

## GEOLOGIE ET GENESE DU GISEMENT STRATOÏDE CUPRIFÈRE DE KINSEDA (SE DU SHABA, ZAÏRE)

Kyalwe NGOYI<sup>1</sup> & Léon DEJONGHE<sup>1,2</sup>

**ABSTRACT.** *Geology and genesis of the stratabound Kinsenda copper ore deposit (SE Shaba, Zaïre).* The cupriferous stratabound deposit at Kinsenda, situated the SE region of Shaba, Zaïre, is hosted in siliciclastic formations of the Lower Roan (Katangian of Neoproterozoic age), unconformably overlying the granitic Luina Dome.

The source of the metals and the sulfur, as well as the trapping mechanisms, are constrained. A significant amount of metals has been derived through leaching of the basement, composed of igneous and metamorphic rocks. The metals were transported by underground gravity-driven waters, aided by the permeability of the fissured basement. They were introduced into the Katangan sedimentary basin through synsedimentary faults at the border of the Luina High during diagenesis of the Lower Roan siliciclastic sediments. A secondary source was provided by basinal brines produced during compaction of the sedimentary pile. These brines were capable of leaching the metal content of the sediments. The brines may have been modified by contact with evaporites at some stage in their evolution.

Trapping of the metals occurred in two stages. During Roan sedimentation, small lagoons developed, which evolved toward restricted environments where bacterial activity was very important (forming a source of S). Such environments are favourable for the diagenetic precipitation of base-metals. During early diagenesis, the in-situ alteration of detrital ilmenite in the Kinsenda area led to an increase in soluble Fe, such that the first sulphide precipitated was pyrite. In a later diagenetic phase, the introduction of Cu-rich brines along active sedimentary faults led to substitution of Fe in pyrite by Cu, under reducing pH and Eh conditions.

The Luina Dome is composed predominantly of a porphyritic granite ( $1882 \pm 20$  My ; U-Pb zircon) which has been affected by the Lufilian orogeny the most intense events of which culminate around 600 My. During this orogeny, fluid circulation was strong enough to induce migration of elements, episodic Pb loss in zircon, and perturbate the Rb-Sr system in the basement and its Katangan cover. The copperbelt granites behaved as an open geochemical system, which led to hydrothermal alteration of the huge mineralisations in the area.

**KEYWORDS:** stratabound ore deposit, copper, Shaba, Roan, siliciclastic rocks, metallogenetic model, Lufilian Arc, Bangweulu Block.

**RESUME.** Le gisement cuprifère stratoïde de Kinsenda, situé à l'extrémité SE du Shaba, au Zaïre, est encaissé dans les formations détritiques grossières du Roan inférieur (Katanguien d'âge néoproterozoïque) qui reposent en discordance sur le Dôme granitique de la Luina.

Les résultats des isotopes du plomb imposent des origines diverses aux métaux. Ils peuvent provenir notamment du lessivage du socle qui était constitué de roches ignées et métamorphiques et probablement aussi de porphyres cuprifères. Dans ce cas, ils auraient été véhiculés par des circulations souterraines se déplaçant par gravité grâce à la perméabilité fissurale du socle. Une contribution métallique complémentaire serait fournie par le lessivage des sédiments du Roan par des saumures de bassin expulsées par compaction. Celles-ci, probablement chimiquement conditionnées au contact d'évaporites, remontaient vers les points hauts le long de l'inconformité socle-couverture. Les diverses solutions métallifères auraient été introduites dans la couverture katanguienne pendant la diagenèse des sédiments perméables du Roan inférieur par le biais d'une faille syn-sédimentaire s'enracinant dans le socle en bordure du Seuil de la Luina.

<sup>1</sup> Université libre de Bruxelles, 50 avenue F.D. Roosevelt, CP 160/02 - B-1050 Bruxelles.

<sup>2</sup> Service géologique de Belgique, 13 rue Jenner - B-1000 Bruxelles.

Le piégeage des métaux s'est effectué en deux stades. Pendant la sédimentation du Roan inférieur, des petites lagunes se sont individualisées, et ont évolué vers des milieux confinés où des bactéries sulfato-réductrices proliféraient (source de  $H_2S$ ). On sait que de tels milieux sont propices à la précipitation diagénétique de certains métaux de base. Par altération in situ des ilménites détritiques au cours de la diagenèse précoce, le site de Kinsenda s'est enrichi en Fe soluble. Le sulfure qui précipita en premier lieu fut donc la pyrite. Dans une phase diagénétique ultérieure, le milieu s'est enrichi en Cu par remontée de saumures le long de failles syn-sédimentaires. La cristallisation des sulfures de cuivre s'est ainsi faite par substitution de Fe par le Cu dans des conditions de Eh et pH déterminées. Le socle granitique constituant le Dôme de la Luina est formé d'un seul corps granitique daté à  $1882 \pm 20$  Ma Il a été affecté par l'orogénèse lufilienne culminant vers 600 Ma qui a provoqué son altération hydrothermale et celle des formations et des minéralisations de la couverture.

**MOTS-CLES:** gisement lié aux strates, cuivre, Shaba, Roan, roches détritiques, modèle métallogénique, Arc lufilien, Bloc de Bangweulu.

## 1. INTRODUCTION

La province cuprifère d'Afrique centrale s'étend du Shaba au Zaïre jusqu'en Zambie sur une superficie d'environ 500 km de long et 60 km de large. Elle est non seulement réputée pour son extraordinaire tonnage en cuivre dont le poids métal a été estimé à 100 millions (60 millions en Zambie, 40 millions au Shaba) de tonnes par Fleischer *et al.* (1976), mais aussi pour sa richesse en divers éléments métalliques tels que Co, Pb, Zn, U, Ni, Pt, Pd, Cd...

On distingue deux districts dans cette province métallogénique: le premier, au Shaba (district NW),

s'étend de Kolwezi à Lubumbashi et couvre une superficie d'environ 300 km de long et 50 km de large; le second, à cheval sur le Shaba et la Zambie (district SE) va de Musoshi à Bwana Mkubwa et enveloppe une superficie d'environ 180 km de long et 70 km de large (fig. 1).

