

LES CALCAIRES STROMATOLITHIQUES DE LUBUDI, HAUT-SHABA :
QUELQUES OBSERVATIONS D'ORDRE PALÉONTOLOGIQUE,
SÉDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE (*)

par R. BUFFARD et J. P. VICAT (**)

(1 planche et 5 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

La structure des formations algaires des calcaires de Lubudi (Haut-Shaba, ex Haut Katanga) s'expliquent :

- par des critères paléontologiques et sédimentologiques;
- par l'effet de contraintes tectoniques affectant la couverture katanguienne subtabulaire de cette région.

Celles-ci ont entraîné la formation de plis isopaques se superposant aux dômes algaires préexistants. Les structures qui en résultent, offrent de ce fait une certaine complexité dont l'analyse est entreprise.

ABSTRACT

The structure of algae formations of the limestone at Lubudi (Upper Shaba, ex Upper Katanga) can be explained :

- by paleontologic and sedimentary criteria;
- by the effect of tectonic stress on the horizontal surface layer in this area.

These have brought about the formation of parallel folds that are surimposed on preexisting hemispheroids. The resulting structures have a certain degree of complexity.

1. INTRODUCTION

Les Cimenteries CIMSHABA (ex-Cimenkat) exploitent de vastes carrières dans la zone de Lubudi, Sous-Région du Lualaba, localité située à environ 250 Km au NW de LUBUMBASHI (9°56' latitude sud, 25°58' longitude est, 1340 m, carte topographique de BUKAMA SE au 1/100.000). Ces carrières sont ouvertes dans d'importants niveaux carbonatés notamment des calcaires stromatolithiques et oolithiques constituant la cuesta du Mont SONGE (1472,9 m),

Nous rappellerons brièvement les grandes lignes de la stratigraphie locale. L'ensemble sédimentaire de Lubudi appartient au Précambrien supérieur, connu ici sous le nom de « Groupe du Katanga » (L. CAHEN et G. MORTELMANS, 1948) puis de « Katanguien » (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1967). Celui-ci est subdivisé en trois ou quatre séries, selon la qualification minière ou universitaire des auteurs. Toutefois, ces deux écoles utilisent pour leur subdivision des critères identiques : les horizons

(*) Communication présentée et manuscrit déposé le 1^{er} juillet 1975.

(**) Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Nationale du Zaïre, Campus de Lubumbashi. B.P. 1825.

repères que constituent les deux ou trois formations glaciaires considérées comme synchronènes à l'échelle régionale.

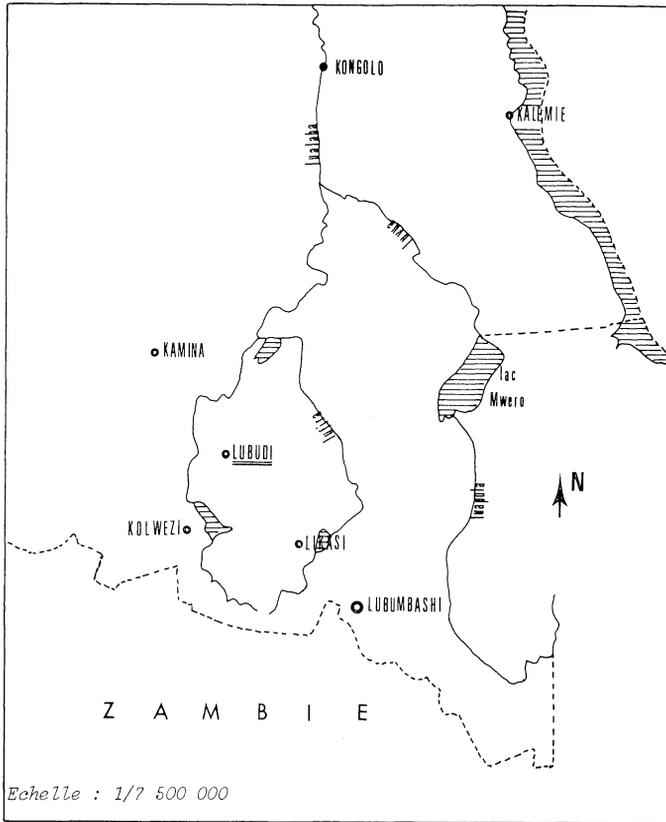


Fig. 1. — Région du Shaba, République du Zaïre : situation générale.

