

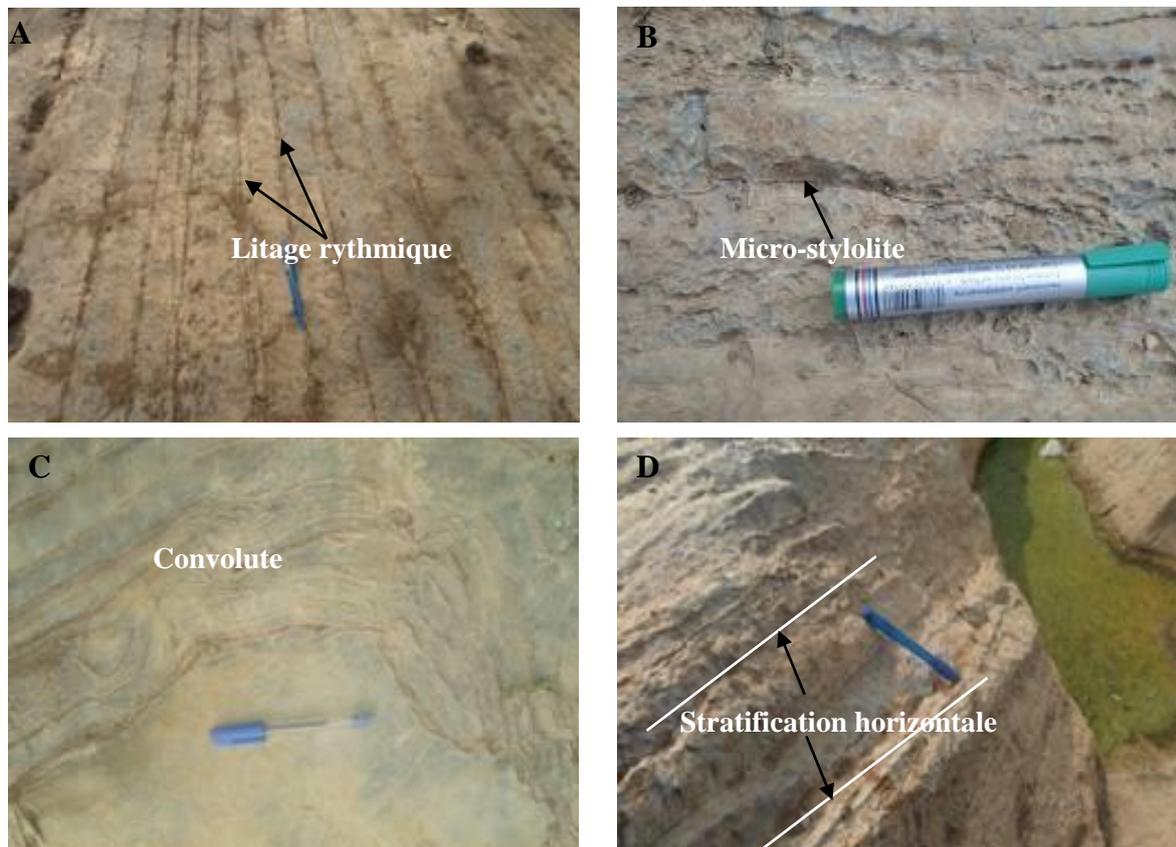


Figure 14: Observation macroscopique de l'Unité de Ndimba.

Légende

- A. Calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé à cipolin présentant un litage rythmique;
- B. Calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé présentant des macro-stylotites et des joints de dissolution;
- C. Calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé montrant des structures convolutées avec des slumps;
- D. Affleurement présentant des stratifications horizontales, des structures karstiques et figures de dissolution.

III.1.1.2. Unité de Bobassa

L'Unité de Bobassa, orientée régionalement N 110° E, de couleur gris-clair à jaunâtre. Cet affleurement de calcaire dolomitique légèrement métamorphisé présente une stratification oblique, de figures de dissolution et des structures karstiques (Fig. 15 A-C). Les affleurements de Bobassa (Fig. 15A-D) sont discontinus en dalles (métrique à plurimétrique), avec des intercalations de bandes pélitiques (d'épaisseur plurimillimétriques à pluricentimétriques soulignant une structure rythmique (Fig.15 B). Cette roche présente une discordance entre les grès à grains grossiers à caillouteux des intercalaires conglomératiques sur les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisé et à structure rythmique avec l'alternance de mince couche argileuse (Fig.15 B). Les veines de calcite sont abondantes et orientées de manière aléatoire (Fig.15 D)

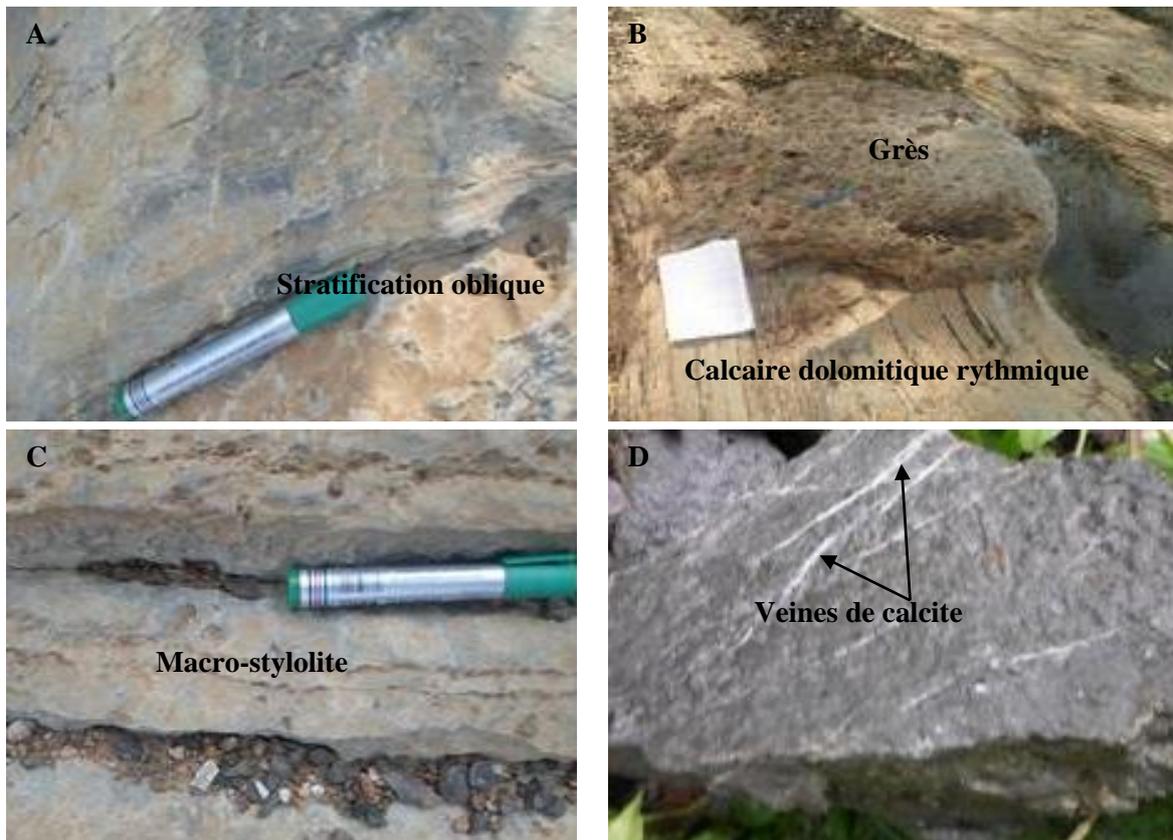


Figure 15: Observation macroscopique de l'unité de Bobassa.

Légende

- A. Faciès de calcaire dolomitique légèrement métamorphisé, présentant une stratification oblique, de figures de dissolution et des structures karstiques;
- B. Affleurement montrant le point de contact entre le grès grossiers et le calcaire dolomitique à structures rythmiques;
- C. Calcaire dolomitique légèrement métamorphisé présentant de macro-stylolite, de structures karstiques et de figures de dissolution;
- D. Faciès calcaire dolomitique légèrement métamorphisé montrant des veines remplies de calcite.

Tableau V : Synthèse des caractéristiques sédimentaires de la Formation Umbella-M'poko.

Unités	Description	Minéralogie	Lithologie	Structure	Microfacies	Profondeur
Unité de Ndimba	Calcaire jaunâtre à grisâtre	Calcite (80-90%) Dolomite (8-10%)	Calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé à cipolin	litages rythmiques, stratification horizontale, du karst, figures de dissolution et slump	Calcimicrite, calcisparite	4-9 m
Unité de Bobassa	Grès à grains grossiers à caillouteux et intercalation conglomératiques Calcaire gris clair à jaunâtre	Calcite (92-95 %) Dolomite (3-6 %)	Calcaire dolomitique légèrement métamorphisé	Stratification oblique, litage rythmique, slumping, figure de dissolution et slump	Calcimicrite, calcisparite	9-14 m

III.1.2. Description microscopique de la Formation de Ombella-M'poko

III.1.2.1. Unité de Ndimba

Au microscope, la fraction minérale est constituée principalement de calcite (80–90%), tandis que la dolomie (8–10%), le quartz (1–3%), les minéraux opaques (1%), la muscovite et la pyrite (Fig. 16 A-B-C-D). L'Unité de Ndimba a un fond micritique donc c'est un calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé à cipolin. Les cipolins sont localement identifiés et sont constitués de cristaux xénomorphique de dolomite en formant des tissus interstitiels ou remplaçant la calcite formée. Ces faciès sont généralement recoupés par plusieurs générations de microfractures à l'intérieur desquelles ont précipité les grains de calcite sparitique, de quelques grains de quartz et certains présentent des stylolites. Les laminations sont constituées de minces films microbiens ondulés présentant des froncements irréguliers qui développent parfois des microdômes ou des surfaces abrasives et de structures microbiennes ressemblant à des cyanobactéries. (Fig.16 B-D). Les relations géométriques de fractures (plusieurs réseaux se recoupant) et stylolithes horizontaux, obliques, verticaux montrent qu'ils sont assez contemporains. Les fractures (d'épaisseur environ 100µm à 3mm) sont recoupées par les stylolithes (Fig.16 D). La matrice contient souvent une fine fraction détritique (silteux, quartzeux et de nombreux microcristaux). On note la présence de filaments microbiens (Fig.16 D). Les microfaciès de la Formation de Ombella M'poko ont subi une fracturation postsédimentaire intense, ceci peut être observé sur les lames minces (Fig.16 A-D).

Les microfractures sont colmatées par la dolomite ou la calcite. Les stylolithes diagénétiques ou synsédimentaires (parallèlement à la stratification) sont formés au cours de l'enfouissement (Fig.16 D).

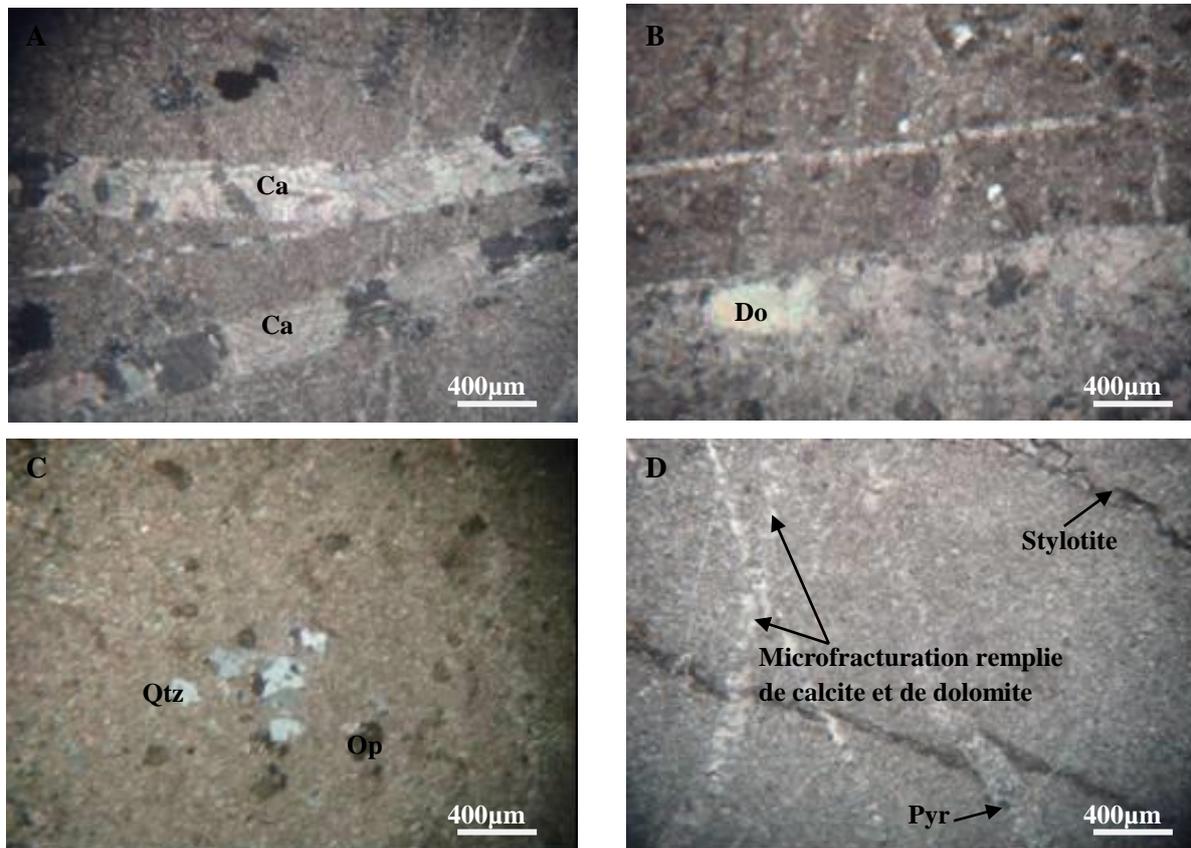


Figure 13 : Observation microscopique de l'Unité de Ndimba.

Légende

- A. Calcimicrite avec veine de calcite;
 - B. Calcimicrite à calcisparite avec veine de calcite;
 - C. Calcisparite montrant une entrée détritique;
 - D. Calcisparite avec stylolithe.
- Ca: calcite; Do: dolomites; Qtz: quartz; Op: minéraux opaques; Mus: muscovite; Pyr: pyrite.

III.1.2.2. Unité de Bobassa

Au microscope, Les échantillons de Bobassa sont constitués de minéraux tels que, la calcite (92–95%) est dominante, tandis que la dolomie (3–6%), le quartz détritique à silt (1–2%) et des traces de muscovite et de pyrite sont présents Fig. 17 A-B-C-D). La fraction de calcite contient de la calcimicrite et de la calcisparite métamorphisée ainsi que plusieurs générations de microfractures remplies de cristaux de calcite et de dolomite (Fig. 17 D-E). L'Unité de Bobassa a un fond un micritique donc une texture micritique parcourue par des microfissures de différentes qui se recoupent. On note aussi la présence des stylolites et quelques groupements de communautés microbiennes ou de rares mattes microbiennes se seraient développées (Fig. 17 C). La micrite est foncée à gris noir et la microsparite est gris clair à blanchâtre en lame mince. La matrice contient souvent une fine fraction détritique (silt, parfois sableux, quartzeux et de nombreux microcristaux. Les microfaciès de l'Unité de

Bobassa ont subi une fracturation postsédimentaire intense, ceci peut être observé sur les lames minces. On observe dans ces faciès une porosité sur le fond micritique, correspondant à des cavités ayant de diamètre environ 1,5mm. Des cristaux de dolomite secondaires sont précipités à l'intérieur des cavités (Fig. 17 D).

Les microfractures sont colmatées soit par la dolomite ou la calcite. Les stylolithes diagénétiques ou syngénétiques (parallèlement à la stratification) sont formés au cours de l'enfouissement (Fig. 17 A-C).

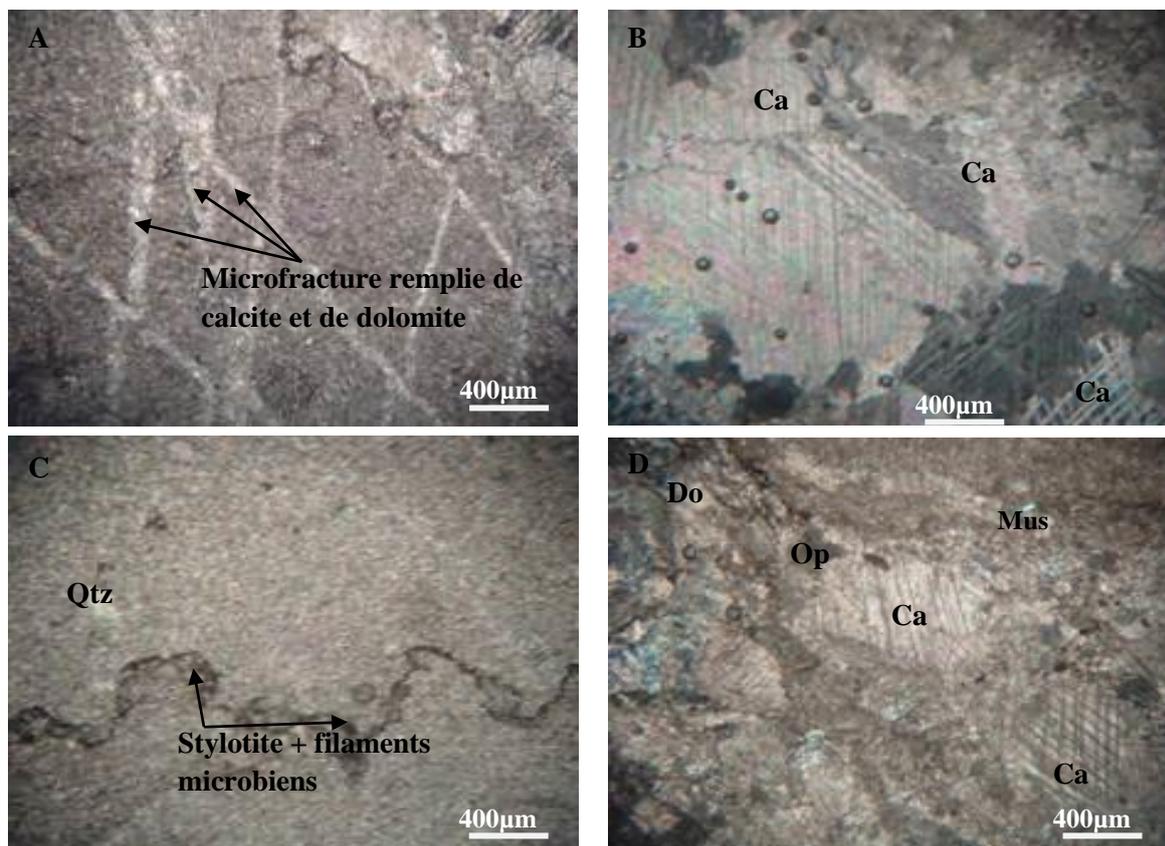


Figure 14: Observation microscopique de l'Unité de Bobassa.

Légende

- A. Microphotographie de faciès calcaire calcimicrite légèrement métamorphisé montrant des dépôts de calcite dans la fracture avec microfailles dextre;
 - B. Calcisparitique avec des jumeaux polysynthétiques formant un ciment interstitiel autour de clastes détritiques dissous et gravés;
 - C. Calcimicrite présentant de stylolite et de filament microbie;
 - D. Calcisparitique avec flocons de muscovite, grains de quartz, pyrite et oxyde montrant une dissolution secondaire.
- Ca: calcite; Do: dolomites; Qtz: quartz; Op: minéraux opaques; Mus: muscovite; Pyr: pyrite.

III.1.3. Analyse minéralogique par DRX

III.1.3.1. Diffractogrammes des rayons X des faciès carbonatés

Les résultats de DRX des échantillons des faciès carbonatés de la Formation de Umbella M'poko sont essentiellement quantitatifs et exprimés en fonction de la distance

réticulaire permettant de déterminer les espèces minéralogiques suivantes : calcite, dolomite, quartz, illite, chlorite.

L'examen de diffractogrammes de rayons X montre que l'Unité de Ndimba est constituée principalement de calcite (abondante), de dolomite (moins abondante), accessoirement de quartz, d'illite et de chlorite (Fig. 18). Cette unité est un calcaire fortement dolomitique faiblement métamorphisé à cipolin.

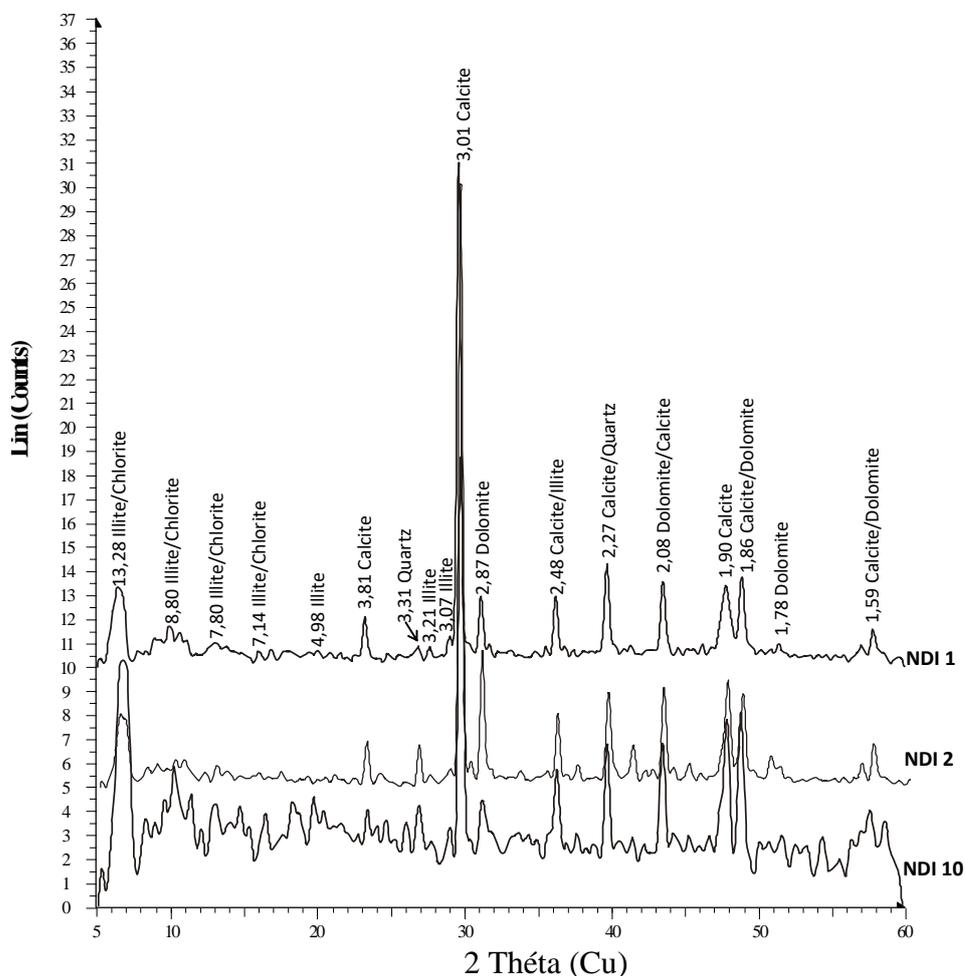


Figure 15 : Diffractogrammes de Rayons X de l'Unité de Ndimba

L'examen de diffractogrammes de rayons X montre que l'Unité de Bobassa est constituée principalement de calcite (abondante), de dolomite (moins peu abondante), accessoirement de quartz, d'illite et de chlorite (Fig. 19). Cette unité est un calcaire dolomitique légèrement métamorphisé.

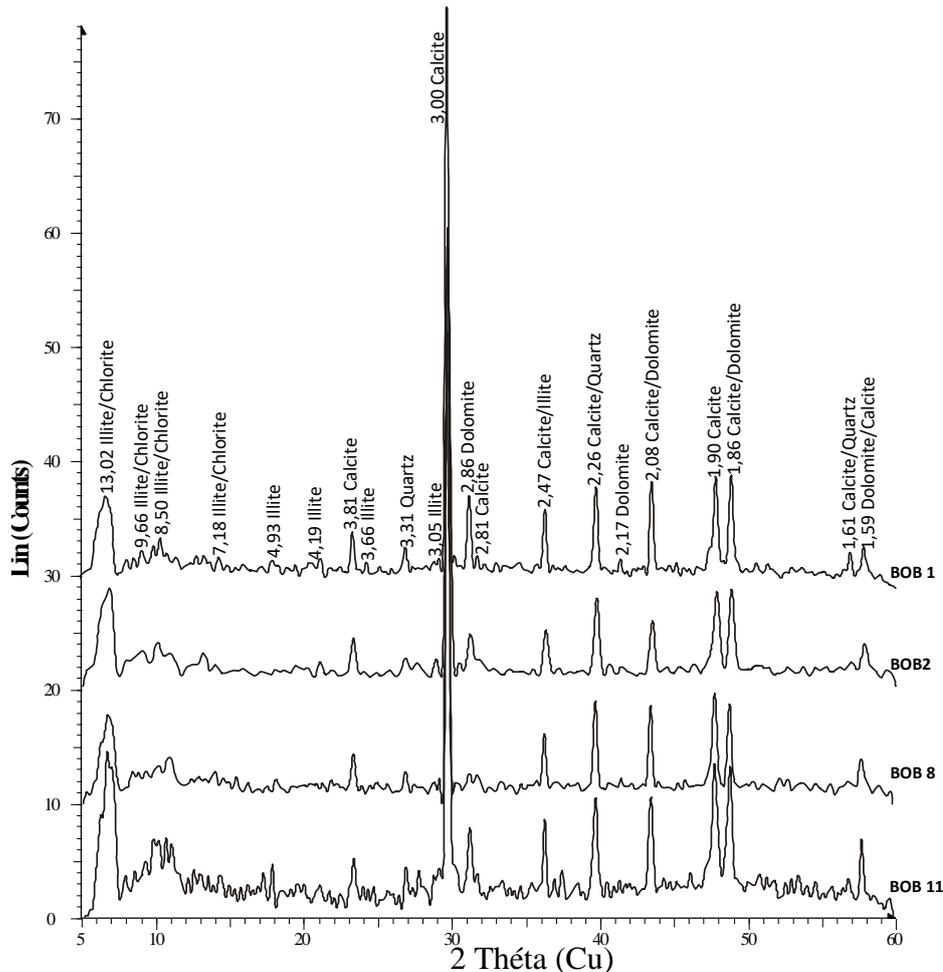


Figure 16: Diffractogrammes de Rayons X de l'Unité de Bobassa

Certaines espèces minérales mises en évidence par les Diffractogrammes de rayon X seront utilisées pour la caractérisation paléoenvironnementale.

III.2. ANALYSE GÉOCHIMIQUE

Les éléments majeurs ont été analysés au laboratoire de OMAC Laboratories Limited (ALS minerals) à Dublin en Afrique du Sud à l'aide d'un ICP-AES et les éléments traces et terres rares à l'aide d'un ICP-MS. Cette analyse peut aider à caractériser l'environnement dans lequel la Formation de Ombella M'poko s'est déposée ainsi que les conditions d'altération diagénétique pourraient être mises en évidence.

III.2.1. Distribution des éléments majeurs

Les teneurs en éléments majeurs permettent d'apprécier l'importance détritique (silice ou aluminium provenant des minéraux argileux notamment) et de préciser la nature de la roche et le contexte paléoenvironnemental.

Les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko sont essentiellement caractérisés de teneurs modérées en CaO (46,8-51,4%), en MgO (1,25-4,61%) et en LOI (40,6-42,4%) (Tableau VI).

Les teneurs en CaO sont modérées dans l'Unité de Ndimba (46,8-51,3%), ainsi que dans l'unité de Bobassa (48,60-51,40%) (Tableau VI). Leurs moyennes respectives en CaO varient (50,05%) et dans l'Unité de Bobassa, (49,76%) dans l'Unité de Ndimba (Tableau VI).

Les teneurs en SiO₂ sont comprises entre 2,56 et 5,95% (Tableau VI). Les teneurs mesurées sont dans les Unités de Bobassa (3,25-5,95%) et de Ndimba (2,56-4,62%).

Les teneurs en Al₂O₃ sont comprises entre 0,48 et 1,33% (Tableau VI). Les teneurs mesurées sont dans les unités de Bobassa (0,85-1,33%) et de Ndimba (0,48-0,86%).

Les teneurs en Fe₂O₃ sont comprises entre 0,26 et 0,51% (Tableau VI).

Les teneurs en K₂O sont comprises entre 0,26 et 0,53% (Tableau VI) (Tableau VI).

Les teneurs en Na₂O sont faibles et inférieures à la limite de détection.

Les teneurs en MnO, TiO₂ et P₂O₅ sont également faibles et inférieures à 1% (Tableau VI).

Les faciès des roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko sont essentiellement caractérisés par des teneurs modérées en CaO et en MgO (Tableau VI).

Les teneurs en SiO₂ + TiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃ sont faibles, variant de 3 à 8% en poids, ce qui indique un faible approvisionnement en matériel détritique du continent (Tableau VI). Les valeurs de perte au feu (40 à 43% en poids) indiquent des proportions élevées d'H₂O adsorbées et d'éléments volatils (Tableau VI). La composition chimique confirme que l'unité de Bobassa est constituée de calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés ($27,96 \leq Ca / Mg \leq 48,97$), tandis que l'Unité de Ndimba est composée majoritairement de calcaires fortement dolomitique légèrement métamorphisés et à cipolin ($12,03 \leq Ca / Mg \leq 27,51$) (Tableau VII).

Les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko sont presque purs et ne contiennent que peu de fraction détritique, tel qu'indiqué par leur contenu très pauvre en silice SiO₂ (%) et en aluminium Al₂O₃(%) (Tableau VI).

III.2.2. Corrélation géochimique des éléments majeurs

Des diagrammes binaires ont été établis dans l'optique de comprendre la relation qui lierait le silicium à l'aluminium, au fer, sodium, potassium, magnésium, calcium, titane et phosphore, d'une part et d'autre part le magnésium au calcium.

A partir des diagrammes binaires en fonction de SiO₂ ci-dessous, il en ressort que Al₂O₃, le K₂O, le MgO présentent une forte corrélation positive, et Fe₂O₃, P₂O₅, une faible corrélation

positive avec le SiO₂ dans les faciès carbonatés de l'Ombella M'poko (Fig. 20 A-C-D-B-E). Le TiO₂ se caractérise par une faible corrélation positive dans l'unité de Bobassa et une faible corrélation négative dans l'unité de Ndimba avec SiO₂ tandis que LOI et CaO donnent une forte corrélation négative avec SiO₂ dans les Unités de Bobassa et Ndimba de la Formation Ombella M'poko (Fig. 20 F-G-H).

Les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko sont presque purs et ne contiennent que peu de fraction détritique, tel qu'indiqué par leur contenu très pauvre en silice (SiO₂) et en aluminium (Al₂O₃).

La forte corrélation positive entre Al₂O₃ et K₂O suggère que les argiles sont présentes dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko sont relativement peu altérées.

Tableau VI : Teneurs en éléments majeurs (en %) dans la Formation de Ombella M'poko

	l.d.	Unité Bobassa				Unité Ndimba		
		BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
SiO ₂	0,01	5,61	5,95	3,25	4,01	2,56	4,62	2,70
Al ₂ O ₃	0,01	1,33	1,24	0,92	0,85	0,48	0,86	0,66
Fe ₂ O ₃	0,01	0,51	0,45	0,40	0,34	0,26	0,35	0,28
MnO	0,01	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.	l.d.
MgO	0,01	2,11	2,03	1,25	1,73	2,21	4,61	2,31
CaO	0,01	49,70	48,90	51,40	50,20	51,20	46,80	51,30
Na ₂ O	0,01	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
K ₂ O	0,01	0,53	0,48	0,33	0,37	0,26	0,39	0,29
TiO ₂	0,01	0,06	0,05	0,04	0,04	0,16	0,04	0,09
P ₂ O ₅	0,01	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,06	0,06
LOI	0,01	40,60	40,70	42,00	41,60	42,40	41,60	42,10
Total	-	100,52	99,87	99,66	99,19	99,58	99,34	99,80
a	-	7,51	7,69	4,61	5,24	3,46	5,87	3,73

LOI: perte au feu.

l.d : limites de détection.

a= SiO₂+TiO₂+Al₂O₃+Fe₂O₃

Tableau VII : Rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène, associés avec les teneurs en CaO et MgO, et les rapports Ca/Mg de la Formation de Ombella M'poko

	Description	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	CaO (%)	MgO (%)	Ca/Mg
BOB 1	Calcimicrite	-8,03	-0,40	49,70	2,11	27,96
BOB 2	Calcimicrite	-8,11	-0,44	48,90	2,03	28,63
BOB 3	Calcimicrite	-8,40	-0,34	-	-	-
BOB 4	Calcimicrite	-8,30	-0,53	-	-	-
BOB 5	Calcisparite	-8,62	-0,38	-	-	-
BOB 6	Calcisparite	-8,80	-0,51	-	-	-
BOB 7	Calcimicrite	-8,56	-0,41	-	-	-
BOB 8	Calcimicrite	-8,97	-0,44	51,40	1,25	48,97
BOB 10	Calcimicrite	-8,31	-0,41	-	-	-
BOB 11	Calcisparite	-9,31	-0,38	50,20	1,73	34,49
NDI 1	Calcimicrite	-8,28	-0,54	51,20	2,21	27,51
NDI 2	Calcimicrite	-8,40	-0,72	46,80	4,61	12,03
NDI 3	Calcimicrite	-8,33	-0,64	-	-	-
NDI 4	Calcimicrite	-8,16	-0,61	-	-	-
NDI 5	Calcisparite	-7,87	-0,48	-	-	-
NDI 6	Calcimicrite	-8,22	-0,89	-	-	-
NDI 7	Calcimicrite	-8,22	-0,52	-	-	-
NDI 8	Calcisparite	-7,82	-0,39	-	-	-
NDI 9	Calcimicrite	-8,21	-0,37	-	-	-
NDI 10	Calcisparite	-8,08	-0,50	51,30	2,31	26,37

BOB: Unité Bobassa.

NDI: Unité Ndimba.

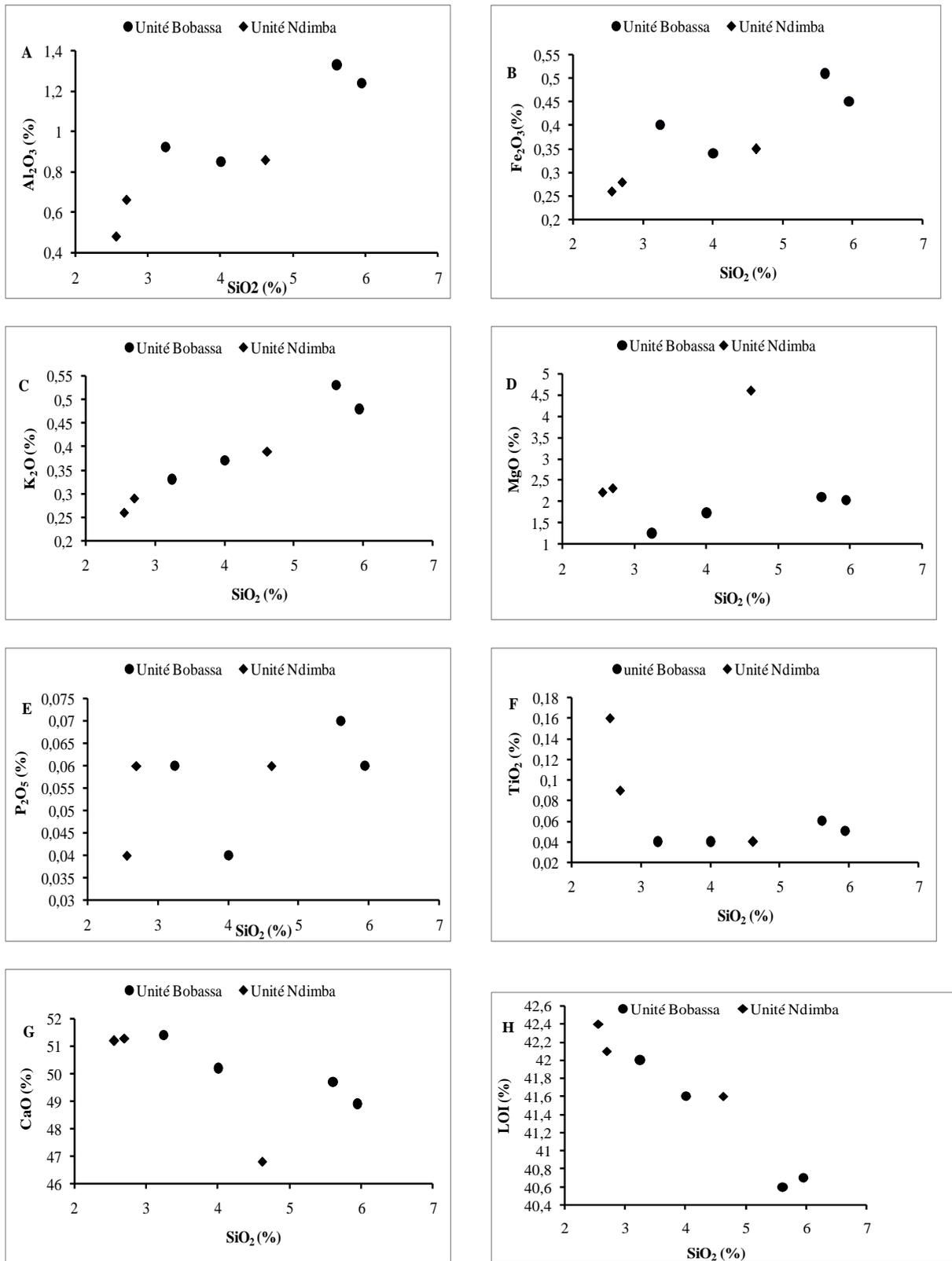


Figure 17: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la silice (SiO₂) dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

III.2.3. Corrélation géochimique des éléments majeurs en fonction de CaO

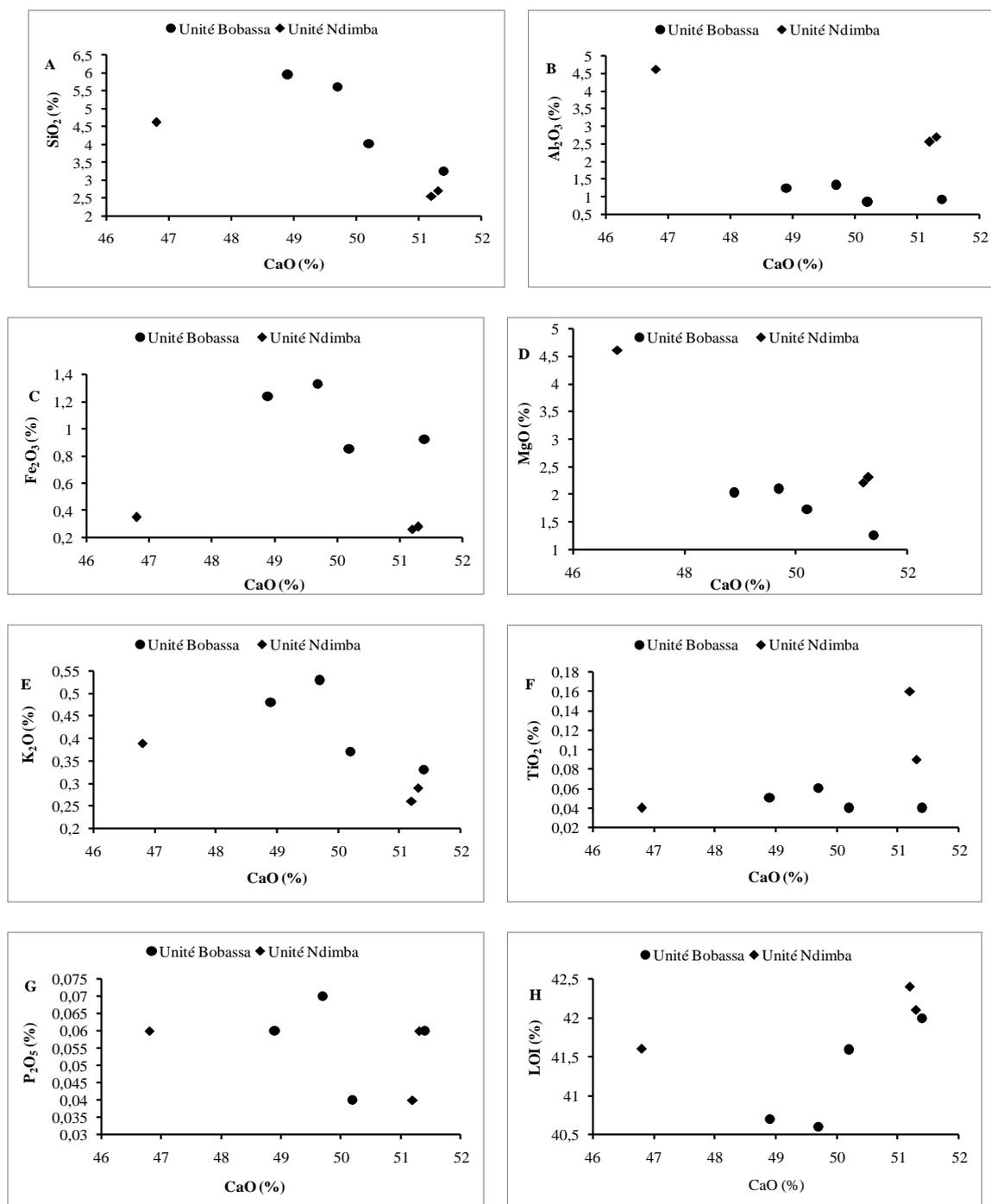


Figure 18: Diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M’poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l’Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l’Unité de Ndimba).