Dans le district NW, les minéralisations cuprifères principales sont encaissées dans des formations essentiellement dolomitico-siliceuses, appartenant à des séries allochtones. Mais dans le district SE, les minéralisations cuprifères principales sont portées par des formations détritiques appartenant à des séries

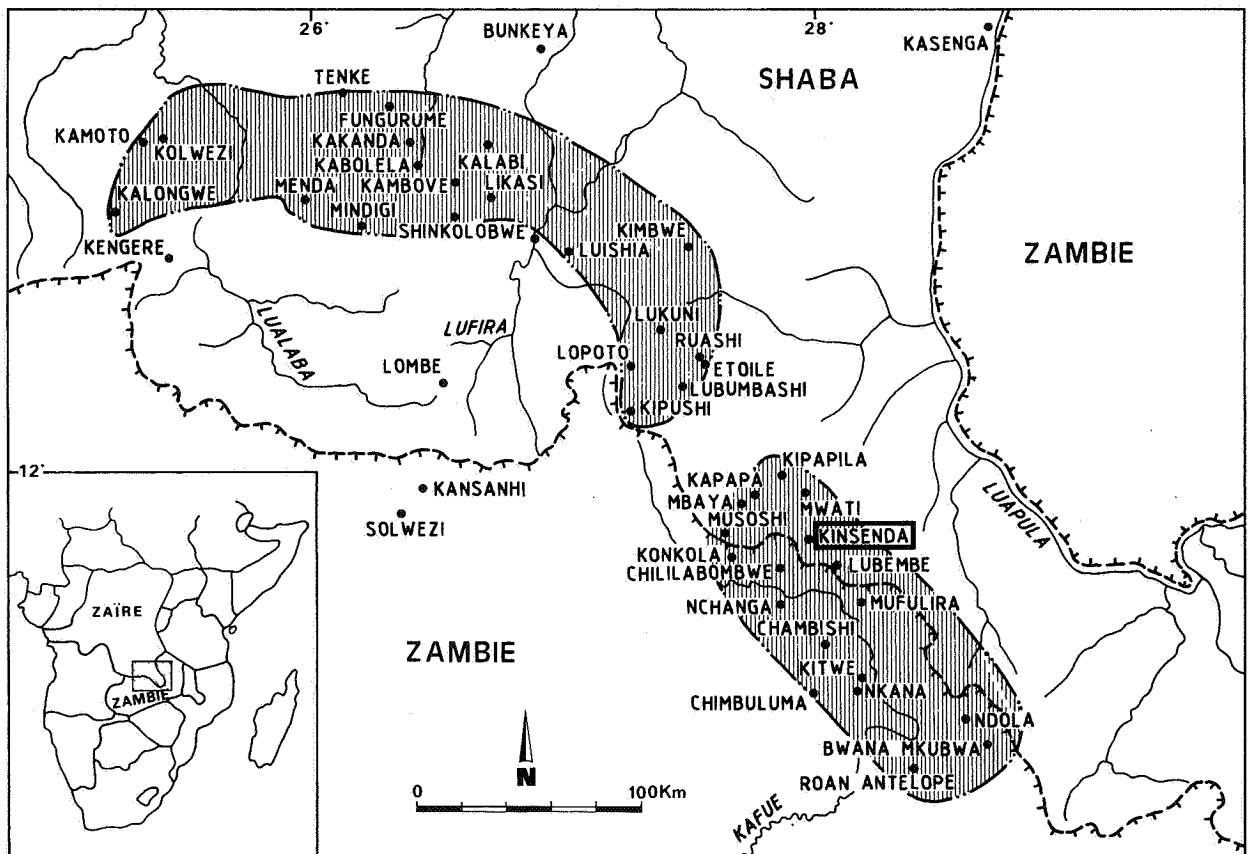


Figure 1. Carte de localisation des districts cuprifères NW (Shaba) et SE (SE Shaba et Zambie).

autochtones reposant sur les dômes granitiques ubendiens. Les roches supports de toutes ces minéralisations appartiennent au Roan. Rappelons que le Système katanguien d'âge néoprotérozoïque est classiquement subdivisé en Kundelungu (au sommet) et Roan (à la base).

Si la plupart des gisements zambiens et shabiens ont fait l'objet d'études bien documentées, ce n'est pas le cas du gisement de Kinsenda situé dans le district cuprifère SE, près de la frontière zaïro-zambienne, à environ 80 km au SE de Lubumbashi. En outre, de nombreuses discussions ont porté sur le caractère synchrone ou non des minéralisations des deux districts. C'est au sein des formations bordant le Massif de la Luina où se situe Kinsenda, zone charnière entre la Zambie et le Shaba, que des éléments de réponse ont été apportés à cette question.

On doit à Gysin (1937, 1960), les premières données sur Kinsenda et le SE du Shaba. De 1960 à 1985, aucune étude détaillée n'a été réalisée dans cette région. A partir de 1985, des données de synthèse apparaissent sur le Roan inférieur (Madi, 1985). En 1986, la direction géologique de la SODIMIZA lance un programme visant d'une part à mieux comprendre la métallogénie du SE du Shaba et d'autre part à résoudre les problèmes de corrélation lithostratigraphique entre le Shaba et la Zambie. Il a été relayé de 1990 à 1994 par le programme 302 de l'International Geological correlation programme (UNESCO/IUGS) intitulé «The structure and metallogenesis of Central African Late Proterozoic Belts». Certains résultats issus de ces initiatives ont été publiés par Lefebvre et Tshauka (1986), Lefebvre et Tshiauka (1987), Lefebvre (1989a,b), Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994).

L'étude du gisement de Kinsenda s'intègre dans ces programmes. Cette étude entraînait irrémédiablement celle du dôme granitique de la Luina dont l'âge posait problème.

## 2. CADRE GEOLOGIQUE

Les principaux travaux relatifs à la géologie du Shaba sont dus à: Cahen (1974); Cahen *et al.* (1984); Cailteux (1976, 1977); Cailteux et Kampunzu (1993); Cailteux *et al.* (1994); Dumont (1971); François (1973, 1974, 1987); Gysin (1937, 1960); Lefebvre (1989a); Lefebvre et Tshiauka (1987) et Robert (1940).

Pour la Zambie, on consultera principalement: Binda (1990); Cailteux et Kampunzu (1993); Cailteux *et al.* (1994); Daly et Unrug (1982); Darnley (1960); Garlick et Brummer (1951); Mendelsohn (1961) et Schneiderhöhn (1932).

