

Trois types de cycles eustatiques du shelf margin system tract du camp JVL dans le Sous-Groupe Schisto-Calcaire (Province du Kongo Central, R.D. Congo)

[Three types of eustatic cycles of the shelf margin system tract of the JVL camp in the Schisto-Limestone Sub-Group (Kongo Central Province, R.D. Congo)]

C. M. E. Cibambula, M. J. A. Makutu, and L. O. Tuema

Université de Kinshasa, Faculté des Sciences, Département des Géosciences, Géologie, Post office Box 190, Kinshasa XI, RD Congo

Copyright © 2021 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

ABSTRACT: Between two stromatolitic reefs of *Collenia* (LLH) and *Cryptozoon* (SH) of the JVL encampment outcrop alternate brecciated, bedded and massive limestones beds belonging to Schisto-calcaire Subgroup. And as the bathymetry fluctuates from supratidal flat to intertidal in the biostromes, the depositional systems of brecciated, bedded and massive limestones regularly change from lagoon to tidal flat. By the presence of the evaporite, of the re-worked elements and of the erosional figures formed by the tidal chenal, the JVL encampment outcrop constitutes a shelf margin system tract deposited after a moderate sea level fall on the continental plateau overlain of brackish water and isolated of clastic material supply under a desertic climate within the later Ediacaran period. This regression, caused by a local epirogenic movement, is enameled of numerous minor sedimentary cycles.

KEYWORDS: Schisto-calcaire, *Collenia*, *Cryptozoon*, eustatic cycle, lagon, tidal flat, tidal chenal, regression, shelf margin system tract, sedimentary cycle.

RESUME: Entre deux récifs stromatolitiques à *Collenia* (LLH) et *Cryptozoon* (SH) de l’affleurement du camp JVL alternent des bancs de calcaires bréchiqes, lités et massifs appartenant au Sous-groupe Schisto-Calcaire. Tout comme la bathymétrie oscille du flat supratidal à intertidal dans les biostromes, les milieux de dépôt de calcaires bréchiqes, lités et massifs changent régulièrement du lagon restreint au flat intertidal. Par la présence des évaporites, des éléments remaniés et des figures érosionelles formées par des chenaux tidaux, l’affleurement du camp JVL constitue un shelf margin system tract déposé après une chute modérée du niveau marin sur un plateau continental recouvert d’eaux saumâtres et isolé d’apport clastiques sous un climat désertique vers la fin de l’Ediacarien. Cette régression, causée par un mouvement épirogénique local, est jonchée de plusieurs cycles sédimentaires mineurs.

MOTS-CLEFS: Schisto-calcaire, *Collenia*, *Cryptozoon*, cycle eustatique, lagon, flat intertidal, chenal intertidal, régression, shelf margin system tract, cycle sédimentaire.

1 INTRODUCTION

Situé à 14°49' et 14°54' de longitude Est; et entre 5°16' et 5° 19' de latitude, le camp JVL se trouve dans la plaine schisto-calcaire au Sud-Est de la ville de Mbanza-Ngungu. Cette plaine est un compartiment affaissé de la faille à l'origine du plateau étroit de Mbanza-Ngungu de direction NE-SO (Fig.1a).

Dans la province du Kongo Central, le Sous-groupe Schisto-Calcaire du Groupe Ouest Congolien (Tableau 1) sus-jacent sur le craton du Congo (Fig.1b) affleure de Nkamuna à Kikulukuta. Son extension le situe à la fois dans les fossés de Mayumbe North-Mayumbe South et de la Basse-Sangha respectivement orientés NNO-SSE et NE-SO (Fig. 1c) (Tack et al. 2001; Cibambula, 2016). Dans ces fossés, on note également une décroissance de la déformation de l'Ouest à l'Est concomitamment avec le passage des roches métamorphiques syncinématiques à des roches sédimentaires.

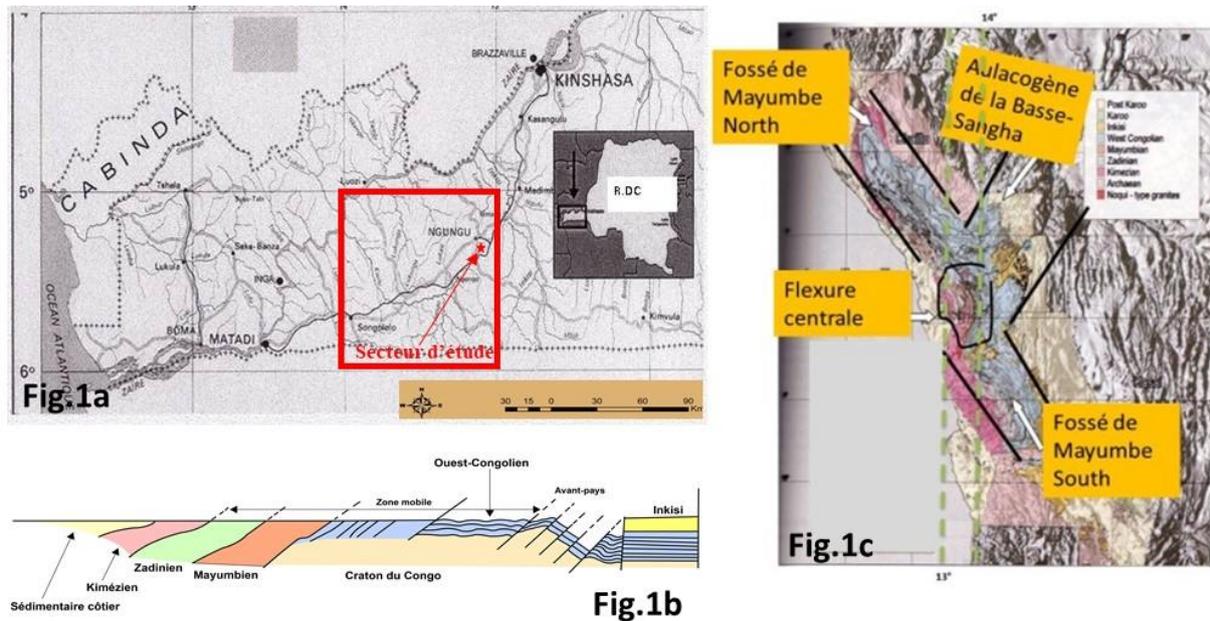


Fig. 1. a. Situation de la province du Kongo Central à l'Ouest de la R.D.Congo (IGCO). b. Coupe schématique de la chaîne West Congo (Cibambula, 2016). c. Subdivision tectonique simulée de la chaîne West Congo en un triple fossé tectonique: fossé de Mayumbe-North (M-N), fossé de Mayumbe-South (M-S), fossé de la Basse-Sangha (B-S); la jonction se fait dans le segment central (SC) (Tack et al., 2001; Cibambula, 2016)