C'est ainsi qu'A. P. FRANÇOIS (1973) distingue trois séries : Kundelungu supérieur, Kundelungu inférieur et Roan séparées par deux épisodes « tillitiques » (Petti et Grand Conglomérat), tandis que L. CAHEN et J. LEPERSONNE en reconnaissent quatre, considérant le Mwashia comme une entité propre et indépendante du Roan supérieur. Ils se basent pour cela sur l'existence d'un horizon « tillitique » d'extension géographique très restreinte à la base de ces couches (Conglomérat de Mwashia, P. VANDEN BRANDE, 1932).

Les coupures d'ordre inférieur : faisceaux, formations niveaux... sont établies à partir de critères sédimentologiques et lithologiques. D'après cette échelle stratigraphique en vigueur dans la zone minière du SHABA, l'assise étudiée constitue le niveau des Calcaires roses oolithiques appartenant au faisceau des Kalule, dans la série du Kundelungu supérieur.

2. APERÇU STRATIGRAPHIQUE

Les carrières de Lubudi offrent un front de taille haut d'une soixantaine de mètres, et qui peut se subdiviser en trois unités stratigraphiques :

PLANCHE I

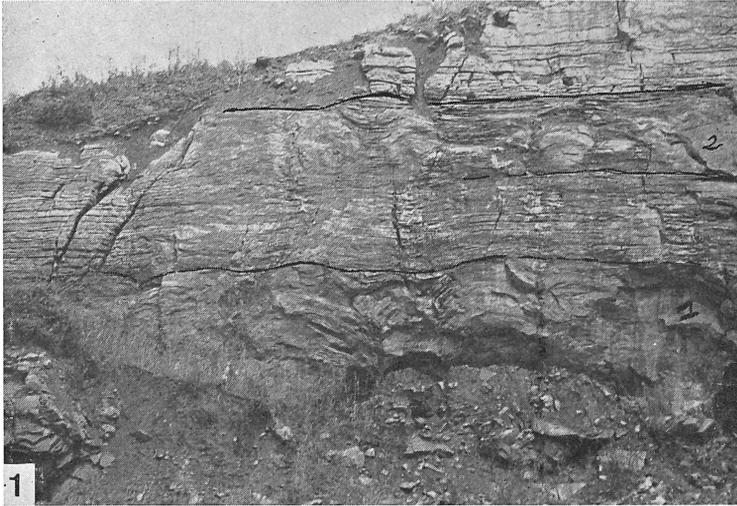


Fig. 1. Position des deux niveaux stromatolithiques constituant la partie inférieure des Calcaires roses de Lubudi.

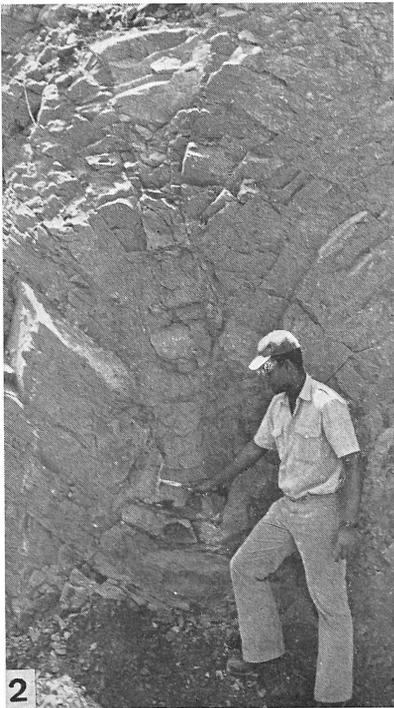


Fig. 2. Chenal inter-dôme non déformé, constitué par un empilement de chenaux élémentaires.