## 2.1. GEOLOGIE REGIONALE

Le sous-sol shabien se compose d'un soubassement protérozoïque et d'une couverture tabulaire phanérozoïque. Le terme «soubassement» est utilisé dans la littérature géologique du Shaba pour désigner le Protérozoïque dans son ensemble. Le terme «socle» est réservé pour les Méso- et Paléoprotérozoïques.

Cornet (1908) et Robert (1940) désignaient la couverture tabulaire par «Système Lualaba-Lubilash». Actuellement, on la dénomme «Karoo» comme son équivalent d'Afrique australe. Le Karoo est constitué de formations allant du Miocène au Carbonifère supérieur. Au Shaba, il se limite à des formations continentales (épaisseur maximale inférieure à 1000 m).

Le soubassement shabien peut être subdivisé en trois ensembles respectivement d'âge néo, méso et paléoprotérozoïque. Cette subdivision est essentiellement basée sur les événements orogéniques majeurs qui l'affectent (Cahen *et al.*, 1984).

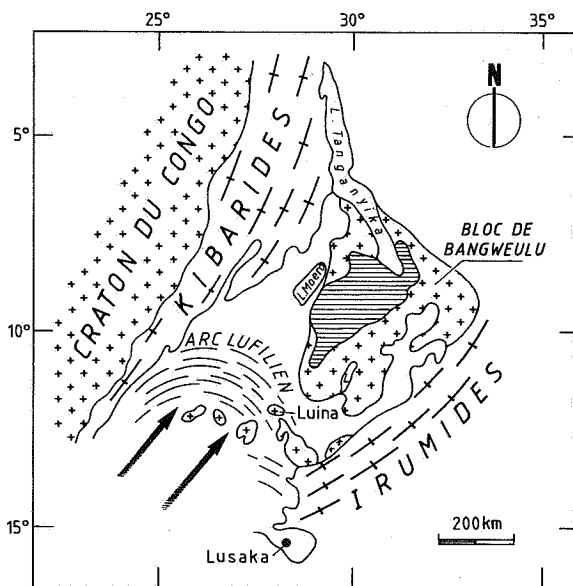
- On appelle Katanguien (d'âge néoprotérozoïque), toutes les formations plissées entre 950 Ma et 600 Ma et non affectées par les plissements antérieurs à 950 Ma. Elles ont donc été plissées vers 950 Ma par l'orogénèse lomamienne, vers 850 Ma par l'orogénèse lusakienne et vers 600 Ma par l'orogénèse lufilienne. La dernière orogénèse est la plus importante. Elle a imprimé aux roches du Protérozoïque supérieur de la province cuprifère la configuration en arc que nous observons actuellement (fig. 2). En outre, elle est enregistrée dans d'autres parties de l'Afrique. On la dénomme aussi «orogénèse pan-africaine»;

- On appelle Kibarien (d'âge mésoprotérozoïque), toutes les formations affectées par l'orogénèse kibarienne (phase principale à  $1310 \pm 25$  Ma et phase ultime à 1130 Ma) et qui ne sont pas affectées par les orogénèses antérieures à 1310 Ma;

- On regroupe dans l'Ubendien (d'âge paléoprotérozoïque), les formations qui ont subi le plissement de 2000 Ma. Ce plissement est appelé ubendien au Shaba et tumbide en Zambie.

### 2.1.1. Le Katanguien

Il se compose des formations subtabulaires des plateaux des Bianco et du Kundelungu ainsi que des formations plissées de l'arc cuprifère zaïro-zambien ou «Arc lufilien». Ces formations reposent en discordance sur des roches d'âges différents : à l'W sur le Mésoprotérozoïque, au NE sur le



**Figure 2.** Carte géologique schématique montrant les dômes granitiques de l'Arc lufilien (dont le Dôme de la Luina) et le Bloc de Bangweulu, zone épargnée par l'orogénèse kibarienne (Kibarides et Irumides). Hachures horizontales = Plateau Series. Flèches noires = direction du charriage (d'après Ngoyi *et al.*, 1991).

Paléoprotérozoïque et au SE sur les Méso- et Paléoprotérozoïque.

On subdivise le Katanguien en trois supergroupes : le Kundelungu supérieur, le Kundelungu inférieur et le Roan. Lorsqu'on veut affiner cette subdivision, on se heurte à plusieurs difficultés dont les principales sont :

- l'absence de fossiles, à part quelques niveaux stromatolithiques;
- la fréquence de lacunes de sédimentation notamment à la base du Roan (au Shaba méridional, au N de Lubumbashi) et à la partie supérieure du Roan (au SE du Shaba);
- la différence de nomenclature entre le Shaba et la Zambie.

Ces problèmes ont conduit Mendelsohn (1961) à distinguer deux bassins de sédimentation dans la province cuprifère d'Afrique centrale : le bassin shabien et le bassin zambien (qui inclut le Shaba sud oriental).

Les roches ignées sont relativement discrètes dans le Katanguien. Les basaltes de Kipambale et de Kasenga constituent les occurrences les plus connues. Signalons également des gabbros et des dolérites dans le Groupe de Dipeta, le gabbro de Madingusha, les roches gabbroïques de Kipushi et les sills de roches basiques de Nchanga et Mumbwa (Zambie). Dans le Groupe de Mwashya (ou de Dipeta ?), on connaît la dolérite de Makawe (au N de Bunkeya). Signalons

aussi des roches pyroclastiques dans le Groupe de Mwashya inférieur autour de Likasi (Shituru, Kipoï, Mulungwishi). Dans la Nappe de Kolwezi, deux sondages (l'un à Mashamba, l'autre à Dikuluwe) ont mis en évidence une diorite très altérée dans le Groupe des RAT lilas. François (1973) suggère qu'il s'agit d'un lambeau du socle parce que cette diorite n'induit pas de métamorphisme dans les sédiments.

- Une faible minéralisation en Cu et Co accompagne ces roches ignées, mais elle est sporadique et la plupart des auteurs pensent qu'il n'y a aucune liaison entre ce volcanisme et les minéralisations cupro-cobaltifères des gisements shabiens et zambiens.

### 2.1.2. Le socle s.s.

Tous les sédiments qui affleurent dans les monts Bia et Hakanson ainsi qu'au plateau des Kibara appartiennent au Kibarien. Ces sédiments ont une orientation générale NNE-SSW. Ils sont recoupés par des granites syn-tectoniques dont les âges avoisinent 1300 Ma et des granites post-tectoniques datés à 1030 Ma. Les sédiments kibriens sont aussi intrudés par des granites accompagnés de nombreuses pegmatites et veines de quartz. Granites et pegmatites sont minéralisés en cassitérite et autres minéraux accompagnateurs constants tels que columbo-tantalite et wolframite.