Il en ressort que les diagrammes binaires CaO-SiO₂, CaO-MgO montrent une forte corrélation négative, tandis que le diagramme binaire CaO-LOI présente une forte corrélation positive dans la Formation carbonatée de Ombella M’poko (Fig.21 A-D-H). Les diagrammes

binaires $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO-K}_2\text{O}$ et $\text{CaO-Fe}_2\text{O}_3$ montrent vis-versa une faible corrélation négative dans l'Unité Bobassa et une forte corrélation négative dans l'Unité de Ndimba (Fig. 21 B-C-E). Le Diagramme binaire $\text{CaO-P}_2\text{O}_5$ présente une faible corrélation négative dans la Formation de Ombella M'poko (Fig.21 G). Le diagramme CaO-TiO_2 montre respectivement une faible corrélation négative dans l'Unité de Bobassa et une faible corrélation positive dans l'Unité de Ndimba de la Formation de Ombella M'poko (Fig. 21 F).

La forte corrélation positive entre CaO et la perte au feu suggère que celle-ci comporte une forte proportion de CO_2 et que la présence de calcium est d'abord reliée à celle des carbonates. Il semble aussi que la carbonatation puisse être syn-sédimentaire.

Les teneurs en CaO dans la Formation de Ombella M'poko sont toujours anti-corrélées avec les oxydes de Si, Al, Mg, K, Ti et P (Fig.21 A-B-D-E-F-G). Ces éléments sont essentiellement associés aux phases détritiques piégées par les faciès carbonatés. Ceci suggère que le facteur contrôlant la variation des teneurs de ces différents éléments dans la Formation de Ombella M'poko est très probablement la dilution des phases détritiques par la dolomite.

III.2.4. Corrélation géochimique entre les éléments majeurs

Il en ressort que les diagrammes binaires $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ montrent une forte corrélation positive dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko (Fig.22 A-C). Les diagrammes présentent respectivement de faible corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une forte corrélation positive dans l'Unité de Ndimba de la Formation de Ombella M'poko. Tandis que les diagrammes $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ et $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Ti}_2\text{O}$ montrent une forte corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une forte corrélation négative dans l'Unité de Ndimba de la Formation de Ombella M'poko (Fig.22 B-D). Ainsi que $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ et $\text{MgO-Fe}_2\text{O}_3$ présentent de faible corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une forte négative corrélation dans l'Unité de Ndimba de la Formation de Ombella M'poko (Fig.22 E-F).

Les teneurs en TiO_2 qui varient dans la Formation de Ombella M'poko indiquent de ce fait une contribution du rutile détritique (Dubois, 2017). On note cependant qu'une part non négligeable de MgO est contenue dans la fraction détritique comme le montre la corrélation avec $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Fig.22 E). L'anticorrélation pourrait indiquer des effets de dilution entre les minéraux silicatés et les carbonates. Les teneurs en Fe_2O_3 augmentent légèrement avec Al_2O_3 montrant qu'une infime partie de cette teneur est contenue dans les phyllosilicates. Lorsque le CaO augmente, la teneur en Fe_2O_3 diminue légèrement indiquant que le fer n'est pas contenu principalement dans les carbonates. Cette phase principale dans laquelle est contenu le Fe_2O_3 majoritairement ne peut correspondre ici qu'à la pyrite. Les corrélations entre Fe_2O_3 et CaO et MgO , qui sont les plus marquées, soulignent que les carbonates sont les principaux porteurs de ces éléments dans le système. Toutefois, comme

dans la Formation de Umbella M'poko, le principal porteur du fer reste la pyrite. Les fortes corrélations entre Al_2O_3 et K_2O indiquent que ces éléments sont associés à la phase détritique.

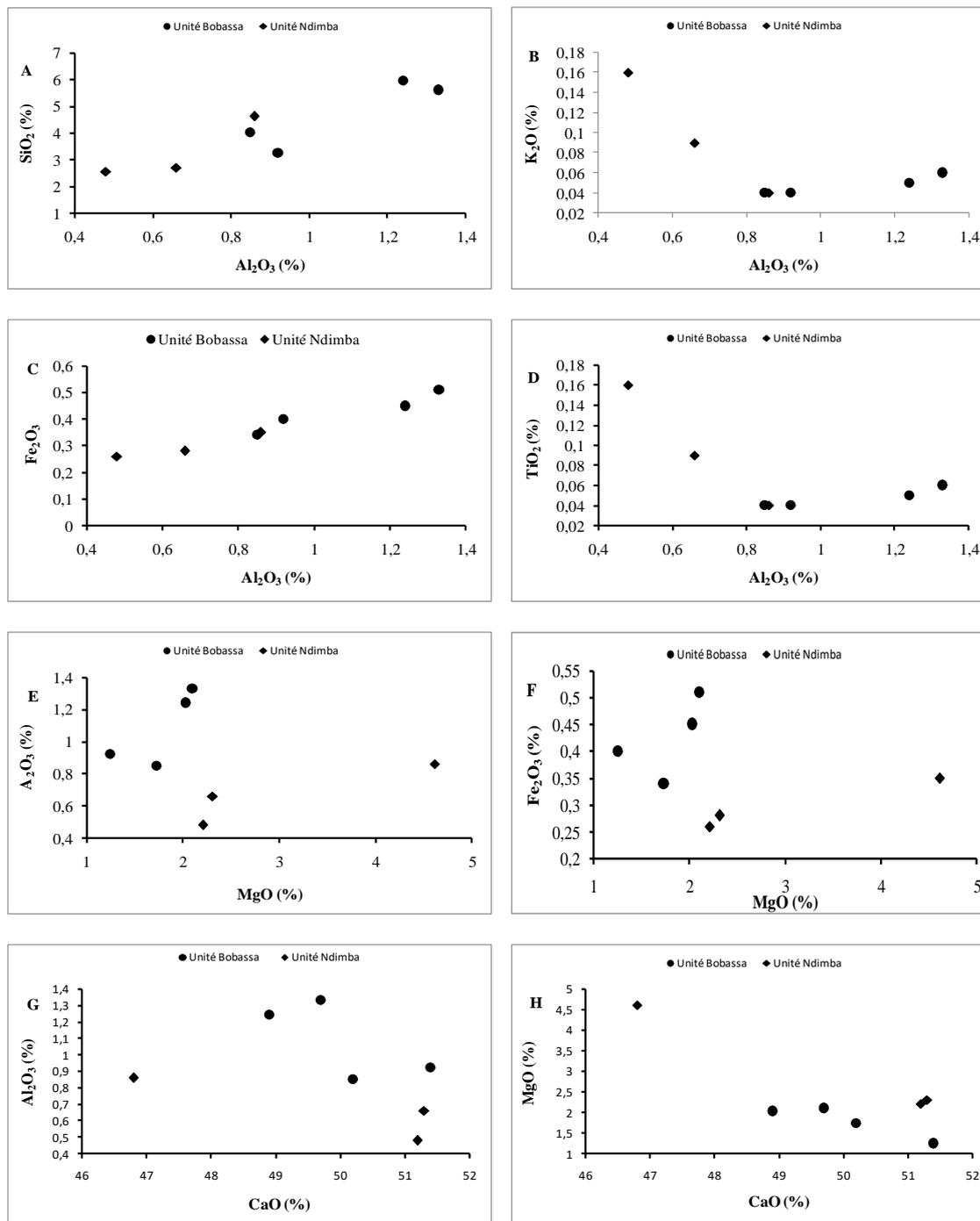


Figure 19: Diagrammes binaires entre les éléments majeurs dans les faciès carbonatés de la Formation de Umbella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

III.2.5. Corrélation géochimique entre les éléments majeurs et traces

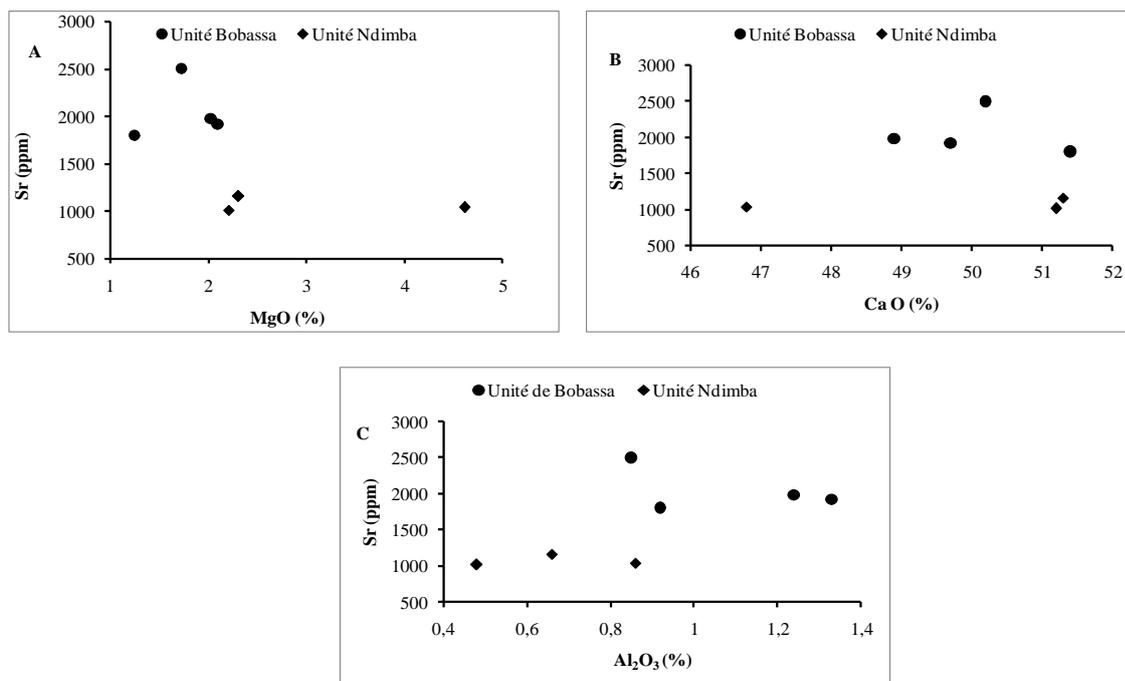


Figure 20: Diagrammes binaires entre les éléments majeurs et traces dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

Les diagrammes binaires MgO-Sr et CaO-Sr montrent de très faible corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une très faible corrélation négative dans l'Unité de Ndimba de la Formation de Ombella M'poko (Fig.23 A-B). Al₂O₃-Sr présente très faible corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une très faible corrélation négative dans l'Unité de Ndimba (Fig.23 C).

Le Sr comme les autres éléments traces évoluent dans la Formation de Ombella M'poko. Les teneurs des éléments sont liés aux minéraux silicatés. Le Sr quant à lui reste plus abondant dans les Unités de Bobassa et Ndimba de la Formation de Ombella M'poko traduisant effectivement que le Sr reste lié aux carbonates car connu pour se substituer au calcium dans les carbonates (Heltz et Holland, 1965).

III.2.6. Distribution des éléments traces

Elle est basée sur l'étude du comportement des éléments traces dans les roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko et sera fait par un regroupement en éléments alcalins et alcalino-terreux, en éléments de première, deuxième et troisième séries de transition, et en un groupe constitué essentiellement d'autres métaux.

➤ **Alcalins et alcalino-terreux**

Les roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko sont caractérisées par des teneurs variées et consignées dans le Tableau VIII.

L'Unité de Ndimba possède des teneurs en Ba qui varient entre 10,30 et 47,40 ppm (Tableau VIII). Dans l'Unité de Bobassa, les teneurs sont comprises entre 20,90 et 36,90 ppm (Tableau VIII).

Les teneurs en Sr varient entre 1010,00 et 1155,00 ppm dans l'Unité de Ndimba ; entre 1800,00 et 2500,00 ppm dans l'Unité de Bobassa ; entre 13,80 et 37,80 ppm (Tableau VIII).

Les teneurs en Rb sont comprises entre 3,70 et 8,60 ppm dans l'unité de Ndimba ; entre 6,10 et 8,50 ppm dans l'unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Li varient de 100,00 à 110,00 ppm dans l'Unité de Ndimba ; elles sont constantes (110,00 ppm) dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

➤ **Eléments de la première série de transition**

Les éléments de la première série de transition sont caractérisés par des teneurs suivantes :

Les teneurs en Cr sont comprises entre 10,00 et 20,00 ppm dans l'Unité de Ndimba. Elles sont constantes dans l'Unité de Bobassa (10,00 ppm) (Tableau VIII).

L'Unité de Ndimba a des teneurs en vanadium variant entre 9,00 et 12,00 ppm. Dans l'Unité de Bobassa, les teneurs sont entre 10,00 à 13,00 ppm (Tableau VIII).

Les teneurs en Ni varient entre 6,00 et 8,00 ppm dans l'Unité de Ndimba ; entre 9,00 et 14,00 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

L'Unité de Ndimba a des teneurs constantes en Cu (3,00 ppm). Dans l'Unité de Bobassa, les teneurs varient entre 3,00 et 5,00 ppm (Tableau VIII).

Les concentrations en Co sont comprises de 1,00 à 3,00 ppm dans l'Unité de Ndimba et constantes dans l'Unité de Bobassa (2,00 ppm) (Tableau VIII).

Les teneurs en Sc sont faibles et constantes 1,00 ppm dans l'Unité de Ndimba et dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

➤ **Eléments de deuxième et troisième séries de transition**

La Formation carbonatée de Ombella M'poko est caractérisée par des teneurs en Zr, Y, Nb, Mo et Hf.

Les teneurs en Zr sont mesurées dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Tableau VIII). Elles varient entre 4,00 et 9,00 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 8,00 à 11,00 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Y sont comprises entre 1,80 et 2,60 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 2,60 et 3,60 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Nb sont faibles et variables de 0,20 à 3,20 ppm dans l'Unité de Ndimba et de 0,20 à 0,60 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les concentrations en Mo sont faibles et constantes de 1,00 ppm dans l'Unité de Ndimba et comprises entre 1,00 et 2,00 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Hf sont faibles et comprises entre 0,20 et 0,30 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 0,20 et 0,40 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

➤ **Autres métaux**

Les autres éléments (Zn, Ga, U, Th, Ag, Cs) présentent des teneurs faibles, souvent inférieures à la limite de détection (Tableau VIII).

Les teneurs en Zn sont comprises entre 2,00 et 4,00 ppm dans l'Unité de Bobassa; elles sont faibles dans l'Unité de Ndimba (Tableau VIII).

Les teneurs en Ga sont comprises entre 0,40 et 1,00 ppm dans l'Unité de Ndimba ; et entre 0,90 et 1,20 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en U sont mesurées dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Tableau VIII). Elles varient entre 0,81 et 1,50 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 1,84 à 3,80 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Hf sont faibles et comprises entre 0,50 et 0,60 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 0,70 et 1,10 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Th sont faibles. Les concentrations varient entre 0,40 et 0,58 ppm dans l'Unité de Ndimba ; entre 0,71 et 0,99 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Les teneurs en Cs sont faibles et comprises entre 0,20 et 0,30 ppm dans l'Unité de Ndimba et entre 0,20 et 0,40 ppm dans l'Unité de Bobassa (Tableau VIII).

Tableau VIII : Teneurs en éléments traces (ppm) dans la Formation de Ombella M'poko.

	l.d.	Unité de Bobassa				Unité de Ndimba		
		BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
Ba	0,50	33,40	36,90	20,90	22,10	25,80	10,30	47,40
Co	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	3,00	1,00
Cr	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00	10,00	10,00
Cs	0,01	0,34	0,24	0,25	0,26	0,11	0,21	0,18
Cu	1,00	5,00	4,00	4,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Ga	0,10	1,20	1,00	0,90	0,90	0,50	1,00	0,40
Hf	0,20	0,40	0,30	0,30	0,20	0,20	0,30	0,20
Li	10,00	110,00	110,00	110,00	110,00	100,00	110,00	110,00
Mo	1,00	2,00	1,00	1,00	1,00	1,00	< l.d.	1,00
Nb	0,20	0,60	0,60	0,30	0,20	3,20	0,20	1,70
Ni	1,00	13,00	13,00	9,00	14,00	7,00	6,00	8,00
Pb	2,00	5,00	7,00	6,00	4,00	2,00	3,00	< l.d.
Rb	0,20	8,50	8,00	6,10	6,30	3,70	8,60	5,30
Sr	0,10	1915,00	1975,00	1800,00	2500,00	1010,00	1040,00	1155,00
Th	0,05	0,99	0,79	0,76	0,71	0,40	0,58	0,55
U	0,05	3,80	2,43	2,12	1,84	0,81	1,02	1,50
V	5,00	13,00	12,00	11,00	10,00	11,00	12,00	9,00
Y	0,50	3,60	3,40	2,60	3,40	1,80	2,60	2,00
Zn	2,00	4,00	2,00	4,00	3,00	2,00	< l.d.	< l.d.
Zr	2,00	11,00	11,00	8,00	8,00	4,00	9,00	7,00
Sc	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Ag	0,01	0,70	0,80	0,70	1,10	0,60	0,50	< l.d.
Ni/Co	-	6,50	6,50	4,50	7,00	3,50	2,00	8,00
Th/U		0,26	0,33	0,36	0,39	0,49	0,57	0,37
U/Th	-	3,84	3,08	2,79	2,59	2,03	1,76	2,73
V/Cr	-	1,30	1,20	1,10	1,00	0,55	1,20	0,90

ld: limites de détection.

III.2.7. Corrélation des éléments traces en fonction de Al_2O_3

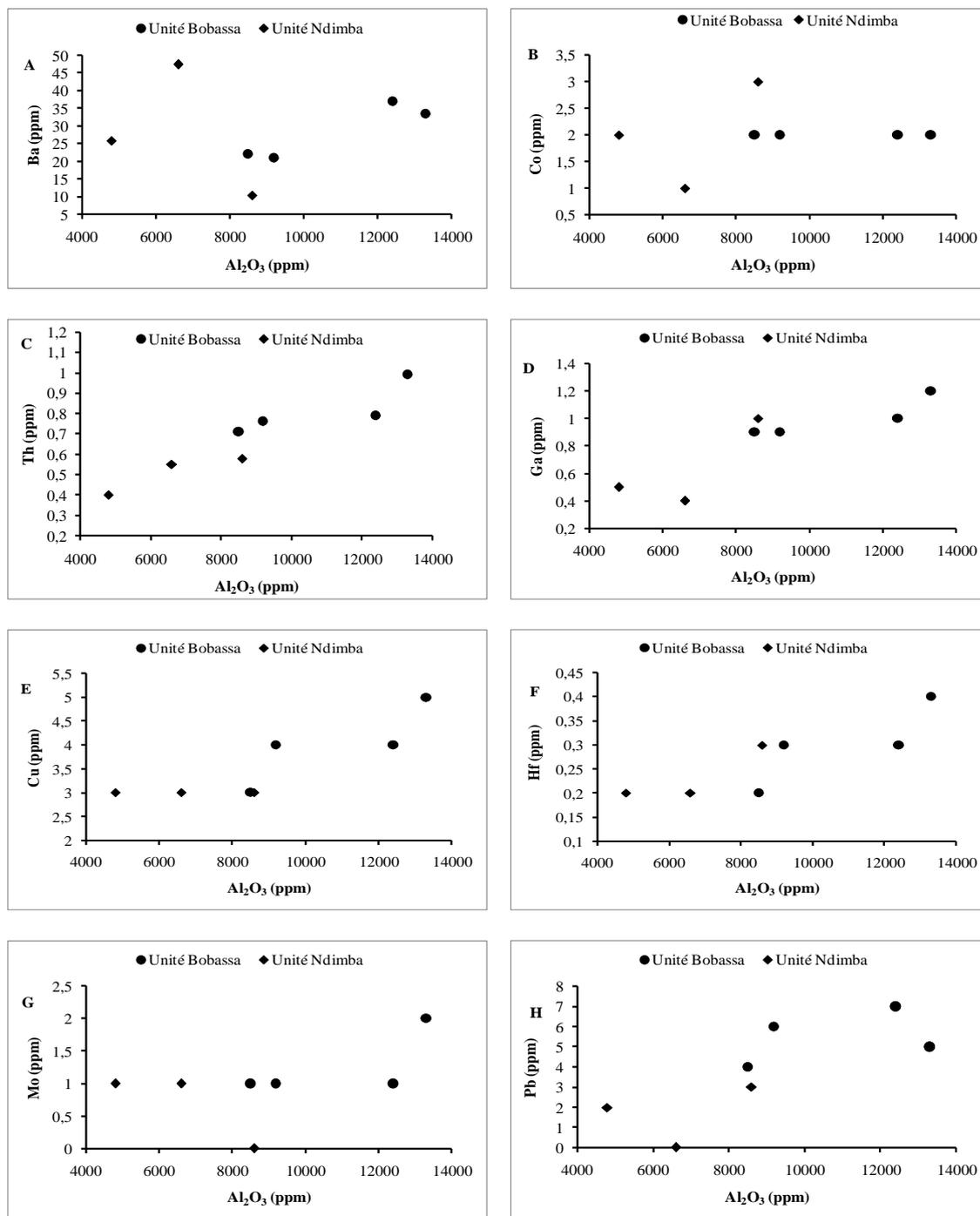


Figure 21: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de Al_2O_3 dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

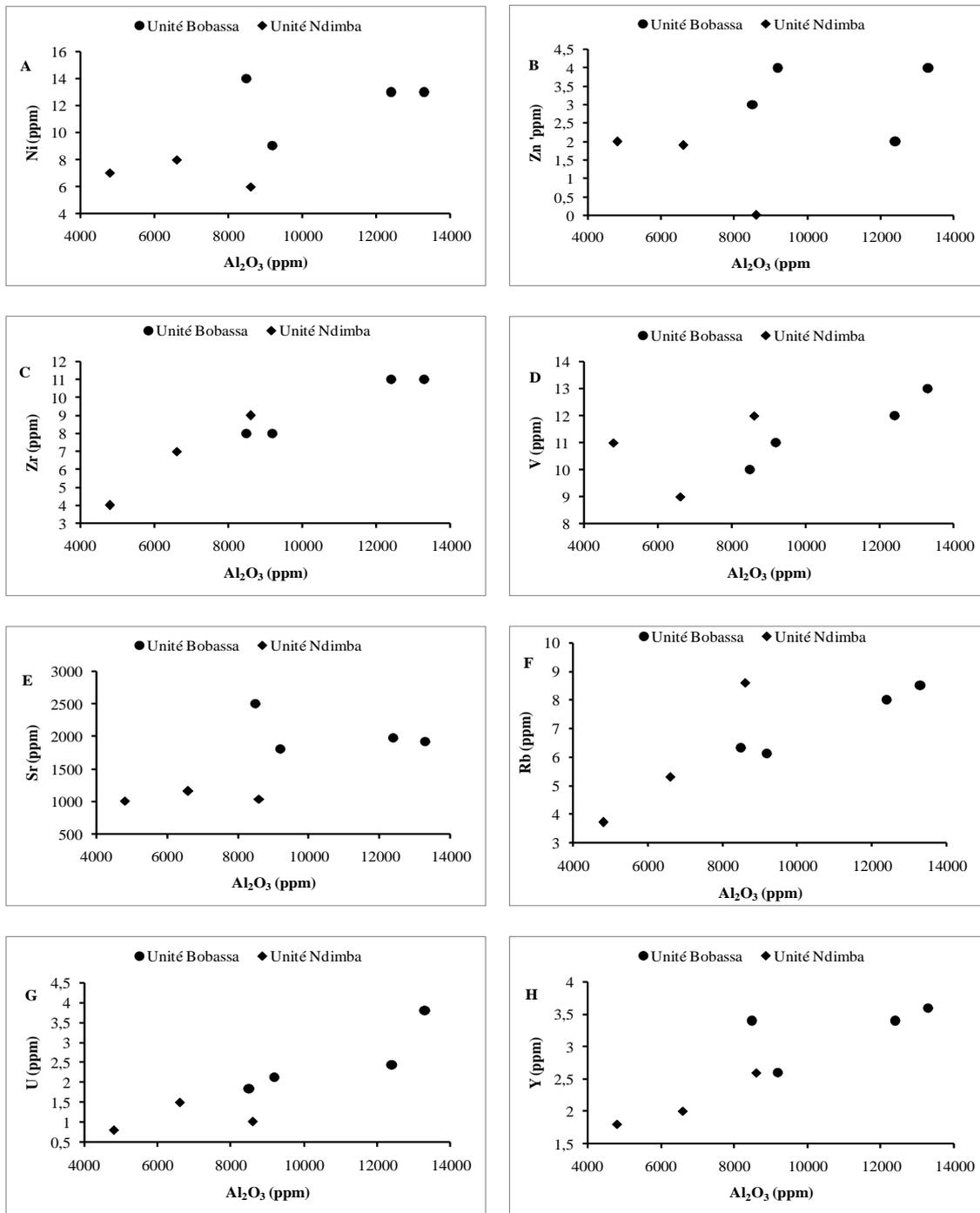


Figure 22: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de Al_2O_3 dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

A partir des diagrammes binaires (Figs.24 et 25). Il en ressort que le Plomb, le Thorium, le Hafnium, le Gallium, le Rubidium, le Vanadium, l'Yttrium, le Zirconium et présentent une corrélation positive avec le Al_2O_3 dans les Unités de Bobassa et de Ndimba de la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Fig.24 C-D-F-H) (Fig.25 C-F-D-H). Le Zinc montre une corrélation négative avec Al_2O_3 dans l'Unité de Bobassa et dans l'Unité de Ndimba (Fig.25 B). On note aussi que le baryum et Molybdène avec Al_2O_3 présentent une forte corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une faible corrélation négative dans l'Unité de Ndimba (Fig.24A-G). Les diagrammes binaires Al_2O_3 -Cu et Al_2O_3 -Co montrent respectivement une corrélation positive dans l'Unité de Bobassa et une corrélation presque nulle dans l'Unité de Ndimba ; une corrélation nulle dans l'Unité de Bobassa et une faible corrélation positive dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Fig.24 B-E). L'uranium et le Nickel avec Al_2O_3 présentent une corrélation faible positive dans l'Unité de Bobassa et faible corrélation négative dans l'Unité de Ndimba (Fig.25 A-G). Le Strontium avec Al_2O_3 donne une corrélation négative dans l'Unité de Bobassa et presque nulle dans l'Unité de Ndimba (Fig.25 E).

III.2.8. Corrélation des éléments traces en fonction de CaO

La corrélation des éléments traces ne concerne que de présenter des évolutions comparables. De ces diagrammes (Figs.26 et 27), il ressort des faibles corrélations négatives du Zirconium, du Plomb, du Thorium, de l'Uranium, du Rubidium, du Gallium, du Nickel, du Hafnium, de l'Yttrium, du Colbat, du Cuivre, du Vanadium, Strontium, avec le CaO dans les Unités de Bobassa et Ndimba (Fig.26 B-C-D-E-F-H) (Fig.27 A- C-D-E-F-G). Il en ressort que le Zinc avec Al_2O_3 donne des faibles corrélations négatives dans l'Unité de Bobassa et des fortes corrélations positives dans l'Unité de Ndimba de la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Fig.27 B). On note aussi que le Baryum et le molybdène avec le CaO présentent des faibles corrélations négatives dans l'Unité de Bobassa et des faibles corrélations positives dans l'Unité de Ndimba (Fig.26 A-G).

En résumé, on constate des teneurs élevées en strontium dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de l'Unité de Bobassa (1915 et 2500 ppm) et calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de l'Unité de Ndimba (1010 et 1155 ppm) (Tableau VIII) seraient sans doute considérées comme des traceurs de l'altération diagénétique (Ouabégo, 2013). Cela indique que le strontium reste lié aux carbonates car il est connu pour se substituer au calcium dans les carbonates (Heltz et Holland, 1965). Le strontium présente une anticorrelation avec et MgO (Fig.23) et se corréle positivement à CaO et Al_2O_3 (Fig. 22). Les teneurs des éléments liés aux minéraux silicatés sont toujours élevées dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de l'Unité de

Bobassa et les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de l'Unité de Ndimba.

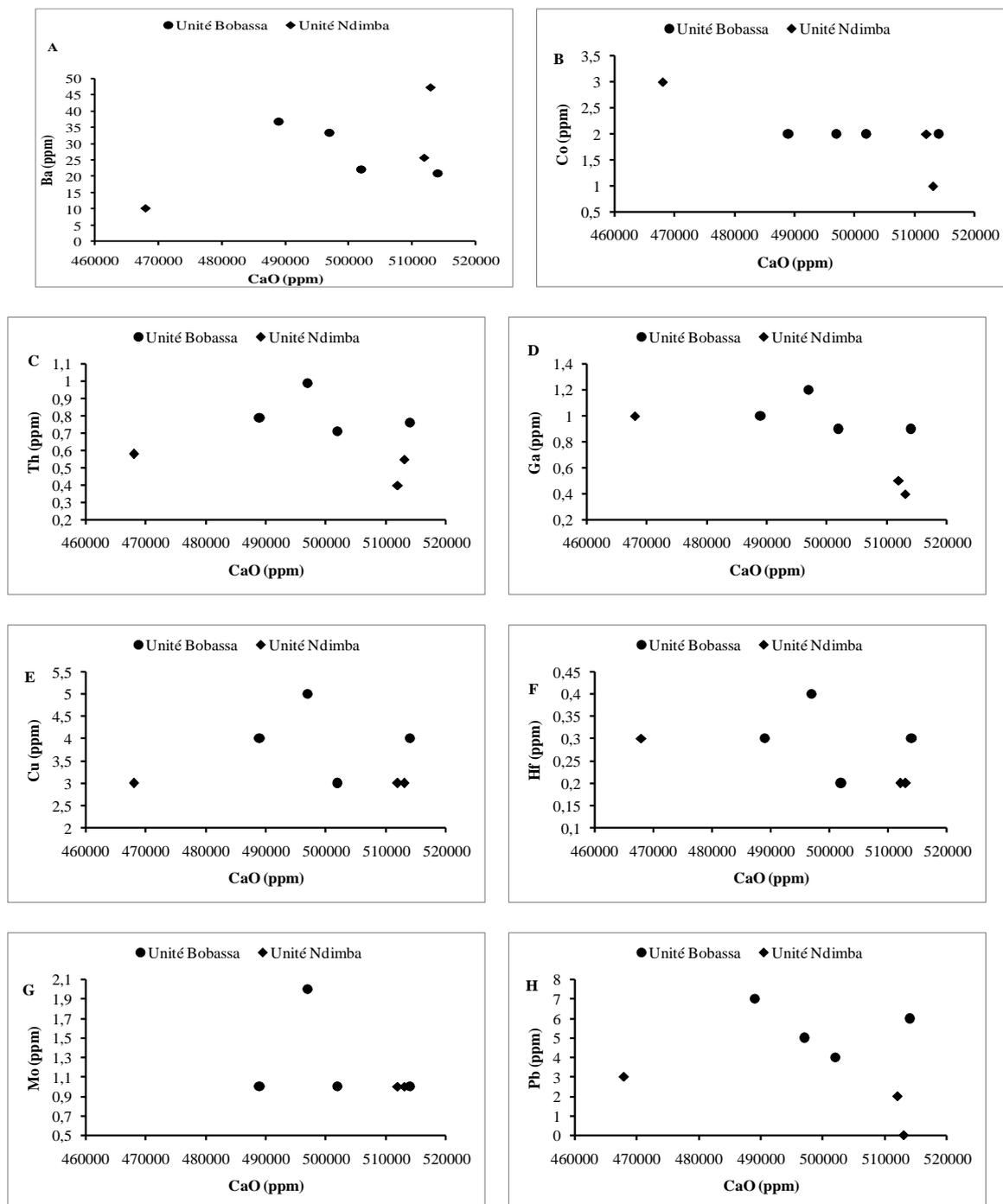


Figure 23: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l'Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l'Unité de Ndimba).

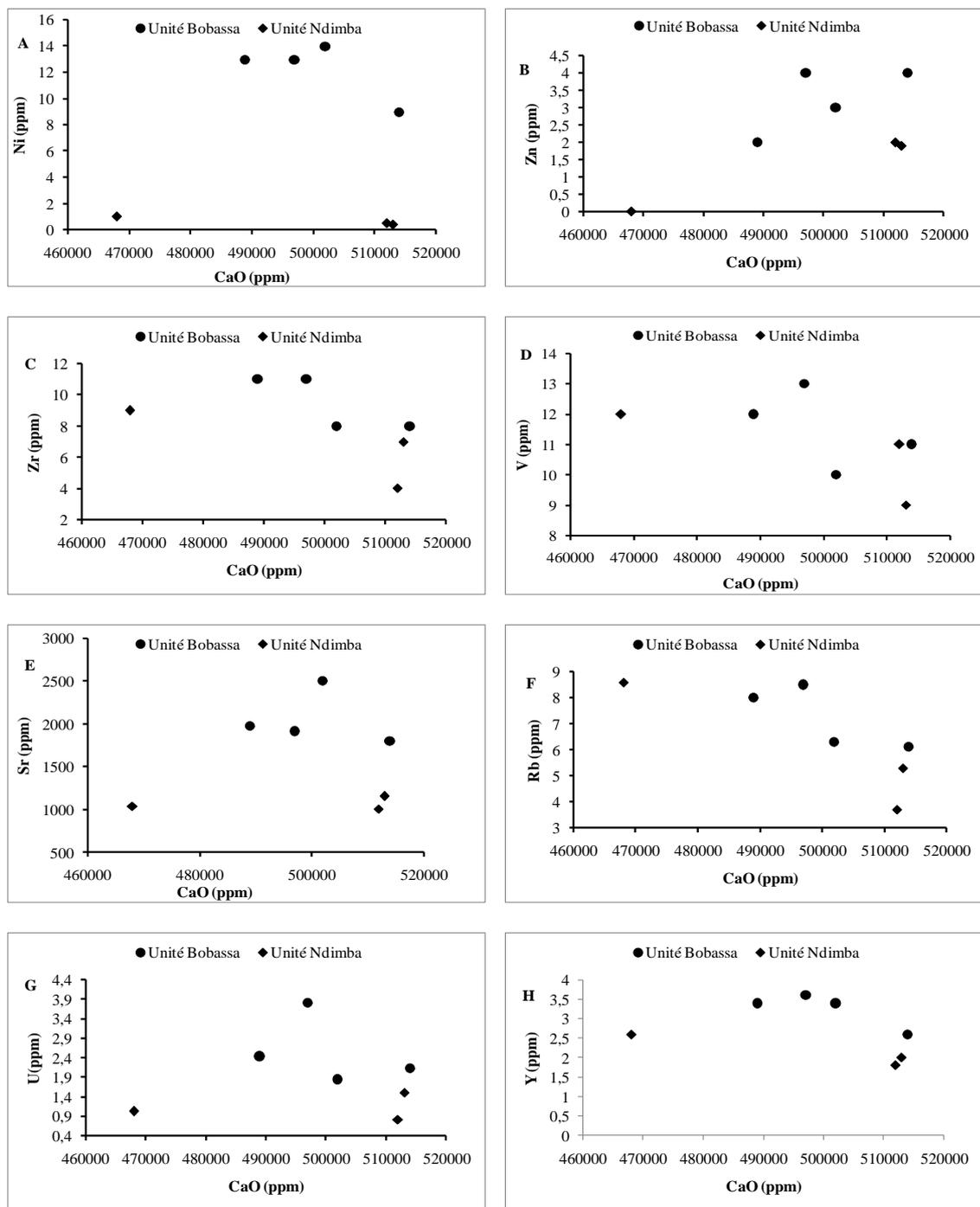


Figure 24: Diagrammes binaires entre les éléments traces en fonction de CaO dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M’poko. (Cercle plein = calcaires dolomitiques faiblement métamorphisé de l’Unité de Bobassa et Losange plein = calcaires fortement dolomitique faiblement métamorphisé et à cipolin de l’Unité de Ndimba).

Les rapports Ni/Co sont élevés dans les Unités de Bobassa et de Ndimba (4–7 et 2–8, respectivement)(Fig.28). Les valeurs U/Th révèlent que l'uranium pourrait être généralement stable dans cet environnement par rapport aux concentrations de Thorium (Tableau VIII). Les valeurs V/Cr, proches de 1, attestent de concentrations similaires en éléments traces ferromagnésiens (Tableau VIII).

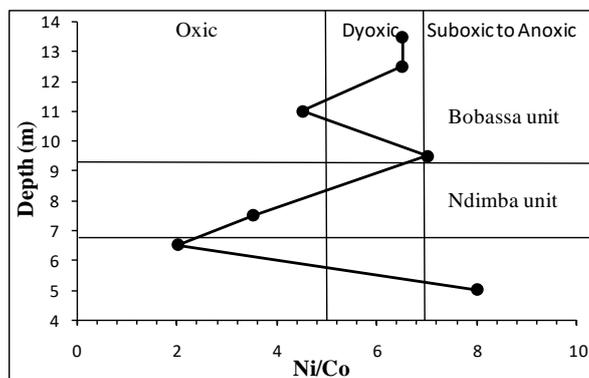


Figure 25: Diagramme de corrélation de rapport Ni / Co pour identifier des conditions de dépôt de la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Jones et Manning, 1994; Kamber et al., 2001).

III.2.9. Distribution des terres rares

La somme des teneurs en terres rares est variable. Elle varie de 8 et 17 ppm dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko. De 12,85 à 16,43 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa ; de 8,97 à 12,70 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Tableau IX). Ces faibles valeurs correspondent aux concentrations de terres rares dans les roches sédimentaires carbonatées (Taylor et McLennan, 1985).

Les teneurs en LREE sont plus élevées que celles en HREE. Elles sont comprises entre 11,28 et 14,45 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa; entre 8,07 et 11,18 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Tableau IX).

Les valeurs du rapport LREE/HREE sont peu élevées et varient entre 6,40 et 7,76 dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa; entre 7,36 et 8,97 dans les dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Tableau IX).

Les teneurs en La varient de 2,90 à 3,70 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa ; de 2,10 à 2,90 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Tableau IX).

Les teneurs en cérium varient de 4,90 à 6,30 ppm l'Unité de Bobassa et de 3,60 à 4,70 ppm dans l'Unité de Ndimba (Tableau IX).

Les concentrations en Nd varient de 2,20 à 3,10 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa (Unité de Bobassa) et de 1,60 à 2,20 ppm dans calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Unité de Ndimba) (Tableau IX).

Le praséodyme, le samarium, l'europium, le gadolinium, le terbium, le dysprosium, l'holmium, l'erbium, le thulium, le ytterbium et lutétium sont des terres rares à faibles teneurs (Tableau IX). Elles varient globalement entre 0,01 et 0,68 ppm dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Tableau IX).

Les concentrations en terres rares lourdes varient de 1,57 à 2,22 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa et de 0,90 à 1,52 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Tableau IX).

Tableau IX : Teneurs en éléments terres rares (en ppm) dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

	l.d.	Unité de Bobassa				Unité de Ndimba		
		BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
La	0,50	3,50	3,70	2,90	3,60	2,10	2,90	2,20
Ce	0,50	6,20	6,30	4,90	6,10	3,60	4,90	3,70
Pr	0,03	0,72	0,72	0,60	0,69	0,38	0,56	0,44
Nd	0,10	3,10	3,10	2,20	2,90	1,60	2,20	1,80
Sm	0,03	0,60	0,48	0,57	0,57	0,33	0,54	0,29
Eu	0,03	0,09	0,15	0,11	0,10	0,06	0,08	0,07
Gd	0,05	0,68	0,59	0,45	0,49	0,23	0,32	0,28
Tb	0,01	0,09	0,08	0,07	0,08	0,05	0,06	0,05
Dy	0,05	0,61	0,49	0,41	0,52	0,24	0,48	0,32
Ho	0,01	0,12	0,12	0,10	0,11	0,05	0,09	0,07
Er	0,03	0,35	0,23	0,25	0,34	0,18	0,27	0,17
Tm	0,01	0,07	0,05	0,03	0,04	0,01	0,05	0,02
Yb	0,03	0,27	0,23	0,24	0,21	0,13	0,24	0,19
Lu	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Y	0,5	3,6	3,4	2,6	3,4	1,8	2,6	2
ΣREE	-	16,43	16,27	12,85	15,76	8,97	12,70	9,61
LREE	-	14,21	14,45	11,28	13,96	8,07	11,18	8,50
HREE	-	2,22	1,82	1,57	1,80	0,90	1,52	1,11
LREE/HREE	-	6,40	7,94	7,18	7,76	8,97	7,36	7,66
Ce/Ce*	-	0,94	0,93	0,90	0,93	0,97	0,93	0,91
Eu/Eu*	-	0,75	1,50	1,15	1,00	1,16	1,02	1,30
(La/Yb) _N	-	0,88	1,09	0,82	1,16	1,09	0,82	0,78
Y/Ho	-	30,00	28,33	26,00	30,91	36,00	28,89	28,57

l.d.: limites de détection.

$$Ce/Ce^* = (Ce_{\text{sample}}/Ce_{\text{PAAS}})/(La_{\text{sample}}/La_{\text{PAAS}})^{1/2}(Pr_{\text{sample}}/Pr_{\text{PAAS}})^{1/2}.$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{\text{sample}}/Eu_{\text{PAAS}})/(Sm_{\text{sample}}/Sm_{\text{PAAS}})^{1/2}(Gd_{\text{sample}}/Gd_{\text{PAAS}})^{1/2}.$$

$$(La/Yb)_N = (La_{\text{sample}}/La_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{sample}}/Yb_{\text{PAAS}}).$$

III.2.10. Normalisation et fractionnement des terres rares

Les valeurs sont normalisées par la composition standard des roches sédimentaires post-archéennes d'Australie (Post Archean average Australien Sedimentary rock) (PAAS). Les résultats obtenus sont présentés sous forme de spectres (Fig.29 A-B) et montrent que la Formation de Ombella M'poko sont caractérisées par des spectres peu plats et une faible anomalie positive ou négative en cérium ou en europium dans les différentes unités.

Après normalisation au standard Post Archean Australia Shale (PAAS) il apparaît clairement que les faciès carbonatés de Ombella M'poko présentent des distributions subparallèles avec des anomalies positives en Europium (Eu) et en Yttrium (Y) et une anomalie négative en Cérium (Ce) et inversement (Fig.29 A-B).

III.2.10.1. Unité de Bobassa

Les échantillons de l'Unité de Bobassa présentent des anomalies négatives en Ce et varient de ($Ce/Ce^* = 0,90$ et $0,94$) ; et des anomalies positives en Eu respectivement ($Eu/Eu^* = 1,00$ et $1,50$) dans les échantillons de BOB.2, BOB.8 et BOB.11. L'échantillon BOB.1 se caractérise par une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,75$) (Tableau IX, Fig.29 A). De même les rapports LREE/HREE et $(La/Yb)_N$ ont des valeurs qui varient respectivement entre de 6,40 à 7,94 et de 0,82 à 1,16, traduisant un léger enrichissement en LREE par rapport aux HREE (Tableau IX et Fig.29 A). Le rapport Y/Ho des échantillons de Bobassa varie entre 26-30,91 et indique une hausse anormale de l'abondance relative de Y dû à une contamination de la phase carbonatée par le matériel détritique (Bolhar et al., 2004 et 2005) (Tableau IX et Fig.29 A).