A propos de l'évolution paléogéographique de la Formation de la Diamictite supérieure au Sous-groupe Schisto-Calcaire, la revue bibliographique relève plusieurs hypothèses contradictoires sur les fluctuations eustatiques présentées dans le tableau 2.

Le dépôt du Schisto-Calcaire, de l'Ediacarien à l'Infracambrien, soit pendant au moins 100 Ma (Cibambula, 2016), correspond à la durée moyenne d'un cycle tectono-eustatique de second ordre sans nul doute émaillé des distorsions d'ordres mineurs (Vail et al., 1977, Haq et al., 1988).

Dans le présent article, le problème principal consiste à prouver que les multiples variations de sous-environnements de dépôt dans le Schisto-Calcaire correspondent à l'un ou l'autre de ces ordres mineurs de fluctuations eustatiques, trait permanent de l'histoire géologique (Walter, 1924).

Comme en paléogéographie, il est possible à partir d'une seule coupe verticale de reconstituer l'histoire du bassin au cours d'un cycle sédimentaire (Boulin, 1977), le lever de 8 roches du camp JVL a ainsi aidé à illustrer la variation de la taille et de la nature des grains ainsi que des textures qui traduisent au mieux les fluctuations eustatiques dans la plate-forme carbonatée (Dunham, 1962; Embry and Klovan, 1971; Sarg, 1988). Pour chacun des échantillons testés à l'acide HCl dilué à 10%, l'acquisition de ces données, illustrées par des photos, s'est faite par la description pétrographique sur le terrain, améliorée en section polie et complétée par des observations au microscope polarisant de marque Leitz-Wetzalor sous le grossissement de 32. Pour la restitution paléoenvironnementale, nous avons mis à contribution le principe de l'uniformitarisme (Boulin, 1977) et les séquences de dépôt telles que définies par Vail et al. (1977) et Haq et al. (1988).

Tableau 1. Subdivisions lithostratigraphiques du Groupe Ouest-Congolien (Cahen, 1978; Tack et al., 2001; Cibambula, 2013)

Sous-groupes/Formations		Couches et Membres	
Fm de la Haute-Mpioka	Sous-groupe de la Mpioka	Quartzites, shales, grès	
Fm de la Basse-Mpioka		Siltites, grès, shales, quartzites	
Fm du conglomérat de Bangu-Niari		Brèches, grès, shales	
Formation de Ngandu CIV	Sous-groupe Schisto-calcaire	Calcaires, shales et grès	
Formation de Bangu CIII		C5b : calcaires, dolomies, oolithes et pseudo-oolithes de Kisantu	
		C5a : calcaires dolomitiques	
Formation de Lukunga CII		C4c : shales et calcaires dolomitiques	
		C4b : calcaires et dolomies	
Formation de Kwilu CI		C4a : shales et calcaires	
		C3 : Calcaires de la Luanza	C3b : calcaires et shales intercalés
			C3a : calcaires et shales calcaireux
		C2 : Calcaires de Bulu	
		C1 : Dolomies roses et grises	
Formation de la Diamictite Supérieure (Marinoen)	DSII : 2 ^{ème} épisode glaciaire suivi de la période post-glaciaire	DS4 : Grès conglomératique	
		DS3 : Paraconglomérat:	
	DSI : 1 ^{er} épisode glaciaire suivi de la période inter-glaciaire AB	DS2 : Grès conglomératique	
		DS1 : Paraconglomérat	
Sous-groupe du Haut-Shiloango (Cryogénien)	Calcaire de Sekelolo		
	Grès de la Petite-Bembezi		
Formation de la Diamictite Inférieure (Sturtien)	Paraconglomérat avec basaltes interstratifiés		
Sous-groupe de la Sansikwa	Quartzites, quartzites à talc et argilites.		

Tableau 2. Différentes hypothèses sur les fluctuations eustatiques de la Diamictite supérieure au Sous-groupe Schisto-Calcaire

Unités lithostratigraphiques	Transgression/auteurs	Regression/auteurs
Formation de la Ngandu CIV	-	Cahen(1950), Schermerhon(1959), Alvares et Maurin(1990)
Formation de Bangu CIII	-	Cahen(1950), Schermerhon(1959), Alvares et Maurin(1990)
Formation de Lukunga CII	Cahen(1950), Cosson(1955)	Alvares et Maurin(1990)
Formation de Kwilu CI		Cahen(1950) et Schermerhon(1959)
	Cahen(1950), Schermerhon(1959), Alvares et Maurin(1990)	
Formation de la Diamictite supérieure	Schermerhon(1959)	Alvares et Maurin(1990)

2 LITHOSTRATIGRAPHIE DU CAMP JVL

Sur le flanc Ouest de la colline du camp JVL, nous avons décrit de bas en haut huit lithofaciès des roches carbonatées ci-après (Photo 1):



Photo 2. Lithostratigraphie de l'affleurement du camp JVL

a) Lithofaciès stromatolithique, deux bancs présentent ce type des concrétions carbonatées:

- À la base, un banc laminé de calcaire à grains très fins de couleur grise (échantillon K1); cette lamination se traduit par l'alternance des lamines gris clair et gris sombre qui sont tantôt planes, tantôt onduleuses. L'empilement de ces ondulations alternativement et latéralement concaves et convexes donne lieu à des piliers stratiformes à microdômes rattachés ou espacés les uns des autres par des laminations planes. La ramification apparente de ces piliers suite à la discontinuité ou la continuité verticale, latérale et oblique de la matrice calcaire de teinte grisâtre est à la base de la constance ou la variation des rayons dans des piliers colonnaires. Ces rayons deviennent de plus en plus grands et de plus en plus petits respectivement de la base vers le sommet et du sommet vers la base. Les rayons constants donnent lieu à des piliers cylindriques droits ou légèrement inclinés (Photo 2a). Les rayons variables engendrent des piliers en tourbillon (Hofmann, 1969; Photo 3). Ces piliers alternent parfois avec des laminations planes ou donnent parfois des structures complexes à bifurcation soit anastomosée soit latérale (Photo 2b-2c) ou des structures complexes cylindrique-colonnaire (Grey, 1989 In Hofmann, 1969; Photo 4). Vers le haut, Ces laminations, parfois bréchifiées, s'emboîtent autour de la matrice calcaire globuleuse. Selon la classification de Logan et al., (1964) complétée par Aitken (1967) et Kendall et Skipwith (1968), le mode de groupement des hémisphéroïdes et leurs relations latérales

permettent de reconnaître dans ce récif de bas en haut l'agencement vertical des formes *Cryptozoon* - *Gymnosolem* (S.H.) et *Collenia* (L.L.H.) ci-après: stacked hemispheroids with variable basal radius (SH-V), spaced lateral linkage of hemispheroids (LLH-S), stacked hemispheroids with constant basal radius (SH-C), spaced lateral linkage of hemispheroids (LLH-S), stacked hemispheroids with constant basal radius (SH-C), spaced lateral linkage of hemispheroids (LLH-S). Au microscope, la roche présente une structure en feuillets; il s'agit d'une alternance des couches à matrice micritique renfermant des agrégats sparitiques de forme quelconque avec des couches à microsparite. Ces doublets traduisent une lamination planaire qui évolue en une lamination onduleuse avec des couches discontinues et repliées à micrite (Photo 5) intercalées parmi les couches à microsparite. L'imbrication des agrégats sparitiques confère aux lits une structure en fenestreae horizontales (Photo 6). Localement, on observe une alternance des couches à matrice micritique renfermant des amas allongés de microsparite et de l'hématite en granules ou en filaments dispersés ou parfois alignés avec des couches à limite basale nette et sommitale onduleuse à ciment microsparitique renfermant des rares péloïdes à contour flou (Photo 7). Entre ces dernières, s'intercalent des couches sombres à matrice micritique englobant essentiellement des granules et des filaments d'hématite. Il s'agit de l'alternance des lits de microsparite de type mudstone avec des lits d'intrapelmicrite de type wackestone.

- Au sommet, des bancs lités de calcaire à grains très fins de teinte grisâtre et épais de 10 à 20 cm (K7); ces bancs convexes avec des rayons de plus en plus grands vers le haut se concrétionnent autour d'un noyau calcaire de même nature formant ainsi des piliers hémisphériques latéralement rattachés ou parfois séparés par une matrice calcaire à grains très fins de teinte gris mauve (Hofmann, 1969; Photo 8). Le litage se traduit par l'alternance des lits gris blanchâtre avec des lits gris clair; on y observe localement des petites cavités. Selon la classification de Logan et al. (1964), ce récif n'est constitué que de la forme closed lateral linkage of hemispheroids (LLH-C). Au microscope, la roche présente une structure en feuillets; il s'agit des couches à ciment microsparitique englobant des baguettes de sparite qui s'alternent avec des couches à matière organique (Photo 9). Cette alternance illustre un doublet couche claire - couche sombre qui traduit une lamination. La roche renferme également des amas nuageux informes d'oxydes de fer. Il s'agit d'une biolithite;



Photo 2a: piliers cylindriques; 2b-c: structures complexes à bifurcation soit anastomosée soit latérale; Photo 3: piliers en tourbillon; Photo 4: structures complexes à piliers cylindrique-columnaire; Photo 5: laminations discontinues et repliées; Photo 6: structure en fenestreae horizontales; Photo 7: granules et filaments d'hématite; Photo 8: bancs convexes autour d'un noyau calcaire de même nature; Photo 9: alternance des couches à ciment microsparitique englobant des baguettes de sparite avec des couches de matière organique

b) Lithofaciès de calcaire massif représenté par les roches suivantes:

- Une succession de deux bancs discontinus épais de 10 à 18 cm de calcaire à grains très fins de teinte gris clair (échantillon K2); la limite entre ces bancs est une surface stylolithique stratiforme; la double amplitude de cette surface à pics tantôt ondulés, tantôt anguleux justifie la variation des épaisseurs de ces bancs; au sommet, on observe des remplissages des creux séparés par des rides plates et parfois aigues (Photo 10). Au microscope, la roche présente un litage planaire (Photo 11) qui se traduit par la présence ou l'absence des petits amas légèrement allongés de matière organique dans des lits à ciment microsparitique. Il s'agit d'une microsparite de type mudstone;
- Des intercalations régulières des bancs de calcaire à grains très fins de teinte gris clair renfermant des nodules calcaires à grains très fins de teinte gris mauve (échantillon k5a); les limites sont tantôt nettes, tantôt marquées par des creux remplis ou non de clastes de calcaire gris clair (Photo 12); l'épaisseur varie de 3,5 à 12 cm. Au microscope, la roche est essentiellement constituée du ciment microsparitique (Photo 13). Il s'agit d'une microsparite de type mudstone;

c) Lithofaciès de calcaire lité en deux bancs:

- Un banc à litage lenticulaire et planaire (Photo 14) de calcaire à grains très fins de couleur grise (échantillon K4); le litage se remarque par l'alternance des lits gris clair épais de 1 à 1,2 cm avec des lits gris sombre épais de 1 à 5 mm; ces derniers sont parfois lenticulaires. Les limites des bancs sont parfois des surfaces stylolithiques stratiformes à pics onduleux. L'épaisseur des bancs va de 6 à 11 cm; l'épaisseur totale est de 50 cm. Au microscope, la roche présente l'intercalation d'une lentille de micrite dans la microsparite (Photo 15). Il s'agit d'une microsparite de type mudstone.
- Un banc de calcaire à grains très fins et à litage planaire (Photo 16) souligné par des lits blanchâtres épais de 0,7 à 3,5 cm qui s'alternent avec des lits gris mauve épais d'environ 2,5 cm (échantillon K6); ces lits sont parsemés ou non des taches de couleur violette; les limites des bancs sont nettes. L'épaisseur du banc est de 16 cm. Au microscope, la roche présente une matrice micritique englobant des cristaux de microsparite, des amas allongés de sparite (Photo 17) et des amas nuageux allongés et informes d'oxydes de fer. Il s'agit d'une intramicrite de type wackestone.

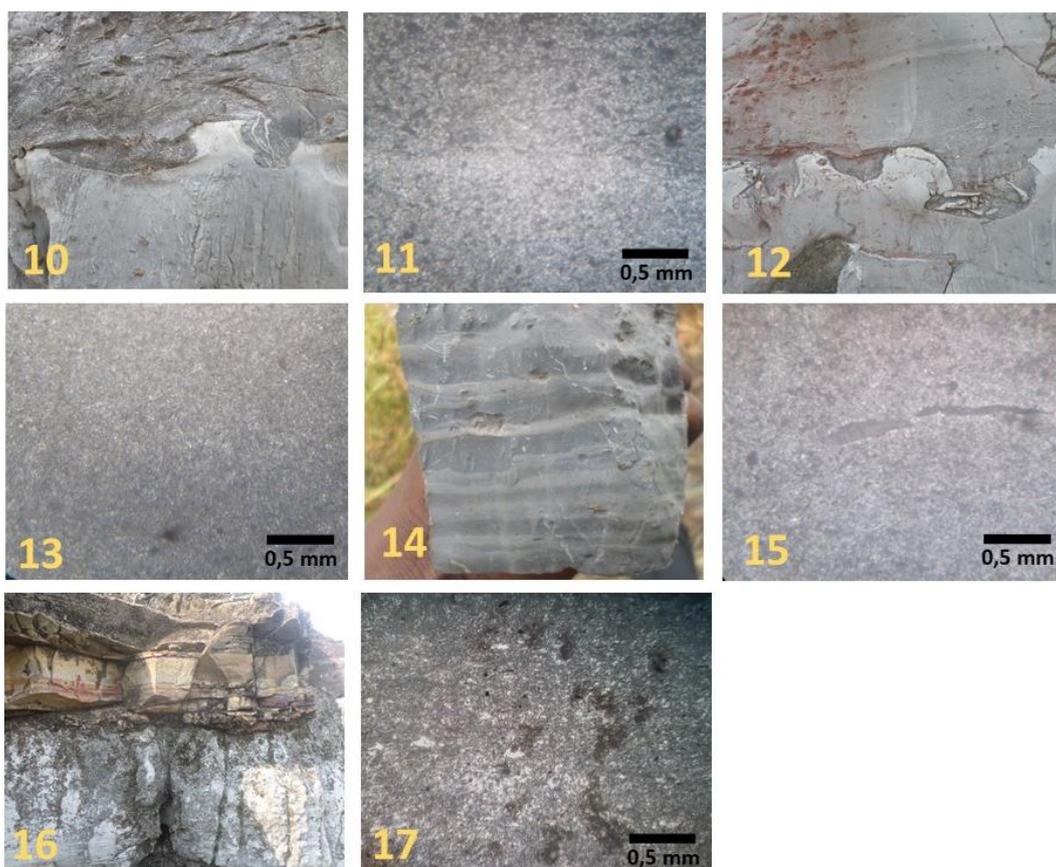


Photo 10: creux remplis des clastes calcaires; **Photo 11:** litage planaire du à la présence ou l'absence des petits amas de matière organique dans des lits microsparitiques; **Photo 12:** limites des bans tantôt nettes, tantôt marquées par des creux; **Photo 13:** ciment microsparitique; **Photo 14:** litage planaire; **Photo 15:** intercalation d'une lentille de micrite dans la microsparite; **Photo 16:** litage planaire souligné par des lits blanchâtres et des lits gris mauve; **Photo 17:** matrice micritique englobant des cristaux de microsparite, des amas allongés de sparite et des amas nuageux allongés et informes d'oxydes de fer.

d) Lithofaciès de calcaire bréchiqque représenté par deux bancs:

- Un banc à clastes calcaires imbriqués, longs de 1 à 5,5 cm de teinte gris blanchâtre (Photo 18), englobés dans une matrice calcaire à grains très fins de teinte gris sombre (échantillon K3); à la base, sa limite est marquée par des remplissages de cavités et chenaux séparés par des rides plates ou aiguës. Localement, ces chenaux sont évasés et parois abruptes (Photo 19-20); au sommet, il s'agit d'une surface stylolithique stratiforme à pics onduleux; l'épaisseur du banc est de 14 cm. Au microscope, la roche présente un ciment microsparitique englobant des amas automorphes de sparite et des fragments micritiques subarrondis et allongés de diverses tailles (Photo 21). Ces fragments micritiques sont parfois constitués des péloïdes micritiques (Photo 22). Il s'agit d'une intrapelmicrosparite de type floatstone;
- Des bancs à clastes calcaires (Photo 23), longs de 1 mm à 3 cm de teinte gris sombre, englobés dans une matrice calcaire à grains très fins de teinte gris clair (échantillon k5b); l'imbrication des clastes confère à la roche un litage lenticulaire; les limites des bancs nettes deviennent parfois onduleuses. L'épaisseur varie de 2,5 à 5 cm. Au microscope, la roche présente un ciment microsparitique englobant des péloïdes microsparitiques sphériques et ovoïdes bordés de matière organique (Photo 24) et des baguettes micritiques (Photo 25). La roche est aussi affectée par des cavités allongées remplies ou non par la sparite. Il s'agit d'une intrapelmicrosparite de type wackestone.