Le NE du Shaba est la région type des formations appartenant au cycle ubendien. La Chaîne ubendienne présente une allure générale NW-SE. On lui associe les formations suivantes : les «ignimbrites des Marungu», les plutonites du NE du Shaba, les ignimbrites du NE de la Zambie («Luapula volcanics») et le complexe plutovolcanique de l'W de la Tanzanie.

Au SE du Shaba, de part et d'autre de la frontière zaïro-zambienne, on observe une multitude de petites crêtes rocheuses qui sont tantôt isolées, tantôt groupées en massif. D'W en E, ce sont : les Massifs de Konkola (en Zambie), de la Luina (au Zaïre), de Kafue (en Zambie), de Mokambo (au Zaïre) (fig. 3). Ces massifs constitués de granitoïdes, de roches vertes et de roches métamorphiques sont mieux représentés en Zambie où l'on distingue deux ensembles : le Groupe de Lufubu, composé de formations ubendiennes (gneiss, migmatites et schistes de faciès amphibolique) et le Groupe de Muva composé de quartzites et de schistes et qui recouvre en discordance le Groupe de Lufubu. Pour Fleischer *et al.* (1976), le Groupe de Muva est l'équivalent du Kibarien et fait partie de la chaîne des Irumides qui a été datée à  $1355 \pm 28$  Ma. Pour Brewer *et al.* (1979), les formations du Super-Groupe de

Muva sont antérieurs à 1120 Ma et postérieurs à 1816 Ma. Enfin, pour Daly et Unrug (1982), les formations du Groupe de Muva dans les Irumides sont les équivalents plus métamorphiques de la Série de Plateau qui, dans le Bloc de Bangweulu (NE de la Zambie), recouvre en discordance les formations du cycle ubendien ou «Schist Belts».

Gysin (1937) mentionne qu'on n'observe pas de trace de roches métamorphiques du Groupe de Lufubu au Shaba. Par contre, le Groupe de Muva est bien représenté ; il s'agit essentiellement de quartzites qui affleurent suivant des crêtes ayant résisté à l'érosion.

## 2.2. GEOLOGIE LOCALE

L'âge des granites intrudant les massifs ubendiens souvent dénommés «dômes» dans la littérature (par exemple: Dôme de la Luina) a toujours été sujet à controverses :

- les premiers auteurs (dont Robert, 1928) considéraient ces granites comme des boutonnières d'érosion au travers des couches katanguiennes;
- au contraire, Lecompte (1933) et Gysin (1937) pensaient que les granites des dômes étaient intrusifs dans les formations katanguiennes;
- en 1951, Garlick et Brummer démontrèrent que la base du Katanguien (Roan) s'était sédimentée sur des granites érodés;
- en 1960, Gysin sépara les granites des dômes en deux groupes : d'une part, un groupe de granites gneissiques anté-katanguien (granites «vieux») et d'autre part, un groupe de granites prophyroïdes supposé post-katanguien (granites «jeunes»);
- actuellement, la majeure partie des auteurs (dont Cahen *et al.*, 1984) adhèrent à la théorie d'une seule génération de granites anté-katanguiens.

La controverse relative aux différentes générations de granites a été levée par Ngoyi *et al.* (1991). Leurs conclusions se résument comme suit :

- il n'existe qu'une seule génération de granites au sein des dômes du district SE de la province cuprifère zaïro-zambienne. Ces granites se sont mis en place dans la même fourchette de temps, c'est-à-dire à  $1882 \pm 20$  Ma (âge de cristallisation du granite du Dôme de la Luina);
- ces granites des dômes représenteraient une extension du Bloc de Bangweulu (fig. 2) recouverte par des sédiments katanguiens et qui a subi les effets de l'orogénèse lufilienne. En effet, des âges similaires (entre  $1869 \pm 40$  Ma et  $1816 \pm 22$  Ma) ont été obtenus sur les granites et sur les volcanites du Bloc de Bangweulu par Brewer *et al.* (1979). L'environnement géodynamique des granites du Bloc de Bangweulu est mieux connu que celui des dômes parce que ces granites n'ont pas subi l'effet du plissement lufilien;

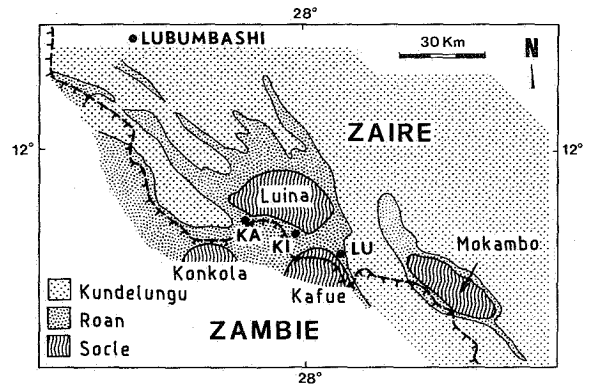


Figure 3. Pointements des dômes ubendiens à la frontière zaïro-zambienne. KA = Kasumbalesa, KI = Kinsenda, LU = Lubembe.

- au cours de l'orogénèse lufilienne, les granites des dômes, dans lesquels ont percolé des solutions tectono-métamorphiques, se sont comportés comme des systèmes géochimiques ouverts. Ils ont donc pu contribuer d'une manière qui reste à préciser pour chaque gisement, à la genèse (uranium) ou à des transformations significatives ou non (cuivre) des minéralisations de l'arc cuprifère zaïro-zambien.

Le Dôme ou Massif de la Luina (figs 2, 3 et 6) est situé à cheval sur les degrés carrés de Tshinsenda (le terme «Tshinsenda» est utilisé pour le degré carré tandis que le terme «Kinsenda» est réservé pour le gisement) et de Sakania, entre les parallèles 12° et 12°50'S et les méridiens 27°40' et 28°E. Les granites et les roches métamorphiques (métaquartzites et micaschistes) affleurent dans sa partie centrale. Ce dôme est affecté par une intense fracturation qui se traduit par un dense réseau de diaclases souvent cicatrisées par des veines et filons de quartz. Des dykes de diabase recoupent les quartzites et les granites. Au contact de ces roches basiques, les granites sont généralement schistifiés.