III.2.10.2. Unité de Ndimba

Les échantillons des calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (NDI.1, NDI.2 et NDI.10) se présentent des anomalies négatives en Ce et varient entre ($Ce/Ce^* = 0,91$ et $0,97$) ; et des anomalies positives en Eu dans l'Unité Ndimba dont les valeurs varient entre ($Eu/Eu^* = 1,02$ et $1,30$) (Tableau IX et Fig.29 B). Ainsi que les rapports LREE/HREE et $(La/Yb)_N$ ont des valeurs qui varient respectivement entre de 7,36, à 8,97 et de 0,78 à 1,09 qui traduisent un léger enrichissement en LREE par rapport aux HREE (Tableau IX et Fig.29 B). Le rapport Y/Ho des échantillons de Ndimba varie entre 28,57-36,00 ce qui indique une hausse anormale de l'abondance relative de Y dû à une contamination de la phase carbonatée par le matériel détritique (Bolhar et al., 2004 et 2005) (Tableau IX et 29 B).

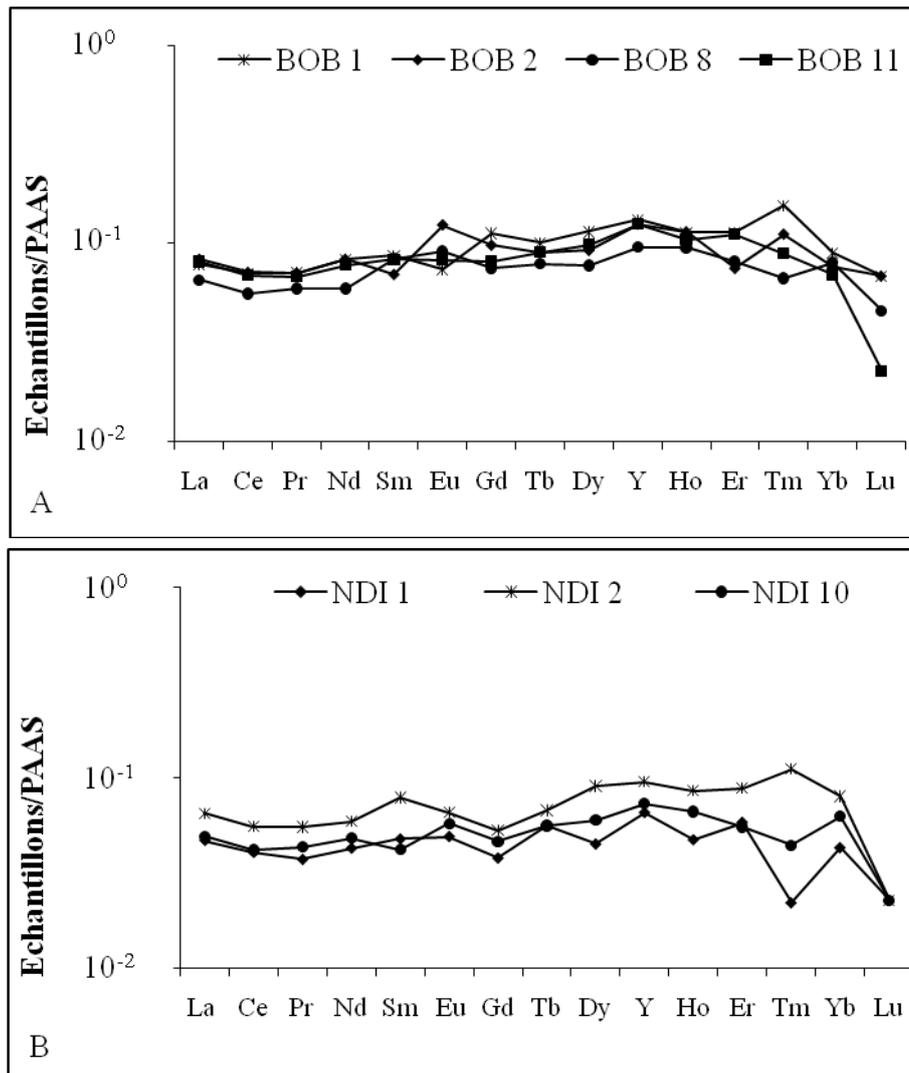


Figure 26: Spectres de terres rares de la Formation carbonatée de Ombella M’poko normalisés au standard PAAS (Pourmand et al., 2012)

Les spectres des terres rares des calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés (Unité de Bobassa) et des calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin (Unité de Ndimba) sont peu plats et présentent des anomalies peu significatives en cérium ou en europium. Les terres rares sont peu fractionnées. Les échantillons de Bobassa et de Ndimba sont peu enrichis en LRRE (Tableau. IX et Fig.29 A-B).

Les teneurs en terres rares légères (LREE) sont mieux exprimées que les teneurs en terres épaisses lourdes (HREE) (LREE/HREE~ 6–11; Tableau IX). La normalisation des schistes australiens post-archéennes (PAAS) (Pourmand et al., 2012) révèle: (1) une anomalie positive de Eu ($Eu/Eu^* = 1,15–1,50$) dans la plupart des échantillons de la Formation carbonatée de Ombella M’poko. Les échantillons de calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de l’unité de Bobassa ont une anomalie Eu négative ($Eu/Eu^* = 0,75$);

(2) rapports faibles (La/Yb)_N (0,678 à 1,16) et un faible degré de fractionnement REE + Y et; (3) modèles REE + Y plats et faibles teneurs en terres rares (Tableau IX; Fig. 29 A-B).

Les rapports Y/Ho sont élevés et vont de 26 à 36, ce qui suggère une abondance d'yttrium par rapport à l'holmium (Tableau IX). La corrélation entre les rapports Y/Ho et Ce/Ce* est positive (Tableau IX; Fig. 30).

Les teneurs en Zr, en Th et en Al sont utilisées comme marqueurs de contaminants des schistes, par ce qu'elles sont présentes dans les matériaux détritiques, et les minéraux argileux (Fig.31 A-B). En plus, des corrélations entre Y/Ho-Zr, Zr- Σ REE et Al-Th peuvent signaler la contamination des carbonates (Bolhar et al., 2004 et 2005 ; Fimmel et al., 2006 ; Bolhar et Van Kranendonk, 2007 ; Fimmel, 2008 ; Ekomane, 2010) (Fig.32 A-B) .

Les teneurs en Zr sont faibles et varient de 8 à 11 ppm dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et de 4 à 9 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba.

On constate que les concentrations en Al sont élevées et varient de 2250 à 3520 ppm dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa, de 1270 à 2270 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba.

Le Zirconium présente une corrélation positive avec l'Aluminium dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.31 A).

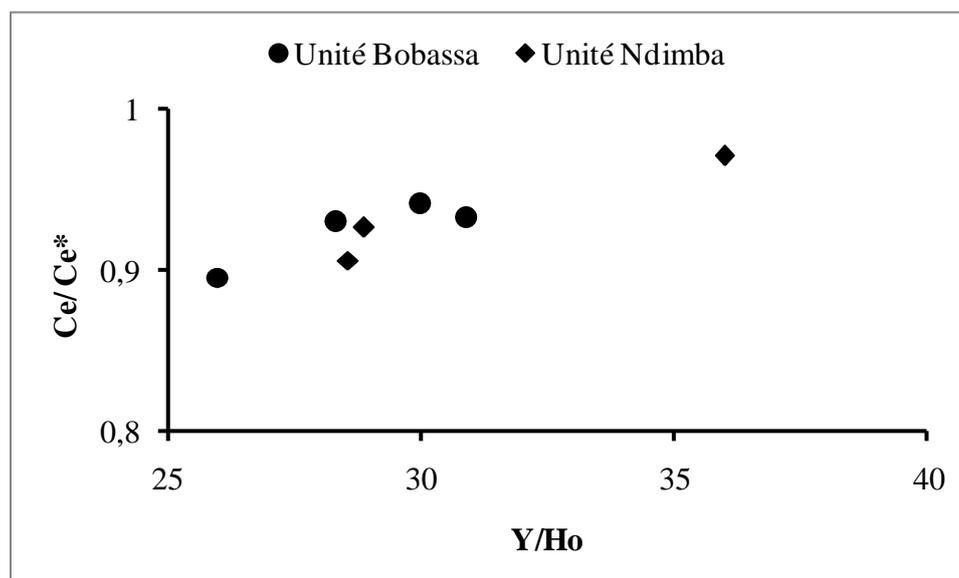


Figure 27: Diagramme binaire de Y/Ho-Ce/Ce*

III.2.11. Corrélation entre les éléments traces et les terres rares

Les teneurs en Zr, en Th et en Al sont utilisées comme marqueurs de contaminants des schistes, par ce qu'elles sont présentes dans les matériaux détritiques, et les minéraux argileux (Fig.31 A-B). En plus, des corrélations entre Y/Ho-Zr, Zr- Σ REE et Al-Th peuvent signaler la contamination des carbonates (Bolhar et al., 2004 et 2005 ; Firmmel et al., 2006 ; Bolhar et Van Kranendonk, 2007 ; Firmmel, 2008 ; Ekomane, 2010) (Fig.32 A-B) .

Les teneurs en Zr sont faibles et varient de 8 à 11 ppm dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et de 4 à 9 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba.

On constate que les concentrations en Al sont élevées et varient de 2250 à 3520 ppm dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa, de 1270 à 2270 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba.

Le Zirconium présente une corrélation positive avec l'Aluminium dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.31 A).

Le Thorium en fonction de l'Aluminium montre une corrélation positive dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.31 B).

Le Zirconium et la somme des terres rares présentent une corrélation positive dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.32 A).

Le Zirconium et le rapport entre Yttrium et Holmium présentent une très faible corrélation positive ou presque nulle dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.32 B).

Le diagramme binaire de Y/Ho et Ce/Ce* montre une corrélation dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.30).

On constate une contamination dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba. En plus de la contamination qui a pu modifier les propriétés chimiques élémentaires des faciès carbonatés de la Formation carbonatée de Ombella M'poko, nous avons aussi l'effet du métamorphisme de faible degré qui peut remobiliser certains éléments chimiques en particuliers l'Europium (Bau et Dulski, 1996 et Ekomane, 2010).

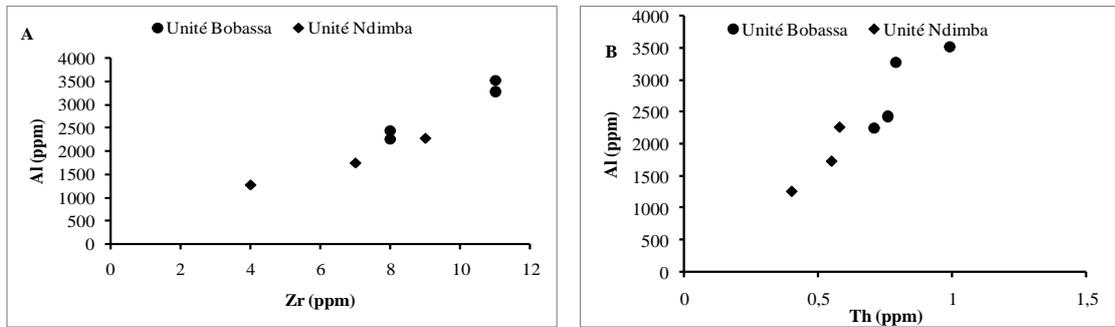


Figure 28: Diagrammes binaires Zr-Al et Th-Al montrant une corrélation positive dans la Formation carbonatée de Ombella M’poko.

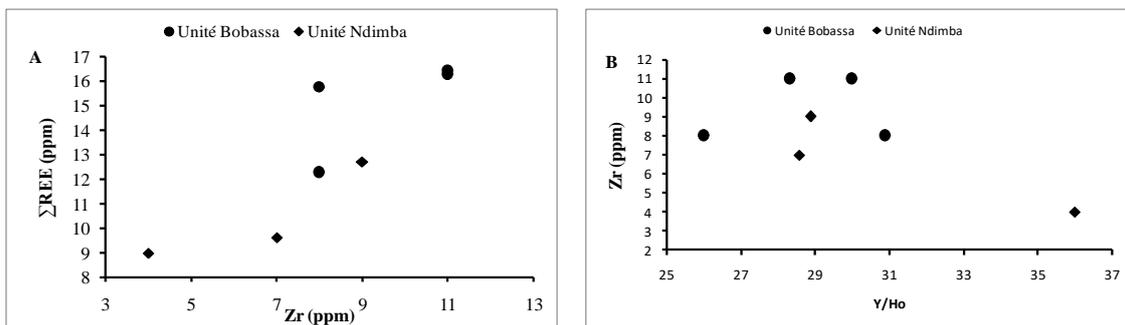


Figure 29: Diagrammes binaires Zr-ΣREE et Y/Ho-Zr montrant respectivement une corrélation positive et négative dans la Formation carbonatée de Ombella M’poko.

III.2.12. Comportement des éléments traces et majeurs caractérisant un milieu dominé par les eaux marines

Les concentrations de quelques éléments traces dans les sédiments peuvent être utilisées pour effectuer des reconstitutions de la paléoproduktivité, des conditions d’oxygénation et des apports terrigènes, caractérisant ainsi l’environnement de dépôt (Tableau X).

La sédimentation des éléments dissous dans la colonne d’eau peut résulter de processus biogéniques ou non. En effet, certains éléments traces servent de nutriments mineurs au plancton et sont assimilés par leur organisme. Des dépôts riches en matière organiques ont donc souvent des concentrations importantes, car la matière organique en suspension permet un enrichissement par adsorption des éléments sur ces particules (Tribovillard et al., 2006).

Durant la diagenèse, la mobilité de certains éléments traces peut modifier leur distribution et l’interprétation des conditions paléoenvironnementales. Mo, V, Cd, Ni, Co, Cu, Zn et Pb sont généralement considérés comme immobiles (Gaél, 2006 ; Ekomane, 2010).

Les apports terrigènes sont caractérisés par un apport d'aluminium et de potassium dans les sédiments ; la majeure partie de ces éléments étant liée aux mailles des minéraux de provenance terrigène (Murray et Leinen, 1993). La suppression de l'effet du détritisme sur les graphiques peut donc être obtenue en normalisant les éléments par un de ces deux éléments. L'aluminium a été préféré au potassium pour des raisons analytiques et méthodologiques de dépôt (Tableau X).

L'élément Ba est très utile pour évaluer la paléoproduktivité. Le Baryum est également un bon témoin de la productivité organique. Malheureusement, ces éléments sont très vite solubilisés sous des conditions réductrices et peuvent disparaître dans des sédiments anoxiques (Tribovillard et al., 2006).

Le cuivre, le nickel, le zinc et le cadmium peuvent jouer le rôle de nutriments mineurs et être ainsi utilisés par les organismes vivants avant d'être sédimentés de façon biogénique. Une indication sur la productivité primaire peut donc également être obtenue grâce à ces éléments.

Le nickel et le zinc indiquent la présence de matière organique, même si celle-ci a partiellement ou totalement disparu après le dépôt (Tribovillard et al., 2006).

Ainsi, l'uranium, le vanadium et le molybdène, sensibles aux conditions d'oxygénation, sont très utiles pour obtenir des informations sur les conditions redox de l'environnement de dépôt (Bodin et al., 2006).

III.2.12.1. Comportement de Baryum

Le baryum est observable tout au long de la coupe et présente des teneurs dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin de l'unité de Ndimba (10,30-47,40 ppm) ainsi que dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de l'unité de Bobassa (20,90-36,90 ppm). On constate une teneur légèrement élevée en Baryum dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin, mais celle-ci disparaît suite à la normalisation avec l'aluminium, marqueur des apports terrigènes (Fig.33A). Une origine détritique de cette hausse est donc supposée dans ces argiles pélitiques, mais elle est constatée dans l'échantillon NDI.10 de l'unité de Ndimba. L'enrichissement observé dans la couche argileuse des faciès carbonatés de Ombella M'poko est sans doute dû à une remobilisation diagénétique, confirmé par la présence de carbonates diagénétiques (Gaël, 2006).

III.2.12.2. Comportement de Cuivre, Zinc, Nickel et Cadmium

La teneur en cadmium est inférieure à la limite de détection, donc elle n'est pas normalisée. Les teneurs varient respectivement entre 0,11 à 5,00 ppm pour le cuivre ; celles de Zinc entre 2 à 4 ppm et pour le Nickel entre 9 à 13 ppm. Par conséquent après avoir normalisé les trois éléments avec l'aluminium afin de soustraire les apports continentaux aux résultats, on constate que le cuivre et zinc présentent un comportement légèrement différent, mais leurs pics majeurs se corrèlent (Fig.33 B-C). Alors que, le cuivre et nickel ont un comportement similaire dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin et calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés, car leurs pics sont identiques (Fig.33 B-D).

III.2.12.3. Comportement de Molybdène, uranium et vanadium

Le molybdène et l'uranium présentent un comportement légèrement différent tout au long de la coupe. Ces deux éléments ont des teneurs plus faibles dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin et calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés (Fig.33 G-F). Les concentrations en uranium sont faibles dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin, entre 0,81-1,84 ppm et dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés. En effet l'uranium montre un pic dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin alors que le molybdène présente un pic dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés. Le molybdène et le vanadium ont de comportement peu similaire et présentent un pic identique dans les Unités de Ndimba et de Bobassa (Fig.33 G-E).

III.2.12.4. Comportement de Cobalt et plomb

Le cobalt et le plomb montrent un comportement assez peu différent le long de la coupe et présentent des pics importants respectivement en fonction de cobalt dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin et en fonction de plomb dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés (Fig.34 A-B). L'étude de l'élément arsenic souvent associé à ces deux éléments n'a pas été analysée dans les faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. Par conséquent l'arsenic n'était pas identifié par l'analyse géochimique dans les roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko.

III.2.12.5. Comportement de Fer et manganèse

Le fer et le manganèse ne montrent pas exactement le même comportement, mais les pics principaux sont bien corrélables et observables dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin (Fig.34 C-D). Ces deux éléments se comportent différemment, les teneurs sont hausses et variées pour le fer, alors que les teneurs en manganèse semblent constantes.

Tableau X : Teneurs de quelques éléments traces et majeurs normalisés par Al dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko

Echan./Els. Normalisés	BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
Ba/Al	0,00485437	0,00562257	0,00429252	0,00491251	0,01015568	0,00226292	0,01356953
Cu/Al	0,0007267	0,00060949	0,00082154	0,00066686	0,00118089	0,0006591	0,00085883
Zn/Al	0,00058136	0,00030475	0,00082154	0,00066686	0,00078726	0,00043721	0,00056969
Ni/Al	0,00188943	0,00198085	0,00184846	0,003112	0,00275542	0,00131821	0,00229022
U/Al	0,00055229	0,00037027	0,00043541	0,00040901	0,00031884	0,0002241	0,00042942
V/Al	0,00188943	0,00182848	0,00225922	0,00222285	0,00432994	0,00263641	0,00257649
Mo/Al	0,00029068	0,00015237	0,00020538	0,00022229	0,00039363	0,0002175	0,00028628
Co/Al	0,00029068	0,00030475	0,00041077	0,00044457	0,00078726	0,0006591	0,00028628
Pb/Al	0,0007267	0,00106661	0,0012323	0,00088914	0,00078726	0,0006591	0,00056969
Fe/Al	0,51843207	0,47957439	0,57459647	0,52859925	0,71581019	0,53781934	0,56063347
Mn/Al	0,01109383	0,01163064	0,01567696	0,01696705	0,03004586	0,01676978	0,02185153
Al (ppm)	6880,4	6562,84	4868,93	4498,72	2540,45	4551,64	3493,12
Profondeur (m)	14	13,5	9,5	9	7,5	7,25	5

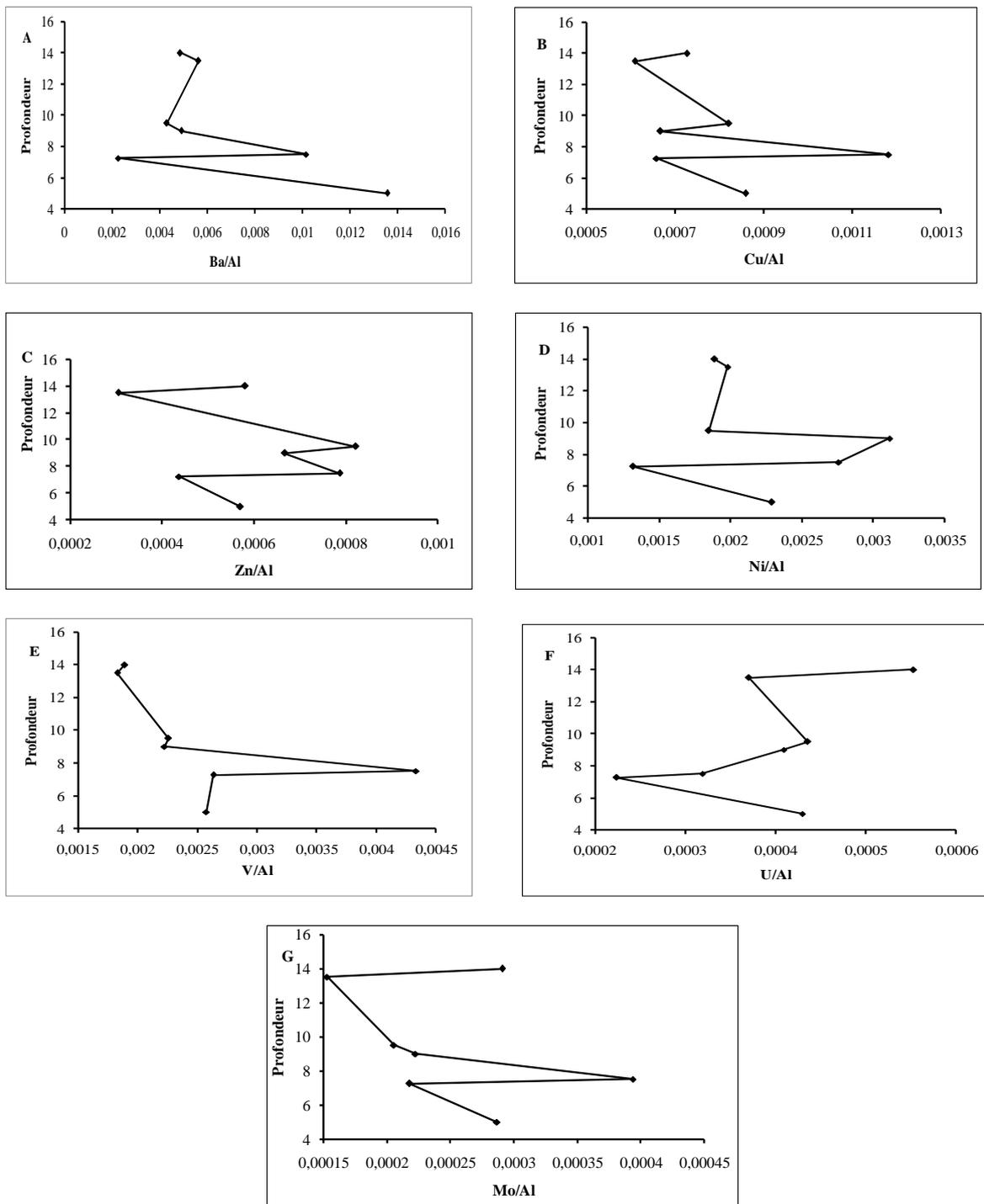


Figure 30: Graphiques montrant des teneurs en Ba, Cu, Zn, Ni, U, V et Mo normalisées par Al en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

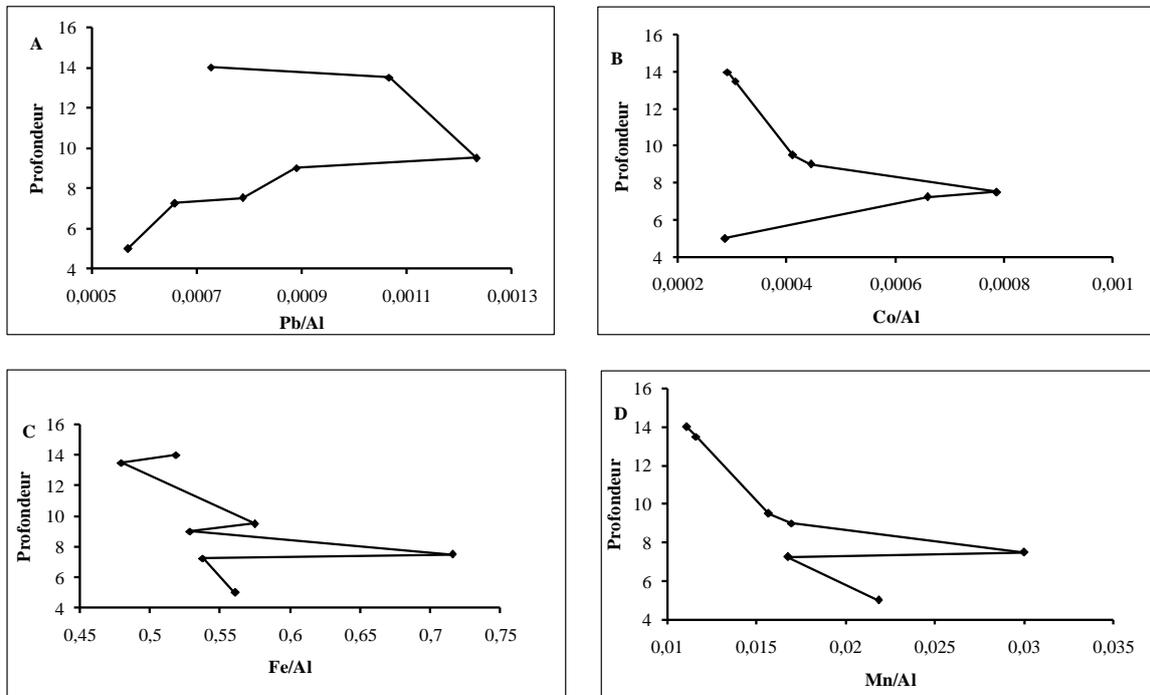


Figure 31: Graphiques montrant des teneurs en Co, Pb, Fe et Mn normalisées par Al en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

III.2.13. Comportement des éléments traces et majeurs caractérisant un milieu dominé par des apports continentaux

A partir des données représentées dans le tableau XI, nous essayerons d'expliquer le comportement des éléments chimiques dans le milieu continental n'est influencé par des intrusions des eaux marines.

III.2.13.1. Comportement de Baryum (Ba)

L'élément chimique Ba est présent tout au long dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba qui constituent la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Fig.35 A).

Les teneurs en Ba varient dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa (20,9-36,9 ppm) et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (10,3-47,4 ppm). Les teneurs sont élevées dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba. Une origine détritique est suspectée. L'enrichissement observé dans la couche argileuse des faciès carbonatés de Ombella M'poko est sans doute dû à une remobilisation diagénétique, confirmé par la présence de carbonates diagénétiques (Gaël, 2006).

III.2.13.2. Comportement de Cuivre, Zinc, Nickel et Cadmium (Cu, Zn, Ni et Cd)

La teneur en cadmium est inférieure à la limite de détection donc trois éléments ont été pris en compte. Les deux éléments chimiques (Zn et Ni) ont un comportement similaire dans les Unités de Bobassa et Ndimba. Ils ont des pics identiques dans l'Unité de Ndimba (Fig.35 C-D). Ces trois éléments ont des teneurs faibles dans les différents faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko (Tableau VIII et XI).

L'élément Cd n'a pas été détecté par analyse. Par conséquent il n'a pas atteint la limite de détection lors de l'analyse (Tableau VIII). Cu est antinomique aux deux éléments autres dans les différents faciès carbonatés de la Formation de Ombella M'poko. Ses teneurs sont vraisemblablement constantes (Fig.35 B).

III.2.13.3. Comportement de Molybdène, Uranium et Vanadium (Mo, U et V)

Les trois éléments chimiques Mo, U et V ont des teneurs faibles le long de la coupe. U et V ont un comportement apparemment semblable dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba et dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa (Fig.35 E -F). On remarque que ces deux éléments présentent des pics principaux qui coïncident dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa et dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (Fig.35 E-F). Le comportement de U, et V avec Mo est antinomique dans la formation carbonatée de Ombella M'poko (Fig.35 E-F-G).

III.2.13.4. Comportement de Cobalt et Plomb (Co et Pb)

Les éléments chimiques (Co et Pb) ont un comportement apparemment non semblable dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba et dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa (Fig.36 A-B). Ces éléments présentent des pics principaux qui se différencient respectivement dans l'Unité de Ndimba pour l'élément chimique Co et dans l'Unité de Bobassa pour le compte de l'élément chimique Pb. L'élément Co connaît une évolution constante dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa, alors que l'élément Pb croît dans les Unités de Ndimba et de Bobassa (Fig.36 A-B).

III.2.13.5. Comportement de Fer et Manganèse (Fe et Mn)

Les deux éléments chimiques (Fe et Mn) ne présentent pas le même comportement le long de la coupe (Fig.36 C-D). Mais aussi leurs pics principaux ne sont pas corrélables dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba et dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa (Fig.36 C-D). Les teneurs en Fe sont élevées et varient dans les calcaires dolomitiques faiblement métamorphisés de Bobassa (2378,02-3567,03 ppm), dans les calcaires fortement dolomitiques et faiblement métamorphisés à cipolin de Ndimba (1818,48-2447,96 ppm) et dans les dolomies (2727,72-3776,85 ppm) (Fig.36 C-D). La teneur de manganèse est inférieure à la limite de détection, Donc le manganèse existe à l'état de dilution dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

Tableau XI : Teneurs de quelques éléments traces et majeurs dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko

Echan. /Elts (ppm)	BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11		NDI 1	NDI 2	NDI 10
Ba	33,4	36,9	20,9	22,1		25,8	10,3	47,4
Cu	5	4	4	3		3	3	3
Zn	4	2	4	3		2	1,99	1,99
Ni	13	13	9	14		7	6	8
U	3,8	2,43	2,12	1,84		0,81	1,02	1,5
V	13	12	11	10		11	12	9
Mo	2	1	1	1		1	0,99	1
Co	2	2	2	2		2	3	1
Pb	5	7	6	4		2	3	1,99
Fe	3567,02	3147,37	2797,67	2378,02		1818,48	2447,96	1958,36
Mn	76,33	76,33	76,33	76,33		76,33	76,33	76,33
Profondeurs (m)	14	13,5	9,5	9		7,5	7,25	5

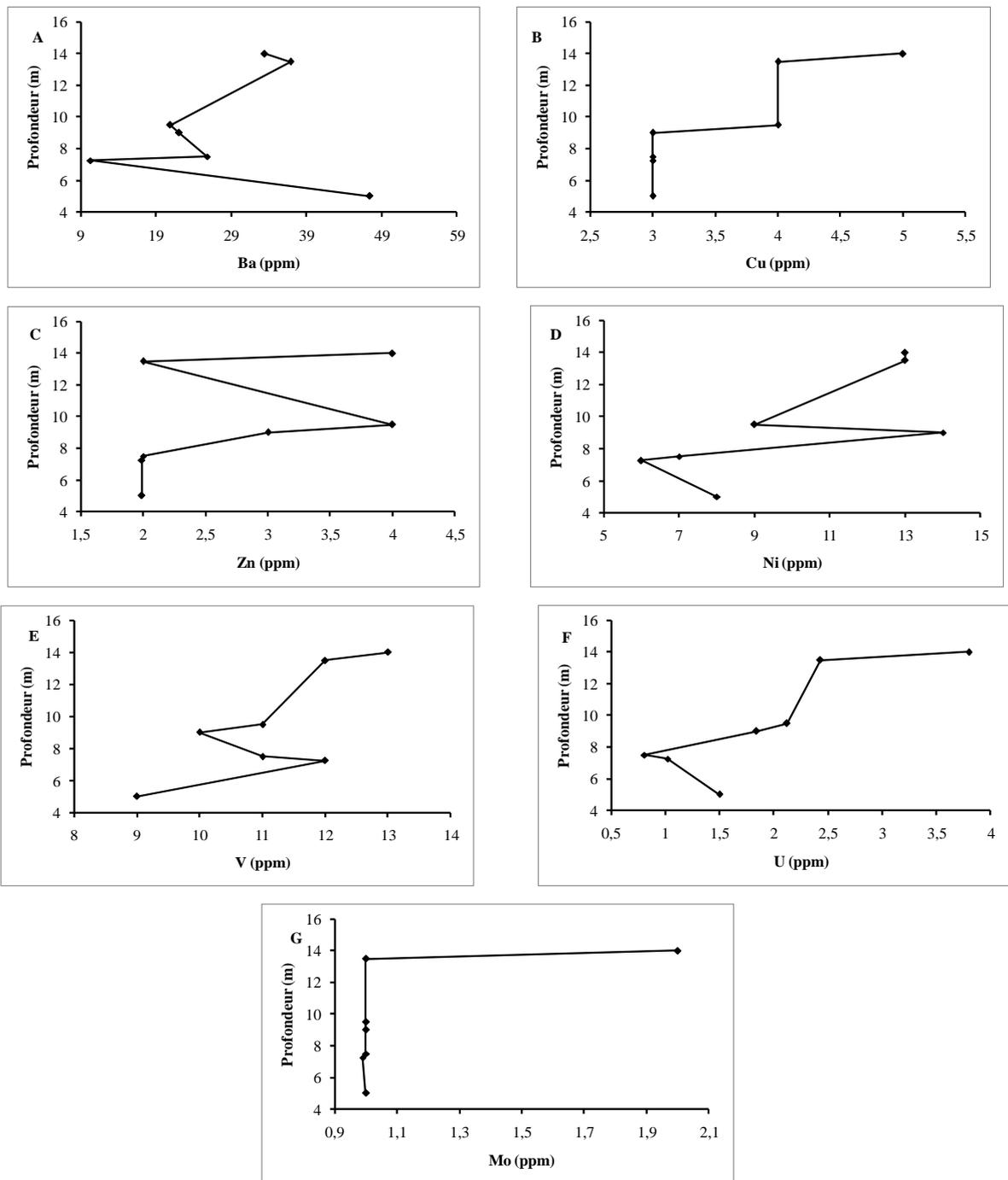


Figure 32: Graphiques montrant des teneurs en Ba, Cu, Zn, Ni, U, V et Mo, en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

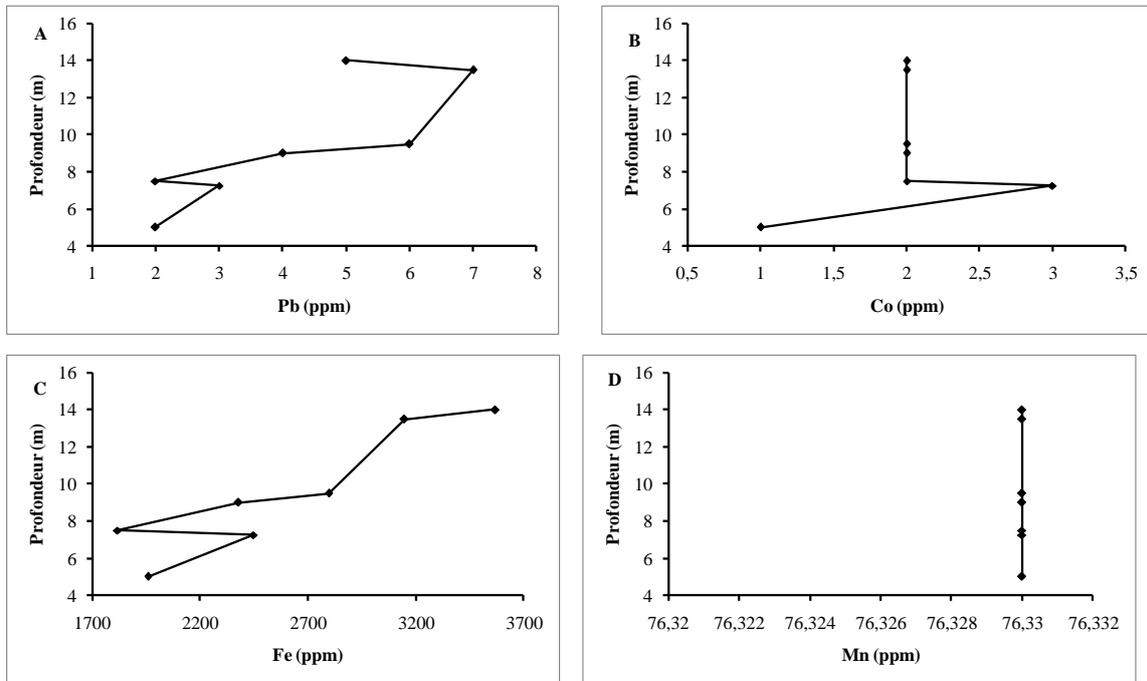


Figure 33: Graphiques montrant des teneurs en Co, Pb, Fe et Mn, en fonction de profondeur dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

III.3. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DU CARBONE (^{13}C) ET L'OXYGÈNE (^{18}O)

Les compositions isotopiques du carbone 13 et de l'oxygène 18 des roches calcaires fournissent des critères pour l'évaluation de l'environnement de dépôt. Particulièrement les isotopes carboniques sont les plus significatifs, comme traceurs pour l'origine du carbone, alors que les isotopes d'oxygène stockent les informations des paléotempératures (Clark et Fritz, 1997). La composition isotopique du carbone et de l'oxygène est exprimée en termes de valeur de δ (delta PDB) donnée pour mille (‰) et les rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ varient entre -0,89 et -0,37 ‰ avec une moyenne de -0,53 ‰ dans l'unité Ndimba (Tableau VII).

III.3.1. Variations des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène

III.3.1.1. Rapports isotopiques du carbone

➤ Unité de Ndimba

Les valeurs de rapport isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ obtenues sur dix échantillons de l'Unité de Ndimba varient de -0,89 à -0,37 ‰ et la moyenne est de -0,53‰ (Tableau VII et Fig.37).

➤ Unité de Bobassa

Les valeurs de rapport isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ obtenues sur dix échantillons de l'Unité de Bobassa varient de -0,53 à -0,34 ‰ et leur moyenne est de -0,42 ‰ (Tableau VII et Fig.37).

III.3.1.2. Rapports isotopiques de l'oxygène

➤ Unité de Ndimba

Les valeurs de rapport isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur dix échantillons de l'Unité de Ndimba montrent que ces valeurs varient de -8,40 à -7,82 ‰ et sont homogènes et plus négatives ayant une valeur moyenne -8,16 ‰ (Tableau VII et Fig.37).

➤ Unité de Bobassa

Les valeurs de rapport isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur dix échantillons de l'Unité de Bobassa montrent que ces valeurs varient de -9,31 à -8,03 ‰ et sont homogènes et plus négatives ayant une valeur moyenne -8,54 ‰ (Tableau VII et Fig.37).

Les rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ varient entre -0,89 et -0,37 ‰ avec une moyenne de -0,53 ‰ dans l'Unité Ndimba (Tableau VII et Fig.37).

III.3.2. Variation verticale des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène

Les courbes isotopiques, Oxygène et Carbone, varient corrélativement tout le long du log de la Formation carbonatée de Ombella M'poko, pour suivre de manière continue l'évolution verticale des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène (Tableau XIII et Fig.37). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ s'étalent de -9,31 à -7,82 ‰ avec une moyenne de -8,56 ‰, celles de $\delta^{13}\text{C}$ de -0,89 à -0,34 ‰ avec une moyenne de -0,61 ‰. Dans l'ensemble les valeurs des isotopes sont caractérisées par une dérive très négative. On enregistre des pics très négatifs dans les Unités Bobassa et de Ndimba de la Formation carbonatée de Ombella M'poko (Tableau XIII et Fig.37).

La Formation carbonatée de Ombella M'poko a des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ supérieurs à ceux du groupe de Shisto-Calcaire rapportés par Prétat et al. (2011) au Gabon et Prétat et al. (2018) dans République du Congo (Tableau XII et Fig.37). En République Démocratique du Congo (RDC), le sous-groupe de Lukala, équivalent du groupe Shisto-Calcaire, présente un comportement contrasté en ce qui concerne les ratios isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ (Tableau XII) (Cailteux et al., 2015).

Dans l'Unité Ndimba, les rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ varient de -8,40 à -7,82, tandis que dans l'Unité de Bobassa, les rapports sont légèrement inférieurs et varient de -9,31 à -8,03 ‰ (Tableau VII et Fig.37). Ces valeurs sont inférieures à celles du groupe Shisto-Calcaire au Gabon et en République du Congo (Prétat et al., 2011, 2018) (Tableau XII et Fig.37). De même les valeurs des rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ de la Formation carbonatée de Ombella M'poko sont inférieures à celles des dolomies de la Formation de Mintom (Tableau XIII et Fig.37).