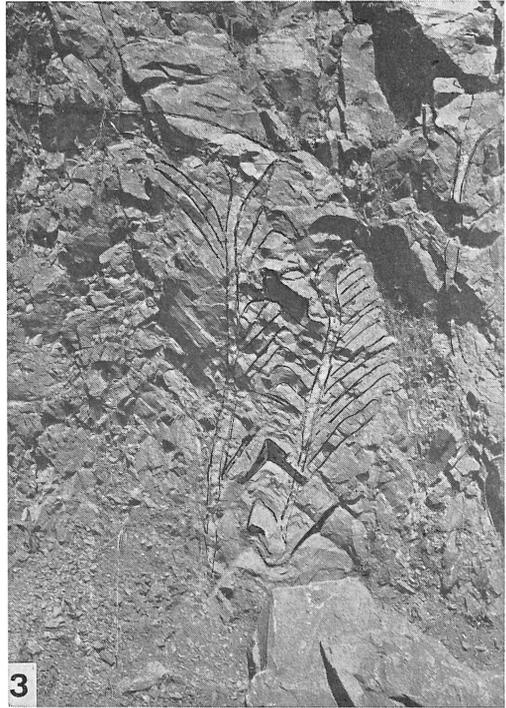


Fig. 3. Chenaux inter-dômes pincés et comprimés à allure de filon clastique.

— *un ensemble de base* (20 m d'épaisseur) constitué de deux niveaux stromatolithiques bien développés et alternant avec des horizons de calcaires massifs disposés en gros bancs parfois ondulés ou plissés de teinte gris-clair et gris-foncé et à nombreux joints stylolithiques. Les calcaires stromatolithiques se présentent soit sous forme de dômes pouvant atteindre cinq mètres de rayon, soit sous forme d'ogives plus ou moins comprimées (calcaire plissé, de J. VAN DE STEEN, 1956). Ces horizons ont souvent un aspect « bréchoïde » d'où le nom de « Banc bréchié » qu'on leur attribue également (L. CAHEN, 1954). La limite entre horizons stromatolithiques et calcaires en gros bancs s'effectue par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. (Pl. I, fig. 1).

— *un ensemble médian* (21 m) correspondant aux calcaires roses oolithiques sensu lato et séparé du précédent par un banc de calcaire marneux bréchié de teinte rougeâtre qui ravine le niveau sous jacent. Cet ensemble est formé d'une succession de bancs oolithiques à nombreux joints stylolithiques et de bancs calcaréo-marneux puis marneux qui se développent considérablement vers la partie supérieure. Signalons au point de vue sédimentologique la disposition plus ou moins lenticulaire et ravinante des passées oolithiques au sein des bancs, la prédominance des petites oolithes (0,5 mm) dans les bancs inférieurs et des grosses oolithes (2 mm) dans les bancs supérieurs; ce dernier critère est un excellent repère stratigraphique à l'échelle régionale.

— *un ensemble supérieur* (28 m) se rapportant aux couches stériles de l'exploitation. Il s'agit essentiellement de calcaires marneux en plaquettes, de marnes et d'argiles s'enrichissant progressivement en sables (Calcschistes supérieurs) et qui passent à des grès feldspathiques à ciment calcaire (Grès de Kyubo). Il faut noter dans ces formations l'agencement irrégulier des bancs, une stratification souvent entrecroisée, de nombreux remaniement et des figures sédimentaires de type flute-marks et ripple-marks indiquant un milieu à faible tranche d'eau et à caractère turbide.

3. OBSERVATIONS PALÉONTOLOGIQUES, SÉDIMENTOLOGIQUES ET TECTONIQUES

Le niveau étudié fait partie de l'ensemble de base et correspond au premier niveau de calcaires stromatolithiques, le seul qui soit accessible aux observations. Cet ensemble de bancs présente des caractères sédimentologiques et tectoniques intéressants et complexes à l'échelle du biostrome.