Le Massif de la Luina a été tellement raboté par l'érosion que les seuls affleurements observables sont des inselbergs saillant sur une surface aplanie, généralement recouverte par des alluvions et des sols allochtones dont l'épaisseur dépasse la vingtaine de mètres. Néanmoins, le soubassement géologique peut aussi être observé dans les lits encaissés des affluents secondaires du réseau hydrographique qui est en voie de rajeunissement.

En dehors de ces secteurs favorables, d'extension limitée, le soubassement géologique ne peut être atteint qu'en creusant des tranchées et des puits ou par sondage. Les dépôts superficiels qui couvrent les surfaces d'aplanissement montrent une histoire complexe comme l'atteste la fréquence des

«stones-lines» dans les puits de prospection (Aloni *et al.*, 1989).

Sur les flancs du dôme, la couverture sédimentaire katanguienne repose en discordance sur le granite. Les formations katanguiennes n'affleurent qu'exceptionnellement en raison du caractère aplani de la région. Toutefois, la succession stratigraphique complète des formations a pu être établie grâce aux galeries d'exploitation et aux sondages de prospection effectués autour de la mine de Kinsenda.

Ces formations, dont la position relative est montrée aux colonnes lithologiques de la figure 4, seront brièvement décrites en commençant par les formations plus anciennes. Lefebvre (1989a,b) en a également donné une description sommaire ainsi que de leur environnement de dépôt.

### 2.2.1. Le Roan

Lefebvre (1989a, b) l'appelle aussi «Supergroupe Roan shabien» et «Supergroupe du Shaba».

#### \* Formation de Chimfusi

Elle débute par des arkoses fines bien stratifiées à la base, qui passent progressivement à un matériau plus grossier (2-5 cm), avec intercalation des lits d'arkoses ou de grès arkosiques argileux. Ces roches sont surmontées par un conglomérat très mal classé, à éléments généralement anguleux à subarrondis (taille variant de 1 à 120 cm), empruntés au socle (granite, quartzite, feldspath ...). Au sommet, le matériau

grossier décroît aussi bien en taille qu'en quantité. Cette formation est épaisse de plus de 250 m.

#### \* Formation de Kafufya

Cette formation, d'une épaisseur d'environ 65 m, consiste principalement en quartzites clairs (gris clair à beiges), bien stratifiés, à stratifications obliques bien marquées. L'abondance de stratification oblique à angle élevé et de «soft-sand avalanche structure» incite Lefebvre (1989a) à penser qu'il pourrait s'agir de dunes éoliennes.

Des grès feldspathiques et des shales s'intercalent dans les quartzites au sommet de la Formation de Kafufya. Ces couches sont très riches en fer. Ces bancs de grès feldspathiques sont en effet les roches hôtes du gisement de fer de Kasumbalesa.

Les Formations de Chimfusi et de Kafufya n'existent pas à la mine de Kinsenda. En effet, à cet endroit, c'est la Formation de Mutonda qui repose directement sur le socle. Ces deux formations sont présentes dans la zone synclinale comprise entre le Dôme de Konkola et le Dôme de la Luina (fig. 6), connue sous le nom de «Dépression de Kasumbalesa» (Lefebvre, 1989a).

#### \* Formation de Mutonda

Elle est essentiellement arkosique à la base, où alternent des arkoses grossières voire même conglomératiques et des arkoses fines ou des siltites. Ces arkoses peuvent être blanches, noires ou rouges et contenir des éléments arrondis et anguleux pouvant atteindre 5 cm de diamètre.

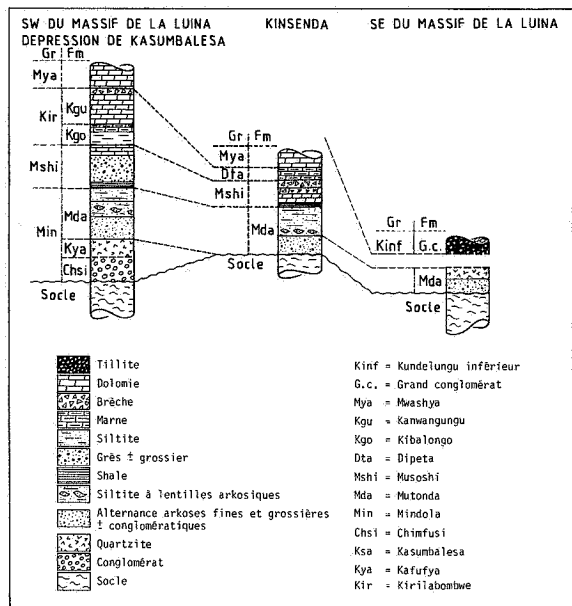


Figure 4. Colonne lithostratigraphique schématisée du Roan dans la Dépression de Kasumbalesa, à Kinsenda et au SE du Massif de la Luina.

La partie supérieure est formée des roches grés-argileuses à lentilles arkosiques qui disparaissent plus haut dans la séquence pour faire place à des grès feldspathiques plus ou moins carbonatés. On y observe assez couramment des stratifications entrecroisées.

Cette formation est divisée en membres dénommés, de la base au sommet : Kawimba, Lubembe, Simbi, Kalemba et Kitotwe (fig. 5). C'est la base arkosique de cette formation (Membre Lubembe) qui, à Kinsenda, est minéralisée en cuivre. Dans la partie E du Massif de la Luina, des bancs de quartzites fortement diaclasés et à granulométrie fine, s'intercalent dans les conglomérats arkosiques de la base. A Kinsenda, la Formation de Mutonda présente généralement une épaisseur de 300 m; ailleurs, son épaisseur varie de 70 à 450 m.

Les Formations de Chimfusi, Kafufya et Mutonda constituent le Groupe de Mindola.