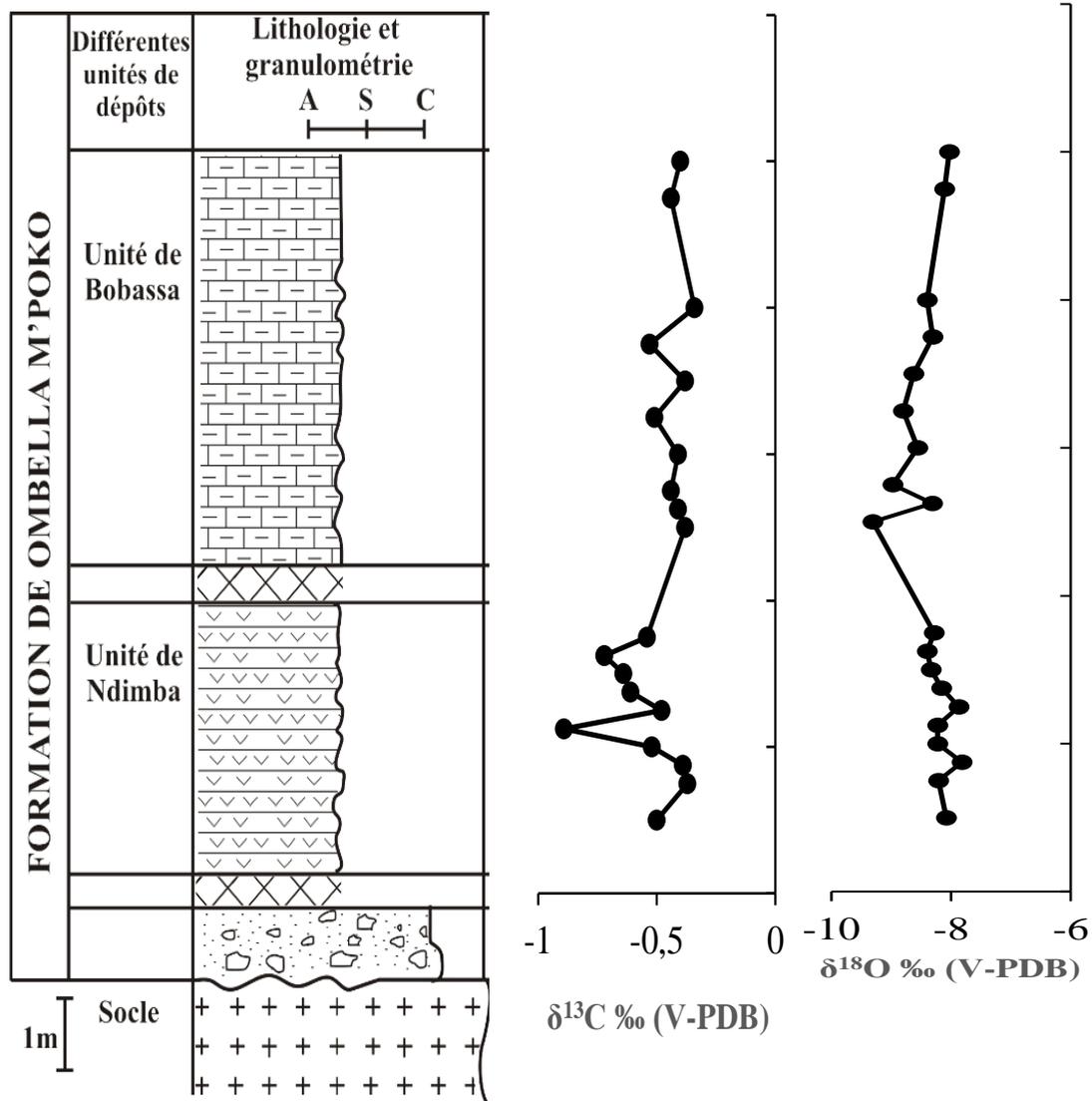


Figure 34: Variations des rapports isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ le long de la Formation carbonatée de Umbella M'poko

III.4. ÉTUDE STRUCTURALE DE LA FORMATION CARBONATÉE DE OMBELLA-M'POKO

Deux types de tectoniques ont affecté la Formation carbonatée de Ombella-M'poko :

- ✓ les structures cassantes,
- ✓ les structures plicatives.

III.4.1. Tectonique cassante

Les discontinuités non pénétratives qui caractérisent la Formation carbonatée de Ombella-M'poko sont de deux types : les diaclases et les fractures.

Les diaclases sont représentées par des directions majeures N-S et E-W (Fig.38 A-C). Elles sont Observables à Bobassa et à Ndimba de direction N130° et de pendage 40° SW (Fig.38 A) et celles de la photo C de direction N110° et pendage subvertical 80 SW.

Les fractures sont représentées par une faille de cisaillement senestre et de fracturation de direction N120° et de pendage 30 SW (Fig.38).

III.4.2. Tectonique souple

Elle est caractérisée par des structures planaires et plicatives.

III.4.3. Structures planaires

La Formation carbonatée de Ombella-M'poko est caractérisée par une transposition de la stratification S_0 par la schistosité S_1 . La schistosité S_1 a été produite lors de la déformation D_1 . Deux transpositions tectoniques caractérisent la Formation carbonatée de Ombella-M'poko. La première concerne la foliation S_1 qui reprend la stratification S_0 . Le plan de stratification S_0 parallèle à S_1 a été déformé par la génération des plis P_1 (centimétriques) en donnant la foliation $S_1 = N100-60S$ à $N110-40S$ (Fig.38 B-D-E). Cette foliation de direction subhorizontale est secondée par la foliation $S_2 = N120-40NE$ (Fig.38 E).

III.4.4. Structures plicatives

Elles définissent trois type de plis que l'on retrouve sur les différents affleurements des unités de Bobassa et de Ndimba. Il s'agit de plis droits, de plis déjetés et de plis déversés (Fig.38 E-F-G-H). Les attitudes du plan axial et de l'axe des plis déversés P_2 sont respectivement $N125^\circ-25 NE$ et $N80-45 E$ (Fig.38). Les caractères de ces trois plis permettent de les regrouper en deux générations.

La première génération est caractérisée des plis droits observables à Ndimba sous forme une alternance d'anticlinaux et de synclinaux (Fig.38 F) de direction $N150^\circ-15SW$.

La deuxième phase de plissement P_2 est caractérisée par des plis déversés et des plis déjetés (Fig. 38 H). Les plis P_1 (centimétriques) ont mis en place les foliations S_1 et les plis P_2 (centimétriques à métriques) ou plis en chevrons (Fig. 38 F) ont des plans axiaux déversés vers le Sud. Des éléments structuraux planaires (S_1 , S_2), plicatifs (P_1 , P_2) et tectoniques (fracturations) liés à la déformation panafricaine qui ont affecté ces Formations carbonatée de Ombella-M'poko.

Les directions (N45 et N100) sont reliées à deux phases tectoniques panafricaines (Rolin 1998, Poidevin, 1976, 1991, Cornacchia et Giorgi, 1986, 1988, Alvarez, 1995, 2000). La première phase D_1 est attachée à une tectonique de collusion, tangentielle (Rolin, 1995, 1998), datée d'environ 640 Ma et orientée NNE-SSW. Elle affecte la bordure du craton du Congo et met en place la nappe panafricaine des Gbayas en Centrafrique (Rolin, 1995, 1998) et celle de Yaoundé au Cameroun (Nzenti et al., 1988, Toteu et al. 1989). La deuxième phase correspondant à une phase D_2 est associée à une tectonique de décrochement (Rolin, 1995, 1998) dont la direction est N110 en Centrafrique et elle correspond à une phase tardi- D_2 au Cameroun (Toteu et al., 2001, 2004).

Certains auteurs suggèrent que la phase D_1 n'est reconnue qu'au Cameroun alors que la mise en place de la nappe des Gbayas (Rolin, 1992, 1995), datée de 540 Ma (Pin et Poidevin, 1987) correspondrait à la première phase (D_1) panafricaine en Centrafrique. Les autres phases D_2 ne sont pas exactement datées ; on les identifie à des phases de plissement (D_2) de direction N45 (Rolin, 1995, 1998) et de décrochement (de direction NW-SE. Cette dernière est dite encore tardi- D_2 (Rolin, 1998), et elle s'identifie par les décrochements dextres $N70^\circ$ et par des plis d'axe $N45^\circ$ (Cornacchia, 1980 ; Cornacchia et Dars, 1983). On reconnaît seulement deux générations de plis panafricains dans la Formation carbonatée de Ombella-M'poko en Centrafrique alors qu'ailleurs (autres régions d'Afrique) on parle de trois générations de plis panafricains (Ngako, 1999, Ngako et al, 2003, 2006, 2008 ; Toteu, 2004, 2006a, 2006b).

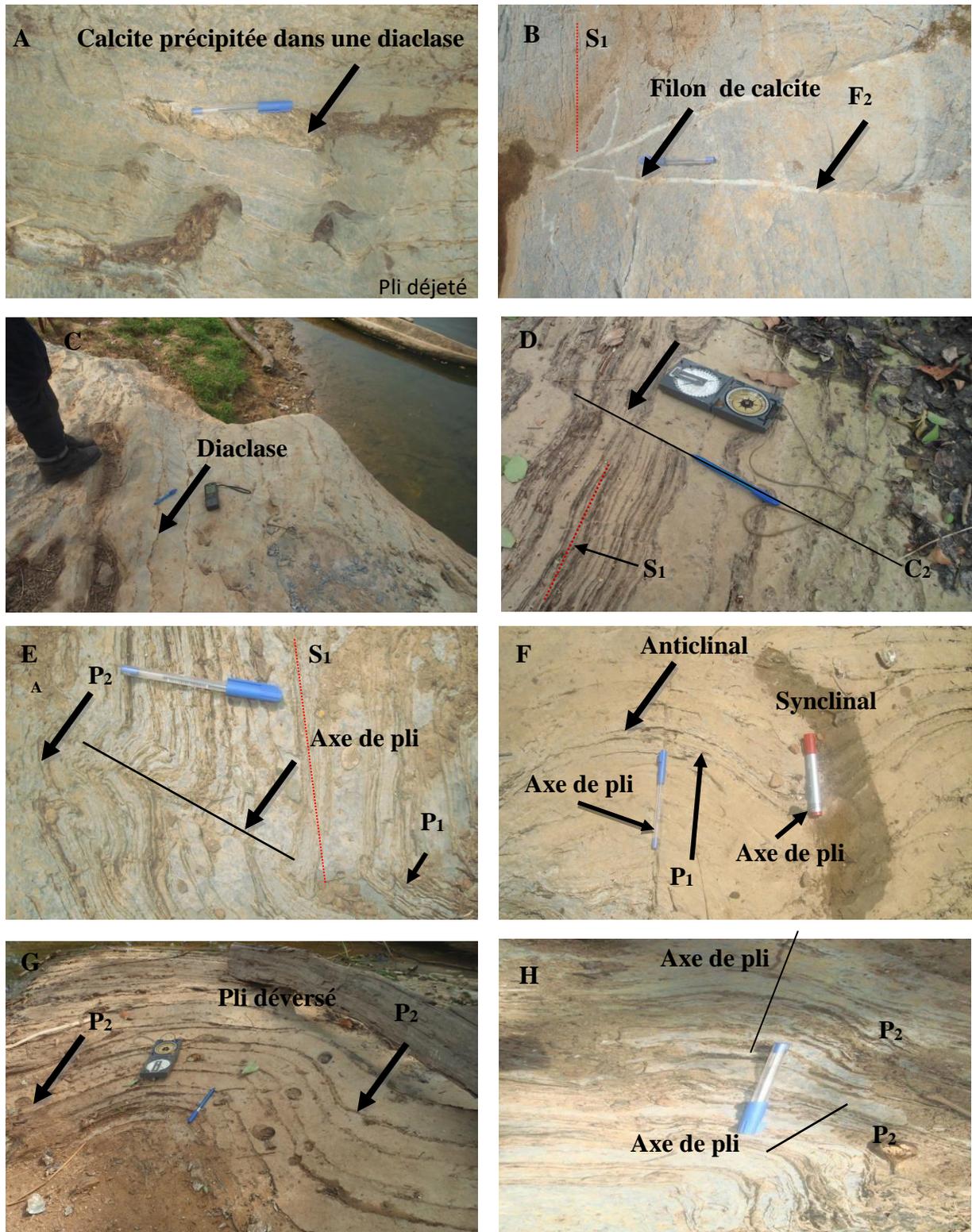


Figure 35: Types de déformation observés dans la Formation carbonatée de Ombella-M'poko

Légende :

A : Remplissage de calcite par précipitation dans une diaclase

B : Présente F₂ remplie de filon de calcite avec une schistosité S₁

C : Diaclase de direction N-S dans l'Unité de Ndimba

D : Faille de cisaillement C₂ semestre ayant une direction N130° E

E : Montre de schistosité S₁ et de pli P₂

F : Plis droits observés dans les Unités de Bobassa et de Ndimba présentant des anticlinaux et synclinaux

G : Plis déversés observés dans l'Unité de Ndimba

H : La photo H montre les plis déversé et les plis déjetés

CHAPITRE IV: INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ET DISCUSSION

Afin de replacer les processus sédimentaires et l'environnement de dépôt de la Formation carbonatée de Ombella M'poko dans l'évolution globale du sous bassin, un travail d'analyse sédimentologique et de pétrographie sur les échantillons a été réalisé à partir des descriptions pétrographique, minéralogiques et texturales, des analyses élémentaires sur roche totale et des analyses isotopiques ont été réalisées sur les unités carbonatées de la Formation de Ombella M'poko afin de reconstituer le paléoenvironnement. A partir de ces analyses, des informations importantes sur le mécanisme à l'origine de la mise place de la Formation carbonatée de Ombella M'poko ont pu être mises en évidence et de discuter des apports de l'étude géochimique pour mieux contraindre les environnements de dépôt des unités de Bobassa et Ndimba et de préciser les conditions d'oxydo-réductions liées à l'environnement de dépôt. La reconstruction des environnements de dépôt est basée sur les caractéristiques sédimentologique, géochimique sur roche totale et géochimie isotopique.

IV.1. DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES

Globalement, certains auteurs, Alvarez, 1995 ; Oubégo, 2013 disent que cette Formation se débute par un conglomérat glaciaire ou métatillitique et se termine par des unités carbonatées au sommet. Cette Formation de Ombella M'poko constituée de deux unités carbonatées ont fait l'objet de notre étude de pouvoir apporter de nouvelles informations sur les conditions de sédimentation et de diagenèse précoce de ces sédiments, et de mieux comprendre la mise en place de la sédimentation carbonatée essentiellement au sein de niveaux de la Formation de Ombella M'poko.

IV.1.1. Paléoenvironnement à partir de la caractérisation sédimentologique

IV.1.1.1. Unité de Ndimba

D'après les données pétrographiques et minéralogiques, les microfaciès des dépôts de l'Unité de Ndimba (calcimicrite et calcisparite) et leur lithologie, calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés à cipolin et les laminations qui les affectent traduisent un environnement calme de faible énergie. On observe par ailleurs des filaments de communautés microbiennes développées dans les cavités contribuant à la stabilisation des sédiments (Nédélec et al., 2007). Les intercalations argileuses entre les niveaux carbonatés caractérisent une structure rythmique et traduisant un environnement calme peu profond périodiquement influencé par des apports continentaux. Ce faciès correspond probablement à la zone périodale (Touanso, 2015). La rythmicité de ces dépôts carbonatés de Ombella M'poko a varié de nombreuses fois au cours du temps entre des successions de lamines millimétriques et de lits décimétriques (Onanga, 2016).

La stylolithisation parallèle à la stratification est synsédimentaire tandis que les macro et microfracturations intenses recoupant strates sont liées à la tectonique postdépôtionnelle comme en témoigne le pendage subvertical à vertical (45° à 85°) des couches initialement horizontales. Les stylolithes diagénétiques (parallèlement à la stratification) sont formés au cours de l'enfouissement. La présence des stylolithisations confirme incontestablement la compaction. L'observation de l'alternance des lamines claires riches en carbonates et les lamines sombres riches en argiles laisse penser à une diminution graduelle de la bathymétrie jusqu'à des conditions proches de l'émersion (Ekomane, 2019). Les lessivages érosionnels observés des couches carbonatées pourraient résulter des courants à basse densité de turbidité (Walker, 1984). Les structures en slumps et les surfaces d'érosion occasionnellement observées dans l'Unité de Ndimba indiquent un milieu de sédimentation peu profond et sous l'influence des courants de turbidités de basse densité. La présence de chlorite et d'illite indiqueraient l'apport d'un matériel non mature. Ces chlorites et illites, enrichies en fer, seraient probablement issus de l'altération des biotites dans un contexte hydrothermal ou diagénétique précoce ou tardif (Ossa-Ossa, 2010). La présence de pyrite observée traduirait 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 (Ossa-Ossa, 2010).

Par conséquent, L'Unité de Ndimba s'est déposée dans un environnement fluvio-lacustre, influencé par les courants, dans des conditions sèches, comme le montrent respectivement les rythmites saisonnières et les marques d'ondulation (Touansa, 2015). La présence de quartz et des minéraux argileux peut correspondre à l'apport de matériaux continentaux dans des conditions humides saisonnières possibles. En marge du sous-bassin, des micro-organismes cyanobactériens se sont développés sous faible énergie. Ces micro-organismes ont creusé dans les sédiments de boue de chaux semi-lithifiés, où des cavités ont été trouvées favorisant leur stabilisation et leur développement (Nédélec et al., 2007). Ce microfaciès a subi une microfracturation et stylolithisations dans certains endroits manifestés par des joints stylolithiques. On observe que les filaments se déposent dans une direction préférentielle. Un microfaciès à caractère azoïque. Il est constitué par des rhomboèdres de dolomie qui brillent en cassure, ces derniers apparaissent en lame dispersés dans une matrice micritique claire et accessoirement de quartz, de minéraux argileux ainsi de rares muscovites et pyrites.

IV.1.1.2. Unité de Bobassa

D'après les données pétrographiques et minéralogiques, les microfaciès des dépôts de l'Unité Bobassa (calcimicrite et calcisparite), leur lithologie, calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés, et la présence des laminations associées à des rares mattes microbiennes traduisent un environnement calme et faible énergie, calme et peu profond. L'alternance des niveaux très fins argileux et de niveaux carbonatés caractérise une sédimentation rythmique et une fluctuation de niveau de l'eau périodiquement influencé par les apports continentaux. La rythmicité de ces dépôts carbonatés de Ombella M'poko a varié de nombreuses fois au cours du temps entre des successions de lamines millimétriques et de lits décimétriques (Onanga, 2016). La présence des convolutes indique un milieu de sédimentation plus ou moins agité probablement liées à des vibrations provoquées par la tectonique. Ce faciès correspond sans doute à la zone supratidale ou périditale (Touanso, 2015).

La présence des stylolites parallèle à la stratification traduit un phénomène diagénétique et les macros et microfractures qui recoupent les strates et sont liées à un phénomène postdépositionnel. La présence des grains de quartz angulaires d'origine détritique résulterait de la recristallisation de la micrite primaire et est une preuve évidente d'une origine détritique des carbonates (Ekomane, 2010). Les microfractures sont colmatées soit par le sédiment interne soit par la recristallisation de la calcite. Les stylolithes diagénétiques (parallèlement à la stratification) sont formés au cours de l'enfouissement. La présence des stylolithisations confirme incontestablement la compaction.

La texture micritique de ce faciès carbonatés de Ombella M'poko et une lamination horizontale soulignant une stratification plane millimétrique indique une mise en place en conditions de faible énergie. Ce type de laminations planes fréquemment observé dans les sédiments fins résulte de processus de décantation des particules en suspension dans des environnements où l'énergie est généralement faible (O'Brien, 1990 ; Schieber, 1991, Potter et al, 2005). Cette alternance millimétrique rythmique est vraisemblablement le résultat d'une variation dans l'intensité des courants ou dans la nature des apports (Allen, 1982).

Donc l'Unité de Bobassa a enregistré le stade avancé de la sédimentation fluviale par le dépôt de grès légèrement métamorphisés. Les structures d'affaissement suggèrent un dépôt instable dans une éventuelle plateforme tectoniquement active. La présence de lits conglomératiques dans des calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés pourrait indiquer une subsidence active dans le sous-bassin, qui serait affecté par un soulèvement probable le long de failles marginales. L'absence de structures sédimentaires à haute énergie indique que les carbonates de Bobassa se sont déposés dans un environnement calme et peu

profond en eaux douces, ce qui a favorisé le développement de tapis d'algues microbiennes dans les boues de chaux, comme en témoignent les matrices de calcimicrite et de calcisparite. Cet environnement est périodiquement affecté par une sédimentation rythmique influencée par les courants, composée d'argiles et de carbonates, qui suggère des apports de matériaux continentaux. Les rythmites ont enregistré les changements cycliques semi-lunaires des amplitudes des marées dans un environnement sédimentaire subtidal-intertidal (Alvarez, 1995). La décantation des matériaux argileux indique des conditions calmes. Par la suite, l'Unité de Bobassa a évolué vers une rampe externe proximale permettant un accès illimité à la mer ouverte (Alvarez, 1995). Les sédiments les plus fins se seraient déposés lors des épisodes de décantation tandis que les lits les plus grossiers se seraient formés sous l'influence de courants d'énergie moyenne (Schieber, 1991).

L'observation de la pyrite dans des faciès carbonatés de Ombella M'poko suggère en effet qu'elle a probablement précipité au cours de la diagenèse tardive.

Ces microfaciès sont interprétés comme déposés dans milieu calme et réducteur, dont les processus de décantation sont interrompus par des faibles courants de fond. Ossa-Ossa (2010) montre aussi des chlorites enrichies 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.

A partir des données des analyses sédimentologiques des faciès et des microfaciès de la Formation carbonatée de Ombella M'poko, et leurs interprétations en termes de processus et de paléoenvironnement de dépôts, nous a permis de distinguer deux microfaciès répartis dans les deux environnements de dépôt du sous bassin de Bangui. L'Unité de Bobassa est un calcaire dolomitique légèrement métamorphisé et constituée de deux microfaciès à savoir les calcimicrites et calcisparites. L'Unité de Bobassa est caractérisée par un environnement du type fluvial. Par contre l'Unité de Ndimba est un calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé à cipolin et constituée de deux microfaciès à savoir les calcimicrites et calcisparites. Cette Unité de Ndimba est déposée dans un environnement fluvio-lacustre.

La texture fine de ces faciès carbonatés et une lamination horizontale soulignant un litage millimétrique qui indique une mise en place en conditions de faible énergie. Ce type de laminations planes fréquemment observé dans les sédiments fins à tendance argileuse résulte de processus de décantation des particules en suspension dans des environnements où l'énergie est généralement faible (Schieber, 1991, Potter et al, 2005).

L'illite est un minéral détritique (Chamley, 1989) dit primaire, car elle résulte de l'altération physique des roches anciennes acides. Elle se forme généralement en couches laminaires et peut aussi provenir de la transformation de la smectite. Leur présence dans un sédiment témoigne de milieux moins lessivés et d'un apport détritique continental.

La chlorite est aussi un minéral détritique selon Chamley, 1989 ; toutefois, elle peut résulter de la transformation de la kaolinite ou de la smectite ; donc elle peut être, comme l'illite, héritée ou de transformation ; elle peut être aussi diagénétique, soit globalement d'un apport détritique continental.

L'illite est présente dans la totalité des échantillons étudiés. Il semble donc que l'illite puisse avoir plusieurs origines. Une origine liée à la réaction d'illitisation des smectite, passant par un stade intermédiaire de formation d'interstratifiés illite/chlorite. Les réactions de transformation de smectite en illite au cours de l'enfouissement ont été décrites (Meunier et Velde, 2004) comme étant des marqueurs de paléoconditions diagénétiques.

Les illites et les interstratifiés illite/chlorite couramment étudiée permettent donc de mettre en évidence les conditions diagénétiques subies par les sédiments (Meunier et Velde, 2004).

L'illitisation se traduit par une baisse d'expansibilité de la smectite au cours de la réaction de transformation couplée à une augmentation de la qualité des feuillets au sein du cristal.

En effet, la disposition des laminations planes horizontales et obliques de ces carbonates et la disposition de la pyrite en lits, sont vraisemblablement des éléments dont la coexistence caractérise un milieu de sédimentation calme et de plus en plus réducteur (Onanga, 2016).

Les formations carbonatées de Centrafrique présentent un grand nombre de structures sédimentaires (surfaces d'érosion, figures de glissement, des petites failles synsédimentaires qui recoupent le fond micritique) qui traduisent le contrôle exercé par l'activité tectono-sédimentaire pendant leur dépôt.

IV.2. DONNÉES GÉOCHIMIQUES SUR ROCHE TOTALE ET ISOTOPIQUES

IV.2.1. Variabilité du comportement des éléments majeurs et traces

L'évolution des teneurs en éléments majeurs contenus dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko est en relation avec les minéraux détritiques. En effet, les Unités de Bobassa et Ndimba ont des teneurs faibles en SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O et TiO_2 liées essentiellement au cortège hérité quartz, feldspath et phyllosilicates (micas et chlorites primaires) et de façon moindre aux minéraux authigènes (illite, chlorites secondaires et smectite) (Onanga, 2016).

Les teneurs en CaO plus élevées dans l'Unité de Bobassa par rapport à l'Unité de Ndimba pourraient s'expliquer par l'action bactérienne qui en produisant du CO_2 a favorisé la précipitation des dolomites authigènes. Parallèlement ces teneurs élevées en CaO sont associées à de faibles teneurs en minéraux détritiques dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko. Et inversement les faibles teneurs en minéraux détritiques sont associées à de fortes teneurs de la fraction carbonatée suggérant donc que la fraction carbonatée dilue les

éléments de la fraction détritique et contrôle aussi les fluctuations de leur abondance qui sont de ce fait responsables de la variabilité chimique observé dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

Le MgO quant à lui présente toujours des teneurs faibles dans l'Unité de Ndimba par rapport à l'Unité de Bobassa. Ces faibles teneurs de MgO sont associées à de fortes teneurs en CaO et de faibles teneurs en Al_2O_3 . La plus grande part du MgO est en effet contenue dans les phases dolomitiques des Unités de Bobassa et de Ndimba. De plus, le fait que les teneurs en MgO soient plus faibles peut indiquer que le MgO aurait pu être incorporé dans des dolomites néoformées consécutives à des conditions particulières du milieu et aussi à l'action bactérienne dans un milieu qui est de plus en plus réducteur (Ruch, 2001). Cette hypothèse est vérifiée par la présence de pyrite associée aux minéraux carbonatés dans les Unités de Bobassa et de Ndimba qui présentent des teneurs plus faibles en Mg dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko.

Les faibles teneurs en oxyde de Fe et très faibles teneurs en oxyde de Mn observées dans la Formation de Ombella M'poko ne concordent pas avec les observations de Veizer et al. (1983), qui ont avancé que la dolomitisation piège très peu ces éléments du fait de leur faible remobilisation dans ces conditions environnementales.

La géochimie des éléments majeurs présente la composition de la calcite relativement enrichie par rapport au magnésium pour la majorité des échantillons de la Formation carbonatée de Ombella M'poko. La composition dolomitique de certains échantillons des unités de Bobassa et de Ndimba peut indiquer des conditions post-dépôt au moment de leur formation.

Certains des éléments traces sont immobiles dans la Formation carbonatée de Ombelle M'poko. Seul le Sr présente un très fort facteur d'enrichissement par rapport aux autres éléments. Ce phénomène est dû à la substitution Sr au Ca dans les phases carbonatées (Heltz et Holland, 1965). Cela expliquerait l'enrichissement observé dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko. Le facteur d'enrichissement de Sr est alors proche du facteur d'enrichissement de CaO (Onanga, 2016).

Les teneurs élevées en strontium dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa (1915 et 2500 ppm) et les calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba (1010 et 1155 ppm) (tableau VI) seraient sans doute considérées comme des traceurs de l'altération diagénétique (Ouabégo, 2013). Le strontium présente une anticorrelation avec et MgO et se corrèle positivement à CaO et Al_2O_3 . Les teneurs des éléments liés aux minéraux silicatés sont toujours faibles dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa et les calcaires dolomitiques fortement dolomitiques de Ndimba. Cette tendance est parallèle à l'évolution de la teneur en CaO et

Al₂O₃ dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa et les calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba traduisant effectivement que le strontium reste lié aux carbonates car connu pour se substituer au calcium dans les carbonates (Heltz et Holland, 1965).

Le taux de strontium présent dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de Bobassa et de calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés à cipolin de Ndimba est évolué au fur à mesure des recristallisations diagenétiques (Lippman, 1983 ; Veizer, 1983) qui accompagnent la dolomitisation de la calcite.

Les travaux de Tribovillard et al. (2006) ont montré que le comportement de certains éléments traces métalliques Ni, Cu, Cr, Mo, U et V en regard des teneurs en carbone organique total était particulièrement révélateur des conditions redox qui ont régné dans le milieu de dépôt des sédiments.

Ainsi, dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko, certains éléments traces enrichis semblent indiquer qu'ils sont essentiellement contrôlés par les apports détritiques. Tandis que les autres éléments de transition ne présentant pas aucune co-variation, ce qui atteste d'un enrichissement sans relation avec la présence de matière organique et son pouvoir complexant. Il semble que ce soit plutôt les états d'oxydo-réduction de la fraction carbonatée qui ait contrôlée la concentration de ces éléments, notamment par des réactions d'absorption en conditions oxydantes (Tribovillard et al., 2006).

La présence de ce sulfure de fer et de la matière organique révèle que le milieu est devenu de plus en plus réducteur au cours de l'enfouissement par la précipitation précoce de la pyrite dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko. Le mécanisme le plus couramment utilisé pour expliquer la formation de la pyrite est l'influence de la réduction des sulfates par les bactéries dans les tout premiers mètres lors de l'enfouissement sédimentaire (Irwin et al., 1977, Claypool et Kaplan, 1974 ; Gautier et Claypool, 1984 ; Colman, 1985). En effet, dans les sédiments carbonatés où l'oxygène est absent notamment, la formation de sulfure de fer comme la pyrite par voie biologique s'explique par la présence d'ions sulfates, d'oxyde de fer et de bactéries (Karlin, 1990a; Karlin et Levi, 1983, Canfield et Berner, 1987 ; Canfield et al., 1986 ; Berner, 1972).

Le comportement de certains de ces éléments (fer et manganèse notamment) peut être rattaché à des minéralisations authigènes, qu'elles se produisent par précipitation directe, par cimentation ou sous l'action de processus organiques (Onanga, 2016).

D'autres éléments comme les métaux de transition (Co, Ni, Cr...) constituent également de bons indicateurs des conditions paléo-environnementales (Onanga, 2016).

IV.2.2. Altérations chimiques et isotopiques

La distribution REE + Y montre un épuisement typique de REE + Y, similaire aux carbonates du Protérozoïque inférieur du super-groupe 1040-800 Ma Mbuji-Mayi en RDC (Delpomdor et al., 2013). Les valeurs REE + Y normalisées PAAS élevées indiquent une contamination par des oxydes, des sulfures, des phosphates ou des silicates, dérivés d'apports hydrothermaux ou de particules détritiques (Lawrence et al., 2006; García et al., 2007; Delpomdor et al., 2013). Les faibles concentrations de REE + Y normalisées par PAAS dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko permettent de suggérer une contamination chimique mineure. En raison de leur mobilité relativement faible, les terres rares sont moins affectées par des processus secondaires tels que la diagenèse et le métamorphisme (Asadi et al., 2013; Ahmad et al., 2014). Le spectre des profils REE + Y normalisés par PAAS suggère un impact en eau douce lors du dépôt de carbonates.

Les rapports Y / Ho indiquent une augmentation anormale de l'abondance de Y due à une contamination mineure de la phase carbonatée par du matériel détritique (Bolhar et Van Kranendonk, 2007).

Les variations des éléments majeurs et traces ont été utilisées ailleurs pour évaluer l'altération diagénétique des roches carbonatées (Price et al., 2000; Jenkyns et al., 2002; Grocke et al., 2003). Les teneurs élevées en Sr reflètent une signature isotopique non modifiée car, lors de l'altération diagénétique, le Sr est expulsé du cristal de carbonate (Nagarajan et al., 2008, 2013). Cependant, certains auteurs (Jacobsen et Kaufman, 1999; Lietard et Pierre, 2009) ont proposé un modèle à base des éléments traces et d'isotopes stables et ont conclu que les carbonates ayant de $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -5 et -10 et des concentrations de Sr comprises entre 150 et 2500 ppm pourraient préserver les signatures isotopiques primaires. Dans notre étude, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (-9.31 à -7.82‰) et les concentrations de Sr (1010-2500ppm) suggèrent que les signatures isotopiques primaires sont préservées. Ceci est encore confirmé par les anomalies Ce positives, qui représentent une signature primaire (Morad et Felitsyn, 2001).

Les valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ sont compatibles avec les carbonates du Protérozoïque et les signatures isotopiques du carbone sont bien préservées dans les carbonates du Protérozoïque (par exemple, Nédélec et al., 2007; Vieira et al., 2007; Prétat et al., 2011; Nagarajan et al., 2007 et 2013). Les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et la relation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ corroborent fortement le fait que les carbonates de la Formation de Ombella M'poko a conservé la principale signature isotopique de l'eau de mer du Protérozoïque dans les Unités de Bobassa et de Ndimba. Aucune co-variation entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ne confirme une éventuelle altération diagénétique. Les deux Unités de Bobassa et de Ndimba présentent des

valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$, suggérant une empreinte digitale métamorphique minimale ou une faible dolomitisation et la prépondérance de carbone initial d'origine organique comme le CH_4 (Doyemet, 2006).

La distribution restreinte des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (-9.31 à -7.82‰) autour d'une valeur moyenne de -8,35‰. Il apparaît donc qu'il n'existe aucune corrélation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

Cette absence de corrélation suggère que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par la formation carbonatée de Ombella M'poko sont obtenues pour des carbonates Précambriens (Kasting et al., 2006) et des dolomies Paléoproterozoïques (Jaffrés et al., 2007) et comprises entre -11 et -7‰ dans la formation carbonatée de Ombella M'poko qui semble donc favoriser la conservation du $\delta^{18}\text{O}$ primaire.

L'effet dépôts carbonatés la température des fluides et l'activité bactérienne peuvent induire des changements notables dans la composition isotopiques d'éléments tels que le carbone et l'oxygène.

Par conséquent la formation carbonatée de Ombella M'poko serait vraisemblablement les dépôts carbonatés du Protérozoïque.

IV.2.3. Paléoenvironnement à partir de la caractérisation géochimique

Les rapports des éléments traces (U / Th, V / Cr et Ni / Co, par exemple) (Tableau VIII) sont utilisés comme outils ou indicateurs des conditions d'oxydoréduction paléoenvironnementales pendant le dépôt (Jones et Manning, 1994; Kamber et al., 2001; Armstrong-Altrin et al., 2001 et 2015; Ndjigui et al., 2018). Les valeurs faibles U / Th et V / Cr caractérisent l'environnement oxique, tandis que les valeurs élevées indiquent des conditions d'oxydoréduction anoxique. Certains auteurs (Jones et Manning, 1994; Kamber et al., 2001) suggèrent que les rapports Ni / Co <5 reflètent les conditions oxiques, 5–7 conditions dyssoxiques et > 7 conditions suboxiques à anoxiques. Les Unités de Bobassa et de Ndimba enregistrent des conditions d'oxydoréduction variables, allant de l'anoxique à l'oxique. Les très légères anomalies Ce négatives révèlent des conditions environnementales réduites. La concentration en cérium reflète les niveaux d'oxygène, le Ce^{4+} oxydé facilitant la solubilisation et l'absorption sur les particules (De Baar et al., 1991). Les profils REE + Y normalisés par le PAAS montrent des anomalies positives de l'Eu dans plusieurs échantillons indiquant des conditions réduites et acides (Lawrence et al., 2006; García et al., 2007).

Les valeurs les plus basses de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ suggèrent une colonne d'eau la plus élevée (Edgar et al., 2015). Les eaux de surface chaudes ont des valeurs relativement faibles de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ par rapport à la colonne d'eau plus profonde (García-Gallardo et al., 2017).

Les carbonates des Unités de Ndimba et de Bobassa ont des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ faibles et de $\delta^{13}\text{C}$ élevées avec peu de variations. La corrélation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ indique une altération météoritique et la stabilité de l'isotope de carbone. La plupart des carbonates du Protérozoïque sont caractérisés par un enrichissement en ^{13}C suggérant l'enfouissement de grandes proportions de carbone organique (Knoll et Walter, 1992).

Les rapports Y / Ho sont utilisés pour caractériser les environnements de dépôt marins et continentaux (Bau et Dulski, 1996; Nothdurft et al., 2004). Les rapports Y / Ho dans les eaux des continentales sont égaux ou légèrement supérieurs à la valeur du PAAS (27,5), mais bien inférieurs aux valeurs de l'eau de mer d'environ 55 (Lawrence et al., 2006; Bolhar et al., 2007). Les échantillons de l'Unité de Bobassa de la Formation de Ombella M'poko ont des rapports Y / Ho qui varient de 26 à 30,91 et ceux de l'Unité de Ndimba ont des valeurs qui varient de 28,57 à 36,00. Ces valeurs traduisent une hausse anormale de l'abondance relative de Y dû à une contamination de la phase carbonatée par le matériel détritique (Bolhar et al., 2004 et 2005).

A partir de ces caractéristiques, la Formation carbonatée de Ombella M'poko présente une signature de fleuve dans l'Unité de Bobassa et comme dans quelques fleuves modernes (Elderfield et al., 1990 ; Lawrence et al., 2006) alors que l'Unité de Ndimba présente un environnement fluvio-lacustre ou signature de lac acide (Johnnesson et Zhou, 1990). L'eau continentale est caractérisée par des enrichissements en LRRE (Haannigan Sholkovitz, 2001), des anomalies négatives en Ce et les valeurs du rapport Y/Ho inférieur à 40 (Elderfield et al., 1990).

De même, Xing et al. (2014) ont révélé que les sédiments lacustres qu'ils avaient étudiés présentaient des valeurs de terres rares légères plus élevées que des terres rares lourdes et des anomalies positives de Eu ainsi un enrichissement en LREE pour un environnement lacustre des roches carbonatées. La Formation de Ombella M'poko de l'Unité de Ndimba présentent un enrichissement en LREE faible à important, qui confère ensuite une anomalie positive de Eu et une anomalie négative en Ce. On pourrait en conclure que l'Unité de Ndimba serait probablement déposée dans un environnement fluvio-lacustre. Les valeurs de rapport Y/Ho indiquent que les terres rares absorbées par les particules de la taille d'une argile proviennent de l'eau qui les transportait, et probablement plus importante, des eaux interstitielles lors des épisodes de stockage dans les plaines inondables. Cela en déduit que les eaux pluviales / souterraines et fluviales, ainsi que les fluides de transport et de vieillissement, avaient différents complexes contrôlant la solubilité des terres rares que les eaux du bassin de décantation où le carbonate était précipité (Dubois, 2017 ; Onanga, 2016 ; Ossa-ossa, 2010).

Dans les travaux les travaux de Bolhar et al., 2004 ; Nothdurft et al., 2004 ; Fimmel, 2008, Ekomane, 2010, il ressort que les contaminants détritiques terrestres peuvent modifier

les propriétés chimiques élémentaires d'eau de mer à un tel degré que les spectres des REE soient aplatis, les anomalies en certains éléments soient modifiés et le rapport Y/Ho soit sensiblement égale aux valeurs du PASS. Les corrélations entre Y/Ho et Ce/Ce* ; Y/Ho et Zr ; Zr et Σ REE ; Zr et Al ; Zr et Th ont permis de montrer respectivement de déterminer les indices de contaminations qui ont pu modifier les propriétés chimiques élémentaires de la Formation carbonatée de Ombella M'poko, ainsi que l'effet du métamorphisme de faible degré qui serait pu remobiliser certains éléments de terres rares (Bau, et Dulski, 1996 et Ekomane, 2010).

Cependant, le diagramme de distribution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^{13}\text{C}$ (Milliman, 1974 et Veizer, 1983) définit deux types d'environnements de dépôts (Fig.39). D'après les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ obtenues à partir des analyses des faciès carbonatés de Ombella M'poko, les calcaires fortement dolomitiques légèrement métamorphisés et à cipolins (calcimicrite et calcisparite) de l'Unité de Ndimba, correspondent à un environnement fluvio-lacustre tandis que les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés (calcimicrite et calcisparite) de l'Unité de Bobassa caractérisent à un environnement fluviatile. Il semblerait que les valeurs des rapports isotopiques et leur évolution soient le reflet d'un environnement de dépôt plutôt que d'une évolution diagénétique postérieure.

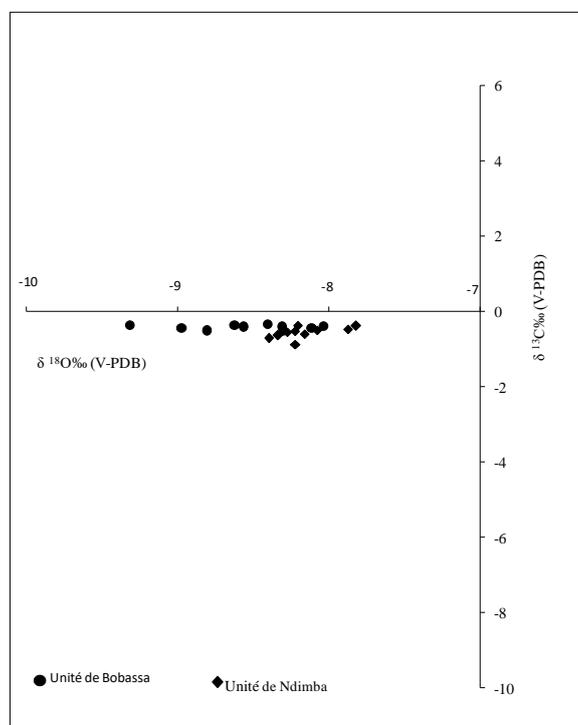


Figure 36 : Représentation croisée de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ montrant la disposition paléoenvironnementale des gisements de carbonate de la Formation Ombella-M'poko (Milliman, 1974; Veizer et Hoefs, 1976).

IV.3. CORRÉLATION RÉGIONALE

IV.3.1. Corrélation des carbonates de RCA avec ceux de RDC, du Gabon et du Congo

À partir de ce travail, il est difficile d'établir une corrélation régionale en raison du manque de données géochronologiques en RCA. Cependant, les isotopes stables ont été couramment utilisés pour la corrélation stratigraphique des roches carbonatées du Néoprotérozoïque en Afrique centrale (Frimmel et al., 2006; Delpomdor et Préat, 2013; Préat et al., 2011, 2018). Dans notre étude, la plage de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ ne reflète pas l'altération et constitue donc un outil fiable pour la corrélation intra-basale. L'âge des carbonates du bassin de Bangui est limité par les styles de déformation panafricains observés entre 640 et 565 Ma (Lasserre et Soba, 1979; Nzenti et al., 1988). Cependant, la position stratigraphique des Unités de Bobassa et de Ndimba n'est pas claire dans la série Fatima du bassin de Bangui. Alvarez (1995) a proposé que la série de Fatima soit subdivisée, de la base au sommet, en: (1) les calcaires de la rampe externe distale de Lesse, (2) les calcaires de la rampe externe proximale, (3) les calcaires de la rampe intermédiaire de Mboma, et (4) le calcaire de la rampe interne du lagon Fatima-Lesse-Gallo-Mondoli et les dolostones. La série de Fatima a été considérée comme appartenant au groupe Schisto-Calcaire dans RC (Alvarez, 1996). L'Unité de Bobassa présente des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ similaires autour de 0 similaires à celles de l'Unité Ndimba. Ces valeurs sont identifiées dans la partie moyenne à supérieure du groupe Schisto-Calcaire au Gabon et en RC (Préat et al., 2011, 2018) et dans le sous-groupe de Lukala en RDC (Frimmel et al., 2006; Delpomdor et Préat, 2013; Delpomdor et al., 2018). Dans les SCII du Gabon et de RC, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient respectivement entre -1,8 et + 6,3 ‰ et -2,02 et + 0,17 (Préat et al., 2011, 2018). Une plage similaire de valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (-2,08 à + 0) est mesurée dans la formation de C4 en RDC (Delpomdor et Préat, 2013; Delpomdor et al., 2018) (Tableau XII).