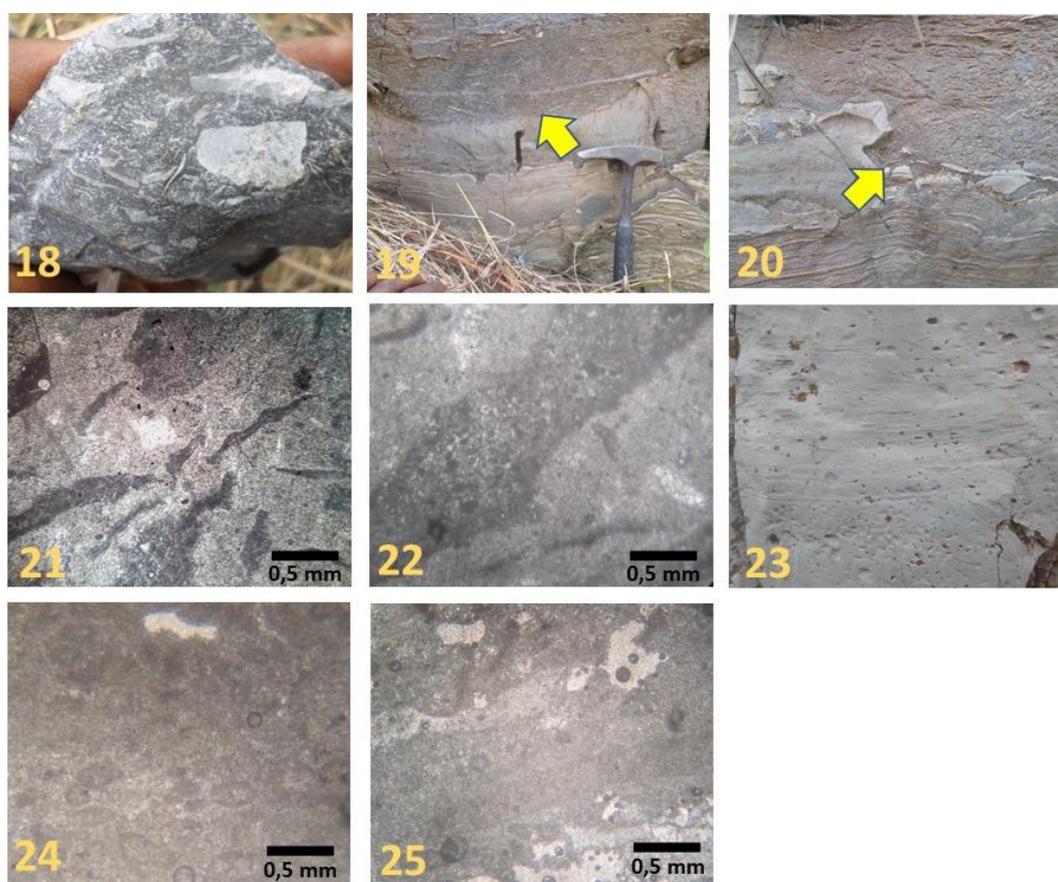


Photo 18: brèche à clastes gris blanc englobés dans une matrice calcaire gris clair; Photo 19: surface irrégulière de forme concave; Photo 20: surface irrégulière à paroi abrupte; Photo 21: microsparite englobant des fragments micritiques; Photo 22: fragments micritiques allongés constitués des péloïdes micritiques; Photo 23: intercalation d'un banc de brèche dans un calcaire massif; Photo 24: ciment microsparitique englobant des péloïdes microsparitiques sphériques et ovoïdes bordés de matière organique; Photo 25: ciment microsparitique englobant des baguettes micritiques.

3 DISCUSSION

De la description de quatre lithofaciès rencontrés sur le flanc Est de la colline du camp JVL, nous émettons les hypothèses relatives au paléomilieu en partant de la morphologie et microstructures des stromatolites, des figures sédimentaires, des éléments figurés et de certaines transformations diagénétiques.

3.1 MORPHOLOGIE ET MICROSTRUCTURES DES STROMATOLITES

L'agencement vertical des formes *Collenia* (LLH) et *Cryptozoon* (SH) dans le récif K1 montre que la croissance de ce dernier a évolué en trois cycles bathymétriques du supratidal à l'intertidal (Logan et al., 1964). A côté de ces deux formes, s'observe la forme *Gymnosolen* à bifurcations qui est typique du supratidal (Raaben, 1960 In Hofmann, 1969). Le récif K7 est de type LLH. La forme SH-V est connue dans les récifs sur les caps et les endroits où les vagues de la mer sont modérées, là où il y a beaucoup plus d'humidité et un meilleur drainage. La tendance est alors une croissance verticale plutôt que horizontale. Cette croissance continue jusqu'à quelques centimètres (8 à 20 cm) au-dessus de la marée haute. A ce niveau, la matre algale devient sèche, et son activité est limitée aux rares périodes humides, par exemple, lors des tempêtes. La forme SH-C peut débuter par la couverture des irrégularités du substratum par la matre algale; un important relief favorise également la croissance au sommet ou encore la chute d'un sédiment grossier dans l'espace entre les piliers peut y détruire temporairement l'algal mat et ce dernier peut se rétablir ultérieurement. Le type LLH est caractéristique de plages de vase où se forment des mattes algales continues, généralement dans des endroits protégés de la zone intertidale, et où l'action des vagues est faible: angles de baie, derrière les barrières d'îles, etc.