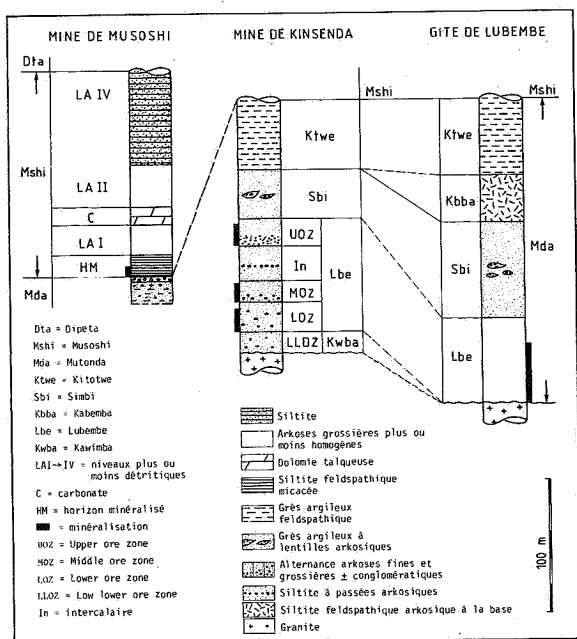


Figure 5. Colonne lithostratigraphique de la Formation de Mutonda à Kinsenda et Lubembe et du Groupe de Musoshi à Musoshi avec position des niveaux minéralisés.

#### \* Groupe de Musoshi

La base du Groupe de Musoshi est formée de shales laminaires ou de siltites noires minéralisés en cuivre : c'est l'Ore Shale (RL 6) des zambiens, également exploité au SE Shaba à Musoshi (HM sur la fig. 5) et qui correspond selon Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994) aux gisements classiques de la base du Groupe des Mines shabien (R-2). A Lubembe, la partie inférieure de l'Ore Shale contient aussi des pseudomorphoses d'évaporites et des traces d'anhydrite. En se référant à Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994), le sommet du Groupe de Musoshi est constitué à Musoshi, par des dolomies blanches souvent talcifiées et à Kinsenda, par des roches bréchifiées dans lesquelles subsistent parfois des lentilles intactes formées essentiellement de shales dolomitiques gris noir, de dolomies et de pélites gréseuses. Les lithologies de ce groupe constituent dans la région du Dôme de la Luina des faciès de transition entre le Groupe des Mines du Shaba s.s. et les faciès typiquement zambiens. Le Groupe de Musoshi atteint 175 à 200 m d'épaisseur dans la région du Dôme de la Luina.

Les corrélations stratigraphiques du Roan inférieur entre les districts cuprifères NW et SE ont toujours été malaisées et controversées. Cailteux (1976) et Cailteux *et al.* (1994) ont effectué des brefs historiques de cette question.

Cailteux (1976) a conclu que les gisements cuprifères stratiformes du Shaba et de Zambie semblent

contemporains. Ils se seraient déposés dans un bassin unique, les uns (Zambie et SE Shaba) en milieu détritique, les autres (NW Shaba) en milieu carbonaté, ces derniers ayant été charriés du S vers le N durant l'orogénèse lufilienne avec développement d'importantes brèches de friction. Le point de vue de Cailteux (1976) a toutefois été contesté par Lefebvre et Tshiauka (1987) qui situent l'Ore Shale (RL6) zambien sous le Groupe des Mines (R-2) shabien. L'ensemble du problème a été réexaminé récemment dans le cadre du programme IGCP 302. De nouvelles corrélations stratigraphiques confirmant l'opinion de Cailteux (1976) ont été proposées par Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994). Elles sont résumées dans le tableau I.

#### \* Formation de Kibalongo

Elle est formée de siltites gris vert à lentilles arkosiques à la base, et de grès dolomitiques puis de dolomies au sommet. En réalité, le sommet de la Formation de Kibalongo passe graduellement à la base de la Formation de Kanwangungu.

#### \* Formation de Kanwangungu

Elle consiste en dolomies massives débutant par une siltite dolomitique. Ces dolomies sont fortement bréchifiées au sommet.

#### \* Groupe de Dipeta

Dolomies et marnes rouges, avec des séquences de pélites gréseuses, caractérisent ce groupe. A sa base,

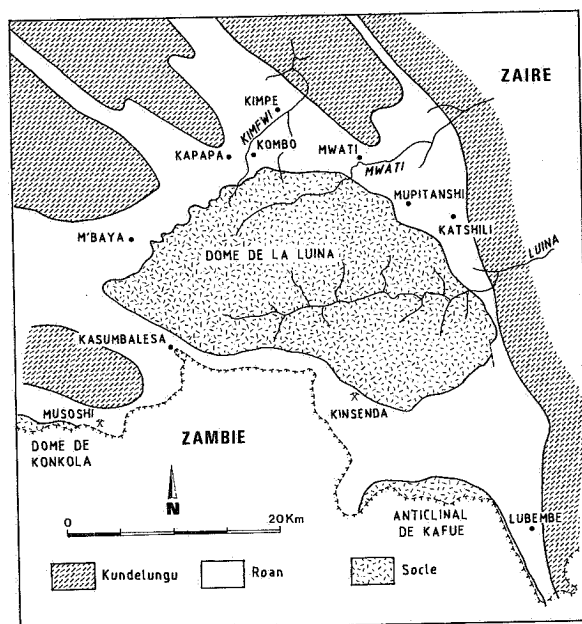


Figure 6. Carte géologique simplifiée de la région du Dôme de la Luina (d'après Lefebvre et Tshiauka, 1987, modifié).

DISTRICT NW (SHABA)		DISTRICT SE (SE SHABA + ZAMBIE)	
GROUPE	FORMATIONS	FORMATIONS	GROUPE
Mwashya (R-4)	sup. R-4.2 inf. R-4.1		Mwashia
Dipeta (R-3)	sup. R-3.4 inf. R-3.3	Kanwangungu (RU1 et RU2)	Kirilabombwe
	sup. R-3.2 inf. R-3.1	Kibalongo (RL3)	
Mines (R-2)	Dolomies de Kambove (R-2.3)	Dolomie de Chingola (RL4 et RL5 sup.)	Musoshi
	Shales dolomitiques (R-2.2.2 et R-2.2.3)	Pélite arkosique (RL5)	
	SDB (R-2.2.1) Dolomie de Kamoto (R-2.1)	Ore Shale (RL6)	
R.A.T. (R-1)	R-1.3 R-1.2 R-1.1 ?	Mutonda Kafufya Chimfunsi	Mindola (RL7)
socle		socle	

**Tableau I.** Lithostratigraphie des bassins shabien et zambien (d'après Cailteux *et al.*, 1994).

il existe souvent une brèche à éléments de dolomies et de grès empâtés dans une masse argileuse. Ce groupe peut atteindre 50 m d'épaisseur. Il constitue un équivalent latéral du Groupe de Kirilabombwe qui réunit les Formations de Kibalongo et de Kanwangungu.