Par conséquent, les Unités de Bobassa et de Ndimba ne sont pas contemporaines de la stratigraphie avec les cap carbonates déposés après la glaciation de Marinoenne. Les cap carbonates post-marinoens (580 Ma) ont des valeurs faiblement positives de $\delta^{13}\text{C}$ (Hoffmann et al., 2004). Les valeurs isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ varient entre -0,89‰ et -0,34‰ dans les carbonates de la Formation Ombella-M'poko ne font pas partie de cette tranche d'âge post-Marinoen (en $^{13}\text{C} \geq +10$; Ouabego, 2013). Alvarez (1995) a interprété le dépôt de la République centrafricaine comme une série de rampes qui progressaient vers les grabbens intracratoniques situés autour du bord du craton centrafricain.

Tableau XII : Compilation des valeurs moyennes des isotopes C et O du groupe de Schisto Calcaire au: a) Gabon (Préat et al., 2011); (b) République du Congo (Préat et al., 2018); (c) République démocratique du Congo (Frimmel et al., 2006; Delpomdor et Préat, 2013; Cailteux et al., 2015; Delpomdor et al., 2018). et (d) les carbonates de la formation Ombella-M'poko en République centrafricaine (nouvelles données).

Groupes Schisto-Calcaire (Gabon, RC) and Subgroupe Lukala (DRC)									Carbonates de la Fm .O.M.		
SCIF ^a			SCIf ^b			C3, C4 and C5 ^c			Bobassa and Ndimba units ^d		
Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
223	-0,45	-4,28	cb94	-3,54	-6,06	C3a1	-3,40	-10,10	BOB 1	-0,40	-8,03
225A	-0,38	-4,38	Cb95	-3,54	-5,94	C3a1	-2,90	-9,90	BOB 2	-0,44	-8,11
232	-01,53	-1,89	cb96	-3,57	-5,85	C3a2	-2,70	-10,70	BOB 3	-0,34	-8,40
234	-1,80	-4,31	cb97	-3,50	-6,10	C3a2	-2,70	-10,20	BOB 4	-0,53	-8,30
235	-0,89	-3,85	cb98	-3,49	-6,15	C3a2	-2,50	-10,50	BOB 5	-0,38	-8,62
238	-3,29	-8,56	cb99	-3,14	-6,67	C3b1	-2,40	-10,30	BOB 6	-0,51	-8,80
245B	+4,45	-3,06	cb100	-2,91	-6,70	C3b1	-2,60	-9,60	BOB 7	-0,41	-8,56
310	-1,61	-5,59	cb101	-3,90	-6,06	C3b1	-2,30	-9,80	BOB 8	-0,44	-8,97
315	+6,27	-2,32	cb102	-3,04	-6,56	C3b1	-2,40	-10,10	BOB 10	-0,41	-8,31
316	+6,21	-2,15	cb103	-3,30	-5,93	C3b2	-2,30	-10,00	BOB 11	-0,38	-9,31
405	+1,79	+5,38	cb104	-3,39	-6,02	C3b2	-2,20	-9,90	NDI 1	-0,54	-8,28
407A	+1,19	-4,83	cb106	-3,06	-6,54	C3b2	-1,70	-10,20	NDI 2	-0,72	-8,40
407B	+2,28	-4,42	cb107	-3,45	-5,77	C3b2	-1,60	-10,10	NDI 3	-0,64	-8,33
433A	+1,89	-5,14	cb108	-3,15	-6,28	C4a1	-1,40	-5,90	NDI 4	-0,61	-8,16
727	-0,55	-5,30	cb109	-3,18	-6,36	C4a1	-1,40	-5,60	NDI 5	-0,48	-7,87
730	-0,90	-5,24	cb110	-3,73	-5,79	C4a1	-2,00	-7,60	NDI 6	-0,89	-8,22
			cb111	-3,62	-5,95	C4a1	-2,40	-7,80	NDI 7	-0,52	-8,22
			cb112	-3,75	-5,84	C4a1	-7,50	-6,30	NDI 8	-0,39	-7,82
			cb207	-3,34	-6,56	C5	+9,36	-7,05	NDI 9	-0,37	-8,21
			cb207'	-3,41	-6,72	C5	+5,20	-6,66	NDI 10	-0,50	-8,08
			cb208	-3,33	-6,30	C5	+8,05	-5,24			

IV.3.2. Corrélation des carbonates de RCA avec ceux du Cameroun

Le manque de données géochronologiques en RCA, il est apparemment difficile d'établir une corrélation entre les carbonates de la Formation de Ombella M'poko en Centrafricaine et les carbonates de la Formation de Mintom au Cameroun (Tableau XIII). La corrélation sera faite à partir des données des isotopes stables obtenues dans les deux zones de la sous-région.

Les cap carbonates post-marinoens (580 Ma) ont des valeurs faiblement positives de $\delta^{13}\text{C}$ (Hoffmann et al., 2004). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des dolomies de Métou de la Formation de Mintom au Cameroun sont comprises entre -3‰ et -4‰ (Ekomane, 2010). Ces données sont semblables à ceux obtenues dans les carbonates du bassin de Volta au Ghana donc $\delta^{13}\text{C}$ est de -3,7‰ (Ekomane, 2010). Donc les dolomies de Métou de la Formation de Mintom sont des

cap dolostones qui seraient liés à un événement glaciaire du Marinoen daté de $635,2 \pm 0,2$ Ma et $632,5 \pm$ Ma (Condon et al., 2005 ; Ekomane, 2010). De même cette Formation de Mintom s'est déposée dans un milieu lacustre avec une incursion des eaux marines. Tandis que la Formation carbonatée de Ombella M'poko de Centrafrique présente des valeurs isotopiques de $\delta^{13}\text{C}$ qui varient entre $-0,89\text{‰}$ et $-0,34 \text{‰}$ et ne font pas partie de cette tranche d'âge post-Marinoen (en $^{13}\text{C} \geq +10$; Ouabego, 2013) comme ceux de dolomies de Métou de la formation de Mintom au Cameroun. Les valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{C}$ sont compatibles avec les carbonates du Protérozoïque et les signatures isotopiques du carbone sont bien préservées dans les carbonates du Protérozoïque (Nédélec et al., 2007; Vieira et al., 2007; Prétat et al., 2011; Nagarajan et al., 2007 ; Delpomdor et Prétat, 2013). Globalement la Formation carbonatée de Ombella M'poko de Centrafrique s'est déposée dans un environnement fluvio-lacustre à fluvatile.

Par conséquent, les rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ de la Formation carbonatée de Ombella M'poko ne sont pas à ceux des dolomies de la Formation de Minton au Cameroun (Ekomane, 2010) (Tableau XIII). Donc au Cameroun (RC), les dolomies de Minton sont semblables à ceux des carbonates du bassin de Volta au Ghana ayant des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ ($-3,7\text{‰}$) et $\delta^{18}\text{O}$ (Nédélec et al., 2006 ; Ekomane, 2010).

Tableau XIII : Compilation des valeurs moyennes des isotopes C et O de la Formation carbonatée de Ombella M'poko en République Centrafricaine (nouvelles données) et les dolomies de la Formation de Mintom au Cameroun

Formation de Ombella M'poko (RCA)			Formation de Mintom (RC)		
Unités de Bobassa et Ndimba			Unité de Métou		
Echantillons	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Echantillons	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
BOB 1	-0,40	-8,03	MET 1	-3,33	-7,38
BOB 2	-0,44	-8,11	MET2	-3,52	-7,14
BOB 3	-0,34	-8,40	MET3	-3,36	-6,88
BOB 4	-0,53	-8,30	-----	-----	-----
BOB 5	-0,38	-8,62	-----	-----	-----
BOB 6	-0,51	-8,80	-----	-----	-----
BOB 7	-0,41	-8,56	-----	-----	-----
BOB 8	-0,44	-8,97	-----	-----	-----
BOB 10	-0,41	-8,31	-----	-----	-----
BOB 11	-0,38	-9,31	-----	-----	-----
NDI 1	-0,54	-8,28	-----	-----	-----
NDI 2	-0,72	-8,40	-----	-----	-----
NDI 3	-0,64	-8,33	-----	-----	-----
NDI 4	-0,61	-8,16	-----	-----	-----
NDI 5	-0,48	-7,87	-----	-----	-----
NDI 6	-0,89	-8,22	-----	-----	-----
NDI 7	-0,52	-8,22	-----	-----	-----
NDI 8	-0,39	-7,82	-----	-----	-----
NDI 9	-0,37	-8,21	-----	-----	-----
NDI 10	-0,50	-8,08	-----	-----	-----

IV.4. PROPOSITION DE LA MISE EN PLACE DE LA FORMATION DE OMBELLA M'POKO

L'étude lithostratigraphique menée est basée sur les données antérieurement décrites et sur nos propres observations sur le terrain et en laboratoire. C'est à partir des données sédimentologiques et géochimiques que nous tenterons de retracer un modèle de l'évolution géodynamique qu'a subi la Formation de Ombella M'poko.

Pour reconstituer l'histoire des petits bassins fin Mésoprotérozoïques début néoprotérozoïques en Afrique Centrale, on peut la relier à l'existence d'un long fossé dit aulacogène de la Sangha (Poidevin, 1985 ; Vicat et al, 1989 ; Alvarez, 1992) situé dans la partie occidentale de l'Afrique Centrale. Des données géophysiques (Godivier et al, 1986 ; Alvarez, 1992) et structurales (Gioan et al, 1989 ; Alvarez, 1992) ont donné un âge entre 950 et 700 Ma à ce fossé. C'est à partir de cette période que le craton du Congo est affecté par une distension qui aboutit à la formation d'un graben (Vicat et al., 2001 ; Ekomane, 2010). Ce stade de rifting correspond au début du premier cycle de l'orogénèse panafricaine et de la formation du proto-Gondwana occidental qui commence vers 1000 Ma (Affaton, 1998 ; Ekomane, 2010 ; Ouabégo, 2013). Cette distension affectant l'ensemble métapélitique plissé, la série de Yangana-Pama-Boda (YPB), antérieur à 2,2Ga (Archéen terminal à Protérozoïque basal) (Fig.42). La série quartzo-pélitique de BMB, discordante sur la série YPB, appartenant au Protérozoïque inférieur à moyen (Doyemet, 2006). C'est deux ensembles qui constituent le socle de la Formation de Ombella M'poko. Le début de son remplissage, c'est fait par les sédiments à l'origine des différentes Unités de la Formation de Ombella M'poko qui se sont déposés dans un environnement fluvio-lacustre à fluvatile (Figs.40 et 41).

IV.5. L'ÂGE PROBABLE DE LA MISE EN PLACE DE LA FORMATION DE OMBELLA M'POKO

Beaucoup de plates-formes carbonatées ont été reconnues dans les formations protérozoïques qui ceignent le craton du Congo (Alvarez, 1995 ; Poidevin, 1996). La République Centrafricaine est située à la bordure septentrionale du massif congolais auquel appartient la région de Ombella M'poko dans laquelle les secteurs d'étude sont localisés. Les résultats des travaux de certains auteurs se contredisent sur la lithologie des formations carbonatées protérozoïques à cause du problème d'âges tels que Poidevin 1991 à dater les calcaires de Bangui par datation Pb-Pb au Nord et Sud de Bangui d'âge Mésoprotérozoïque, ce même auteur est revenu en 2007 par la datation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour replacer ces carbonates au Néoprotérozoïque sans tenir compte des données du cap carbonaté Néoprotérozoïque du $\delta^{13}\text{C}$ (-4‰ à -3‰) indiqués par Kennedy et al., 2001, Allen et al., 2002, Bowring et al., 2003, Nédélec et al., 2007 ; Luceith et al., 2007 et Prétat et al., 2011.

Par la datation aux isochrones Sm-Nd sur roche totale de la dolérite (1.1 Ga) qui recoupe les faciès carbonatés des unités de Bobassa et de Ndimba au Sud de la RCA, ce précédent auteur attribue à ces dépôts carbonatés du bassin de Bangui, un âge indirectement de Néoprotérozoïque inférieur (Poidevin, 1996).

Il y a une incohérence avec les âges (1358 ± 250 Ma et 1228 ± 320 Ma) et l'âge syntectonique panafricain (680 Ma) de ces dépôts carbonatés de Ombella M'poko néoprotérozoïques (Rolin, 1995 ; Alvarez, 2000 ; Poidevin, 2007) (Tableau XIV).

Dans la présente étude, les données de géochimie isotopique de la variation isotopique de carbone 13 des carbonates de Ombella M'poko donnent (i) calcaire de Bobassa $\delta^{13}\text{C}$ (-0,53 à -0,34‰) ; (ii) Calcaire de Ndimba $\delta^{13}\text{C}$ (-0,89 à -0,37‰), valeurs qui se rapprochent des travaux de Alcides et al., 2000, Bartley et al., 2001, Nagarajan et al., 2013 ; Delpomdor et al., 2013 dont la fourchette -2,8‰ à +6‰ indiquant les carbonates du Protérozoïque. Au vu de ces résultats les carbonates de Ombella M'poko seraient déposés durant le Protérozoïque. La Formation carbonatée de Ombella M'poko serait déposée au Mésoprotérozoïque d'âge (1250 -1300 Ma), vues les nouvelles données de nos études ou les variations isotopiques de carbone 13 varient entre -0,89 ‰ à -0,34 ‰. Par conséquent les faciès carbonatés de Ombella M'poko seraient déposés durant le Protérozoïque (Tableau XIV).

La position stratigraphique du niveau des carbonates de Bangui et connu sous l'appellation de « calcaire de Fatima », posent beaucoup de problèmes d'âge par rapport aux unités régionales. On lui attribue des âges variables: soit Protérozoïque inférieur (2.3 Ga ou Eburnéen I; Doyemet, 2006), soit Protérozoïque moyen ou Eburnéen II (1.3 Ga ; Poidevin, 1991), soit Cryogénien (1000 à 850 Ma ; Rolin, 1991), soit Néoprotérozoïque III (Poidevin, 1985; Alvarez, 1995 ; Rolin, 1998), soit Post-Panafricain (540 Ma, Agence Japonaise de Coopération Internationale, 1999) ; soit Panafricain (600 Ma ; Poidevin, 2007) (Tableau XIV).

Les formations sédimentaires du Néoproterozoïque d'Afrique, plus particulièrement de la sous-région se sont déposées dans un milieu marin caractérisé par des faciès oolitiques, une faune Edicarienne et des structures stromatolitiques (Alvarez et al., 1995 ; Germs, 1995 ; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1997 ; Nédélec et al., 2006 ; Poidevin, 2007 ; Prétat et al., 2008 ; Ekomane, 2010 ; Prétat et al., 2011 et 2018 ; Delpomdor et al., 2018). Ces structures et éléments n'ont pas été observés dans la Formation de Ombella M'poko. Sauf, les structures rythmiques des Unités de Ndimba et de Bobassa caractérisées par une alternance de lamines claires riches en carbonates et de lamines sombres riches en argiles, de structures karstiques et convolutées à la surface des bancs de couches de la Formation carbonatée de Ombella M'poko, nous font penser à un environnement fluvio-lacustre à fluvial (Figs.41 et 42).

Tableau XIV : Différents âges des formations carbonatées de Bangui et ses environs par (Poidevin 1991, 1996 et 2007 ; Cornacchia et Gorgi, 1986 ; Rolin, 1998 Alvarez,2000 ; Doyemet, 2006 ; Ouabégo, 2013 ; Toyama, 2019)

Auteurs	Calcaires de : Bobassa-Ndimba-Bimbo-Fatima	Méthodes	Valeurs obtenues	Âges retenus
Poidevin (1991)	Calcaire de Fatima	Datation Pb/Pb (S)	1358 +/- 250 Ma	Mésoprotérozoïque
Poidevin (1996)	Calcaire de Bobassa	Datation Pb/Pb (S)	1228 +/- 320 Ma	Mésoprotérozoïque
Poidevin (2007)	Calcaires de Bangui	Datation ⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	âge (0,7076)	Néoprotérozoïque
Cornacchia et Gorgi (1986) Rolin (1998) Alvarez (2000)		Corrélations avec les travaux de Poidevin	?	Néoprotérozoïque
Doyemet (2006)	Calcaire de Bobassa Calcaire de Bimbo Calcaire de Fatima	Géochimie isotopique ($\delta^{13}C$)	-1,4 ‰ à -0,55 ‰ -1,4 ‰ à -0,51 ‰ +4 ‰ à + 4,64 ‰ -2,68 ‰ à -0,03 ‰	Fin paleo à début Mesoprotérozoïque
Ouabégo (2013)	Calcaire de Bobassa	Géochimie isotopique ($\delta^{13}C$)	-0,87 ‰ à -0,26 ‰ -0,58 ‰ à +0,33 ‰	Néoprotérozoïque
Toyama et al., 2019	Calcaire de Bobassa Calcaire de Ndimba	Géochimie isotopique ($\delta^{13}C$)	-0,53 ‰ à -0,34 ‰ -0,89 ‰ à -0,37 ‰	Protérozoïque

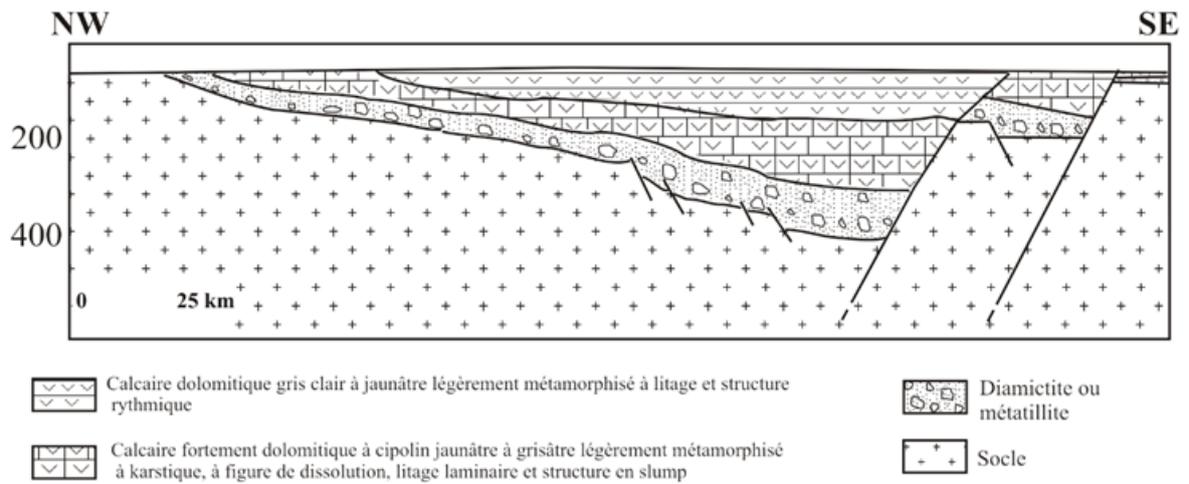


Figure 37 : Schéma montrant la mise en place des carbonates de la formation Umbella-M'poko (Alvarez, 1995; modifié).

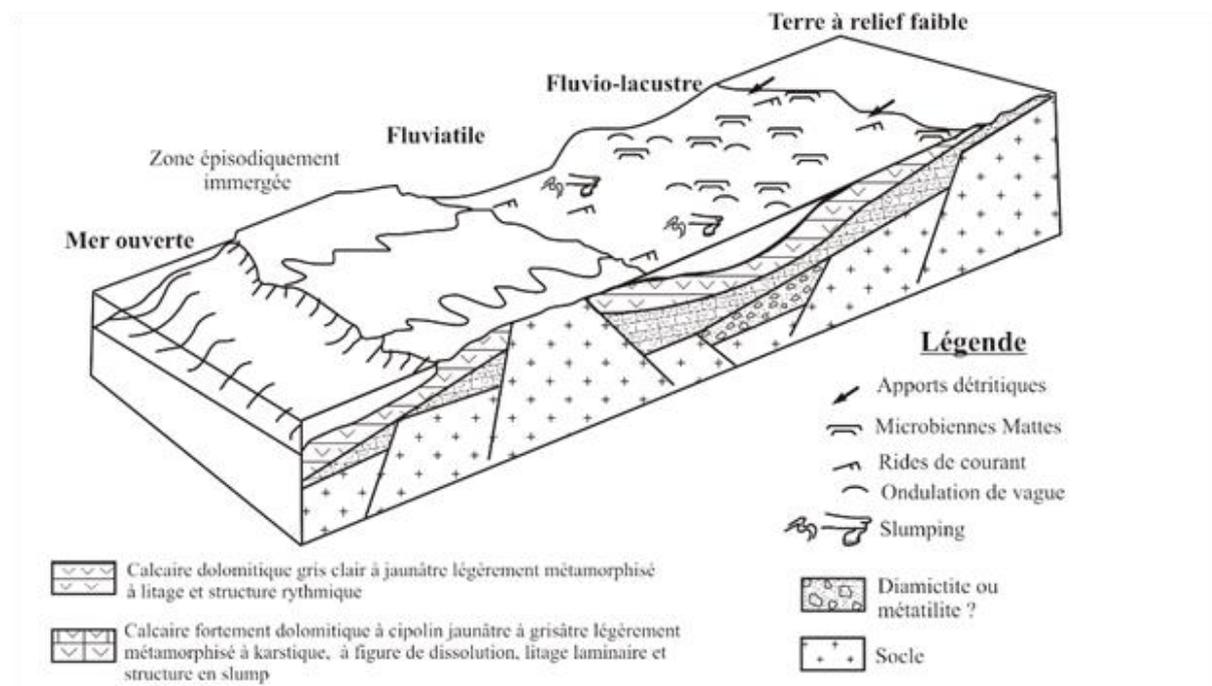


Figure 38: Schéma montrant le modèle de dépôt des carbonates de la formation Umbella-M'poko (Alvarez, 1995; modifié)

IV.6. IMPORTANCE ECONOMIQUE DE LA FORMATION CARBONATEES DE OMBELLA-M'POKO

Le développement de la République Centrafricaine est considérablement gêné, notamment dans les domaines de l'amélioration de l'habitat et l'amélioration du réseau routier existant par les conditions d'approvisionnement en ciment. Ce produit est importé en totalité, soit de pays européens par Pointe-Noire, soit de Kinshasa et transporté par fleuve de Brazzaville/Kinshasa et soit par la voie routière du Cameroun jusqu'à Bangui. Le coût d'un sac du ciment vendu à Bangui dépasse 12.000 CFA. Malgré ces prix élevés, la consommation mensuelle ne cesse d'accroître jusqu'aujourd'hui. L'augmentation de la consommation réelle est requise pour l'accomplissement des projets du plan de développement économique de la République Centrafricaine. Ainsi le Gouvernement Centrafricain a décidé de faire procéder par la Direction Générale des Mines et de Géologie à la recherche de gisement calcaire susceptible d'approvisionner une cimenterie locale capable de pourvoir aux besoins de la population faites dans ce sens porte seul sur la Formation carbonatée de Ombella M'poko convenable à la fabrication du ciment. Les études ont consisté en puits, en tranchées, en sondages par le BRGM et enfin en études géophysiques par le procédé des traînées de résistivité électrique par l'ORSTOM. La découverte d'un gisement de calcaire utilisable dans l'industrie a toujours été et demeure l'un des soucis majeurs du Gouvernement Centrafricain. La RCA dispose d'un fort potentiel minier, le sous-sol centrafricain regorge d'importantes ressources minérales et des substances utiles.

IV.6.1. Intérêt de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko

A partir de nos données géochimiques donnant la composition chimique de différentes Unités de Ndimba et Bobassa, les teneurs en CaO varient de 46,80 à 51,40% et les teneurs en MgO sont faibles et varient entre 1,73 à 4,61%. Les teneurs en SiO₂ varient de 2,56 à 5,95%. La formation carbonatées de Ombella-M'poko a fait l'objet d'une évaluation de 30 000 tonnes/an (Archives, ORSTOM), ces faciès carbonatés seraient d'importance économique.

IV.6.2. Valorisation industrielle de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko

La Formation carbonatée de Ombella-M'poko peut être utile dans de nombreux usages comme dans l'agro-alimentaire, dans l'industrie, dans la fabrication des craies, et même dans la fabrication des infrastructures comme bâtiments, routes etc. Elle est parmi les roches les plus utilisées en construction.

IV.6.3. Utilisations des roches carbonatées de Ombella-M'poko

Les roches carbonatées de Ombella-M'poko sont des matériaux qui peuvent répondre à un grand nombre d'utilisation spécifique. Les carbonates sont utilisés sous des formes granulométriques diverses, en agrégats et en moellons, mais aussi broyés, moulus ou micronisés. Ils sont également utilisés sous différentes formes chimiques : CaCO_3 (calcaire) ; CaO (chaux vive) et Ca(OH)_2 (chaux hydratée ou chaux éteinte).

Les carbonatées de Ombella-M'poko ont des domaines d'utilisation tels que :

✓ Utilisation pour les travaux publics

- Routes et génie civil ;
- Bâtiment.

✓ Utilisation dans la métallurgie et verrerie

- Hauts fourneaux ;
- Fonderies ;
- Verre ;
- Fibre de verre, laine de verre et laine de roche.

✓ Utilisation pour les charges

- Papeteries ;
- Peintures ;
- Plastiques et caoutchoucs ;
- Colles.

✓ Utilisation dans l'environnement

- Traitement des eaux ;
- Traitement des boues ;
- Traitement des fumées ;
- Traitement des déchets ménagers.

✓ Utilisation dans l'agro-alimentaire

- Alimentation animale et humaine ;
- Engrais et amendements ;
- Sucreries et confiseries ;
- Brasseries et laiteries ;
- Industrie pharmaceutique.

✓ Utilisation dans l'industrie chimique

- Fabrication de la soude ;
- Pétrochimie ;
- Tanneries ;

- Neutralisation des déchets industriels comme c'est le cas chez SHERITT ;
- Purification des eaux et des fumées industrielles, notamment pour éliminer l'hydroxyde de soufre (très toxique pour l'environnement).

✓ **Utilisation dans la médecine**

- Saupoudrage des corps en décomposition lors d'une épidémie.

IV.6.4. Utilisations des roches carbonatées de Ombella-M'poko comme matériau de fabrication du ciment

Le ciment est un liant hydraulique fabriqué à partir du clinker, obtenu par la combinaison chimique à très haute température de calcaire et d'argile. Le clinker est ensuite broyé avec des ajouts, dans des proportions très précises, qui donneront au ciment des caractéristiques spécifiques.

Les échantillons analysés montrent des valeurs en éléments majeurs très différentes. Les échantillons de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko montrent une forte teneur moyenne en CaO dans les Unités de Bobassa et Ndimba, ce qui indique la richesse du gisement en minéraux carbonatés. Les teneurs en oxyde de carbone CaO de ces carbonates de Ombella-M'poko sont très élevées par rapport aux autres composants (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO). Tous ces composants sont en mélange suivant des proportions variées. Ainsi, l'élément constitutif essentiel de ces carbonates est le calcium. Le carbonate de magnésium, le fer sous forme d'oxyde et l'alumine ne sont que des constituants accessoires. Nous pouvons en conclure alors que le gisement de la Formation carbonatée est formé en général par des carbonates contenant peu d'impuretés.

En se basant sur les critères chimiques de sélection des calcaires selon Ratsimbazafy J.R. (TableauXV),

Tableau XV: Critères chimiques de sélection des calcaires

Teneurs % Utilisation	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	S	P	Na-k-Zn-Cu-Pb
Cimenterie		<3		<5	<25			
Sidérurgie	>51	<2	<1	<1	<6	<0,05		
Chimie	>50	<1	<0,2	<0,3		<0,1	<0,01	
Charges	>55		<0,2	<0,2				
Verrerie	>55		<0,7	<0,1	<0,3			
Agriculture	>35		<1	<1				Pb<0,005 pour alimentation
Traitement des eaux et fumées	>51	<1,5				<0,1		

IV.6.5. Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la fabrication de la chaux

Les calcaires renfermant de 65 à 99% de CaCO₃/ MgCO₃, plus quelques autres substances, principalement les oxydes permettent de fabriquer les chaux vives et éteintes (Vanhoutte et Salley, 1986 ; Berton et Le Berre, 1995 et Zo'o zame, 2013).

A partir de ces caractéristiques, les faciès carbonatés des Unités de Ndimba et Bobassa peuvent être utilisés pour la fabrication des chaux.

IV.6.6. Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la production des amendements agricoles

L'agriculture utilise des fertilisants sous forme de composts qui sont un mélange de déchets traités et de carbonates et/ou de chaux. Les critères chimiques exigés en agriculture pour les calcaires sont représentés dans le Tableau. A partir de ces critères, les faciès des roches carbonatées de Ombella-M'poko peuvent être utilisés comme amendements et fertilisants pour l'amélioration des caractéristiques des sols agricoles et pour la nutrition végétale (Zo'o zame, 2013).

IV.6.7. Les roches carbonatées de Ombella-M'poko, matériau pour la sidérurgie

La fabrication d'acier nécessite le passage intermédiaire par la fonte. La fonte correspond à la réduction indirecte ou directe des minerais de fer. L'acier correspond à la décarburation de la fonte par oxydation du carbone contenu. Certains échantillons des carbonates de Ombella-M'poko correspondent à la spécification des roches carbonatées utilisées en sidérurgie et métallurgie (Zo'o zame, 2013).

IV.6.8. La fabrication de fonte

L'utilisation de castines des carbonatées dans les hauts fourneaux pour la fabrication de fonte est le poste de consommation de carbonates crus le plus important. Les faciès carbonatés de Ombella-M'poko peuvent être nécessaire pour les minerais assurant le rôle de fondant. Le composant forme un liant séparé de la fonte. Ce laitier de fonte, qui accumule les impuretés des minerais.

IV.6.9. La fabrication d'acier

La transformation de fonte en acier qui s'effectue dans les fours convertisseurs à oxygène ou électriques, revient à diminuer la part de carbone à moins de 2%, et à éliminer les impuretés (phosphore, silicium, manganèse, soufre). La chaux qui est utilisé dans ces fours, représente le poste de consommation de chaux le plus important dans certains pays européens. Par sa propriété de fondant, la chaux affine l'acier en piégeant ses impuretés sous forme des corieliquide (vers 1600°) ou laitier d'acier qui est éliminé. La consommation est de 40-70 kg par tonne d'acier en fonction de la qualité d'impuretés (Zo'o zame, 2013).

I.6.10. Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko en génie civil

IV.6.10.1. Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko dans la construction

Vu les caractéristiques physiques et chimiques des roches carbonatées de Ndimba et de Bobassa. Les roches carbonatées de Ombella-M'poko sont utilisées sous forme de mortier associant liant, granulats, additifs empiriques et eau, dont les proportions sont très variable. Le liant peut être pur (chaux hydraulique ou chaux aérienne) ou mixte.

La chaux entre également dans la construction de briques silico-calcaires, qui ont une place importante dans certains pays. Les briques sont obtenues par le mixage intensif de chaux et de sable siliceux, dont le produit est compacté puis étuvé (Zo'o zame, 2013).

IV.6.10.2. Utilité des roches carbonatées de Ombella-M'poko dans la réalisation de la voie routière

Les faciès carbonatés de l'unité de Ndimba et de Bobassa de Ombella-M'poko peuvent être induits en guise de filler dans les mélanges routiers à base de bitume et dans les asphaltes d'étanchéité. Ajouté en certaine proportion, le filler correspondant à un matériau inerte finement broyé, joue surtout un rôle de remplissage. Les couches constituant les assises des chaussées admettent une diminution de qualité des couches descendantes. La chaux est utilisée dans le traitement des pistes en terre pour améliorer leur viabilité (Zo'o zame, 2013).

IV.6.10.3. Construction de la cimenterie Nzila

Le développement de la République Centrafricaine est considérablement gêné, notamment dans les domaines de l'amélioration de l'habitat et du réseau routier existant par les conditions d'approvisionnement en ciment. La découverte d'un gisement de calcaire utilisable dans l'industrie a toujours été et demeure l'un des soucis majeurs du Gouvernement Centrafricain.

La flambée des prix du ciment qui rend difficile l'accès à un habitat décent a été au centre des motivations des Autorités centrafricaines qui, avaient signé une convention avec la société jaguar Overseas limited dans l'optique de mettre en valeur le calcaire de Ndimba et de Bobassa. La construction de cette cimenterie moderne d'une capacité de production de 400 tonnes par jour, s'était estompée suite aux évènements que la RCA a connus.

La République centrafricaine éprouve toujours des difficultés pour mener à bien les projets d'exploitation de ses ressources naturelles qui pourraient accompagner l'essor du pays comme s'en est le cas pour d'autres pays. Alors qu'il ne restait que deux mois pour que les travaux de construction de l'usine de la cimenterie soient terminés, l'exploitation du ciment a été arrêtée pour des raisons sécuritaires et les indiens sont rentrés chez eux. Ainsi, un investissement de 22 milliard est en train de devenir un monument de ruines.

Toutefois ce projet semble reprendre vie peu à peu. Après plus de huit ans d'arrêt de travaux, une délégation de la société indienne Jaguar Overseas Limited était à Bangui pour discuter avec le ministre des finances Henri-marie Dondra sur un éventuel redémarrage des activités de l'usine de cimenterie de Nzila.

En effet, une forte délégation de la société Jaguar Overseas Limited, conduite par son directeur général, Deepak Mathur a été reçue par le ministre des finances et du budget Henri-Marie Dondra, le vendredi 7 février 2020, en son cabinet. La reprise des activités de l'usine de la cimenterie de Nzila située à 12 km de Bangui route de Mbaiki, dans la commune de Bimbo, a constitué l'ossature de cette importante rencontre.

Les autorités centrafricaines tiennent mordicus à redémarrer la machine économique centrafricaine et créer les conditions pour une vie agréable aux populations. Ainsi cette usine de cimenterie, qui a subi les effets collatéraux de la crise militaro politique, va faire baisser drastiquement le prix de ce matériau pour le grand bonheur des Centrafricains.



Figure 39 : Vue paromanique de la cimenterie de Nzila

Le site de la cimenterie de Nzila au sud de Bangui dont les installations techniques sont vandalisées et les matériels roulants dépiécés, n'existent aujourd'hui que de nom.



Figure 40 : Site de la cimenterie de Nzila vandalisé

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Les formations sédimentaires carbonatées de Centrafrique (Bobassa-Ndimba), objets de notre étude, située au Sud (Bobassa-Ndimba) de Bangui, nous a permis de faire des études sédimentologiques et géochimiques afin de reconstituer son paléoenvironnement. Cette étude a pour but d'interpréter la mise en place de la Formation de Ombella M'poko dans le sous-bassin Ombella-M'Poko, une partie du bassin de Bangui, en utilisant la pétrographie, la géochimie, les isotopes stables et de réévaluer les impacts tectono-eustatiques en Afrique centrale. Les études menées sur le terrain et en laboratoire ont permis de dégager quelques caractères de la Formation carbonatée de Ombella M'poko sur les plans géologique, lithologique, pétrographique, sédimentologique géochimies sur roche totale et isotopique afin de déterminer son paléoenvironnemental :

Sur le plan géologique, nous avons distingué quatre types de formations : les métasédiments de la série de Yangana-Pama-Boba (YPB), les quartzo-schistes de la série de Bangui-M'baïki-Boali (BMB), les séries carbonatées de Fatima-Bobassa-Ndimba et la couverture récente, cénozoïque.

Sur le plan lithologique, la Formation carbonatée de Ombella M'poko débute par un conglomérat glaciaire ou métatillite et se termine au sommet par deux unités de Ndimba et de Bobassa respectivement successive le long du log stratigraphique.

Sur le plan pétrographique, la Formation carbonatée de Ombella M'poko est constituée de l'Unité de Ndimba, calcaire fortement dolomitique légèrement métamorphisé à cipolin et de l'Unité de Bobassa, calcaire dolomitique légèrement métamorphisé. Ces Unités carbonatées sont riches en calcite, accessoirement en dolomite et en quartz. De rares muscovites et pyrites sont observées sur les lames minces.

Sur le plan minéralogique, la Formation carbonatée de Ombella M'poko est constituée de calcite, de dolomite et accessoirement de quartz, de chlorite et d'illite. Cette Formation a subi un léger métamorphisme.

Sur le plan sédimentologique, les observations des deux microfaciès dans les unités carbonatées de Ndimba et de Bobassa, calcimicrite à calcisparite et des structures à litages rythmiques, à stratifications, à surfaces abrasives et d'affaissement ainsi à karstiques, dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko, font penser à un milieu de dépôt aquatique calme. Donc la Formation carbonatée de Ombella M'poko s'est déposée dans les milieux fluvio-lacustre pour l'Unité de Ndimba et fluviale pour l'Unité de Bobassa. Les minéraux de calcite et de dolomite recristallisés indiquent une diagenèse d'enfouissement et les faciès caractérisent un environnement aquatique calme. Les carbonates de la Formation de Ombella M'poko sont primaires. Ils sont issus de la précipitation directe et non indirecte. Les laminations sont constituées de minces films microbiens ondulés présentant des froncements irréguliers qui développent parfois des microdômes ou des surfaces abrasives. Des stylolites,

des structures gravées et des joints de dissolution sous pression sont également observés. Les microfractures sont colmatées soit par la dolomite ou la calcite. Les stylolithes diagénétiques ou synsédimentaires (parallèlement à la stratification) sont formés au cours de l'enfouissement.

Sur le plan géochimie sur roche totale, les faciès carbonatés de la Formations de Ombella M'poko sont essentiellement caractérisés de teneurs modérées en CaO (46,8-51,4 %), en MgO (1,25-4,61 %) et en LOI (40,6-42,4 %).

Les teneurs en $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ sont faibles, variant de 3 à 8% en poids, ce qui indique un faible approvisionnement en matériel détritique du continent. La composition chimique confirme que l'Unité de Bobassa est constituée de calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés ($27,96 \leq \text{Ca} / \text{Mg} \leq 48,97$), tandis que l'Unité de Ndimba est composée majoritairement de calcaires fortement dolomitique légèrement métamorphisés et à cipolin ($12,03 \leq \text{Ca} / \text{Mg} \leq 27,51$).

Des diagrammes binaires ont été établis dans l'optique de comprendre la relation qui lierait le silicium à l'aluminium, au fer, sodium, potassium, magnésium, calcium, titane et phosphore, d'une part et d'autre part le magnésium au calcium. La forte corrélation positive entre Al_2O_3 et K_2O suggère que les argiles présentes dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko sont relativement peu altérées. Les anti-corrélations avec les oxydes sont essentiellement associés aux phases détritiques piégées par la fraction carbonatée. Ceci suggère que le facteur contrôlant la variation des teneurs de ces différents éléments dans la Formation de Ombella M'poko est très probablement la dilution des phases détritiques par la dolomite.

Les teneurs élevées en strontium dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de l'Unité de Bobassa (1915 et 2500 ppm) et calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de l'Unité de Ndimba (1010 et 1155 ppm) seraient sans doute considérées comme des traceurs de l'altération diagénétique. Cela indique que le strontium reste lié aux carbonates car il est connu pour se substituer au calcium dans les carbonates.

La somme des teneurs en terres rares est variable. Elle varie de 8 et 17 ppm dans la Formation carbonatée de Ombella M'poko. Les teneurs en LREE sont plus élevées que celles en HREE. Elles sont comprises entre 11,28 et 14,45 ppm dans les calcaires dolomitiques légèrement métamorphisés de l'Unité de Bobassa; entre 8,07 et 11,18 ppm dans les calcaires fortement dolomitiques et légèrement métamorphisés à cipolin de l'Unité de Ndimba. Les spectres des terres rares, normalisées au PAAS de la Formation carbonatée de Ombella M'poko peu plats. Cette Formation carbonatée de Ombella M'poko est caractérisée par le

rapport Y/Ho des échantillons de l'Unité de Bobassa et de l'Unité de Nimba indique une hausse anormale de l'abondance relative de Y dû à une contamination de la phase carbonatée par le matériel détritique, des anomalies négatives en Ce et positives en Eu et des rapports $(La/Yb)_N$ traduisant un léger enrichissement en LREE par rapport aux HREE.

Les rapports Ni / Co sont élevés dans les Unités de Bobassa et de Ndimba (4-7 et 2-8, respectivement). Les valeurs U/Th révèlent que l'uranium pourrait être généralement stable dans cet environnement par rapport aux concentrations de thorium. Les valeurs V/ Cr, proches de 1, attestent de concentrations similaires en éléments traces ferromagnésiens.

Les distributions d'éléments majeurs, traces et de terres rares et leurs rapports élémentaires révèlent une contamination mineure de la phase carbonate par des matériaux détritiques (matériaux continentaux), dans des conditions de paléoenvironnement rédox acides et oxiques à anoxiques.

Les valeurs de $\delta^{18}O$, les concentrations de Sr et les anomalies positives en Ce révèlent la préservation des signatures isotopiques primaires. Les faibles valeurs de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{13}C$ indiquent un environnement d'eau de surface chaude. Il ressort que la Formation carbonatée de Ombella M'poko s'est déposée dans des milieux fluvio-lacustre à fluvatile et à conditions rédox acides et oxique à anoxique.

Les valeurs moyennes de $\delta^{18}O$ sont compatibles avec les carbonates du Protérozoïque. La plage des valeurs $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ ne reflète pas une altération diagénétique. Les Unités de Bobassa et de Ndimba ne sont pas contemporaines de la stratigraphie avec les cap carbonates déposés après la glaciation Marinoenne. Donc la Formation carbonatée de Ombella M'poko appartient aux carbonates de plateforme carbonatée du Protérozoïque et non du Néoprotérozoïque.

Les études menées à Bobassa et à Ndimba et les résultats obtenus sont encourageants dans la perspective d'une valorisation industrielle.