Le premier niveau stromatolithique apparaît comme constitué de structures en dôme (Hemispheroids, B.W. LOGAN et al., 1964) ou en ogives, à rayon basal variable, plus ou moins jointives. Le caractère lithologique remarquable est le rôle joué par le premier banc de calcaire massif gris-clair sus jacent qui repose en discordance sur la partie supérieure de l'ensemble stromatolithique qu'il ravine. Ce banc à sa partie inférieure épouse la surface d'érosion mais pénètre aussi très profondément au cœur du biostrome sous forme d'appendices verticaux ou obliques de largeur variable. Les bandes larges (0,50 m) se caractérisent par les limites assez tranchées, au contraire les bandes étroites (0,03 à 0,05 m) montrent des limites floues à leur contact avec les dômes (Pl. I, fig. 2 et 3).

Si certaines de ces structures sont assimilables à des remplissages inter-dômes, d'autres par contre s'apparenteraient à des filons clastiques.

La position intrusive du banc supérieur peut s'expliquer par le mode de développement et de croissance des constructions algaires; par contre certains phénomènes font appel pour leur compréhension à des déformations d'ordre tectonique.

3.1. *Observations paléontologiques et sédimentologiques.*

Il faut considérer la colonie stromatolithique dans son ensemble. Le biostrome de Lubidi débute par des structures du type *Collenia* de mode LLH-S, mais qui rapidement vont s'individualiser en structure du type *Cryptozoon* de mode SH-V; ces structures en dômes qui croissent en hauteur à partir du tapis algaire primitif, déterminent entre elles des espaces un peu comparables aux chenaux des masses récifales coralliennes. Ces « chenaux » vont jouer un rôle de pièges à sédiments. C'est ainsi que dans le temps et dans l'espace le massif stromatolithique passera par des phases de croissance et d'arrêt, auxquelles succédera le remplissage des « chenaux » par une micrite fine et homogène. La stratification des remplissages et les joints stylolithiques qui se développent parallèlement à celle-ci, corroborent cette hypothèse. D'autre part des structures de types et de modes différents peuvent se succéder dans un ordre variable pendant toute la durée du biostrome, en n'obéissant qu'aux impératifs hydrodynamiques du milieu.

C'est ainsi que dans le niveau étudié nous avons pu relever deux types de succession :

— un type LLH-S → SH-V → LLH-S → SH-V → LLH-S ... Dans ce cas les variations se traduisent par l'importance apparente des « chenaux » et des remplissages. Le mode SH-V est alors toujours prépondérant par rapport au mode LLH-S qui n'est représenté que par quelques lamelles (*laminae*) ondulées reliant deux dômes voisins. Ce mode se développe généralement à la surface du remplissage qui doit être induré et amorce le cycle suivant (fig. 2).

— un type LLH-S → SH-C → LLH-S plus rare et visible vers la partie médiane et supérieure du récif. Ici le mode SH-C (rayon basal constant) se substitue parfois au mode SH-V, ce qui se traduit lithologiquement par des chenaux peu prononcés et qui avortent rapidement. Les remplissages apparaissent comme des pseudonodules ou comme des éléments étrangers noyés au sein de la masse stromatolithique (fig. 3). Il ne faut pas non plus minimiser les phénomènes d'érosion toujours très fréquents dans de tels niveaux (fig. 4).

On peut donc ainsi expliquer d'une manière satisfaisante l'importance apparente de certains « chenaux »; ceux-ci ne sont que la résultante d'une succession verticale de « chenaux élémentaires » se développant régulièrement les uns au dessus des autres, à mesure que croît le récif algaire. Quant au remplissage, il est lui aussi constitué d'une série de dépôts étagés dans le temps et séparés les uns des autres par des joints de stratification parfois stylolithiques mais le plus souvent par des structures du type *Collenia* de mode LLH-S.