*\* Groupe de Mwashya*

Le Groupe de Mwashya (épaisseur moyenne 50 m) renferme des formations essentiellement dolomitiques à la base (la séquence débute parfois par des grès feldspathiques) et des dolomies alternant avec des séquences marneuses ou grésopélitiques au sommet.

**2.2.2. Le Kundelungu**

Seule la base du Kundelungu, c'est-à-dire la mixtite du Grand Conglomérat, a été observée à l'extrémité E du Dôme de la Luina. C'est une diamictite à galets de diverses natures (quartz, quartzites, arkoses, schistes, granites, dolomies ...), très mal classés, provenant du socle s.s. et du Roan. On observe des galets bien arrondis ou subanguleux de toutes tailles (blocs, débris grossiers ou non), dispersés dans une matrice schisto-gréseuse très compacte. Cette formation riche en pyrite présente une couleur gris vert.

**3. PALEO GEOGRAPHIE DU SHABA ORIENTAL**

Au Shaba oriental, les sédiments katanguiens (du Roan et du Kundelungu) s'observent en discordance sur un socle ubendien ou tardi-ubendien.

Sur la crête de partage des eaux du Zaïre et du Zambèze, on constate deux situations différentes :

1. dans la Dépression de Kasumbalesa, le Roan comporte à sa base des bancs de conglomérats feldspathiques à matrice grésopélitique surmontés par des quartzites éoliens. Ces roches sont elles-mêmes recouvertes par des arkoses ou des conglomérats arkosiques et des siltites ;
2. à Kinsenda, la base du Roan est représentée par des arkoses, conglomératiques ou non, alternant avec des siltites. Ces formations reposent en discordance sur un socle ubendien et tardi-ubendien composé de roches métamorphiques, de granites plus ou moins mylonitisés et de diabases.

Toutes ces roches, généralement grossières, peuvent être tantôt bien tantôt mal classées. Elles incorporent fréquemment des séquences arkosiques, bien que le feldspath ne soit pas un constituant commun des grès. La libération de feldspaths frais dans la zone d'alimentation implique soit un climat aride, soit un



climat très froid. Elle peut aussi être liée à l'existence de reliefs locaux très élevés. La conservation des feldspaths lors du transport suppose un déplacement à courte distance. Ces observations cadrent bien avec l'existence de reliefs élevés proches du milieu de sédimentation (on peut penser à des vallées encaissées en bordure d'un plateau granitique ou à des dépôts de piémont accumulés au pied de reliefs résiduels). Ces sédiments montrent fréquemment des stratifications obliques alternant avec des stratifications planes parallèles. Ces caractères correspondent à un milieu de sédimentation peu profond et agité qui s'intègre bien dans la zone littorale d'une plate-forme épicontinentale.

Dans le cas du Shaba oriental, le socle est principalement formé de roches granitiques riches en feldspaths. Au début de la transgression du Roan, le soubassement ancien a probablement émergé sous forme d'îles plus ou moins étendues (seuils) dont l'emplacement coïncide sensiblement à celui des dômes granitiques actuels.

Les sédiments de la base du Roan reposant en discordance sur le socle sont très souvent rouges. Certains pensent que cette coloration est en partie d'origine syngénétique. Effectivement, à Kinsenda, l'hématite que l'on observe en section polie enchevêtrée avec de la chalcocite en association myrmékitique semble bien primaire. Si l'oxydation était secondaire, la chalcocite serait, au moins partiellement, remplacée par un oxyde de cuivre. Toutefois, toutes les roches rouges du Roan ne sont pas nécessairement liées à un milieu de dépôt oxydant. La coloration rouge peut aussi être, dans des très nombreux cas, due à une altération secondaire (par exemple de pyrite).

Au niveau régional, c'est tantôt le Katanguien inférieur (Roan), tantôt le Katanguien supérieur (Kundelungu) qui repose en discordance sur le socle. En outre, ce ne sont pas toujours les mêmes niveaux stratigraphiques du Roan ou du Kundelungu qui reposent sur le socle. Cette diversité d'âge des unités sédimentologiques katanguiennes en discordance sur le socle suggère que la transgression s'effectuait sous un relief relativement accidenté. Dans la région de Kinsenda, le contact socle granitique - base du Roan est connu à moins de 100 m de profondeur. Mais lorsqu'on s'éloigne du Massif de la Luina, il faut sonder jusqu'à 600 m pour l'atteindre. Le Massif de la Luina a pu correspondre à une île (voire un seuil) individualisée par le jeu de failles bordières syn-sédimentaires.

Deux autres observations méritent d'être signalées:

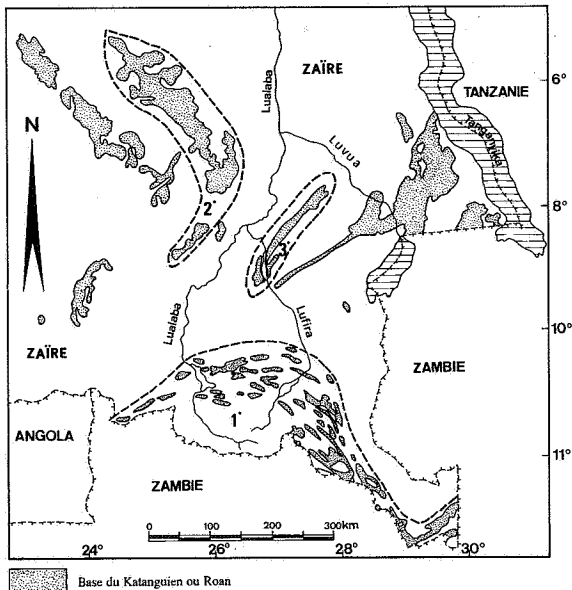
1. Les sédiments de base du Roan débordent largement le Shaba jusqu'au Kasai.

2. Ces roches présentent des zones de surépaisseur (fig. 7) :

- 1° le bourrelet plissé du Shaba méridional ;
- 2° la zone plissée à l'ouest du Lualaba ;
- 3° à Nonda, plus de 3000 m de sédiments du Roan orientés SW-NE.