Les résultats des analyses macroscopiques, microscopiques, chimiques et sédimentologique de ces roches carbonatées de Ombella-M'poko nous ont donné un avantage de mieux s'assurer qu'ils sont utilisables tant dans le domaine industriel, les roches carbonatées de Ombella-M'poko peuvent être utiles dans de nombreux usages comme dans l'agro-alimentaire, dans l'industrie, dans la fabrication du ciment, et même dans la fabrication des infrastructures comme bâtiments, routes etc. Elles peuvent être parmi les roches les plus utilisées dans fabrication du ciment.

L'importance des roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko étant avérée qu'il faudrait déterminer les différents essais d'applications possibles de ces roches dans l'industrie de la cimenterie, en géotechnique dans l'utilisation des carbonates comme

granulat dans la fabrication des bétons. Il est aussi nécessaire de déterminer les caractéristiques chimiques des nodules de ces carbonates pour savoir s'ils peuvent être utilisés comme amendements calcaïques agricoles pour lutter contre l'acidification du sol. Enfin, évaluer l'impact environnemental lors de l'exploitation possible de ces carbonates.

Les teneurs des roches carbonatées de la Formation de Ombella M'poko sont significatives pour entreprendre les travaux de la cimenterie de Nzila afin de booster le développement de la RCA.

Perspectives

Les travaux ultérieurs dans le bassin de Ombella M'poko devraient être focalisés sur les études géochronologique, palynologique et paléomagnétique.

La datation absolue ou géochronologie absolue de la Formation carbonatée de Ombella M'poko permettra de mettre en évidence l'âge ou l'époque de la mise en place de la Formation carbonatée de Ombella M'poko. L'âge de cette Formation carbonatée de Ombella M'poko bouleversera la lithostratigraphie générale de la République Centrafricaine et situera exactement que les carbonates de Ombella M'poko appartiennent aux carbonates du Protérozoïque ou du Néoprotéroïque.

L'étude paléomagnétique de la Formation carbonatée de Ombella M'poko serait nécessaire, elle pourrait mettre en évidence le dépôt de sédiments à basse latitude et déterminer les glaciations du Protérozoïque. A partir de ces données paléomagnétiques de la Formation carbonatée de Ombella M'poko obtenues, nous pourrions utiliser afin de déterminer la position latitudinale du craton du Congo.

Il est important de faire une géotecchnique portant sur le projet d'utilisation de la Formation carbonatée de Ombella-M'poko dans la fabrication des carreaux de revêtement afin de booster le développement de la RCA par la réalisation des voies routières pour ravitailler le pays par les produits extérieurs.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aderca, B. (1951).** Etude pétrographique et carte géologique du district du Congo–Ubangi (Congo belge), Inst. R. Colon. Belg., Mem. XVII (4)63.
- Affaton, P.(1998).** Geology of western Gondwana (2000 – 500 Ma). Pan African Brasiliano aggregation of south America and Africa. Essay Review. American Journal of Science, 1998, 298(7): 611-615.
- Ahmad, A.H.M., Noufal, K.N., Masroor, A.M., Tavheed, K., (2014).** Pétrographie et géochimie des dômes de Jumara Dome, Kachchh Bas: implications pour la provenance, réglage tectonique et intensité des intempéries. Menton. J.Geochem. 33 : 9–023.
- AJCI (Agence Japonaise de Coopération Internationale, 1999) :** Etude sur le développement de l'eau souterraine de la ville de Bangui en République Centrafricaine. Rapport inédit.
- Alcides N. S., Valderez P.F., Afonso R.D.,Antonio W.R., Clovis V.P., Marcondes L.D., Victor H.S., (2000).** Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil, An. Acad. Bras. Ci., 72 (4): 20.
- Allen P.A., Bowring S.A., Leather N.J., Brasier M., Cozzi A., Grotzinger J.-P., MacCarron G., Amthor J. (2002).** Chronology of Neoproterozoic glaciations: New insights from Oman, in : 16th International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists, Johannesburg, 2002, Abstract volume, pp7-8.
- Allen, J.R. (1982).** Sedimentary structures. Their character and physical basis. Volume I. Elsevier Amsterdam, 593pp.
- Alvarez, P. (1995).** Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern of the central African craton: relations with Late Neoproterozoic intracratonic troughs. Geol. Rundschau, 84: 636-648.
- Alvarez, P, Maurin, J.C., Vicat J.P. (1995).** Les formations de l'Inkisi (supergroupe Ouest-congolien) en Afrique Centrale (Congo et Bas-zaïre) : un delta d'âge Paléozoïque comblant un bassin en extension. J. Af. Earth Sci., 20(2) : 119-131.
- Alvarez, Ph. (2000).** La transition Précambrien-Cambrien en Afrique centrale. Approche intégrée : paléo-environnements et données paléontologiques. Habilitation à Diriger des Recherches (HDR), Univ. Poitiers (France), Fac. Sci. Fondamentales & Appliquées, 333 p.
- Alvarez, Ph., Maurin, J.-C. (1990a).** Evolution tecto-sédimentaire du Supergroupe Ouest-Congolien (Protérozoïque supérieur-Paléoprotérozoïque) et stratigraphie séquentielle du cycle Schisto-calcaire au Congo. Implication en Afrique Centrale (Congo, Gabon, Bas-Zaïre, Angola). C.R. Acad. Sci., Paris, 311 ; 693-698.
- Alvarez, Ph., Maurin J.C. (1990b).** Le Supergroupe Ouest-Congolien au Congo (Protérozoïque supérieur-Paléoprotérozoïque) : évolution sédimentologique, stratigraphie séquentielle du cycle Schisto-calcaire au Congo. Implication en Afrique Centrale. Etudes récentes sur la géologie de l'Afrique. In;15è colloq. Géol. Afr. CFIG, 22 ; 255-258.

- Alvarez, Ph., Maurin J.C. (1991).** Evolution sédimentaire et tectonique du bassin protérozoïque supérieur de Comba (Congo): stratigraphie séquentielle du Supergroupe Ouest-conglien et modèle d'amortissement sur décrochement dans le contexte de la tectogenèse panafricaine. *Precambrian Research* 50,137-171.
- Alvarez Ph. (1992).** Répartition de la sédimentation dans le golfe Protérozoïque supérieur du Schisto-calcaire au Congo et au Gabon. Implications en Afrique centrale. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 96, 281-297.
- Alvarez P. (1997).** Morphologie karstique et implications minières en République Centrafricaine. *J. Afr. Earth Sci.* 25(2) : 293-3075.
- Alvarez P. (1999).** Un segment proximal de rampe carbonatée d'âge protérozoïque supérieur au Nord du craton d'Afrique Centrale (Sud-Est de la République Centrafricaine) *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 23.
- Alvarez, P. (1996).** Un segment proximal du carbonate d'âge protérozoïque supérieur au Nord du craton d'Afrique centrale (sud-est de la République centrafricaine). *J. Afr. Earth Sci.* 23, 263-266.
- Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruíz-Fernandez, A.C. (2015).** Provenance et dépôt histoire des sédiments de talus continentaux dans le sud-ouest du golfe du Mexique dévoilée par analyse géochimique. *Cont. Shelf Res.* 95, 15-26.
- Armstrong-Altrin, J.S., Ramasamy, S., Makhnach, A. (2001).** Stable isotope geochemistry and evidence for meteoric diagenesis in Kudankulam Formation, Tamil Nadu: *Geological Society of India, Journal*, v. 57, p. 39–48.
- Asadi, S., Moore, F., Keshavarzi, B. (2013).** La nature et la provenance du loess du Golestan dépôts dans le nord-est de l'Iran. *Geol. J.* 48, 646-660.
- Babet, V. (1932).** Sur la géologie de la région NO du bassin du Niari. *CRS. Soc. géol. Fr.*, fas. 17p.
- Babet V. (1935 b) :** Sur les grès continentaux horizontaux de la Haute Sangha (Afrique Equatoriale Française). *Bull. Soc.géol. Fr, Paris*, 5^e sér., t V, pp.455-463.
- Bartley, J. K., Mikhail A. Semikhatov, M. A., Alan J. Kaufman, A.J., Andrew H. Knoll, A.H., Michael C. Pope, M.C., Stein B. Jacobsen, S.B. (2001).** Global events across the Mesoproterozoic–Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia. *Precambrian Research* 111 (2001) 165–202
- Bau, M., Dulski, P. (1996).** Distribution of Y and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron Formations, Transvaal Super-group, South Africa. *Precambrian Research*, 55(1-2): 51-60.
- BCR (Bureau central de recensement). (2016).** Recensement général de la population et habitation de Centrafrique, 150 p.
- Berner, R.A. (1972).** Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water; I, Saturation state parameters for kinetic calculations. *American Journal of Science*, vol. 272 no. 9 826-839

- Berner, R.A. (1970).** Pleistocene sea levels possibly indicated by buried black sediments in the Black Sea. *Nature*, 227(5259): 700.
- Bertrand-Sarfati, J., Flicoteau, R., Moussine-Pouchkine, A., Ait kaci Ahmed, A. (1997).** Lower Cambrian apatitic stromatolites and phospharenites related to the glacio-eustatic rebound (Sahara, Algeria). *Journal of Sedimentological Research*, 67: 957-974.
- Bertrand-Sarfati, J. et Milandou, R. (1989).** Mécanismes de croissance des stromatolites géants infralittoraux, protérozoïque supérieur du Congo. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, V, 6, 1185-1192.
- Bertrand-Sarfati, J. et Milandou, R. (1989).** Mécanisme de croissance des stromatolites géants infralittoraux, Protérozoïque supérieur du Congo. *Bull.Soc. Géol.Fr.*, 8, V,6, 1185-1192.
- Bertrand-Sarfati, J. , Vicat, J.-P. (1987).** Les stromatolithes colonnaires du Schisto-calcaire du Protérozoïque supérieur du Congo et leur place dans la sédimentation, *Bull. Soc. geol. France* (8)289–298.
- Bessoles B., Trompette R. (1980).** Géologie de l’Afrique : la chaîne panafricaine « zonemobile d’Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise ». *Mém. Bur. Géol.Min.*, 92,397 p., 1 tabl. Hors-texte.
- Bessoles, B.et Trompette, R. (1980).**Géologie de l’Afrique : la chaîne panafricaine « zone mobile d’Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise », - *Mém. B.R.G.M.*, 92,398 pp.
- Bigotte, G. Bonifas, G. (1968).** Faits nouveaux sur la géologie de la région de Bakouma (préfecture du M’Bomou, République centrafricaine), *Chron. Rech. Min.* (370) 43-46.
- Black, R. & Liégeois, J.P. (1993).** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society*, London, 150, 89-98.
- Black R., (1967).** Sur l’ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. *Chrono Min.Rech. min.*, Paris, 364,225-238.
- Bodin, S., Godet, A., Vermeulen, J., Linder, P. and Follmi, K.B. (2006).** Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian - Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99, 157-174.
- Bolhar, R., Van Kranendonk, M. J. (2007).** Un cadre de dépôt non marin pour le groupe du nord de Fortescue, craton de Pilbara, déduit de la géochimie des oligo-éléments de carbonates stromatolitiques. *Precambrian Res.* 155, 229–250.
- 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.

- Bohlar, R., Van Kranendonk, M.J., Kamber, B.S. (2005).** A trace element study of siderite - jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton - Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater. *Precambrian Research*, 137(1- 2): 93-114.
- Borg, S.G., DePaolo, D.J. (1994).** Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping, *Geology*, 22, 307–310.
- Bouchet, A., Meunier, A., Sardini, P. (2000).** Minéraux argileux : Structure cristalline, identification par diffraction de rayon X. *TOTAL FINA ELF*. **23**, 136 P.
- Boudzoumou, R., Trompette, R. (1988).** La chaîne panafricaine, ouest-congolienne au Congo (Afrique Equatoriale): un socle polycyclique charrié sur un dotuaine subautochtone formé par l'aulacogène du Mâyombe et le bassin de l'Ouest-Congo. *Bull Soc Géol Fr* 6:389-396.
- Boujut, E. (1958).** Rapport sur la géologie de la région de Bangui. Rapport roiiéotypé inédit. Arch. D.M.G.-RCA.
- Boulvert, Y., Salomon, J.N. (1988).** Sur l'existence de paléo-crypto-karts dans le bassin de l'Oubangui (République Centrafricaine). *Karstologia*, 11-12, 37-48.
- Boulvert, Y. (1976).** Carte pédologique de la République centrafricaine. Feuille de Bangui à 1 : 200 000e. Ed. ORSTOM, Coll. Notice Explicative, 64, Paris, 116 p.
- Boulvert, Y. (1983b).** Découverte géologique et scientifique de l'ouest de la Centrafrique, première prospection de l'ensemble gréseux de Gadzi-Carnot –Rapport, 5p.
- Boulvert, Y. (1986 a).** Exploration, création d'un pays nouveau, découverte scientifique : le cas du Centrafrique de 1880 à 1914. In : *Milieux et Paysages. Recherches en géographie*. Chatelin Y. et Riou G. (eds), 89-104, Masson, Paris.
- Boulvert, Y. (1986 b).** Quelques réflexions à l'occasion de la publication d'un article sur la ville de Bangui. ORSTOM, Bangui, 10 p. multigr.
- Boulvert, Y. (1986 c).** Carte phytogéographique de la République centrafricaine à 1 : 1000000e. ORSTOM éd., Coll. Notice Explicative, 104, Paris, 131 p.
- Boulvert, Y. (1996 a).** Le dernier grand blanc de la carte de l'Afrique : premières approches de l'Oubangui–Chari ou Centrafrique à la fin du XIXe siècle. In : *Terre à découvrir, Terres à parcourir*. Lecoq D. (ed.), 298-313, Paris.
- Boulvert, Y. (1996 b).** Etude géomorphologique de la République centrafricaine. Carte à 1 : 1000000e en deux feuilles (Ouest et Est). ORSTOM éd., Coll. Notice Explicative, 110, Paris, 258 p.
- Bowring S., Mysrow P., Landing E., Ramezani J., Grotzinger J. (2003).** Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans, *Geophys. Res. Abstr.*, EGS Nice 13219.
- Bruet, E. (1951).** Exploration géologique dans le Cameroun Oriental. *C.R. acad.Sci.Fr.*, 233,754-756.

- Budyko, M.Y. (1969).** The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, *Tellus*, 21, 611-619.
- Cahen, L. (1978).** La stratigraphie et la tectonique du Supergroupe Ouest-Congolien dans les zones médianes et externe de l'orogénèse Ouest-Congolien (Pan-African) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines. *Annales du Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren*, in 8°, Sciences Géologiques 83, 150 p.
- Cahen, L. (1954).** Géologie du Congo belge. Liège, Imprimerie H. Vaillant-Carmanne, S.A., 577pp.
- Cahen, L. (1982).** Geochronological correlation of the late Precambrian sequences on and around the stable zones of Equatorial Africa. *Precambrian Res* 18:73-86.
- Cailteux, J.L.H., Delpomdor, F.R.A., Ngoie Ndobani, J.P. (2015).** Le néoprotérozoïque Succession sédimentaire de Schisto-Calcaire Ouest-Congo de la région du Bas-Congo (République démocratique du Congo) dans le cadre des corrélations régionales provisoires. *Geol. Belg.* 18, 126–146.
- Calver, C.R., Black, L.P., Everard, J.L., Seymour, D.B. (2004).** U-Pb zircon age constraints on late Neoproterozoic glaciation in Tasmania, *Geology*, 32, 893-896.
- Canfield D.E et Berner R.A, 1987.** Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53,645-659.
- Canfield, D.E., Raiswell, R., Westrich, J.T., Reaves, C.M., Berner, R.A. (1986).** The use of chromium reduction in the analysis of reduced inorganic sulfur in sediments and shales. *Chemical Geology*, 54: 149-155.
- Chamley, H. (1989).** Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Champetier de Ribes, G. and Aubague, M., (1956).** Carte géologique de reconnaissance au 1/ 500 000: feuille Yaoundé-Est avec notice explicative. In: D.M.G. Caméroun (Ed.).
- Chilingar, G.V. (1960).** Notes sur la classification des roches carbonatées sur la base de composition. *J. sédiment. Essence.* 30, 157-158.
- Clark, I. D., Fritz, P. (1997).** Environmental isotopes in hydrogeology (1st ed.). Lewis publishers: 311 p.
- Claypool, G.E., Kaplan, I.R. (1974).** The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan, I.R. (Ed.), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum Press, London, 99–139.
- Cloud, P.E., Wright, L.A., Williams, E.G., Diehl, P., Walter, M.R. (1974).** Giant stromatolites and associated vertical tubes from the Upper Proterozoic Noonday Dolomite, Death Valley region, eastern California, *Geological Society of American Bulletin*, 85, 1869–1882.
- Coleman, M.L. (1985).** Geochemistry of diagenetic nonsilicate minerals: kinetic considerations. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 315, 39-56.

- Condon, D., Prave, A. (2000).** Two from Donegal: Neoproterozoic glacial episodes on the northeast margin of Laurentia, *Geology*, 28, 951–954.
- Condon, D., Zhu, M., Bowring, S., Jin, Y., Wang, W., Yang, A. (2005).** From the Marinoan glaciation to the oldest bilaterians: U-Pb ages from the Doushantou Formation, China, *Science*, 308, 95–98.
- Corkeron, M.L., George, A.D. (2001).** Glacial incursion on a Neoproterozoic carbonate platform in the Kimberley region, Australia, *Geological Society of American Bulletin*, 113, 1121-1132.
- Cornacchia, M., Georgi, L. (1986).** Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République Centrafricaine. *Ann.Mus. Roy.Afr. Centrale, Sc ; Géol.*, 51 p.
- Cornacchia, M., Giorgi L., Caruba, C., Vivier, G. (1989).** Existence d'une zone de suture sur la marge Nord du craton congolais. *CRAS, Paris*, 308 (II), 107-110, 6 pl.
- Cornacchia, M., Dars, R. (1983).** Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull.Soc.Géol.France*, N°1, P.101-109.
- Cornacchia, M., Georgi, L. (1986).** Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République Centrafricaine. *Ann.Mus. Roy.Afr. Centrale, Sc ; Géol.*, 51 p.
- Cornacchia, M., Giorgi, L. (1983).** Recherche d'eau souterraine à l'Ucatex. Rapport Hydrogéologique inédit.
- Cornacchia, M., Giorgi, L. (1989).** Discordances majeures et magmatisme des séries précambriennes de la région de Bogoin. (Centre Ouest de la République centrafricaine). *J. Afr. Earth Sci.* 9, 221–226.
- Craig, H. (1953).** The geochemistry of stable carbon isotope. *Geochem. Cosmochim. Acta* 3, 53e92
- Craig, H. (1957).** Isotopic standards of carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12, 133–149.
- D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Siqueira, R., Ponte-Neto, C.F., Pacca, I.G. (1998).** Paleomagnetic constraints on the Rodinia Supercontinent: Implications for its Neoproterozoic break-up and the Formation of Gondwana, *International Geological Reviews*, 40, 171-188.
- Dadet, P. (1969).** Notice explicative de la carte géologique de la république du Congo-Brazzaville au 1:500 000, *Mem. BRGM, Orleans, France*, 70, 1969 (103 p.).
- Danguene, Y .P.E. (2011).** Connaissance de la chaîne panafricaine Nord Equatoriale et dans le volet Pétrôgenèse et Structurogenèse des formations métamorphiques précambriennes de l'Afrique Centrale. *Université de Yaoundé* 1, 122 p.

- Da-Silva, A. C. (2004).** Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge, 424 p.
- De Baar, H.J.W., Schijf, J., Byrne, R.H. (1991).** Solution chimique de la terre rare éléments dans l'eau de mer. *EUR. J. Solid State Inorg. Chem.* 28, 357–373.
- Delpomdor, F., Blanpied, C., Virgone, A., Prétat, A. (2013).** Les paléoenvironnements en Méso- Carbonates néoprotérozoïques du super-groupe Mbuji-Mayi (République démocratique du Congo) - Analyse de microfaciès associée à des isotopes C-O-Sr, éléments majeurs en traces et distributions REE + Y. *J. Afr. Earth Sci.* 88, 72–100.
- Delpomdor, F., Prétat, A. (2013).** Chimiostatigraphie des isotopes C, O et Sr du néoprotérozoïque précoce et tardif dans les carbonates des supergroupes de l'ouest du Congo et de Mbuji-Mayi: a signature marine préservée? *Palaeogeogr. Paléoclimatol. Paléoécol.* 389, 35–47.
- Delpomdor, F., Van Vliet, N., Devleeschouwer, X., Tack, L., Prétat, A. (2018).** Evolution et âge estimé du complexe de la rampe de carbonate-évaaporite C5 Lukala dans le Bas-Congo région démocratique (République démocratique du Congo): nouvelles perspectives en Afrique centrale. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 261 à 277.
- Dempster, A., Tutusaus, J.P. (1995).** Project d'elaboration d'un plan minier national de la République centrafricaine: Rapport Final-Tome 2, Annexe 9-Brochure promotionnelle sur le secteur minier centrafricain, Secrétaire d'Etat aux Finances, au Plan et à la Cooperation Internationale, B.P. 696, Bangui, Ireland, Crowe Schaffalitzky Associates.
- Denaeyer, M.E. (1928).** Esquisse géologique de l'Afrique Equatoriale Française du Cameroun et des régions limitrophes. *C R, Acad Scr P*, 87, 658-660.
- Denaeyer, M.E. (1928a).** Esquisse géologique de l'Afrique Equatoriale Française, du Cameroun et des régions voisines. *C.R. Acad.Sci., Pris*, 187,658-660.
- Denaeyer, M.E. (1928b).** Esquisse géologique à l'échelle du 1/600 000 et notice explicative sur la France Equatoriale (A.E.F., Cameroun et régions limitrophes). *Ann.Acad.Sci., Fr.*, 5,75.
- Denaeyer, M.E. (1933b).** Esquisse géologique à l'échelle du 1/600 000 et notice explicative sur la France Equatoriale (A.E.F., Cameroun et régions limitrophes). En cartouche : esquisse géologique à l'échelle du 1/1 000 000 de la région du chemin de fer Océan-Brazzaville (région minière du Niari), d'après la carte de V. Babet. Tracés géologiques par E. Barratier. In *Atlas des colonies françaises*, Soc. Edt. Géogr., Paris.
- Djébébé Ndjiguim, C.L. (2014).** Définition du potentiel aquifère du sous-sol de la région de Bangui (République Centrafricaine) à l'aide d'outils géochimiques et isotopiques. Aide à la mise en oeuvre d'un plan de diversification des ressources en eau potable à partir des eaux souterraines. *Univ.De Corse- Pascal Paoli*, 232 p.

- Donnadieu, Y., Fluteau, F., Ramstein, G., Ritz, C., Besse, J. (2003).** Is there a conflict between the Neoproterozoic glacial deposits and the snowball Earth interpretation: an improved understanding with numerical modelling Earth and Planetary Science Letters, 208: 101-112.
- Donnadieu, Y., Godd eris, Y., Ramstein, G., Nédélec, A., Meert, J. (2004).** A “snowball Earth” climate triggered by continental break-up through changes in runoff, Nature, 428,303-306.
- Donnadieu, Y., Fluteau, F., Ramstein, G., Ritz, C. and Besse, J. (2003).** Is there a conflict between the Neoproterozoic glacial deposits and the snowball Earth interpretation: an improved understanding with numerical modelling Earth and Planetary Science Letters, 208: 101- 112.
- Doyemet, A. (2006).** Le système aquifère de la région de Bangui (RCA) Conséquences des caractéristiques géologiques du socle sur la dynamique, les modalités de recharge et la qualité des eaux souterraines. Thèse de Doctorat-Environ. Univ. Sci. Techno. Lille I. 212 p.
- Dubois, M. (2017).** Environnement de dépôt et processus de formation des carbonates de manganèse dans les black shales pal eoproterozoiques du Bassin de Franceville (2.1 Ga ; Gabon).Université de Montpellier, 349 p.
- Edgar, K. M., Anagnostou, E., Pearson, P., Foster, G.L. (2015).** Évaluation de l’impact de diagenèse sur $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, valeurs Sr / Ca et B / Ca dans les foraminifères planctoniques fossiles calcite. Geochim. Cosmochim. Acta 166, 189–209.
- Ekomané, E. (2010).** Etudes sédimentologie et paléoenvironnementale des roches carbonatées et pélitiques de la Formation de Mintom. Université de Yaoundé 1, 198 p + Annexes.
- Elderfield, H., Upstill, G.R., Sholkovitz, E.R. (1990).** The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. Geochim. Cosmochim. Acta 54 (4), 971–991.
- Evans, D.A.D, Z.X., Li, Kirschvink, J.L., Wingate, M.T. (2000).** A high-quality mid-Neoproterozoic paleomagnetic pole from the South China block, with implications for ice ages and the breakup configuration of Rodinia, Precambrian Research, 100, 313-334.
- Evans, D.A.D. (2000).** Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon Neoproterozoic climatic paradox. American Journal of Science, 300, 347-433.
- Eyles N., Januszcak, N. (2004).** Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma, Earth Science Reviews, 65, 1 –73.
- Fanning, C., Link, P. (2004).** U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho, Geology, 32, 881–884.
- Fanning, C., Link P. (2004).** U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho, Geology, 32, 881–884.

- Frimmel, H.E., Tack, L., Basei, M.S., Nutman, A.P., Boven, A. (2006).** Provenance et chiostratigraphie du groupe néoprotozoïque occidental congolien dans le système démocratique République du Congo. *J. Afr. Earth Sci.* 46, 221-239.
- Frimmel, H.E. (2008).** Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology* 258, 338–353.
- Font, C.E., (2005).** Paléomagnétisme des cap carbonates du craton Amazonien (Brésil) : Implications pour les glaciations du Néoprotozoïque. Univ. Toulouse III - Paul Sabatier, 203 p.
- Gaél, C. (2006).** Etude de la limite créacé-tertiaire à Erto ((Province de Pordenone, Italie du Nord), 175 p.
- García, M.G., Lecomte, K.L., Pasquini, A.I., Formica, S.M., Depetris, P.J. (2007).** Sources de REE dissous dans des ruisseaux montagneux drainant des roches granitiques, Sierras Pampeanas (Córdoba, Argentine). *Geochem. Cosmochim. Acta* 71, 5355-5368.
- García-Gallardo, Á., Grunert, P., Voelker, A.H.L., Mendes, I., Piller, W.E. (2017).** Réévaluation l'épifaune surélevée comme indicateur de l'eau de sortie de la Méditerranée dans Golfe de Cadix utilisant des isotopes stables ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$). *Glob. Planète. Chang.* 155, 78–97.
- Gautier, D.L., Claypool, G.E. (1984).** Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern diagenetic environments. In: McDonald, D.A., Surdam, R.C. (Eds.), *Clastic Diagenesis*. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol. 37, 111–123.
- Gazel, J., Hourcq V., Nichelés, M. (1956).** Carte géologique du Cameroun au 1/ 2 000 000, 2.
- Gérard, G., Gérard J. (1953a et 1953b).** Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Feuille Berbérati Ouest et Est avec notice explicative. DGM. A.E.F-Brazaville.
- Gérard, J. (1948).** Etude géologique dans l'Oubangui. 9p. cong. Géol. Ined. Arch.DGM RCA
- Germis, G.J.B. (1995).** The Neoproterozoic of southwestern Africa, with emphasis on platform stratigraphy and paleontology. *Precambrian Research* 73, 137–151.
- Gioan, P., Vicat, J.P., Maurin, J.C. (1989).** Evolution géodynamique du bassin sud-congolais (Niari) au cours du Protérozoïque supérieur. *C R Acad Sci Paris* 308:1273-1278.
- Godderis, Y., Donndieu, Y., Nédélec, A., Dupré, B., Dessert, C., Grard, A., Ramstein, G., François, L.M. (2003).** The Sturtian “snowball” glaciation: fire and ice, *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 1-12.
- Godivier, R., Legeley, A., Albouy, Y. (1986).** Levés gravimétriques de reconnaissance, Congo-Gabon. Rapp ORSTOM: 1-11.

- Grocke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E. (2003).** Isotopic preuves de changements climatiques tardifs du début du début de la période jurassique et du crétacé. *Palaeogeogr. Paléoclimatol. Paléoécol.* 202 (1–2), 97–118.
- Grotzinger, J.P.S., Knoll, A.H. (1995).** Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, 10, 578-596.
- Hannigan, R. E., Sholkovitz, E.R. (2001).** The development of middle rare earth element enrichments in freshwaters: weathering of phosphate minerals. *Chemical Geology* (175) 495-508.
- Halliday, A.N., Graham, C.M., Aftalion, M., Dymoke, P. (1989).** The depositional age of the Dalradian Supergroup: U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of the Tayvallich Volcanics, Scotland, *Geological Society of London Journal*, 146, 3–6.
- Halverson, G. P., Hoffman, P. F., Schrag, D. P., Kaufman, A. J. (2002).** A major perturbation of the carbon cycle before the Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia; prelude to snowball Earth? *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 1-24.
- Halverson, G.P., Maloof, A., Hoffman, P. (2004).** The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in northeast Svalbard, *Basin Research*, 16, 297–324. Halverson et al., 2004).
- Halverson, G.P., Hoffman, P., Schrag, D., Maloof, A., Rice, A. (2005).** Toward a Neoproterozoic composite carbon isotope record, *Geological Society of America Bulletin*, 117, 1181–1207.
- Harland, W. B. (1964).** Evidence of late Precambrian glaciation and its significance: Problems in palaeoclimatology, Interscience. John Wiley & Sons, London, (A. E. M. Nairn, ed.), 119-149.
- Harland, W. B. (1964).** Evidence of late Precambrian glaciation and its significance: Problems in palaeoclimatology, Interscience. John Wiley & Sons, London, (A. E. M. Nairn, ed.), 119–149.
- Hegenberger, W. (1987).** Gas escape structures in Precambrian peritidal carbonate rocks. *Communications of the Geological Survey of Namibia* 3, 49–55.
- Heltz, G. R., Holland, H. D. (1965).** The solubility and geologic occurrence of strontianite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 29, 1303-1315.
- Higgins J.A., Schrag, D.P. (2003).** Aftermath of a snowball Earth, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4-3, 1-20.
- Hoffman P.F., Schrag D. P. (2002).** The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change, *Terra Nova*, 14, 129-155.
- Hoffman P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P. (1998).** A Neoproterozoic snowball Earth, *Science*, 281, 1342-1346.

- Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A. (1996).** Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia, *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 11, 47-52.
- Hoffman P.F., Kaufman, A.J., Halverson G.P., Schrag, D.P. (1998).** A Neoproterozoic snowball Earth, *Science*, 281, 1342-1346.
- Hoffmann K., Condon, D., Bowring, S., Crowley, J. (2004).** A U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation, *Geology*, 32-9, 817–820.
- Hoffman P.F. (1999).** The breakup of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander, and the snowball Earth, *Journal of African Earth Science*, 28, 9–26.
- Irwin, H., Curtis, C. D., Coleman, M. (1977).** Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature* 269, 209-213.
- Isseini, M. (2011).** Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque Exemple du domaine panafricain du Mayo Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy, 345 p.
- Jacobsen, S.B., Kaufman A.J. (1999).** The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater, *Chemical Geology*, 161, 37-57.
- Jaffrés, J.B.D., Shields, G.A., Wallman, K. (2007).** The oxygen isotope evolution of seawater: A critical review of a long-standing controversy and an improved geological water cycle model for the past 3.4 billion years. *Earth-Science Reviews*, 83,83-122.
- James N.P., Narbonne G.M., Ryser T.K. (2001).** Late Neoproterozoic cap carbonates: Mackenzie Mountains, northwestern Canada: precipitation and global glacial meltdown, *Canadian Journal of Earth Science*, 38, 1229-1262.
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Grocke, D.R., Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N. (2002).** Chimiostatigraphie du système jurassique: applications, limites et implications pour la paléocéanographie. *J. Geol. Soc. London* 159 (4), 351–378.
- Jiang, G., Christie-BlickKaufman, N.A.J. Banerjee, D.M., Rai, V. (2003).** Carbonate platform growth and cyclicity at a terminal Proterozoic passive margin, Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India, *Sedimentology*, 50, 921-952.
- Johannesson, K.H., Zhou, X. (1999).** Origin of middle rare earth element enrichments in acid waters of a Canadian High Arctic lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(1): 153-165.
- Jones, B., Manning, D.A.C. (1994).** Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones, *Chemical Geology*, 111, 111–129.

- Kamber, B.S., Webb, G.E. (2001).** The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: Implications for ocean chemistry and continental erosion history, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65-15, 2509–2525.
- Karlin, R., Shaul, L. (1983).** Diagenesis of magnetic minerals in recent haemipelagic sediments. *Nature* volume (303), 327–330.
- Karlin, R. (1990a).** Magnetic diagenesis in marine sediments from the Oregon continental margin, *J. Geophys. Res.*, 95, 4405–4419.
- Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Sohl, L.E. (2001).** Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals? *Geology*, 29, 443-446.
- Kennedy, M. J. (1996).** Stratigraphy, sedimentology, and isotope geochemistry of Australian Neoproterozoic glacial cap dolostones: deglaciation, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation, *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1050-1064.
- Kilner, B., McNiocail, C., Brasier, M. (2005).** Low-latitude in the Neoproterozoic of Oman, *Geological Society of America*, 33-5, 413-416.
- Kirshvink, J.L. (1992).** Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth, dans: *The Proterozoic Biosphere* (J.W. Schopf and C. Klein, eds), Cambridge University Press, pp. 51-52.
- Klein, C., Beukes, N.J. (1993).** Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada, *Econ. Geol.*, 84, 1733–1774.
- Knoll, A.H., Walter, M.R. (1992).** Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history, *Nature*, 356, 673-678.
- Knoll, A.H. (2000).** Learning to tell Neoproterozoic time, *Precambrian Research*, 100, 3-20.
- Kroopnick, P.M. (1985).** The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32-1, 57-84.
- Laplaine, L. (1971).** Notice explicative sur la feuille Nola (partie Cameroun) de la carte de reconnaissance au 1:500 000, *Dir. Mines et géol. Cameroun, Yaoundé*, 42 p.
- Lasserre, M., Soba, D. (1979).** Migmatization d'âge panafricain au sein des formations camerounaises appartenant à la zone mobile de l'Afrique centrale. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 2, 64–68.
- Lavreau, J. (1982).** L'Archéen et le Protérozoïque inférieur de l'Afrique Centrale. *Brésil Geociancas* 12, 187-192.
- Lavreau, J., Poidevin, J. L., Ledent, D. D., Liégeois, J.P., Weiss, D. (1990).** Contribution à la géochronologie du sous-sol de la République centrafricaine. *J. Afr. Earth Sci.* 11 69–82.
- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S. (2006).** Élément de terre rare et Variabilité de l'yttrium dans les voies navigables du sud-est du Queensland. *Aquat. Geochem.* 12, 39–72.

- Leather, J., Allen, P.A., Brasier, M.D. (2002).** Neoproterozoic snowball Earth under scrutiny: evidence from the Fiq glaciation of Oman. *Geology* 30, 891–894
- Lepersonne, J. (1973).** Carte géologique à l'échelle 1/200000. Notice explicative de la feuille Ngungu (degré carré S6/14- SB 33.9). République Démocratique du Congo, Département Mines Direction du Service Géologique
- Lepersonne, J. (1974).** Carte géologique du Zaïre au 1/2.000.000. Carte dressée par les géologues du Musée royal de l'Afrique centrale et du Bureau de Recherches géologiques et minières sous la direction de J. Lepersonne. Rép. du Zaïre, Serv. géol., Kinshasa; Mus. roy. Afr. Centr. Tervuren.
- Li, Z.X. (2000).** New paleomagnetic results from the 'cap dolomite' of the Neoproterozoic Walsh Tillite, northwestern Australia, *Precambrian Research*, 100, 359-370.
- Lietard, C., Pierre, C. (2009).** Signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des coques bivalves des infiltrations froides et bouches hydrothermales. *Geobios* 42, 209-219.
- Lippman, F. (Ed.), 1973.** Sedimentary carbonates minerals. Springer-Verlag, Berlin, 228 pp.
- Lucieth, C. V., Ricardo, I.F.T., Afonso, C.R.N., Magali, A. (2007).** Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagos carbonate platform, Bambui group, Brazil. *C.R. Geosciences* 339 (2007): 240- 258.
- Lund, K., Aleinikoff, J., Evans, K., Fanning, C. (2003).** SHRIMP U-Pb geochronology of Neoproterozoic Windermere Supergroup, central Idaho: Implications for rifting of western Laurentia and synchronicity of Sturtian glacial deposits, *Geological Society of America Bulletin*, 115-3, 349–372.
- Maanan M., Zourarah B., Carruesco C., Aajjane A., Naud J. (2004).** The distribution of heavy metals in the Sidi Moussa lagoon sediments (Atlantic Moroccan Coast). *Journal of African Earth Sciences*, 39 (3-5), p. 473-483.
- Maanan, M. (2003).** Etude sédimentologique du remplissage de la lagune de Sidi-Moussa (Côte atlantique Marocaine) Caractérisation granulométrique, minéralogique et géochimique.
- Mackenzie, F. T., Holland, H. D., Turekian, K. K. (2004).** Treatise on geochemistry volume 7 Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Elsevier Pergamon, Amsterdam ; Boston ; Paris, 423p.
- Macoin, M. (2003).** Le Champ Magnétique au Précambrien : Applications à l'étude de l'intensité du champ et des glaciations Néoprotérozoïques, Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris, pp. 290.
- McLennan, S. M. (1989).** Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes, dans: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (Ed. B. R. Lipin and G. A. McKay), Mineral Society of America, 21, pp. 169–200.
- McMenamin, M.A.S., McMenamin, D.L.S. (1990).** The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough, Columbia Univ. Press, New York, pp. 217.

- Meert, J.G., McPowell, C. A. (2001).** Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume, *Precambrian Research*, 110, 1–8.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H. (2003).** The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited, *Tectonophysics*, 375, 261-288.
- Meert, J.G., Torsvik T.H. (2004).** Paleomagnetic constraints on Neoproterozoic “Snowball Earth” continental reconstructions, dans: *The Extreme Proterozoic: Geology, Geochemistry, and Climate*, Jenkins, G.S., McMenamin, M.A.S., McKay, C.P., and Sohl, L., (eds.) AGU Geophysical Monograph Series 146, doi 10.1029/146GM01, 5-11.
- Meert, J.G. (2003).** A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana. *Tectonophysics*, 362, 1-40.
- Meert, J.G., VanderVoo, R., Ayub, S. (1995).** Paleomagnetic investigation of the Neoproterozoic Gagwe lavas and Mbozi Complex, Tanzania and the assembly of Gondwana, *Precambrian Research*, 74, 225– 244.
- Mestraud, J.L. (1957).** Coupure de Bangui-Est . *Bull. Dir. Mines AEF. Arch. DGM RCA*
- Mestraud J.L. (1964).** Carte géologique de la République Centrafricaine à l'échelle du 1/ 500 000. DGMG de Bangui.
- Mestraud J.L. (1982).** Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine. Etat de connaissances à fin 1963. *Mémoire du BRGM 60*, 186 p.
- Meunier, A., Velde, B. (2004).** Illite origins, evolution, and metamorphism. Springer, Berlin, New York. 286p.
- Milliman, J.D. (1974).** *Marine Carbonates*. Springer-Verlag Berlin, p. 375.
- Moloto, A.K.G.R. (2002).** Evolution géotectonique paléoprotérozoïque à néoprotérozoïque de la couverture du craton aux confins du Congo, du Cameroun et de la Centrafrique. Thèse de Doctorat Univ. Orléans, p. 264.
- Moloto-A-Kenguemba G.R, Trindade Ricardo I.F, Moni P., Nedelec A., Siqueira R. (2008).** A late Neoproterozoic paleomagnetic pole for the Congo craton:Tectonic setting, paleomagnetism and geochronology of the Nola dike swarm (Central African Republic); *Precambrian Research* 164 (2008) 214-226.
- Moore, E.M. (1991).** Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis, *Geology*, 19,425-428.
- Morad S., Felitsyn, S. (2001).** Identification of primary Ce-anomaly signatures in fossil biogenic apatite: implication for the Cambrian oceanic anoxia and phosphogenesis, *Sedimentary Geology*, 143, 259– 264.
- Morris W.A. (1977).** Paleolatitude of glaciogenic upper Precambrian Rapitan Group and the use of tillites as chronostratigraphic marker horizons. *Geology*, 5, 85-88.
- Moussine-Pouchkine, A., Bertrand-Sarfati, J. (1997).** Tectonosedimentary subdivisions in the neoproterozoic to Early Cambrian cover of the taoudenni Basin (Algeria-Mauritania-Mali) ; *Journal of African Earth Sciences* (24)425-443.

- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J. S., Sial, A.N., Nagendra, R., Ellam, R.M. (2013).** Carbone la géochimie des isotopes du strontium et de l'oxygène des roches carbonatées du protérozoïque, Bassin de Bhima, Inde du Sud: implication pour la diagenèse. *Carpath. J. Earth Env.* 8 (2) 25–38.
- Nagarajan, R., Sial, A.N., Armstrong-Altrin, J.S., Madhavaraju, J., Nagendra, R. (2008).** Géochimie des isotopes du carbone et de l'oxygène des calcaires néoprotérozoïques du shahabad formation, bassin de Bhima, Karnataka, Inde du Sud. *Rev* 25 (2), 225-235.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Nagendra, R., Madhavaraju, J., Moutte, J. (2007a).** Petrography and geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neo-proterozoic Rabanpalli Formation, Bhima Basin, southern India: Implications for paleoweathering condition, provenance, and source rock composition. *Journal of the Geological Society of India*, 70, 297-312.
- Nagarajan, R. Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong-Altrin J.S., Moutte, J. (2007b).** Geochemistry of Neoproterozoic shales of Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, Southern India: Implications for provenance and paleoredox conditions. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 24, 150-160.
- Ndjigui, P.D., Onana, V.L., Sababa, E., Bayiga, E.C. (2018).** Minéralogie et géochimie des argiles alluviales de Lokoundje des gisements de Kribi, côte atlantique camerounaise: implications pour leur origine et leur milieu de dépôt. *J. Afr. Earth Sci.* 143, 102-117.
- Nédélec, A., P. Affaton, C. France-Lanord, A., Charrière, Alvaro, J.J. (2007).** Sédimentologie et chimostratigraphie des dolostones à chapeau du néoprotérozoïque de Bwipe (Ghana, bassin de la Volta): record d'activité microbienne dans un environnement péritidal. *C.R. Geosci.* 339, 223-239.
- Nédélec A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P. (1986).** Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale, au contact du craton du Congo. *C.R. Acad. Sci. Paris* 303, 75–80.
- Nédélec A. Affaton P., France-Lanord C., Charrière A., Alvaro J. (2006).** Sedimentology and of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment. *C. R. Acad. Sci.* Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved. 339 : 223-239. 9 Fig. ,2 Tabl.
- Ngako V. (1999).** Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale-Résultat d'un poinçonnement de type himalayan. Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. Spécialité: Tectonique-Université Yaoundé I.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnangue, J.M., Njanko, Th. (2003).** Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J. Afr. Earth Sci.* 36, 207–214.