Enfin d'autres critères relevés, soit sur les dômes (forme en ogive à angle apical aigu, stries de glissement, dômes en vousoir en position extrusive par rapport à l'ensemble considéré...) soit au niveau des appendices étroits (stratification absente ou confuse, phénomènes de dissolution au contact dôme-remplissage, stylolithes obliques à la stratification...) indiquent que, postérieurement à sa formation, le biostrome a subi des contraintes de nature tectonique.

Les phénomènes sédimentologiques se rapportant à ces effets, se localisent essentiellement dans les bandes étroites, verticales et obliques de micrite gris-clair. Ces structures si particulières peuvent a priori être considérées comme un type de filon clastique.

Les remplissages ne comportent plus de stratifications visibles, mais se présentent au contraire sous un aspect « bréchoïde ». Cette brèche est formée d'éléments

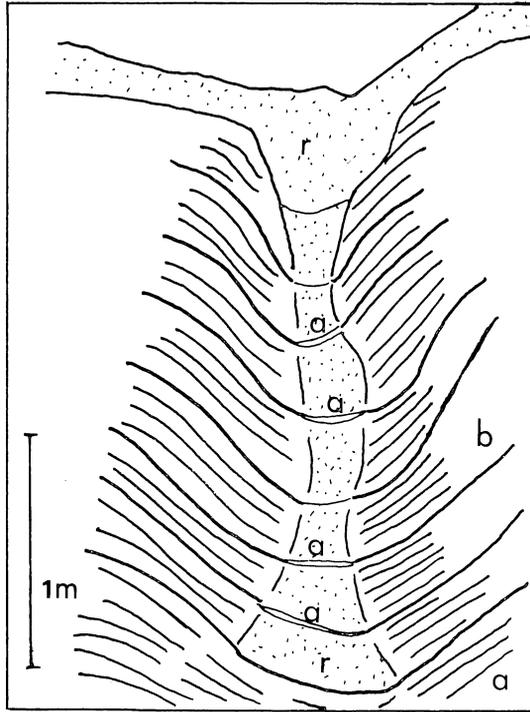


Fig. 2. — Type de « chenal développement verticalement par empilement de « chenaux » élémentaires.
 a) : mode LLH-S B : mode SH-V r : remplissage

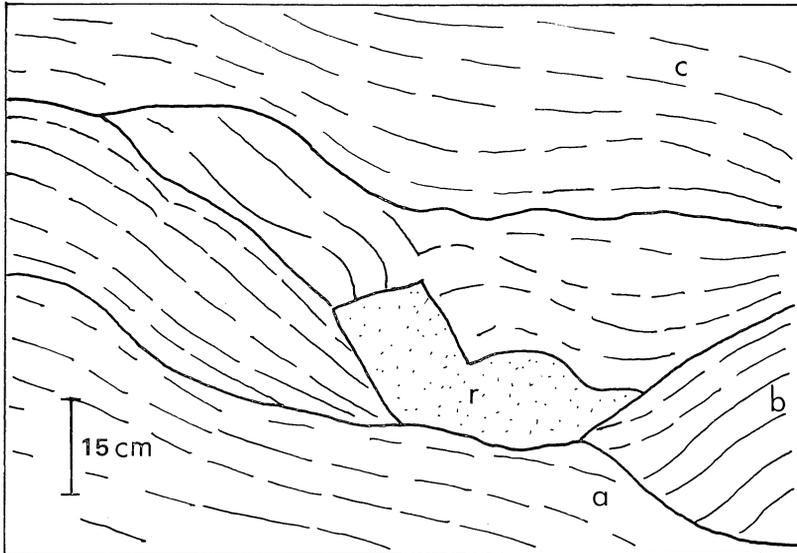


Fig. 3. — Type simple de chenal avorté.
 a : mode LLH-S b : mode SH-C c : mode LLH-S r : remplissage