Les travaux de Black (1933) et Ginsburg (1955) ont montré que les stromatolithes se développent dans les zones de marées où abondent des Cyanophycées capables de vivre pendant des longues périodes de sécheresse et des changements considérables de salinité. Les stromatolithes du récif K1 ont une microstructure en feuilletés d'ordre primaire, secondaire ou d'ordre tertiaire. Selon Monty (1967), le mécanisme de construction de cette microstructure peut être déterminé par l'alternance des zones calcifiées et sombres à *Schizothrix myochrous* et des zones hyalines et claires à *Scytonema calcicola* développées respectivement pendant la sécheresse au-dessus de la marée haute et pendant l'humidité dans l'intertidal.

La forme *Cryptozoon* se rapproche des constructions à *Schizothrix* séparées par des vides, parfois décollés par un dégagement abondant de bulles de gaz tel qu'observé dans les modèles actuels des Bahamas (Black, 1933) ou des disques régulièrement espacés et soulevés décrits dans le Hamlin Pool du Shark Bay par Hoffmann (1969). La construction de *Collenia* dans les récifs K1 et K7 est pareille à celle des dômes gazeux hémisphériques (6 à 7 cm de diamètre, de 3 à 4 cm de hauteur) isolés au milieu de croûtes algales horizontales et des films bombés non affaissés tel qu'observé par Davies (1970) dans le Shark Bay. Du point de vue écologique, le développement des mattes algales actuelles dépendent finalement du climat et particulièrement de son aridité. Il semble qu'en climat tropical humide comme sur les flats tidaux en Floride du Sud (Ginsburg, 1955) et sur l'île d'Andros au Bahamas (Black, 1933), le tapis préfère la zone intertidale à supratidale, tandis qu'en climat tropical sec, ils envahissent les eaux hypersalines de la zone subtidale tel qu'observé en Hamlin pool sur la côte ouest de l'Australie (Playford et Cockbain, 1976).

L'encaissant est essentiellement une boue algale très riche en hématite. L'absence des sédiments terrigènes ou arénacés prouve que cette mer était privée des apports fluviaux. Il se compose de lambeaux de films stromatolitiques, de micrite algale non laminée montrant des sections de tubes clairs.

L'hématite en filaments enchevêtrés et en granules nous ont amenés à leur supposer une origine bactérienne qui trouve probablement son explication dans la composition des coenoses algales et/ou bactériennes initiales (Théobald et Gama, 1969).

3.2 FIGURES SÉDIMENTAIRES

- a) Litage massif.- Le mudstone K5a, dépourvu de lamination, de litage ou de fissilité, est complètement massif au point de présenter un mélange diffus des grains (Förstner et al., 1968). La sédimentation rapide ou le dépôt homogène et continu étant exclu pour les carbonates à grains fins compte tenu de leur vitesse de sédimentation très lente et en outre, les activités de bioturbation animale étant encore rarissimes durant l'Infracambrien, l'absence de litage peut s'expliquer par le drainage de l'eau lors du compactage ou par une forte expulsion des bulles de gaz vers le haut à la suite de dégradation aérobie et anaérobie de la matière organique d'origine cyanobactérienne.
- b) Litage planaire.- Les calcaires K4 et K6 sont des boues finement laminées (parallel laminated mud). En l'absence de l'alternance boue-silt ou boue-sable fin fréquente dans les flats intertidaux, le rubannement de ces pures parallel laminated mud peut être, selon Coleman (1966), le résultat de différences dans la composition pour le calcaire K4 constitué de doublet micrite-microsparite, et dans la coloration mise en évidence par la présence ou l'absence d'oxydes de fer dans la boue du calcaire K6. Les apparentes lentilles de micrite dans la microsparite K4 résultant des transformations diagénétiques de même celles d'oxydes de fer dans la micrite K6 issues de l'association biocoenose Algues-Bactéries ne sont pas d'origine hydrodynamique. Le litage parallèle formé par la boue carbonatée est typique de flat intertidal et de lagon restreint (Nichols, 2009).
- c) Remplissages micritiques et/ou bréchiqes des creux dans les mudstones K2 et K5a.- Selon Reineck et Singh (1973), il s'agit des petits creux asymétriques généralement produits sur des fonds de chenaux. Sous certaines conditions, l'écoulement de l'eau sur une surface non consolidée de sédiments creuse des dépressions peu profondes. Ces dépressions sont habituellement asymétriques avec une forte pente vers l'amont et une pente douce vers l'aval. Dans des cas assez rares, les pentes vers l'amont sont plus douces que les pentes vers l'aval. Quand la vitesse du courant diminue, ces dépressions sont remplies vers l'arrière avec des sédiments relativement plus grossiers que le substratum (Shrock, 1948). Dans d'autres cas, si le courant qui faisait le récure perd

soudainement sa puissance et l'eau devient plutôt calme, les creux sont rapidement remplis par de la matière plus fine que le substratum (Shrock, 1948). Ces structures érosionnelles peuvent être fluviatiles ou de marée. Mais comme, les clastes du calcaire bréchiq ue K3 ne sont essentiellement constitués que d'intraclastes calcaires qui selon Stow (2010) et Nichols (2009), seraient issus de l'érosion des sédiments de flat intertidal et des lagons par des courants de marée, ces structures ne peuvent être caractéristiques que des chenaux intertidaux. Ces processus d'érosion sont aussi responsables de la production des baguettes micritiques du calcaire bréchiq ue (K5b).

- d) Cavités.- Présentes dans le calcaire bréchiq ue K5b et dans le calcaire stromatolithique K7, ces cavités proviennent respectivement de la dissolution des évaporites et des fragments micritiques dans la zone éogénétique (Moore, 1989).
- e) Structure en fenestrae.- Elle est observée dans le calcaire stromatolithique K1. Elle résulte de la dessiccation d'un sédiment d'origine alg aire déposé dans la zone supratidale (Shinn, 1968).