- Ngako, V., Njongfang, E., Aka, T.F., Affaton, P., Nnange, J.M. (2006)** The North–South Paleozoic trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 241–256.
- Ngako, V., Affaton, P., Njongfang, E. (2008).** Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Res.* 14, 509–522.
- Nicolini, P. (1959).** Le synclinal de la Nyanga (zone de la boucle du Niari). Contribution à l'étude des minéralisations stratiformes du Moyen- Congo. *Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie, Afrique Equatoriale Française* 10, 178 p.
- Nicolini, P. (1954).** La série de la M'Fidi dans le synclinal de Moabi, *Rapp. Ann. Géol. A.E.F.*, 79-81.
- Nogueira A.C.R., Riccomini, C., Sial, A.N., Moura, C.A.V., Fairchild, T.R. (2003).** Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse-greenhouse transition in snowball earth, *Geology*, 31, 613-616.
- Nothdurft L.D., Webb, G.E., Kamber, B.S. (2004).** Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 263-283.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D. (1988).** Origine et évolution de la yaounde gneiss de haute qualité précambrienne (Cameroun). *Precambrian Res.* 38 91-109.
- O'brien, N. R., Slatt R. M. (1993).** *Argillaceous Rock. Atlas*, Springer-Verlag, New-York, (175 Fifth Ave., New York 10010), 1 online resource (xv, 141 pages) : illustrations (some color) .
- Onanga, M.N. (2016).** Études des paléomilieux paléoprotérozoïques (2,1-2,0 Ga) : la formation fb du bassin de Franceville au Gabon. Thèse de Doctorat, Univ., Poitier, 277 p.
- Ouabego, K.M. (2013).** Contribution à l'étude de la chaîne panafricaine des oubanguides en République Centrafricaine. Thèse de doctorat. Univ. Aix-Marseille, p. 205.
- Paquette, J.L., Nédélec A. (1998).** A new insight into Panafrican tectonics in the East-West Gondwana collision zone by UPb zircon dating of granites from central Madagascar., *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 45-56.
- Park, J.K. (1997).** Paleomagnetic evidence for low-latitude glaciation during deposition of the Neoproterozoic Rapitan Group, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada, *Canadian Journal of Earth Science*, 34, 34-49.
- Pin, C., Poidevin, J.L. (1987).** Preuve d'U-Pb Zircon pour un faciès de granulite panafricain métamorphisme en République centrafricaine: une nouvelle interprétation de la série de la frontière nord du craton du Congo. *Precambrian Res.* 36 303–312.

- Poidevin J.L. (1991).** Le protérozoïque supérieur de la RCA .75p, Ann Mus Roy Afr Centrale ; Tervuren Belgique, Sér. 8è Sc. Géol.
- Poidevin J.L. (1976).** Les formations du Précambrien supérieur de la région de Bangui (R.C.A.). Bul. Soc. Géol. Fr., 7, XVIII, 4, 999-1003.
- Poidevin J.L. (2007).** Stratigraphie isotopique du strotium et datation des formations carbonatées et glaciogéniques néoprotérozoïques du Nord et de l'Ouest du craton du Congo.C.R. Géosc. 339 : 259-273.
- Poidevin J. L. (1996).** Un segment proximal de rampe carbonatée d'âge Protérozoïque supérieur au Nord du craton d'Afrique Centrale (Sud-Est de la République Centrafricaine). Discussion. J. Af. Earth Sci. Vol. 23 n°2, pp. 257-262.
- Poidevin, J.L., Pin, C. (1986).** 2 Ga U–Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of central Africa. Journal of African Earth Sciences 5, 581–587.
- Poidevin J.L. (1985).** Le protérozoïque supérieur de la RCA .75p, Ann Mus Roy Afr Centrale ; Tervuren Belgique, Sér. 8è Sc. Géol.
- Poidevin, J.L. (1983).** La tectonique pan-africaine a` la bordure nord du craton congolais: l'orogene`se des Oubanguides (abstract). 12th colloqueon the African Geology, Musee Royal de l'Afrique Centrale,Tervuren, Belgium, p. 75.
- Poidevin, J.L., Alibert, J., Miauton, J.D. (1981).** Geologic des series du Precambrien supérieur de la region de Bakouma (Republique Centrafricaine).Bulletin BRGM (deuxieme skrie), SectJV 4,311-318
- Potter, P.A., Perry, A.G. (2005).** Buku Ajar Fundamental Keperawatan: Konsep, Proses dan Pr aktis. (Renata Komalasari, et al, Penerjemah). Ed. Ke-4. Jakarta: EGC.
- Potter, P.E, Maynard, J.B., Depetris, P.J. (2005).** Mud and Mudstones. Introduction and Overview. Springer, Berlin. 297p.
- Pouit G. (1955).** Coupure Bangui-Ouest-Etude géologique et prospection du secteur de Bogoin (anciennes mines Roux).Réf.(Y)-T.12. Arch. D.G.M. Bangui (RCA). 15 P.
- Pourmand, A., Dauphas, N., Ireland, T.J. (2012).** Une nouvelle chromatographie d'extraction et Technique MC-ICP-MS pour l'analyse rapide de terres rares, Sc et Y: révision de la chondrite CI et Abondance des schistes australiens post-archéens (PAAS). Chem. Geol. 291, 38–54.
- Powell C.M., Li, Z.X., McElhinny, M.W., Meert, J.G., Park, J.K. (1993).** Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana, Geology, 21, 889–892.
- Préat, A., Prian, J.P., Thiéblemont, D., Obame, M.R., Delpomdor, F. (2011).** Isotopes stables des compositions d'oxygène et de carbone dans le néoprotérozoïque du sud du Gabon (schisto- Sous-groupe du calcaire, bassin de Nyanga): sont des carbonates de coiffe et des lithohermes enregistrant une déstabilisation particulière après la glaciation des Marino? J. Afr. Earth Sci. 60 273–287.

- Préat, A., Delpomdor, F., Ackouala Mfere, A.P., Callec, Y. (2018).** Paléoenvironnements, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ signatures dans les carbonates néoprotozoïques du bassin de comba, république de Congo: implications pour les corrélations régionales et l'événement marinoan. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 69-90.
- Préat, A., Jeroen T.M. de Jong, Bernard L. Mamet, Nadine Mattielli. (2008).** Stable Iron Isotopes and Microbial Mediation in Red Pigmentation of the Rosso Ammonitico (Mid-Late Jurassic, Verona Area, Italy); Department of Earth and Environmental Sciences, Université libre de Bruxelles (ULB), Brussels, Belgium, 17 p.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M., Mutterlose, J., (2000).** Preuve isotopique. Variation de la température au début du Crétacé (Ryazanien tardif-milieu Hauterivian). *J. Geol. Soc. London* 157 (2), 335–343.
- Quantin P. (1965).** Les sols de la République Centrafricaine, ORSTOM, Paris, 113 p.
- Reading, H.G. (1986).** Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 615 p.
- Rolin, P. (1998).** Nouvelles données tectoniques sur le Précambrien en Centrafrique, implication géodynamique. Ed. collecte. Géocam. I. Presse Univ. Ydé je 240-224.
- Rolin P. (1991).** Présence d'un chevauchement ductile majeur d'âge panafricain dans la partie centrale de la République Centrafricaine : résultats préliminaires. *C.R. Acad. Sci.Paris*, t.315, série II ; p467-470.
- Rolin P. (1992).** Nouvelles données tectoniques sur le socle précambrien de Centrafrique : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 315, sér. II a, 467-470.
- Rolin P. (1995).** La zone de décrochements panafricains des Oubanguides de Centrafrique : Implication géodynamiques. In *Géosciences au Cameroun*. Vicat, J.P. et Bilong,P. Edt. Collect. GEOCAM, 1/ 1998, Press. Univ. Yaoundé I, pp. 249-254.
- Rolin, P. (1999).** Nouvelles données tectoniques sur le socle Précambrien en Centrafrique, implication géodynamique. Ed. collecte. Géocam. I. Presse Univ. Ydé 1, 240-224.
- Rolin, P. (1996).** Carte géologique de la République Centrafricaine, inéd.
- Rosenbaum, J., Shppard, S.M.F. (1986).** An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 1147-1150.
- Ruch, P. (2001).** Comparaisons des signatures isotopiques, chimiques, minéralogiques et biologiques dans le Gerzensee (BE). Rapportfinal PNR 31, vdfZürich.
- Schieber, J. (1991).** Sedimentary structures: textures and depositional settings of shales from lower Belt Supergroup, Mid-Proterozoic, Montana, U.S.A. In Bogg, S. Jr. (2009).
- Schmidt P.W., Williams G.E. (1995).** The Neoproterozoic climatic paradox: equatorial paleolatitude for Marinoan glaciation near sea level in South Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 107-124.

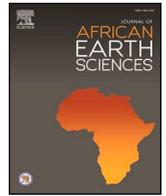
- Schrag D.P., Berner, R.A. Hoffman P.F., G.P. Halverson (2002).** On the initiation of a Snowball Earth, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3, doi. 10.1029/2001GC000219.
- Scolari G. (1965).** Etude géologique du bassin du Niari oriental (République du Congo Brazzaville) et des minéralisations Cu Pb- Zn. Mémoire du Bulletin de Recherches Géologiques et Minières 35:219
- Sheppard, S. M. F., Schwarcz, H. P. (1970).** Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contributions Mineralogy Petrology* 26, 161-198.
- Shields, G.A., Deynoux, M., Strauss, H., Paquet, H., Nahon, D. (2007).** Capuchon à barytine dolomies du bassin de Taouedeni, Afrique du Nord-Ouest: preuves sédimentaires et isotopiques pour le suintement de méthane après une glaciation néoproterozoïque. *Precambrian Res.* 153, 209-235.
- Sohl L.E., Christie-Blick N., Kent D.V. (1999).** Paleomagnetic polarity reversals in Marinoan (ca. 600 Ma) glacial deposits of Australia: implications for the duration of low-latitude glaciations in Neoproterozoic time, *Geological Society of American Bulletin*, 111, 1120-1139.
- Stern R.J. (1994).** Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East Africa Orogen: implications of the consolidation of Gondwanaland, *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 22, 319-351.
- Sylvestre P. (1973).** Investigation sur le calcaire de Bangui-Fatima. Rapport inédit. PNUD CAF- 70/511, (document incomplet).
- Taylor S.R., McLennan, S.M. (1985).** *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Ed. Blackwell Oxford, pp. 312.
- Thibaut, P.M. (1983).** Synthèse des travaux de la convention Zaïre-BRGM 1969-1980. Géologie et minéralisations de la région de l'Equateur. *Dép Mines Rép Zaïre* 1:22-68
- Thompson M., Bowring S. (2000).** Age of the Squantum 'tillite', Boston basin, Massachusetts: U-Pb zircon constraints on terminal Neoproterozoic glaciation, *American Journal of Science*, 300,630–655.
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F. (2005).** Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies, *Precambrian Research* (sous presse).
- Torsvik T.H., Rehnstrom, E.F. (2001).** Cambrian paleomagnetic data from Baltica: implications for the true polar wander and Cambrian paleogeography, *Journal of Geological Society*, 158, 321-329.
- Torsvik T.H., Lohmann K., Sturt, B.A. (1995).** Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints, *Geology*, 23, 727-730.
- Torsvik T.H. (2003).** The Rodinia jigsaw puzzle, *Science*, 300, 1379–1381.

- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y. (2004).** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41,73-85.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G. (1987).** Geochemistry and geochronology of pre-tectonic intrusive rocks of northern Cameroon. Evidence for accretion in the Pan-African mobile zone belt of Central Africa. *Prec. Res.*, 37, pp. 71-87.
- Toteu S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Michard, A. (2001).** New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research* 108: 45–73, 29 P., 14 Fig. , 3 Tabl.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, Y. (2004).** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41,73–85.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R. (2006a).** Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé series (Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.* 44, 428–442.
- Toteu, S.F., Yongué Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounté, J., Semé Mouangué, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H. (2006b).** U–Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: Consequence for the Pan-African fold belt. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 479–493.
- Touansa, R. (2015).** Stratigraphie, sédimentation et environnement marin de la série jurassique du Dj. Kasserou (Monts de Batna). *Mém. Magister 131 Univ. Hadji Lakhdar Banta.*
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A. (2006).** Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical geology.* 21 p.
- Van Aubele, R. (1937).** Contribution à l'étude géologique du Cameroun Sud-oriental et des territoires limitrophes au Moyen-Congo. *Bull.Soc.géol.Fr., Paris, 5^e Ser.,t.VII,* pp.295-316.
- Van Aubele, R. (1939).** Sur le conglomérat de la Bandja (Riv. Kadeï, Moyen-Congo). *C.R. Soc. Geol.Fr., Paris, Fasc. 12,* pp.185-186.
- Van Den Hende, R. (1969).** Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l'échelle 1/500000 (feuille d'Abong-Mbang Est avec notice explicative). *Direct. Mines et Géol. Cameroun, Yaoundé.*
- Vanhoutte, M., Salley, P. (1986).** Reconnaissance des calcaires de Minton. Projet de recherches minières, Sud-est Cameroun. *United Nations Development Program, Unpublished Report 91,* 59 p.
- Vanhoutte, M., Salley, P., Mbogning, M. (1986).** Reconnaissance des calcaires de Minton PMVINS (PNUD)-MINMEE) rapport interne n° 91 pp.13,23, 60 p.
- Veizer J. (1983).** Geologic evolution of the Archean-Early Proterozoic Earth, dans: SCHOPF, J.W. (Ed.). *Earth's earliest biosphere, its origin and evolution.* Princeton, Princeton University Press, 240-259.

- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N. and Schidlowski, M. (1983).** 87 Sr/ 86Sr in late proterozoic carbonates: evidence for a mantle event at 900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 47,295-302.
- Veizer, J., Hoefs, J. (1976).** La nature des tendances séculaires des années $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ dans la roches carbonatées. *Geochem. Cosmochim. Acta* 40, 1387-1395.
- Verbeek, T. (1970).** Géologie et lithologie du Lindien (Précambrien supérieur du Nord de la République démocratique du Congo). Mus Roy Afr Centrale, Tervuren, Belgique, Ann. Sér. 8 °, Sci. Géol 66:311 pp.
- Vicat J.P., Gioan, P., Albouy, Y., Cornacchia, M., Giorgi, L., Blondin, P. (1989).** Mise en évidence sur la bordure ouest du craton du Congo, de fossés d'effondrement d'âge protérozoïque supérieur, masqués par des formations phanérozoïques de la cuvette du Zaïre. *C R Acad Sci Paris* 309:1207-1223
- Vicat, J.P., Moloto-A-Kenguemba,G., Pouclet, A. (2001).** Les granitoïdes de la couverture protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud-Ouest de la République centrafricaine), témoins d'une activité magmatique post-kibarienne à pré-panafricaine. *C.R. Acad.Sci.Paris, Sciences de la Terre et des planètes/ Earth and planetary Sciences* 332, pp.235-242.
- Vidal, C. (1933).** Etude de géologie générale de la région de Yokadouma. *Rapp. Arch.Serv.Mines, Cameroun*, (inédit).
- Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R. (2007).** The Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambui Group, Brazil, en révision.
- Vincent, P.M. (1952).** Rapport préliminaire sur la région de Nola. Inédit, DGMG de Bangui, 32 p.
- Vincent, P.M. (1951).** Rapport préliminaire sur la région de Borondo-Lopo. Inédit, 39 p., 1 carte, Archives DGMG, RCA.
- Wachter, E., Hayes, J.M. (1985).** Exchange of oxygen isotopes in carbon-dioxide phosphoric acid systems. *Chemical Geology* 52, 365–374.
- Wacrenier P., Wolff J.P. (1965).** Carte géologique de reconnaissance au 1/ 500 000. Feuille Bangui-Ouest, avec notice explicative .DGMG de Bangui.
- Wacrenier P., Wolff, J.P (1964).** Carte géologique de Bangui. BRGM.
- Wacrenier,P. (1955).** Esquisse géologique au 1/ 400 000. Coupure Bangui-Ouest. Inédit, Archives DGMG, RCA.
- Walter M.R., Veevers, J.J., Calver, C.R., Grey, L. (1995).** Neoproterozoic stratigraphy of the Centralian Superbasin, Australia, *Precambrian Research*, 73, 173-195.
- Walker, J.G.C., Brimblecombe, P. (1985).** Iron and Sulfur in the Pre-Biologic Ocean. *Precambrian Research*, 28(3-4): 205-222.
- Walker, J.G.C. (1984).** Possible limits on the composition of the Archaean ocean. *Nature*, 302: 518-52

- Weil A.B., Van der Voo, R., MacNiocail, C., Meert, J.G. (1998).** The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100-800 Ma, *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 13-24.
- Wingate, M.T.D., Giddings, J.W., (2000).** Age and paleomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: Implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma, *Precambrian Research*, 100, 335-357
- Wingate M.T.D., Pisarevsky, S.A., Evans, A.D. (2002).** Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS? *Terra Nova*, 14-2, 121–128.
- Wolff J.P.(1954).** Coupure géologique Nola. Rapport, DGMG de Bangui,pp. 72-75.
- Xiao S., Bao, H., Wang, H., Kaufman, A., Zhou, C., Li, G., Yuan, X., Ling, H. (2004).** The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation, *Precambrian Research*, 130, 1–26.
- Yeo G.M. (1981).** The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera, Dans: Campbell, F.H.A. (Ed.), *Proterozoic Basins of Canada*, Geological Survey Canada, 25–46.
- Yeo G.M. (1986).** Iron-formation in the Late Proterozoic Rapitan Group, Yukon and Northwest Territories, dans: Morin, J.A. (Ed.), *Mineral Deposits of the Northern Cordillera*, Canadian Institute of Mining Metallurgy, 137–158.
- Young G.M. (2002).** Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate, *Journal of African Earth Sciences*, 35,451-466.

PUBLICATION ISSUE DE LA THÈSE



Paleoenvironment reconstruction of the Proterozoic carbonate platform, Ombella-M'poko formation (Central African Republic)

René Toyama^{a,b}, Simon Ngos III^a, Elisé Sababa^{a,*}, Milan Stafford Tchouatcha^c,
Emilien Prince Danguene Yedidya^b, Alain Préat^d, Paul-Désiré Ndjigui^a

^a Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I, P.O. Box, 812 Yaoundé, Cameroon

^b Department of Earth Sciences, University of Bangui, P.O. Box: 908 Bangui, Central African Republic

^c Department of Earth Sciences, University of Dschang, P.O. Box 67 Dschang, Cameroon

^d Department of Earth and Environment Sciences, University of Brussels, Av. F-D Roosevelt 50, B-1050, Brussels, Belgium

ARTICLE INFO

Keywords:

Paleoenvironments
Proterozoic carbonate platforms
Petrography
Geochemistry
 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes

ABSTRACT

Petrographic studies, geochemistry, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes have been used to characterize the well-preserved carbonate depositional environments of the Bobassa and Ndimba unit in the 640–565 Ma Ombella-M'poko Formation, Central African Republic. The carbonate facies are mainly composed of calcite, dolomite and quartz with some accessory minerals (opaque minerals, muscovite and pyrite). The Ca/Mg ratios show that the Bobassa carbonates are slightly metamorphosed dolomitic limestones, while those of Ndimba correspond to slightly metamorphosed highly dolomitic limestones and cipolins. The Bobassa unit recorded a depositional evolution from fluvial to peritidal environments in a possible tectonically active platform as evidenced by changes of lithology and slump structures. The Ndimba was deposited in a tidal-influenced fluvio-lacustrine environment under dry conditions. Geochemistry revealed that the Bobassa and Ndimba units recorded variable redox conditions from anoxic to oxic. The PAAS-normalized REE + Y distributions indicate that the both units were slightly altered by freshwaters and detrital materials in reduced and acidic environments. The lowest $\delta^{18}\text{O}$ and highest $\delta^{13}\text{C}$ values suggest warm surface waters and deeper water column respectively. The carbon isotope profiles of Bobassa and Ndimba units show values varying between -0.89 and -0.34‰ that are not stratigraphic coeval with the cap carbonates $\delta^{13}\text{C}$ profiles deposited in the aftermath Marinoan Glaciation, but rather are correlated to the middle to upper part of the Schisto-Calcaire Group in Gabon and Republic of Congo and the time-equivalent Lukala Subgroup in DRC.

1. Introduction

Precambrian carbonate platforms have been widely described on several continents and are commonly used for reconstructing of paleoenvironments in Central Africa (Delpomdor et al., 2013; Préat et al., 2018). In Central African Republic (CAR), one of the most intriguing carbonate deposits is the Ombella-M'poko Formation (O.-M. Fm), which was deposited in a tectonically structured graben subbasin (Lavreau, 1982; Poidevin and Pin, 1986) (Fig. 1). This formation, 13 m-thick, mainly consists of slightly metamorphosed carbonate rocks bounded by fluvioglacial sediments at the base, and siliciclastics at the top (Alvarez, 1995; Poidevin, 1996, 2007). The deposition of the O.-M. Fm is related to the tectonically active 950–700 Ma Sangha aulacogen (Alvarez, 1992). The formation shows similarities with the Schisto-Calcaire Group of the Republic of Congo (RC) (Alvarez, 2000), which were

deposited directly after the 635–615 Ma Marinoan glaciation event. The sedimentation recorded a global eustatic transgression through the (U) Bangi Basin in CAR (Alvarez, 1992).

Sedimentological, paleoenvironmental and geochemical studies on the O.-M. Fm are very scarce. Information about Precambrian carbonate genesis could be preserved in the geochemical and diagenetic signatures of the rocks (Préat et al., 2011). The facies analyses and stable isotope geochemistry are useful to interpret the past environments (Nédélec et al., 2007; Shields et al., 2007) through the primary depositional conditions and their alteration during diagenesis and burial. Diagenetic alteration affects the preservation of original carbon and oxygen isotopic compositions. Rare earth elements and Y are used to discriminate various input sources as marine, continental and hydrothermal (Bolhar and Van Kranendonk, 2007; Delpomdor et al., 2013).

The lithology of carbonates can be examined and compared with

* Corresponding author.

E-mail addresses: sababae@yahoo.fr, esababa@uy1.uninet.cm (E. Sababa).

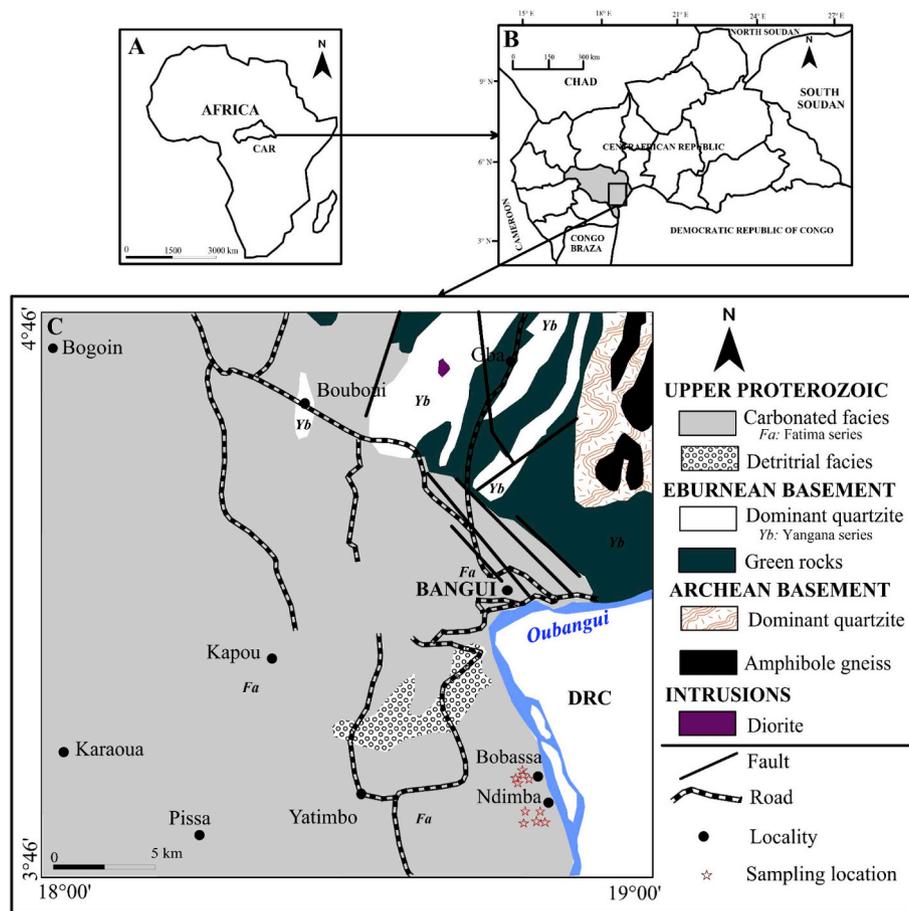


Fig. 1. (A) Location of the study areas in Africa; (A) Location of the study areas in Central African Republic; (C) Simplified geological map of study areas (modified after Rolin, 1998).

various analyses such as major and trace element geochemistry, C and O stable isotopes, in order to discuss on the sedimentary paleoenvironmental conditions. Our study aims to interpret the deposition of the O.-M. Fm in the Ombella-M’Poko subbasin, part of the (U)Bangui Basin, using petrography, geochemistry, stable isotopes, and to reevaluate the tectono-eustatic impacts in Central Africa.

2. Geological setting

The (U)Bangui Basin is located south-west central CAR. The lithostratigraphy has been described by Poidevin (1976, 2007). The basin is bordered by three major structural units, from south to north (Poidevin et al., 1981; Poidevin and Pin, 1986; Pin and Poidevin, 1987; Nzenti et al., 1988; Cornacchia and Giorgi, 1989; Lavreau et al., 1990): (1) Archean Mbomou metamorphic Complex, dated at 2.9 Ga (Cornacchia et al., 1989), which is similar to the Chaillu block in the northeastern RC and the Ntem Complex in South Cameroon (Poidevin et al., 1981; Nzenti et al., 1988; Cornacchia and Giorgi, 1989); (2) the

Paleoproterozoic “Intermediate Series”, dated at 2.1 Ga (Poidevin and Pin, 1986); and (3) Neoproterozoic metamorphic rocks, dated at 833 ± 66 Ma, which recorded the western extension of the Pan-African Orogeny (Pin and Poidevin, 1987). Lithostratigraphically, the study area has been previously described by Cornacchia and Giorgi (1986), Alvarez (1995), Rolin (1998), Moloto (2002) and Doyemet (2006) and consists, from the base to top of: (1) 600 m-thick slightly metamorphosed and highly folded Yangana-Pama-Boda series composed of sericite quartzites, sericite schists, chlorite schists and graphite schists with local basic and acid intrusions (granites, granodiorites, diorites and dolerites in particular); (2) 300 m-thick slightly metamorphosed Bangui-M’baïki-Boali series composed of quartzites, schists, metaconglomerates intersected by dolerites, granodiorites or granites; and (3) 150 to 200 m-thick slightly metamorphosed sedimentary Fatima Series composed of Bobassa-Ndimba-Dongbé-Fatima units, which comprises conglomeratic quartzites, arkosic quartzites, black quartzites and cipolins (Table 1). Two distinct unconformities are identified between the Yangana-Pama-Boda and Bangui-M’baïki-Boali series, and

Table 1

Lithological summary of Ubangui series. BMB: Bangi, M’baïki and Boali; YPB: Yangana, Pama and Boda (modified after Ouabego, 2013).

Periods and ages	Poidevin (1976)	Poidevin, 1996	Poidevin (2007)	Cornacchia and Giorgi, 1989	Alvarez (1995)	Rolin (1998)
Neoproterozoic 950-600 Ma	Bobassa cipolins	Bobassa cipolins Bimbo quartzites	Fatima cipolins	Bobassa cipolins Bimbo quartzites	Fatima cipolins Bimbo quartzites	Fatima cipolins
Upper Proterozoic 1600 Ma ?	Bimbo quartzites BMB quartzites	BMB quartzites Micaschists		BMB quartzites		BMB quartzites
Lower Proterozoic 2400-1600 Ma	YPM micaschists	Itabirite Eburnean basement		YPB micaschists		Micaschists

Bangui-M'baiki-Boali and Fatima series respectively. In this study, we propose to subdivide the (U)Bangui Basin into several subbasins, and one of them, e.g., the Umbella-M'Poko subbasin, is investigated in order to reconstruct the paleoenvironmental conditions and diagenetic processes.

3. Material and analytical methods

Seven outcrop sections in the O.-M. Fm were selected near Ndimba and Bobassa, located south of Bangui. Sedimentary analyses, including color and textural features, and carbonate classification associated with optical petrography of thin sections were performed at the Institute of Geological and Mining Research of Yaoundé in Cameroon. Carbonate classification of [Chilingar \(1960\)](#) based on chemical composition was used. Seven samples were selected for major, trace and REE analysis at the OMAC Laboratory Limited (ALS Minerals) in Dublin (Ireland). Powdered samples were fused with LiBO₂ (980 °C during 60 min), followed by dissolution in a HNO₃ (1 mol)-H₂O₂ (0.5%)-glycerol (10%) mixture. The resulting solution was analyzed by ICP-AES for major elements. Trace and Rare Earth Element (REE) contents were obtained by ICP-MS after a sample-nitric acid (65%) mixture microwave attack based on 3051 protocol of EPA (Environmental Protection Agency). Precision and accuracy were both better than 1% of the measured value (mean 0.5%) for major elements as checked by international standards and analysis of replicate samples. Twenty samples have been analyzed for stable isotope compositions. Carbonates were prepared by micro-drilling from cut surfaces corresponding to areas that have been thin sectioned. Analyses were performed at the University of Erlangen (Germany). Samples were reacted with 100% phosphoric acid (density > 1.9; [Wachter and Hayes, 1985](#)) at 75 °C using a Kiel III online carbonate preparation line connected to a Thermo Finnigan 252 mass spectrometer. All values are reported in per mil relative to V-PDB by assigning a δ¹³C value of +1.95‰ and a δ¹⁸O value of −2.20‰ to NBS19. Reproducibility was checked by replicate analysis of laboratory standards and was better than ± 0.04‰ (for δ¹³C) and 0.07‰ (δ¹⁸O) (1σ).

4. Results

4.1. New lithological observations

The sedimentary features of the Bobassa and Ndimba units are summarized in [Table 2](#).

4.1.1. Bobassa unit

The Bobassa unit, regionally oriented N110E, consists of a rhythmic bedding of slightly metamorphosed coarse-to pebbly-grained sandstones with local slump structures at the base, overlaid by slightly metamorphosed limestones with conglomeratic interbeds. The slightly metamorphosed limestones consists of metric-to plurimetric bedded gray to pinkish beds with cyanobacterial-like mats, stylolites and millimetric to centimetric pelitic laminations ([Fig. 2A, D and G](#)). In thin section, calcite (92–95%) is dominant, while dolomite (3–6 vol%), detrital silt-grained quartz (1–2 vol%) and traces of muscovite and pyrite are present. The calcite fraction shows calcimicrite and metamorphosed calcisparite and several generations of microfractures which are filled by calcite and dolomite crystals ([Fig. 2D and E](#)).

4.1.2. Ndimba unit

The Ndimba unit, regionally oriented SW45–85°, consists of 1 and 4 m-thick beds of slightly metamorphosed yellowish to grayish limestones with cyanobacterial-like microbial laminations ([Fig. 3H](#)), stylolitic- and convoluted-like structures ([Fig. 3B and C](#)). Rhythmic and crossed bedding and karst are also observed. The laminations are made up of thin wavy microbial films displaying irregular puckering that occasionally develop microdomes or scour surfaces. Stylolites, etched

Table 2
Summary of sedimentary features of Umbella-M'poko Formation.

Units	Description	Mineralogy	Lithology	Structure	Microfacies	Depth
Ndimba unit	Yellowish to grayish limestone	Calcite (80–90 vol%) Dolomite (8–10 vol%)	Gipolin and slightly metamorphosed dolomitic limestone	Rhythmic bedding, karst, cross bedding, etched structure, laminations	Calcimicrite, calcisparite	4–9 m
Bobassa unit	Pebbly sandstone, conglomerates, gray to pinkish limestone	Calcite (92–95 vol%) Dolomite (3–6 vol%)	Slightly metamorphosed dolomitic limestone	Lamination, rhythmic bedding, slump structure	Calcimicrite, calcisparite	9–14 m

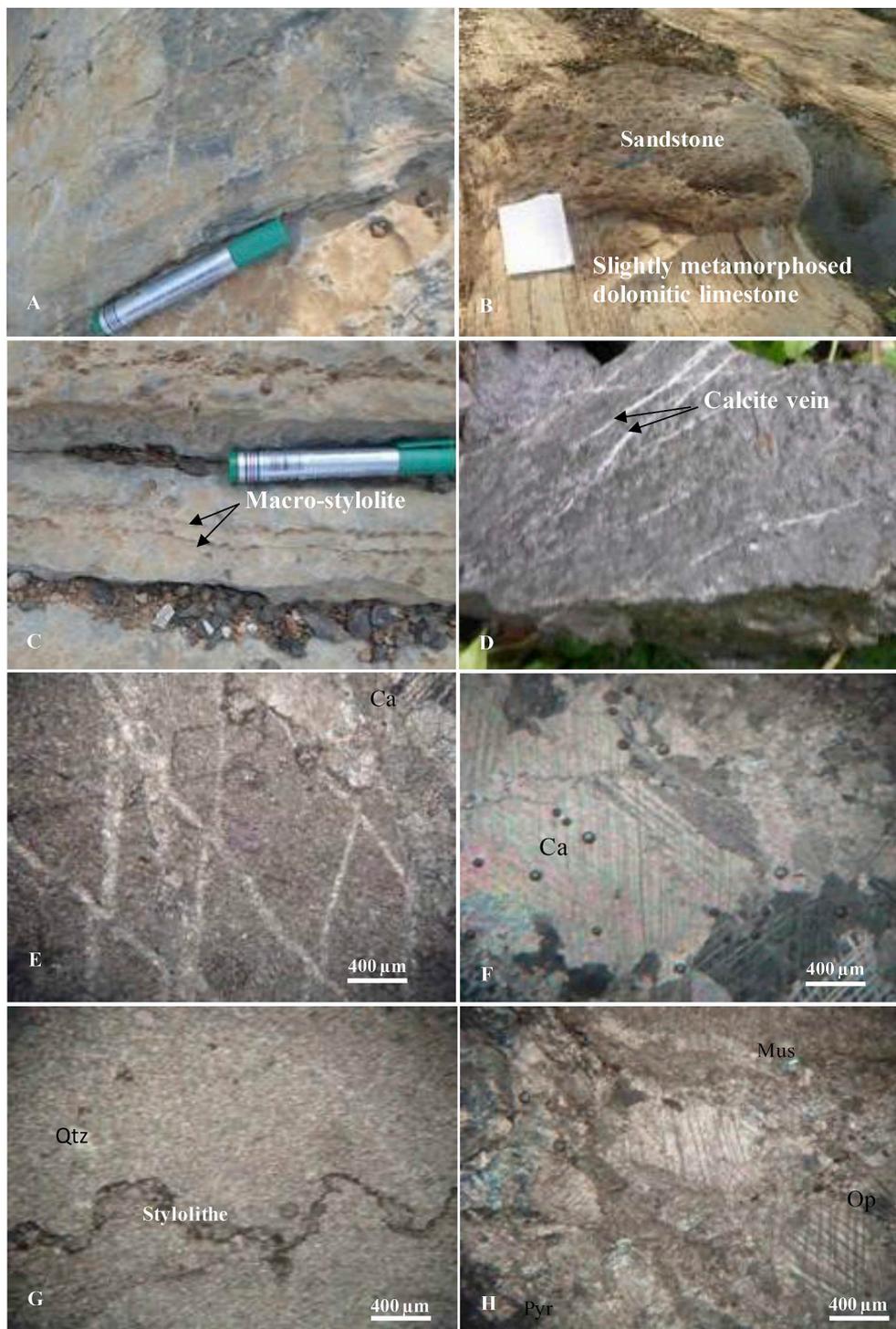


Fig. 2. Ndimba unit: A. thinly bedded limestone with rhythmic bedding; B. slightly metamorphosed limestone showing etched structures and pressure dissolution joints or stylolites; C. slightly metamorphosed limestone facies showing folding; D. slightly metamorphosed cross-bedded limestone facies with dissolution structures; E. calcimicrite with calcite vein; F. calcimicrite to calcisparite with calcite vein; G. Calcisparite showing a detrital input; H. Calcisparite with stylolithe. Ca: calcite; Do: dolomites; Qtz: quartz; Op: opaque minerals; Mus: muscovite; Pyr: pyrite.

structures and pressure dissolution joints are also observed. In thin section, the mineral fraction is dominantly calcite (~80–90 vol%) while dolomite (8–10 vol%), quartz (1–3 vol%), opaque minerals (1 vol%), and muscovite and pyrite are minor (Fig. 3E). Cipolins are locally identified, and consists of xenotopic of saddle dolomite crystals forming interstitial fabrics or replacing formed calcite. Calcite veins are abundant, and are randomly oriented (Figs. A–D).

4.2. Geochemistry

4.2.1. Major elements

Carbonate rocks from the O.-M. Fm are essentially characterized by moderate CaO (30–51 wt%) and MgO (1–21 wt%) contents (Table 3). The contents of $\text{SiO}_2 + \text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ are low varying from 3 to 8 wt% and indicate low detrital supplies from the continent (Table 2).

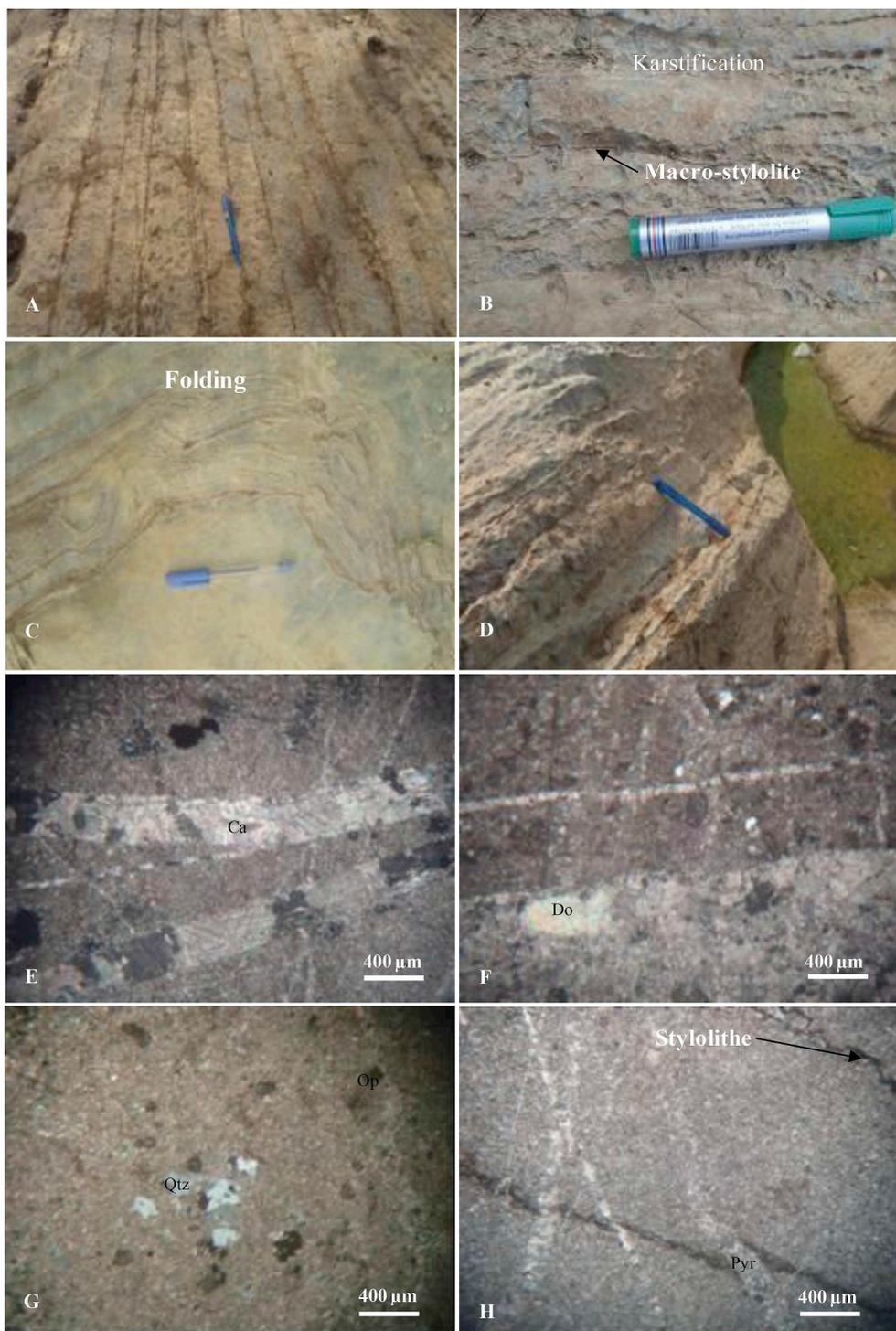


Fig. 3. Bobassa unit: A. thinly laminated slightly metamorphosed limestone facies interbedded with organic-rich micritic bed both showing dissolution structures; B. coarse-grained to pebble sandstone deposited on erosional discordance above dolomitic limestone facies; C. conglomerate lenses interbedded within laminated slightly metamorphosed limestone facies with stylolitic structures; D. slightly metamorphosed dolomitic limestone facies showing calcite-filled veins; E. photomicrograph of slightly metamorphosed dolosparite limestone facies showing calcite-filled fracture system with dextral micro-faults; F. calcisparitic with polysynthetic twins forming interstitial cement around dissolved and etched detrital clasts; G. dolosparite with the stylolite and microbial laminae; H. calcisparitic with muscovite flakes, quartz grains, pyrite and oxide showing secondary dissolution. See Fig. 3 for acronyms.