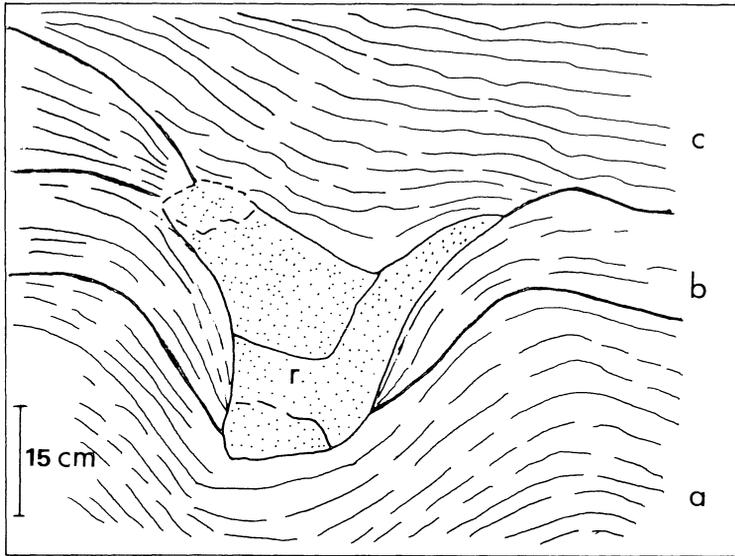


Fig. 4. — Type complexe de « chenal » avorté présentant un reliquat de banc érodé.

a : mode LLH-S
 b : mode SH-C
 c : mode LLH-S
 r : remplissage

à contours diffus provenant du remplissage initial et des dômes stromatolithiques; ces éléments sont alignés plus ou moins dans le sens de la structure et liés par un ciment de type sparite. Au contact dômes-remplissage de nombreux phénomènes de dissolutions affectent les bordures des édifices stromatolithiques. Ces premières observations montrent que ces structures appartiennent comme les précédentes à des « chenaux inter-dômes » mais qui ont été fortement comprimés et pincés.

3.2. Observations tectoniques.

On observe sur le front de taille, au dessus du niveau stromatolithique supérieur, des plis d'aspect isopaque, présentant des complications dans les charnières. Ce plissement disharmonique est bien visible au niveau des formations stromatolithiques inférieures.

La courbure des édifices récifaux a été accentuée par le plissement : charnière, l'angle apical qui en résulte est de l'ordre de 90°.

Les remplissages inter-dômes présentent des stylolithes dont certains sont parallèles à la stratification et d'autres obliques à celle-ci. Ces derniers sont l'indice de contraintes tectoniques qui traduisent une compression, alors que les premiers sont dus seulement à la compaction. L'analyse de ces figures tectoniques est rendue difficile par l'impossibilité de réaliser des mesures dans les trois dimensions. La discontinuité lithologique induite par les remplissages favorise l'apparition d'une intense fracturation entre les dômes. Ces failles inverse à rejet métrique séparent les édices

et provoquent parfois l'extrusion de certains d'entre eux par rapport à leur niveau d'origine (fig. 5).

Les flancs et les charnières des dômes sont affectés d'un système de stries indiquant clairement un ripage banc sur banc. Le plissement s'est donc fait par flexion et glissement. Ces stries sont obliques par rapport à l'axe des plis, car antérieurement au plissement, les couches présentaient un certain pendage en raison de la forme des dômes.