3.3 ELÉMENTS FIGURÉS

Les péloïdes micritiques du calcaire stromatolithique K1 montrent un contour flou qui témoigne qu'ils ont été recristallisés après leur dépôt. Selon Chafetz (1986), ces péloïdes se forment par la précipitation in-situ de carbonates liés à l'activité microbienne dans le flat intertidal. Tandis que les péloïdes microsparitiques à contour bordé par de la matière amorphe du calcaire bréchiq ue K5b sont le produit de la précipitation chimique de l'aragonite concentrée en granules et qui recristallise après pour donner aux péloïdes cette composition microsparitique (Illing, 1954). Leur association avec des baguettes micritiques témoigne un environnement de haute énergie ou à énergie modérée comme le flat intertidal. Les filaments légèrement recourbés et discontinus de matière amorphe du calcaire massif K2 sont des débris de mattes alg aires mélangés aux boues lagonaires des environnements restreints (Lees, 1975). Les baguettes de sparite contenues dans le calcaire stromatolithique K7 sont typiques de pseudomorphoses des cristaux de gypse ou de l'anhydrite par la calcite en présence des hydrocarbures dans le domaine intertidal supérieur ou supratidal (Clarke and Talbacka, 1980).

3.4 EVOLUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE

De la morphologie et la microstructure des stromatolites, des figures sédimentaires ainsi que des éléments figurés analysées suivant le profil vertical des lithofaciès du camp JVL, nous ne retenons que les sous-environnements adjacents dont le passage latéral de l'un à l'autre justifie, selon Walter (1894), les changements environnementaux à travers le temps:

- Le calcaire stromatolithique K1 du flat supratidal à intertidal;
- Le calcaire massif K2 dans le lagon restreint;
- Le calcaire bréchiq ue K3 dans le chenal intertidal;
- Le calcaire lité K4 dans le flat intertidal;
- Le calcaire massif K5a dans le lagon restreint;
- Le calcaire bréchiq ue K5b dans le flat intertidal;
- Le calcaire lité K6 dans le lagon restreint;
- Le calcaire stromatolithique K7 dans le flat intertidal à supratidal.

3.5 MODÈLE DES FACIÈS ET FLUCTUATION EUSTATIQUE

D'après Tucker (1995), les différents faciès et sous-environnements des calcaires du camp JVL s'apparentent à ceux d'un modèle d'arrière rampe en environnement chaud pareil à la Côte des Pirates où:

- Les calcaires stromatolithiques K1 et K7 sont considérés comme la boue organo-sédimentaire de flat intertidal à supratidal associée au dépôt évaporitique;
- Les calcaires lités (K4) et les calcaires bréchiq ues (k5a) sont assimilables aux carbonates de flat intertidal;
- Enfin, les calcaires massifs (K2 et k5b) sont communs aux boues lagonaires.

Ces milieux ont été des temps en temps érodés par des chenaux intertidaux fossilisés par le calcaire bréchiq ue K3.

Tableau 3. Trois types de cycles eustatiques du shelf margin system tract du camp JVL

Lithofaciès	Paléomilieux	Fluctuations eustatiques	Cycles eustatiques
Stromatolithes K7	Flat intertidal à supratidal	↓	Type II à gains et pertes équilibrés des terres
Calcaire lite K6	Lagon restraint	↑	
Calcaire bréchique K5b	Flat intertidal	↓	
Calcaire massif K5a	Lagon restraint	↑	
Calcaire bréchique K5b	flat intertidal	↓	
Calcaire massif K5a	Lagon restraint	↑	
Calcaire lite K4	Flat Intertidal	↓	
Calcaire massif K2	Lagon restraint	↑	
Calcaire lite K4	Flat intertidal	↓	
Calcaire massif K2	Lagon restraint	↑	
Calcaire lite K4	Flat intertidal		
Calcaire bréchique K3	Chenal intertidal	↓	
Calcaire massif K2	Lagon restraint	↑	
Calcaires stromatolitiques K1	Flat intertidal		Type I à très courtes transgressions et regressions
	Flat supratidal	↓	
	Flat intertidal	↑	
	Flat supratidal	↓	
	Flat intertidal	↑	
	Flat supratidal		

Dans l'ensemble, les lithofaciès du camp JVL se cantonnent au domaine côtier marqué par la présence des récifs algaires à la base et au sommet. Entre ces deux biohermes sujets aux variations bathymétriques mises en évidence par l'alternance des formes *Cryptozoon* et *Collenia*, les dépôts lagonaires alternent régulièrement avec ceux de flat intertidal. Par la présence des évaporites, des éléments remaniés et des figures érosionnelles, les lithofaciès du camp JVL constituent une unité stratigraphique régressive généralement déposée après le point d'inflexion d'une chute modérée du niveau marin sur la partie externe du plateau continental recouvert d'eaux saumâtres et isolé d'apport clastiques sous un climat désertique vers la fin de l'Édiacarien (Nichols, 2009; Termier et Termier, 1952; Tucker, 1995, Cibambula, 2016). Il s'agit d'un shelf margin system tract jonché de huit cycles sédimentaires d'ordres inférieurs répartis en trois types (Tableau 3). Cette régression avec variation latérale des faciès n'est pas due à l'évaporation mais plutôt à un mouvement épirogénique local (Boulin, 1977; Vail et al., 1977; Haq et al, 1988).

REFERENCES

- [1] Aitken, J.D. (1967): Classification and environment significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of SW Alberta, *Journ. Sedim. Petrol.*, 37, 4, 1163-1178.
- [2] Alvarez, Ph. et Maurin, J.C. (1990): Evolution tectono-sédimentaire du Supergroupe Ouest-Congolien (Protérozoïque supérieur – Paléozoïque) et stratigraphie séquentielle du cycle Schisto-calcaire au Congo. Implications en Afrique centrale (Congo, Gabon, Bas-Zaïre, Angola), *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, 693-698.
- [3] Black, M. (1933): The algal sediment of Andros Island, Bahamas, *Philos. Trans. of Roy. Soc. London*, 222, 165-192.
- [4] Boulin, J. (1977): *Méthodes de la stratigraphie et géologie historique*, Masson, Paris, 226p.
- [5] Cahen, L. (1950): Le calcaire de Sékelolo, le complexe tillitique et la Dolomie rose C₁, dans l'anticlinal de Kongo dia Kati (Bas-Congo), *Ann. Mus. Congo Belge*, Tervuren, Belgique, sér. in 8°, Sci. Géol., 7, 55p., X pl. hors-texte.
- [6] Cahen, L. (1978): La stratigraphie et la tectonique du Supergroupe Ouest-Congolien dans les zones médiane et externe de l'orogénèse Ouest-Congolien (Panafricain) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines, *Ann. Soc. Géol. Belg.* 99, 189-203.