The loss on ignition values (40–43 wt%) indicate high proportions of adsorbed H₂O and volatile elements (Table 3). The chemical composition confirms that the Bobassa unit consists of slightly metamorphosed dolomitic limestones ($27.96 \leq \text{Ca/Mg} \leq 48.97$), and the Ndimba is dominantly composed of slightly metamorphosed highly dolomitic limestones and cipolins ($12.03 \leq \text{Ca/Mg} \leq 27.51$) (Table 4).

4.2.2. Trace elements

High strontium contents are found in the slightly metamorphosed dolomitic limestones of the Bobassa unit (1915–2500 ppm) and slightly metamorphosed highly dolomitic limestones and cipolins of the Ndimba unit (1010–1155 ppm) (Table 5). This indicates that strontium

remains bound to carbonates as it is known to substitute calcium in carbonates (Heltz and Holland, 1965). The Ni/Co ratios are high in the Bobassa and Ndimba units (4–7 and 2–8, respectively). The U/Th values reveal that uranium might be mostly stable in this environment compared to the thorium concentrations (Table 5). The V/Cr values, near 1, attest similar concentrations of ferromagnesian trace elements (Table 4).

4.2.3. Rare earth elements

In the O.-M. Fm, the REE contents are low in the M.O. Fm, varying between 8 and 17 ppm (Table 6). These low values are consistent with the REE concentrations in the carbonate sedimentary rocks (Taylor and

Table 3
Major element contents (wt.%) of the Umbella-M'poko Formation carbonates.

	Bobassa unit				Ndimba unit			
	l.d.	BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
SiO ₂	0.01	5.61	5.95	3.25	4.01	2.56	4.62	2.70
Al ₂ O ₃	0.01	1.33	1.24	0.92	0.85	0.48	0.86	0.66
Fe ₂ O ₃	0.01	0.51	0.45	0.40	0.34	0.26	0.35	0.28
MnO	0.01	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.	d.l.
MgO	0.01	2.11	2.03	1.25	1.73	2.21	4.61	2.31
CaO	0.01	49.70	48.90	51.40	50.20	51.20	46.80	51.30
Na ₂ O	0.01	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
K ₂ O	0.01	0.53	0.48	0.33	0.37	0.26	0.39	0.29
TiO ₂	0.01	0.06	0.05	0.04	0.04	0.16	0.04	0.09
P ₂ O ₅	0.01	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06
LOI	0.01	40.60	40.70	42.00	41.60	42.40	41.60	42.10
Total	–	100.52	99.87	99.66	99.19	99.58	99.34	99.80
a	–	7.51	7.69	4.61	5.24	3.46	5.87	3.73

LOI: Loss on ignition.

d.l.: detection limits.

a = SiO₂ + TiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃.

Table 4

Carbon and oxygen isotopes, associated with CaO and MgO concentrations, and Ca/Mg ratio of the Umbella-M'poko Formation carbonates.

	Description	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (‰)	CaO (wt. %)	MgO (wt. %)	Ca/Mg
BOB 1	Calcimicrite	–8.03	–0.40	49.70	2.11	27.96
BOB 2	Calcimicrite	–8.11	–0.44	48.90	2.03	28.63
BOB 3	Calcimicrite	–8.40	–0.34	–	–	–
BOB 4	Calcimicrite	–8.30	–0.53	–	–	–
BOB 5	Calcisparite	–8.62	–0.38	–	–	–
BOB 6	Calcisparite	–8.80	–0.51	–	–	–
BOB 7	Calcimicrite	–8.56	–0.41	–	–	–
BOB 8	Calcimicrite	–8.97	–0.44	51.40	1.25	48.97
BOB 10	Calcimicrite	–8.31	–0.41	–	–	–
BOB 11	Calcisparite	–9.31	–0.38	50.20	1.73	34.49
NDI 1	Calcimicrite	–8.28	–0.54	51.20	2.21	27.51
NDI 2	Calcimicrite	–8.40	–0.72	46.80	4.61	12.03
NDI 3	Calcimicrite	–8.33	–0.64	–	–	–
NDI 4	Calcimicrite	–8.16	–0.61	–	–	–
NDI 5	Calcisparite	–7.87	–0.48	–	–	–
NDI 6	Calcimicrite	–8.22	–0.89	–	–	–
NDI 7	Calcimicrite	–8.22	–0.52	–	–	–
NDI 8	Calcisparite	–7.82	–0.39	–	–	–
NDI 9	Calcimicrite	–8.21	–0.37	–	–	–
NDI 10	Calcisparite	–8.08	–0.50	51.30	2.31	26.37

BOB: Bobassa unit.

NDI: Ndimba unit.

McLennan, 1985). Light REE (LREE) contents are better expressed than heavy REE (HREE) contents (LREE/HREE ~ 6–11; Table 6). The Post-Archaean Australian Shale (PAAS)-normalization (Pourmand et al., 2012) reveals: (1) positive Eu-anomaly (Eu/Eu* = 1.15–150) in most of the O.-M. Fm samples and a sample of slightly metamorphosed dolomitic limestones from the Bobassa unit have a negative Eu-anomaly (Eu/Eu* = 0.75); (2) low (La/Yb)_N ratios (0.678–1.16) and a low degree of REE + Y fractionation and; (3) flat REE + Y patterns and low REE contents (Table 6; Fig. 4A and B).

The Y/Ho ratios are high and range between 26 and 36 suggesting an abundance of yttrium relative to holmium (Table 6). The correlation between Y/Ho and Ce/Ce* ratios are positive (Fig. 5).

4.3. Carbon and oxygen isotopes

The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic ratios vary between –0.89‰ and –0.37‰ with an average of –0.53‰ in the Ndimba unit (Table 4). The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic ratio values from the Bobassa unit range from –0.53‰ to –0.34‰ with an average of –0.42‰ (Table 4). The O.-M. Fm has $\delta^{13}\text{C}$ ratios

higher than those of the Shisto-Calcaire Group reported by Pr at et al. (2011) in Gabon and Pr at et al. (2018) in RC (Table 7). In the Democratic Republic of Congo (DRC), the Lukala Subgroup, equivalent to the Shisto-Calcaire Group, shows contrasting behavior as far as the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic ratios are concerned (Table 7) (Cailteux et al., 2015).

In the Ndimba unit, the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic ratios vary from –8.40‰ to –7.82‰, while in the Bobassa unit the ratios are slightly lower and vary from –9.31‰ to –8.03‰ (Table 4). These values are lower than those of the Shisto-Calcaire Group in Gabon and RC (Pr at et al., 2011, 2018) (Table 7).

5. Interpretation and discussion

5.1. Chemical and isotopic alterations

The REE + Y distribution shows a typical REE + Y depletion, which is similar to the early Proterozoic carbonates of the 1040–800 Ma Mbuji-Mayi Supergroup in DRC (Delpomdor et al., 2013). High PAAS-normalized REE + Y values indicate contamination by oxides, sulfides, phosphates or silicates, derived either from hydrothermal input or detrital particles (Lawrence et al., 2006; García et al., 2007; Delpomdor et al., 2013). The low PAAS-normalized REE + Y concentrations in the O.-M. Fm suggest a minor chemical contamination. Due to their relatively low mobility, REE are least affected by secondary processes like diagenesis and metamorphism (Asadi et al., 2013; Ahmad et al., 2014). The flatness of PAAS-normalized REE + Y patterns suggests a fresh-water impact during deposition of carbonates. The Y/Ho ratios indicate an abnormal increase in Y abundance due to a minor contamination of the carbonate phase by detrital material (Bolhar and Van Kranendonk, 2007).

The variations in major and trace elements have been used elsewhere to evaluate the diagenetic alteration of carbonate rocks (Price et al., 2000; Jenkyns et al., 2002; Grocke et al., 2003). High Sr contents, reflect an unaltered isotopic signature because during diagenetic alteration, Sr is expelled from carbonate crystal (Nagarajan et al., 2008, 2013). However, some authors (e.g., Jacobsen and Kaufman, 1999; Lietard and Pierre, 2009) have proposed a model on the basis of trace elements and stable isotopes, and have concluded that the carbonates with $\delta^{18}\text{O}$ values from –5 to –10‰ and Sr concentrations between 150 and 2500 ppm could preserve primary isotopic signatures. In our study, the $\delta^{18}\text{O}$ values (–9.31 to –7.82‰), and Sr concentrations (1010–2500 ppm) suggest that the primary isotopic signatures are preserved. This is further confirmed by the positive Ce-anomalies, which represent a primary signature (Morad and Felitsyn, 2001).

The average $\delta^{18}\text{O}$ values are compatible with the Proterozoic carbonates and the carbon isotopic signatures are well preserved in Proterozoic carbonates (e.g., Nédélec et al., 2007; Vieira et al., 2007; Pr at et al., 2011; Nagarajan et al., 2013). The low $\delta^{18}\text{O}$ values and the relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ strongly supports that the carbonates of the O.-M. Fm retained the primary isotopic signature of Neoproterozoic seawater in the Bobassa and Ndimba units (Fig. 6). No co-variation between the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values confirms any diagenetic alteration (Fig. 6). Both units show negative $\delta^{13}\text{C}$ values, which suggest a minimal metamorphic fingerprints or a weak dolomitization and the preponderance of initial carbon of organic origin like CH₄ (Doyemet, 2006).

5.2. Paleoenvironmental interpretation

The Bobassa unit recorded the late stage of the fluvial sedimentation by the deposition of slightly metamorphosed sandstones. The slump structures suggest unstable deposition in a possible tectonically active platform. The occurrence of conglomeratic beds within slightly metamorphosed limestones could be indicative of an active subsidence in the subbasin, which was affected by probable uplift along marginal faults. The lack of high-energy sedimentary structures indicates that the

Table 5
Trace element contents (ppm) of the Ombella-M'poko Formation carbonates.

	Bobassa unit				Ndimba unit			
	l.d.	BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
Ba	0.50	33.40	36.90	20.90	22.10	25.80	10.30	47.40
Co	1.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	3.00	1.00
Cr	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	20.00	10.00	10.00
Cs	0.01	0.34	0.24	0.25	0.26	0.11	0.21	0.18
Cu	1.00	5.00	4.00	4.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ga	0.10	1.20	1.00	0.90	0.90	0.50	1.00	0.40
Hf	0.20	0.40	0.30	0.30	0.20	0.20	0.30	0.20
Li	10.00	110.00	110.00	110.00	110.00	100.00	110.00	110.00
Mo	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	< l.d.	1.00
Nb	0.20	0.60	0.60	0.30	0.20	3.20	0.20	1.70
Ni	1.00	13.00	13.00	9.00	14.00	7.00	6.00	8.00
Pb	2.00	5.00	7.00	6.00	4.00	2.00	3.00	< l.d.
Rb	0.20	8.50	8.00	6.10	6.30	3.70	8.60	5.30
Sr	0.10	1915.00	1975.00	1800.00	2500.00	1010.00	1040.00	1155.00
Th	0.05	0.99	0.79	0.76	0.71	0.40	0.58	0.55
U	0.05	3.80	2.43	2.12	1.84	0.81	1.02	1.50
V	5.00	13.00	12.00	11.00	10.00	11.00	12.00	9.00
Y	0.50	3.60	3.40	2.60	3.40	1.80	2.60	2.00
Zn	2.00	4.00	2.00	4.00	3.00	2.00	< l.d.	< l.d.
Zr	2.00	11.00	11.00	8.00	8.00	4.00	9.00	7.00
Sc	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ag	0.01	0.70	0.80	0.70	1.10	0.60	0.50	< l.d.
Ni/Co	–	6.50	6.50	4.50	7.00	3.50	2.00	8.00
Th/U	–	0.26	0.33	0.36	0.39	0.49	0.57	0.37
U/Th	–	3.84	3.08	2.79	2.59	2.03	1.76	2.73
V/Cr	–	1.30	1.20	1.10	1.00	0.55	1.20	0.90

d.l.: detection limits.

Table 6
Rare-earth element contents (ppm) of the Ombella-M'poko Formation carbonates.

	Bobassa unit				Ndimba unit			
	l.d.	BOB 1	BOB 2	BOB 8	BOB 11	NDI 1	NDI 2	NDI 10
La	0.50	3.50	3.70	2.90	3.60	2.10	2.90	2.20
Ce	0.50	6.20	6.30	4.90	6.10	3.60	4.90	3.70
Pr	0.03	0.72	0.72	0.60	0.69	0.38	0.56	0.44
Nd	0.10	3.10	3.10	2.20	2.90	1.60	2.20	1.80
Sm	0.03	0.60	0.48	0.57	0.57	0.33	0.54	0.29
Eu	0.03	0.09	0.15	0.11	0.10	0.06	0.08	0.07
Gd	0.05	0.68	0.59	0.45	0.49	0.23	0.32	0.28
Tb	0.01	0.09	0.08	0.07	0.08	0.05	0.06	0.05
Dy	0.05	0.61	0.49	0.41	0.52	0.24	0.48	0.32
Ho	0.01	0.12	0.12	0.10	0.11	0.05	0.09	0.07
Er	0.03	0.35	0.23	0.25	0.34	0.18	0.27	0.17
Tm	0.01	0.07	0.05	0.03	0.04	0.01	0.05	0.02
Yb	0.03	0.27	0.23	0.24	0.21	0.13	0.24	0.19
Lu	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
ΣREE	–	16.43	16.27	12.85	15.76	8.97	12.70	9.61
LREE	–	14.21	14.45	11.28	13.96	8.07	11.18	8.50
HREE	–	2.22	1.82	1.57	1.80	0.90	1.52	1.11
LREE/HREE	–	6.40	7.94	7.18	7.76	8.97	7.36	7.66
Ce/Ce*	–	0.94	0.93	0.90	0.93	0.97	0.93	0.91
Eu/Eu*	–	0.75	1.50	1.15	1.00	1.16	1.02	1.30
(La/Yb) _N	–	0.88	1.09	0.82	1.16	1.09	0.82	0.78
Y/Ho	–	30.00	28.33	26.00	30.91	36.00	28.89	28.57

d.l.: detection limits.

$$Ce/Ce^* = (Ce_{sample}/Ce_{PAAS}) / (La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2}$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS}) / (Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2}$$

$$(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{PAAS}) / (Yb_{sample}/Yb_{PAAS})$$

Bobassa carbonate were deposited in a quiet shallow water environment that favored the development of microbial algal mats in lime muds as recorded in the cacimicrite and calcisparite matrix. This environment is periodically affected by a tidal-influenced rhythmic sedimentation, composed of clay and carbonate materials, which suggests continental material inputs. The rhythmites recorded the semi-lunar

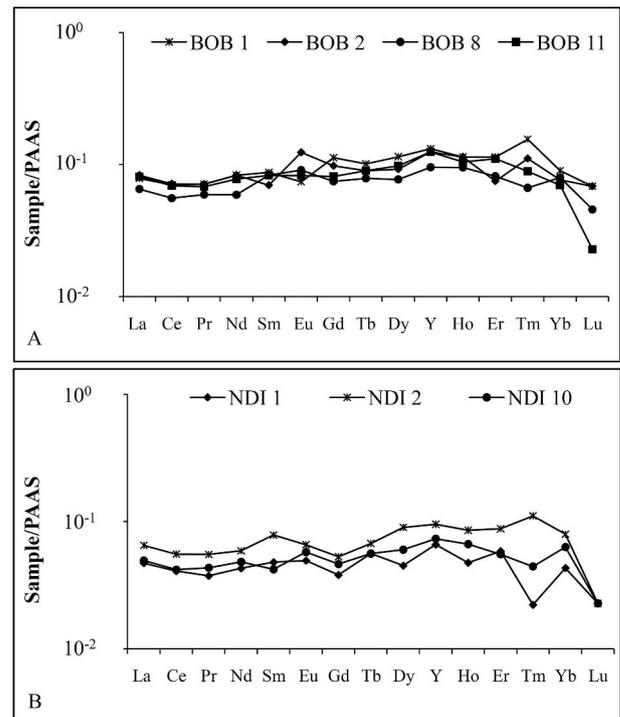


Fig. 4. PAAS-normalized REE + Y patterns (Pourmand et al., 2012) of the carbonate rocks from the Ombella-M'poko: A. slightly metamorphosed dolomitic limestones of Bobassa unit; B. slightly metamorphosed strongly dolomitic limestones and cipolin of Ndimba unit.

cyclic changes of tidal amplitudes in a subtidal-intertidal depositional environment (Alvarez, 1995). The settling out of clayey material indicates calm conditions. Laterally, the Bobassa unit evolved into proximal outer ramp with unrestricted access to the open sea (Alvarez, 1995).

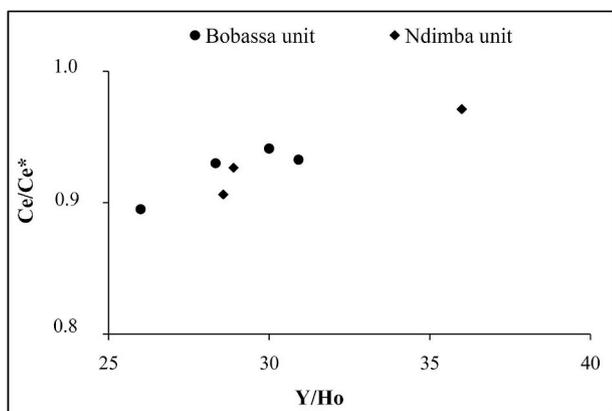


Fig. 5. Binary diagram of Y/Ho versus Ce/Ce*. See Table 5 for the Ce/Ce* formula.

The Ndimba unit was deposited in a tidal-influenced fluvio-lacustrine environment under dry conditions as respectively is shown by the seasonal rhythmites and ripple marks (Touansa, 2015). The richness in clay may correspond to the input of continental materials under possible seasonal humid conditions. On the margin of the subbasin, cyanobacterial micro-organisms developed under low energy. These micro-organisms burrowed the semi-lithified lime mud sediments, where cavities were found favoring their stabilization and their development (Nédélec et al., 2007).

Elemental ratios (e.g., U/Th, V/Cr and Ni/Co) are used as tool or indicators of paleoenvironmental redox conditions during deposition (Jones and Manning, 1994; Kamber et al., 2001; Armstrong-Altrin et al., 2015; Ndjigui et al., 2018). Low U/Th and V/Cr values characterize oxic environment, whilst high values point to anoxic redox conditions. Some authors (Jones and Manning, 1994; Kamber et al., 2001) suggest that Ni/Co ratios < 5 reflect oxic conditions, 5–7 dysoxic conditions, and > 7 suboxic to anoxic conditions. The Bobassa and Ndimba units record variable redox conditions from anoxic to oxic (Fig. 7; Table 5).

The very slight negative Ce-anomalies reveal reduced environment

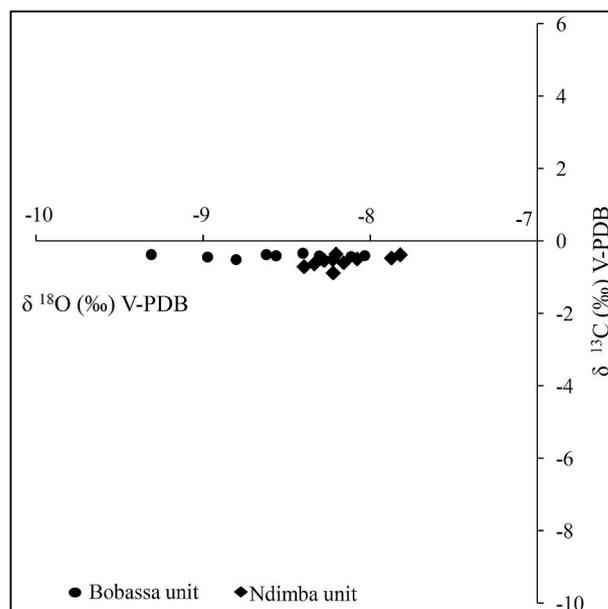


Fig. 6. Cross-plot of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ showing the paleoenvironmental disposition of carbonate deposits from the Ombella-M'poko Formation (Milliman, 1974; Veizer and Hoefs, 1976).

conditions. Cerium concentration reflects the oxygen levels, with oxidized Ce^{4+} facilitating solubilization and absorption onto particles (De Baar et al., 1991). PAAS-normalized REE + Y patterns show positive Eu-anomalies in several samples indicating reduced and acidic conditions (Lawrence et al., 2006; García et al., 2007).

The lowest $\delta^{18}\text{O}$ and highest $\delta^{13}\text{C}$ values suggest an uppermost water column (Edgar et al., 2015). Warm surface waters have relatively low $\delta^{18}\text{O}$ and high $\delta^{13}\text{C}$ values relative to deeper water column (García-Gallardo et al., 2017). The carbonates of Ndimba and Bobassa units have low $\delta^{18}\text{O}$ and high $\delta^{13}\text{C}$ values with few variations (Table 4). The correlation between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values indicates meteoritic

Table 7

Compilation of average C and O isotope values for the Schisto-Calcaire Group in: (a) Gabon (Préat et al., 2011); (b) Republic of Congo (Préat et al., 2018); (c) Democratic Republic of Congo (Frimmel et al., 2006; Delpomdor and Préat, 2013; Cailteux et al., 2015; Delpomdor et al., 2018); and (d) Carbonates of Ombella-M'poko Formation in Central African Republic (new data).

Schisto-Calcaire Group (Gabon, RC) and Lukala Subgroup (DRC)						Carbonates of the O.M. Fm					
SCII ^a			SCIa ^b			C3, C4 and C5 ^c			Bobassa and Ndimba units ^d		
Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Sample	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
223	-0.45	-4.28	cb94	-3.54	-6.06	C3a1	-3.40	-10.10	BOB 1	-0.40	-8.03
225A	-0.38	-4.38	Cb95	-3.54	-5.94	C3a1	-2.90	-9.90	BOB 2	-0.44	-8.11
232	-01.53	-1.89	cb96	-3.57	-5.85	C3a2	-2.70	-10.70	BOB 3	-0.34	-8.40
234	-1.80	-4.31	cb97	-3.50	-6.10	C3a2	-2.70	-10.20	BOB 4	-0.53	-8.30
235	-0.89	-3.85	cb98	-3.49	-6.15	C3a2	-2.50	-10.50	BOB 5	-0.38	-8.62
238	-3.29	-8.56	cb99	-3.14	-6.67	C3b1	-2.40	-10.30	BOB 6	-0.51	-8.80
245B	+4.45	-3.06	cb100	-2.91	-6.70	C3b1	-2.60	-9.60	BOB 7	-0.41	-8.56
310	-1.61	-5.59	cb101	-3.90	-6.06	C3b1	-2.30	-9.80	BOB 8	-0.44	-8.97
315	+6.27	-2.32	cb102	-3.04	-6.56	C3b1	-2.40	-10.10	BOB 10	-0.41	-8.31
316	+6.21	-2.15	cb103	-3.30	-5.93	C3b2	-2.30	-10.00	BOB 11	-0.38	-9.31
405	+1.79	+5.38	cb104	-3.39	-6.02	C3b2	-2.20	-9.90	NDI 1	-0.54	-8.28
407A	+1.19	-4.83	cb106	-3.06	-6.54	C3b2	-1.70	-10.20	NDI 2	-0.72	-8.40
407B	+2.28	-4.42	cb107	-3.45	-5.77	C3b2	-1.60	-10.10	NDI 3	-0.64	-8.33
433A	+1.89	-5.14	cb108	-3.15	-6.28	C4a1	-1.40	-5.90	NDI 4	-0.61	-8.16
727	-0.55	-5.30	cb109	-3.18	-6.36	C4a1	-1.40	-5.60	NDI 5	-0.48	-7.87
730	-0.90	-5.24	cb110	-3.73	-5.79	C4a1	-2.00	-7.60	NDI 6	-0.89	-8.22
			cb111	-3.62	-5.95	C4a1	-2.40	-7.80	NDI 7	-0.52	-8.22
			cb112	-3.75	-5.84	C4a1	-7.50	-6.30	NDI 8	-0.39	-7.82
			cb207	-3.34	-6.56	C5	+9.36	-7.05	NDI 9	-0.37	-8.21
			cb207'	-3.41	-6.72	C5	+5.20	-6.66	NDI 10	-0.50	-8.08
			cb208	-3.33	-6.30	C5	+8.05	-5.24			

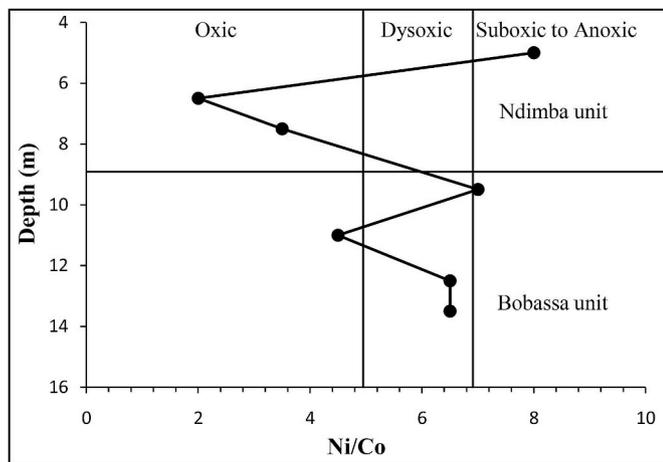


Fig. 7. Tentative correlation chart for Ni/Co identified as reliable index of depositional conditions (Jones and Manning, 1994; Kamber et al., 2001).

alteration and the stability of carbon isotope (Fig. 6). Most of the Proterozoic carbonates are characterized by ^{13}C enrichment suggesting the burial of large organic carbon proportions (Knoll and Walter, 1992).

5.3. Regional correlation

From this work, it is difficult to establish regional correlation due to the lack of geochronological data in CAR. However, stable isotopes have commonly been used for stratigraphic correlation of Neoproterozoic carbonate rocks in Central Africa (Frimmel et al., 2006; Delpomdor and Préat, 2013; Préat et al., 2011, 2018). In our study, the range of $\delta^{13}\text{C}$ values does not reflect alteration and thus provide a reliable tool for intrabasinal correlation. The age of the (U)Bangui carbonates is constrained by Pan-African deformation styles occurred between 640 and 565 Ma (Lasserre and Soba, 1979; Nzenti et al., 1988). However, the stratigraphic position of the Bobassa and Ndimba units is unclear in the Fatima Series of the (U)Bangui Basin. Alvarez (1995) proposed that the Fatima Series was subdivided, from the base to top, into: (1) the distal outer ramp Lesse limestones, (2) the proximal outer ramp Bobassa limestones, (3) middle ramp Mboma limestones, and (4) the lagoonal inner ramp Fatima-Lesse-Gallo-Mondoli limestones and dolostones. The Fatima Series has been considered as coeval to the Schisto-Calcaire Group in RC (Alvarez, 1996). The Bobassa unit shows similar $\delta^{13}\text{C}$ values around 0‰ than the Ndimba unit. Such values are identified in the middle to upper part of the Schisto-Calcaire Group in Gabon and RC (Préat et al., 2011, 2018) and the Lukala Subgroup in DRC (Frimmel et al., 2006; Delpomdor and Préat, 2013; Delpomdor et al., 2018). In the SCII of Gabon and RC, the $\delta^{13}\text{C}$ values vary respectively between -1.8 and $+6.3$ ‰ and -2.02 and $+0.17$ ‰ (Préat et al., 2011, 2018). Similar range of $\delta^{13}\text{C}$ values (-2.08 to $+0$ ‰) are measured in the C4 Formation in DRC (Delpomdor and Préat, 2013; Delpomdor et al., 2018).

Consequently, the Bobassa and Ndimba units are not stratigraphic coeval with the cap carbonates deposited after the Marinoan Glaciation. Post-Marinoan carbonates (580 Ma) have weakly positive values of $\delta^{13}\text{C}$ (Hoffmann et al., 2004). The $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values varying between -0.89 and -0.34 ‰ in the carbonates of the Ombella-M'poko Formation do not fall within this post-Marinoan age range ($\delta^{13}\text{C} \geq +10$; Ouabego, 2013). Alvarez (1995) interpreted the deposit of CAR as a series of ramps that prograded towards the intracratonic grabens situated around the rim of the Central African craton.

6. Conclusions

1. The carbonates of the Ombella-M'poko Formation are mainly composed of calcite, dolomites and quartz. The recrystallized calcite and

dolomite minerals indicate diagenesis and the facies characterize a quiet water environment. The carbonates of the O.-M. Fm are primary.

2. Major, trace and rare earth element distributions and their elemental ratios reveal minor contamination of the carbonate phase by detrital materials (continental materials), in acidic and oxic to anoxic redox paleoenvironment conditions.
3. The $\delta^{18}\text{O}$ values, Sr concentrations and positive Ce-anomalies reveal the preservation of primary isotopic signatures. The low $\delta^{18}\text{O}$ and high $\delta^{13}\text{C}$ values indicate warm surface water environment.
4. The average $\delta^{18}\text{O}$ values are compatible with Proterozoic carbonates. The range of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values does not reflect diagenetic alteration. The Bobassa and Ndimba units are not stratigraphic coeval with the cap carbonates deposited after the Marinoan Glaciation.

Acknowledgements

We thank Campus-France for providing the funds for isotopic analyses. We sincerely thank Professor Joachimski Michael of Erlangen (Germany) who carried out isotopic analyses. The authors equally extend their gratitude to Professors Jean Paul Nzenti (University of Yaoundé I) and Pierre Sans-Jofre (University of Western Brittany), and Dr Tessontap Teutsong for the constructive advice during the drafting of this manuscript. Thanks are also due to Professor Njilah Isaac Konfor for carefully improving the English style. The Editor (Mohamed G. Abdelsalam) and two anonymous reviewers are gratefully acknowledged for improving so much on the final version of this manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this chapter can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.05.014>.

References

- Ahmad, A.H.M., Noufal, K.N., Masroor, A.M., Tavheed, K., 2014. Petrography and geochemistry of Jumara Dome sediments, Kachhh Bas: implications for provenance, tectonic setting and weathering intensity. *Chin. J. Geochem.* 33, 009–023.
- Alvarez, P., 1992. Répartition de la sédimentation dans le golfe Prot erozoique supérieur du Schisto-calcaire au Congo et au Gabon. Implications en Afrique centrale. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 96, 281–297.
- Alvarez, P., 1995. Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern of the central African craton: relations with Late Neoproterozoic intracratonic troughs. *Geol. Rundsch.* 84, 636–648.
- Alvarez, P., 1996. Un segment proximal de rampe carbonatée d'age prot erozoique supérieur au Nord du craton d'Afrique centrale (sud-est de la République Centrafricaine). *J. Afr. Earth Sci.* 23, 263–266.
- Alvarez, P., 2000. La transition Précambrien-Cambrien en Afrique centrale. Approche intégrée: paléo-environnements et données paléontologiques. Habilitation   Diriger des Recherches (HDR). Univ. Poitiers (France), Fac. Sci. Fonda. et Appli. 333.
- Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Ruiz-Fernandez, A.C., 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Cont. Shelf Res.* 95, 15–26.
- Asadi, S., Moore, F., Keshavarzi, B., 2013. The nature and provenance of Golestan loess deposits in Northeast Iran. *Geol. J.* 48, 646–660.
- Bolhar, R., Van Kranendonk, M.J., 2007. A non-marine depositional setting for the northern Fortescue group, Pilbara craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Precambrian Res.* 155, 229–250.
- Cailteux, J.L.H., Delpomdor, F.R.A., Ngoie Ndobani, J.-P., 2015. The Neoproterozoic West-Congo "Schisto-Calcaire" sedimentary succession from the Bas-Congo region (Democratic Republic of the Congo) in the frame of regional tentative correlations. *Geol. Belg.* 18, 126–146.
- Chilingar, G.V., 1960. Notes on classification of carbonate rocks on basis of chemical composition. *J. Sediment. Petrol.* 30, 157–158.
- Cornacchia, M., Georgi, L., 1986. Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République Centrafricaine. *Ann. Mus. Roy. Afr. Centrale, Sc. Géol.* 51.
- Cornacchia, M., Giorgi, L., 1989. Discordances majeures et magmatisme des séries précambriennes de la région de Bogou. (Centre Ouest de la République centrafricaine). *J. Afr. Earth Sci.* 9, 221–226.
- Cornacchia, M., Giorgi, L., Caruba, C., Vivier, G., 1989. Existence d'une zone de suture sur la marge Nord du craton congolais. *C.R. Acad. Sci., Paris. Ser. 308 (II)*, 107–110.
- De Baar, H.J.W., Schijf, J., Byme, R.H., 1991. Solution chemistry of the rare earth

- elements in seawater. *Eur. J. Solid State Inorg. Chem.* 28, 357–373.
- Delpomdor, F., Blanpied, C., Virgone, A., Pr at, A., 2013. Paleoenvironments in Mesoproterozoic carbonates of the Mbuji-Mayi Supergroup (Democratic Republic of Congo)-Microfacies analysis combined with C-O-Sr isotopes, major-trace elements and REE + Y distributions. *J. Afr. Earth Sci.* 88, 72–100.
- Delpomdor, F., Pr at, A., 2013. Early and late Neoproterozoic C, O and Sr isotope chemostratigraphy in the carbonates of West Congo and Mbuji-Mayi supergroups: a preserved marine signature? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 389, 35–47.
- Delpomdor, F., Van Vliet, N., Devleeschouwer, X., Tack, L., Pr at, A., 2018. Evolution and estimated age of the C5 Lukala carbonate-evaporite ramp complex in the lower Congo region (democratic republic of Congo): new perspectives in central Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 261–277.
- Doyemet, A., 2006. Le système aquifère de la région de Bangui (RCA) Conséquences des caractéristiques géologiques du socle sur la dynamique, les modalités de recharge et la qualité des eaux souterraines. Thèse de Doctorat-Environ. Univ. Sci. Techno. Lille I. 212.
- Edgar, K.M., Anagnostou, E., Pearson, P.N., Foster, G.L., 2015. Assessing the impact of diagenesis on $\delta^{11}\text{B}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Sr/Ca and B/Ca values in fossil planktic foraminiferal calcite. *Geochem. Cosmochim. Acta* 166, 189–209.
- Frimmel, H.E., Tack, L., Basei, M.S., Nutman, A.P., Boven, A., 2006. Provenance and chemostratigraphy of the neoproterozoic west congoian group in the democratic republic of Congo. *J. Afr. Earth Sci.* 46, 221–239.
- García-Gallardo,  ., Grunert, P., Voelker, A.H.L., Mendes, I., Piller, W.E., 2017. Re-evaluation of the “elevated epifauna” as indicator of Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz using stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). *Glob. Planet. Chang.* 155, 78–97.
- García, M.G., Lecomte, K.L., Pasquini, A.I., Formica, S.M., Depetris, P.J., 2007. Sources of dissolved REE in mountainous streams draining granitic rocks, Sierras Pampeanas (Córdoba, Argentina). *Geochem. Cosmochim. Acta* 71, 5355–5368.
- Grocke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E., 2003. Isotopic evidence for late jurassic-early cretaceous climate change. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 202 (1–2), 97–118.
- Heltz, G.-R., Holland, H.D., 1965. The solubility and geologic occurrence of stromantionite. *Geochem. Cosmochim. Acta* 29, 1303–1315.
- Hoffmann, K.-H., Condon, D.J., Bowring, S.A., Crowley, J.L., 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Elatina glaciations. *Geology* 32, 817–820.
- Jacobsen, S.B., Kaufman, A.J., 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.* 161 (1–3), 37–57.
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Grocke, D.R., Hesselbo, S.P., Parkinson, D.N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for paleoceanography. *J. Geol. Soc. London* 159 (4), 351–378.
- Jones, B., Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indexes used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111 (1–4), 111–129.
- Kamber, B.-S., Moorbath, S., Whitehouse, M.-J., 2001. The oldest rocks on Earth: time constraints and geological controversies. *J. Geol. Soc. London, Special Publ.* 190 (1), 177–203.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., 1992. Latest proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature* 356, 673–678.
- Lasserre, M., Soba, D., 1979. Migmatization d’ ge Pan-Africain au sein des formations camerounaises appartenant à la zone mobile de l’Afrique Centrale. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* 2, 64–68.
- Lavreau, J., 1982. The archaean and lower proterozoic of Central Africa. *Brazil Geociancas* 12, 187–192.
- Lavreau, J., Poidevin, J.L., Ledent, D., Li geois, J.-P., Weiss, D., 1990. Contribution to the geochronology of the basement of the Central African Republic. *J. Afr. Earth Sci.* 11, 69–82.
- Lawrence, M.G., Greig, A., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2006. Rare earth element and yttrium variability in south east Queensland waterways. *Aquat. Geochem.* 12, 39–72.
- Lietard, C., Pierre, C., 2009. Isotopic signatures ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) of bivalve shells from cold seeps and hydrothermal vents. *Geobios* 42, 209–219.
- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates. Springer-Verlag Berlin, pp. 375.
- Moloto, A.K.G.R., 2002. Evolution g eotectonique pal eoproterozo ique   néoproterozoïque de la couverture du craton archéen aux confins du Congo, du Cameroun et de la Centrafrique. Thèse de Doctorat Univ. Orléans, pp. 264.
- Morad, S., Felitsyn, S., 2001. Identification of primary Ce-anomaly signatures in fossil biogenic apatite: implication for the Cambrian oceanic anoxia and phosphogenesis. *Sediment. Geol.* 143 (3), 259–264.
- Nagarajan, R., Armstrong-Altrin, J.S., Sial, A.N., Nagendra, R., Ellam, R.M., 2013. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of the proterozoic carbonate rocks, Bhima basin, south India: implication for diagenesis. *Carpath. J. Earth Env.* 8 (2), 25–38.
- Nagarajan, R., Sial, A.N., Armstrong-Altrin, J.S., Madhavaraju, J., Nagendra, R., 2008. Carbon and oxygen isotope geochemistry of neoproterozoic limestones of the shahabad formation, bhima basin, Karnataka, southern India. *Rev.* 25 (2), 225–235.
- Ndjigui, P.-D., Onana, V.L., Sababa, E., Bayiga, E.C., 2018. Mineralogy and geochemistry of the Lokoundje alluvial clays from the Kribi deposits, Cameroonian Atlantic coast: implications for their origin and depositional environment. *J. Afr. Earth Sci.* 143, 102–117.
- Nédélec, A., Affaton, P., France-Lanord, C., Charriere, A., Alvaro, J.J., 2007. Sedimentology and chemostratigraphy of the Bwipe Neoproterozoic cap dolostones (Ghana, Volta Basin): a record of microbial activity in a peritidal environment. *C.R. Geosci.* 339, 223–239.
- Nzenti, J.-P., Barbey, P., Macaudi ere, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late precambrian high-grade yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.* 38, 91–109.
- Ouabego, K.M., 2013. Contribution à l’étude de la chaîne panafricaine des oubanguides en République Centrafricaine. Thèse de doctorat. Univ. Aix-Marseille, pp. 205.
- Pin, C., Poidevin, J.L., 1987. U-Pb Zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic: a new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Res.* 36, 303–312.
- Poidevin, J.L., 1976. Le Protérozoïque Supérieur en RCA. *Mus. Roy. Afr. Cent. Tervuren. Annales* 8, Sci. Géol. 91, 75.
- Poidevin, J.L., 1996. Un segment proximal de rampe carbonatée d’âge Protérozoïque supérieur au Nord du craton d’Afrique Centrale (Sud-Est de la République Centrafricaine). *J. Afr. Earth Sci.* 23, 257–262.
- Poidevin, J.L., 2007. Stratigraphie isotopique du strontium et datation des formations carbonat es et glaciog eniques néoproterozoïques du Nord et de l’Ouest du craton du Congo. *C.R. G osci.* 339, 259–273.
- Poidevin, J.-L., Dostal, J., Dupuy, C., 1981. Archean greenstone belt from the Central African Republic (equatorial Africa). *Precambrian Res.* 16, 157–170.
- Poidevin, J.L., Pin, C., 1986. 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology of the Proterozoic of central Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 581–587.
- Pourmand, A., Dauphas, N., Ireland, T.J., 2012. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: revising Cl-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chem. Geol.* 291, 38–54.
- Pr at, A., Prian, J.P., Thi blemont, D., Obame, M.R., Delpomdor, F., 2011. Stable isotopes of oxygen and carbon compositions in the Neoproterozoic of South Gabon (Schisto-Calcaire Subgroup, Nyanga Basin): are cap carbonates and lithoherms recording a particular destabilization event after the Marinoan glaciation? *J. Afr. Earth Sci.* 60, 273–287.
- Pr at, A., Delpomdor, F., Ackouala Mfere, A.P., Callec, Y., 2018. Paleoenvironments, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ signatures in the neoproterozoic carbonates of the comba basin, republic of Congo: implications for regional correlations and marinoan event. *J. Afr. Earth Sci.* 137, 69–90.
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M., Mutterlose, J., 2000. Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian-mid-Hauterivian). *J. Geol. Soc. London* 157 (2), 335–343.
- Rolin, P., 1998. Nouvelles données tectoniques sur le Précambrien en Centrafrique, implication géodynamique. Ed. collect. G ocam. I. Presse Univ. Yd e I 240-224.
- Shields, G.A., Deynoux, M., Strauss, H., Paquet, H., Nahon, D., 2007. Barite-bearing cap dolostones of the Taouedeni basin, northwest Africa: sedimentary and isotope evidence for methane seepage after a Neoproterozoic glaciation. *Precambrian Res.* 153, 209–235.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, pp. 312.
- Touansa, R., 2015. Stratigraphie, sédimentation et pal oenvironnement de la série jurassique du Dj. Kasserou (Monts de Batna). M m. Magister 131 Univ. Hadji Lakhdar-Banta.
- Veizer, J., Hoefs, J., 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochem. Cosmochim. Acta* 40, 1387–1395.
- Vieira, L.C., Trindade, R.I.F., Nogueira, A.C.R., Ader, M., 2007. Identification of a sturtian cap carbonate in the neoproterozoic sete lagos carbonate platform, bambui group. Brazil. *C.R. Geosci.* 339, 240–258.
- Wachter, E.A., Hayes, J.M., 1985. Exchange of oxygen isotopes in carbon dioxide-phosphoric acid systems. *Chem. Geol.* 52, 365–374.