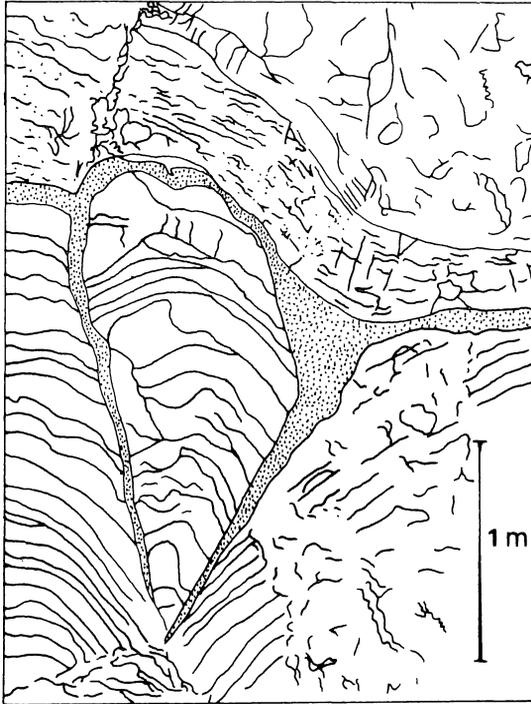


Fig. 5. — Dôme en position extrusive limité par deux failles inverses se développant au niveau du remplissage.

Les plis observés au niveau des formations récifales bien que formés par le même mécanisme que les plis isopaques n'en présentent pas les caractéristiques géométriques car ils sont influencés par la structure originelle du biostrome.

En effet l'épaisseur des couches stromatolithiques diminue sur les flancs où elles passent sans transition au remplissage. Ceci crée une discontinuité lithologique au niveau de laquelle prennent naissance les failles inverses. Les plis ne sont donc pas d'un type simple.

La mesure de l'axe des plis étant impossible en raison des conditions d'affleurement, nous avons relevé de façon systématique le pendage des strates et l'angle des stries avec l'horizontale de la couche. Ces observations ont été reportées sur canevas de Schmidt.

La géométrie antérieure au plissement étant à priori inconnue, l'analyse statistique de ces données ne permet pas de définir le plissement de façon précise. Il est cependant possible d'en déterminer quelques caractéristiques :

— Le système de stries permet de retrouver un axe de la déformation. En effet, si l'on admet que la strie est la projection d'une direction principale de la déformation sur le plan de stratification, le plan perpendiculaire à celle-ci et contenant la strie (plan de mouvement) contient un élément de symétrie de la déformation. L'intersection des plans de mouvement supposés orientés au hasard est un axe de symétrie de la déformation. Cet axe est ici vertical. Les deux autres sont donc contenus dans un plan horizontal.

— Les pôles des plans de stratification ont une répartition assez anarchique. Les plis ne sont donc pas d'un type cylindrique ou conique bien nets; il n'existe pas une direction unique de plissement. Il apparaît cependant que l'on peut définir plusieurs directions de plis en les assimilant à des structures orthorhombiques. Les axes B de direction est-ouest restent compris entre SW-NE et NW-SE. Leur prolongement vers le nord varie de 0° à 60°.

— Cette région de plateforme a donc été localement déformée à la limite des niveaux structuraux supérieur et moyen lors de l'orogène Kundelunguien. La contrainte maximale était approximativement nord-sud, ce qui est en accord avec ce que l'on connaît de la tectonique du Shaba.

Lubumbashi, le 1/07/1974.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient tout particulièrement la Société CIMSHABA en la personne de son Administrateur délégué Monsieur GODIN et de son Directeur Monsieur GHIJS, ainsi que les Religieuses du Monastère de Lubudi pour l'accueil et l'aide apportée.

BIBLIOGRAPHIE

- AITKEN, J. D., 1967. — Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *J. Sediment. Petrol.*, **37**, n° 4, 1163-1178, 22 fig.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1967. — Les processus d'aplanissement de piemont dans les régions marginales du Plateau des Bianco. Lubumbashi. *Publ. Univ. Officielle du Congo*, vol. XVI, 50 p., 22 fig.
- ALLEGRE, C. J., MATTAUER, M., 1972. — Structure et dynamique de la lithosphère. Paris, Hermann, 1 vol. br., xv + 472 p., 97 fig., 1 tabl.
- ARTHAUD, F., 1969. — Méthode de détermination graphique de directions, d'allongement, raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 11, 729-737, 6 fig.
- BERTRAND, J., 1968. — Les édifices stromatolithiques précambriens de la « série à stromatolithes » du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 10, 168-178, 7 fig., 1 tabl.
- CAHEN, L., 1954. — Géologie du Congo Belge. H. Vaillant-Carmanne, Liège, xvi + 580 p., 98 fig., 36 ph.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., MORTELMANS, G., 1946a. — Notes préliminaires sur les algues des séries calcaires anciennes du Congo Belge. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi*, **2**, fasc. 2, 171-236, 23 fig.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., MORTELMANS, G., 1946b. — Aperçu sur la question des algues des séries calcaires anciennes du Congo Belge et essai de corrélation. Présentation d'échantillons. *Bull. Soc. Géol. Pal. Hydrol.*, **55**, 164-192, 9 fig., 1 tabl.