- [7] Chafetz, H.S. (1986): Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. Sed. Petrol.* 56, 812-817
- [8] Cibambula, C.M.E. (2013): La Formation du Conglomérat de Bangu-Niari sur le massif de Bangu (degré carré de Ngungu), une diamictite périglaciaire, témoins de la fragmentation de Rodinia dans le fossé de la Basse-Sangha, *Mém. D.E.A., Inédit. Dép. Sci. de la Terre, Univ. Kinshasa*, 97p.
- [9] Cibambula, C.M.E. (2016): Le Sous-groupe de la Mpioka: un flysch de la chaîne Panafricaine West Congo dans la Province du Kongo Central (R.D. Congo), *Th. Doc. Inédit, Dép. Géosc., Univ. Kinshasa*, 185p.
- [10] Clark, D.N. and Talbacka, L. (1980): The Zechstein deposits of southern Denmark, in: The Zechstein Basin with Emphasis on Carbonate Sequences, Füchtbauer, H. and Peryt, T. (eds). Stuttgart, *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, 9 (1980), 205-231.
- [11] Coleman, J.M. (1966): Ecological changes in a massive fresh water clay sequence, *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 16, 159-174.
- [12] Colombié, C. (2002): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme -bassin et facteurs déterminants, *Th. Doc. Fac. Sc. Univ. de Fribourg (Suisse)*, 198p.
- [13] Cosson, J. (1955): *Notice explicative sur les feuilles Pointe-Noire et Brazzaville. Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000*, Dir. Mines Géol. A.E.F., 56p
- [14] Davies, G.R. (1970): Algal-laminated sediments, Glastone embayment, Shark Bay, Western Australia, *Amer. Ass. Petrol. Geol., Mem.* 13, 169-205.
- [15] Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in classification of carbonate rocks, Ham, W.E. ed., *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1, 108-121.
- [16] Embry, A.F et Klovan, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.
- [17] Folk, R.L. (1959): Practical classification of limestone, *A.A.P.G. Bull.*, 43, 1-38.
- [18] Förstner, U., Müller, G. et Reineck, H. E. (1968): Sedimente und sedimentgefüge des Rheindeltasim Bondensee, *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* 109, 33-62.
- [19] Ginsburg, R.N. (1955): Recent stromatolitic sediments from South Florida, *Abstr. Journ. Of Paleontol.*, 29, 723p.
- [20] Haq, B.U., Hardenbol, J. et Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and cycles of sea level change., in: Sea level changes; an integrated approach, Wilgus, C.K. ed., *S.E.P.M. Sp. Pub.*, 42, 71-183.
- [21] Hoffmann, H.J. (1969): Attributes of stromatolites, *Geol. Surv. Canada*, 39-69, 43p.
- [22] Illing, (1954)
- [23] Kendal, C.G et Skipwith, Sir P.A. (1968): Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon, *Journ. Sedim. Petrol.*, 38, 4, 1040-1058.
- [24] Lees, A. (1975): Possible influences of salinity and temperate on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19, 159-198.
- [25] Logan, B.W., Rezak, R. et Ginsburg, R.N., (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites, *Journ. Geol.*, 72, 1, 68-83.
- [26] Monty, C.L.V. (1967): Recent algal stromatolites in the Windward lagoon, Andros Island, Bahamas, *8th Intern. Sediment. Cong. Heidelberg (Abs.)*.
- [27] Nichols, G. (2009): *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd ed., Wiley-Blackwell, Oxford, U.K., 418p.
- [28] Playford, P.E. et Cockbain, A.E. (1976): Modern algal stromatolites at Hamlin pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, western Australia in M.R. Walter (Ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 389-411
- [29] Reineck, H.E. et Singh, I.B. (1973): *Depositional sedimentary environment*, Springer-Verlag, 939p.
- [30] Sarg J.F, (1988): Carbonate sequence stratigraphy in sea level changes – an integrated approach, *SEPM, spec. pub.* 42, 155-182.
- [31] Schermerhon, L.J.G. (1961): Sedimentary cycles in the West Congo geosynclines of Northwest Angola, *Bol. Serv. Geol. Min., janeiro-junho*, 3, 47-63.
- [32] Shinn, E. A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sediment Petrol.* 38, 215-223.
- [33] Shrock, R. R. (1948): *Sequence in layered rocks*, McGraw-Hill Book Co, New York. 507p
- [34] Stow (2010): *Sedimentary rocks in the field. A colour guide*, Masson Publishing Ltd, London, U.K., 320p.
- [35] Termier, H. et Termier, G. (1962): *Histoire géologique de la biosphère. La vie et les sédiments dans les géographies successives*, Masson et Cie, Paris VI, 721p.
- [36] Théobald, N. et Gama, A. (1969): *Paléontologie, Eléments de paléobiologie*, Doin, Paris, 584 p.
- [37] Tack, L., Wingate, M.T.D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A. (2001): Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton, *Prec. Res.*, 110, 277-306.
- [38] Tucker, M. (1995): *Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks*, Geoscience texts, Backwell Science, Oxford, 260p.
- [39] Vail, P., (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure, in: Atlas of seismic stratigraphy, *Am. Ass. Petrol. Geol. Stud. Geol.*, 27, 1-10.
- [40] Walther, J. (1894): Einleitung in die Geologiealshistorische Wissenschaft, *Fischer-Verlaglena*, 535-1055.