- CAHEN, L., MORTELMANS, G., 1948. — Le Groupe du Katanga, évolution des idées et essai de subdivision. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **57**, fasc. 2, 459-475.
- CLOUD, P. J., SEMIKHATOV, M. A., 1969. — Proterozoic stromatolites zonation. *Amer. J. Sci.*, **267**, 1017-1061.
- FRANÇOIS, A. P., 1973. — L'extrémité occidentale de l'arc cuprifère shabien. *Étude géologique. Départ. Géol. Gécamines, Likasi*, 1 vol. multigr., 120 p., 17 fig., 91 phot., 31 pl. et 1 pl h.-t.
- JAMOTTE, A., 1944. — Note sur la probabilité de l'existence d'algues fossiles du genre « *Collenia* » dans la série des Mines du Katanga (Mai 1941). Élisabethville. *Com. Spéc. Katanga*, 6-8.
- JAMOTTE, A., 1944. — Nouvelles observations sur la présence d'organismes du genre « *Collenia* » dans la Série des Mines (Octobre 1941). Élisabethville. *Com. Spéc. Katanga*, 9-12, 2 fig.
- JAMOTTE, A., 1944. — Note complémentaire sur la stratigraphie de la Série des Mines et sur « *Collenia* sp. » (Mars 1943). Élisabethville. *Com. Spéc. Katanga*, 22-32, 3 fig., 2 tabl.
- JAMOTTE, A., VANDEN BRANDE, P., 1944. — Sur la découverte de « *Collenia* sp. » dans le système schisto-dolomitique et sur le problème de la Série des Mines du Katanga (Décembre 1944). Élisabethville, *Com. Spéc. Katanga*, 13-21, 6 fig., 1 tabl.
- LOGAN, B. W., REZAK, R., GINSBURG, R. N., 1964. — Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, **72**, n° 1, 68 p., 5 fig., 3 pl.
- MALAN, P. S., 1964. — Stromatolites and other algal structures at Mufulira, Northern Rhodesia. *Econ. Geol.*, **58**, n° 3, 397-415, 10 fig., 4 tabl.
- MATTAUER, M., 1973. — Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Paris, Hermann, 1 vol. br., xvi + 493 p., 499 fig.
- RAABEN, M. E., 1969. — Columnar-stromatolites and late Precambrian stratigraphy. *Amer. J. Sci.*, **267**, n° 1, 1-18, 5 fig., 2 pl.
- TRUSWELL, J. F., ERIKSSON, K. A., 1973. — Stromatolitic associations and their paleo-environmental significance : a reappraised of a lower proterozoic locality from the Northern Cap Province, South Africa. *Sediment. Geol.*, **10**, n° 1, 1-23, 18 fig.
- VANDEN BRANDE, P., 1932. — Le conglomérat de la Série de Mwashya. *Ann. Serv. Mines. Com. Spéc. Katanga*, **3**, 51-58, 2 fig.
- VANDE STEEN, J., 1956. — Observations sédimentologiques dans le calcaire oolithique de Lubudi. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXIX, B 302 - B 316, 6 ph., 1 tabl. diagramme.
- WOLF, K. H., 1965. — Gradational sedimentary product of calcareous algae. *Sedimentology* **5**, 1-33, 7 fig., 5 tabl.