La distribution inégale des unités sédimentologiques du Katanguien a alimenté l'hypothèse de la localisation de certaines séries à des aires correspondant à des fossés d'effondrements. C'est Brocks (1962) qui a suggéré pour la première fois que les bassins sédimentaires katanguiens étaient liés à des affaissements et des soulèvements différentiels de portions d'une aire cratonique. Rowlands (1974) estime que le style tectonique dominant du Précambrien est le rifting. Raybould (1978) a aussi soutenu l'hypothèse d'un rift intracratonique au moins pendant une partie du dépôt du Katanguien. Annels (1974, 1984, 1989) s'est attaché à évaluer dans quelle mesure la théorie de Brocks (1962) s'applique au bassin de Chambishi, en Zambie (séparé de Kinsenda, Lubembe, Mufulira, Bwana Mkubwa, Mokambo par l'anticlinal de la Kafue) (fig. 1). Il a dressé une liste des caractères qu'il considère comme spécifiques des dépôts liés à des rifts intracratoniques: bassin en lente subsidence, sédimentation cyclique, discontinuités intraformationnelles, passage progressif des détritiques grossiers aux détritiques fins puis aux carbonates, preuves d'une activité volcanique et hydrothermale, etc. Ce modèle a fait l'objet d'une discussion contradictoire entre Binda et Annels (1985). Comme l'a fait remarquer Binda, les caractéristiques énumérées par Annels (1984) ne sont pas particulières aux rifts intracratoniques : on peut aussi les observer dans un bassin de sédimentation traditionnel. En outre, l'activité volcanique au Shaba est discrète. On connaît les basaltes de Kipambale qui sont pénékatanguiens. D'autres manifestations volcaniques mineures sont aussi connues dans le Katanguien, mais leur position par rapport aux couches minéralisées du Roan, ainsi que leur teneur en métaux, ont conduit la majorité des auteurs à rejeter l'hypothèse d'un apport métallique lié à la mise en place de ces roches.

Selon Annels (1974, 1984, 1989), un aulacogène se serait formé dans le bassin de Chambishi au Roan supérieur avec montée de magma basaltique le long des failles latérales. Ce magma se serait mis en place partiellement sous forme d'intrusions gabroïques à faible profondeur et partiellement sous forme de volcanites sous-marines. La minéralisation cupro-cobaltifère serait liée à la montée de solutions hydrothermales enrichies magmatiquement («magmatically enriched hydrothermal solutions», Annels, 1984, p. 279) le long des failles de rifting. Les métaux auraient été soit dispersés par l'action des



**Figure 7.** Zones de surépaisseur du Roan (1° bourrelet plissé du Shaba méridional; 2° zone plissée à l'W du Lualaba; 3° région de Nonda).

vagues et des courants dans le bassin de sédimentation, soit concentrés par la porosité et des facteurs physico-chimiques et bactériogéniques dans un environnement diagénétique.

Unrug (1988, 1989) a également soutenu l'hypothèse de la formation d'un aulacogène kundelunguien et d'une introduction de saumures métallifères avec circulations convectives induites par gradient thermique. Les métaux auraient été véhiculés par des solutions hydrothermales provenant de deux sources : d'une part, des intrusions hypabyssales (sills subvolcaniques et petits stocks de gabbro) et d'autre part, des eaux de compaction expulsées de la pile sédimentaire du Kundelungu formée de pélites riches en matériel volcanoclastique dont l'épaisseur au centre de l'aulacogène aurait atteint 5000 m.

Lefebvre (1989a) a proposé une sédimentation du Katanguien dans des grabens en gradins, ce qui implique un remplissage sédimentaire moins étendu à la base qu'au sommet. Si le concept de tectonique de blocs syn-sédimentaires est plausible dans la région considérée, il est toutefois abusif de dire que toutes les failles transversales que l'on observe actuellement dans le Roan et le socle sont d'origine sédimentaire. En effet, quatre phases de rifting post-katanguien ont été répertoriées au Shaba par Dumont (1971) : anté-karoo, post-karoo, fin-crétacique (fragmentation du Gondwana) et fin-tertiaire (graben actuel ou «Great Rift Valley»). Dès lors, la période de mise en place des failles d'extension observables actuellement est très incertaine. En outre, certains phénomènes volcaniques et hydrothermaux peuvent être associés

au moins localement à ces quatre phases tectoniques. Enfin, le fait que le Roan déborde largement l'extension du Kundelungu (il occupe une partie de la Zambie et tout le Shaba jusqu'au Kasai) est un argument important pour minimiser la notion de grabens en gradins.

Quel que soit le modèle tectono-sédimentaire régional, il nous semble plus judicieux d'opter pour une sédimentation katanguienne sur une plate-forme épicontinentale dont la surface topographique était irrégulière et conditionnée partiellement par des failles sédimentaires vivantes et dont les hauts-fonds et les îles (seuils) ont été progressivement comblés au cours de la sédimentation. Pour Gysin (1937, 1960), l'emplacement de ces îles coïnciderait d'ailleurs avec les aires actuelles d'affleurement des dômes granitiques.

Revenons à l'analyse sédimentologique des formations du Roan au Shaba sud-oriental pour préciser qu'après le dépôt des roches détritiques grossières et essentiellement arkosiques, on observe des roches grésio-argileuses à lentilles d'arkoses qui passent progressivement à des shales laminaires noirs. A Kinsenda, juste au-dessus des shales laminaires, on trouve des dolomies blanches associées à une brèche. Mais ailleurs dans le Shaba sud-oriental, on observe entre les shales et les dolomies blanches, des passées détritiques (quartzites, siltites et parfois même des arkoses). Nous constatons donc qu'il y a un passage progressif des détritiques grossiers aux détritiques fins, puis aux carbonates.

Cette succession lithostratigraphique se répète plusieurs fois dans le temps, avec cependant une réduction des niveaux d'arkoses et de conglomérats et une augmentation des carbonates. La sédimentation est donc cyclique avec prédominance à la base de sédiments détritiques et au sommet des carbonates associés à des brèches. Ceci cadre bien avec un environnement de mer peu profonde présentant des alternances de milieux à haute énergie (conglomérats) et à plus faible énergie (dépôt de shales). La précipitation de carbonates s'accompagne de conditions suffisamment arides pour permettre le dépôt d'évaporites (on observe de l'anhydrite et des pseudomorphoses de gypse dans le Roan de Mufulira, à environ 40 km au SE de Kinsenda).

Le passage du Roan au Kundelungu est marqué par un arrêt de sédimentation suivi de dépôts glacio-marins (Tillite du Grand Conglomérat). C'est un changement radical dans la sédimentation exprimé par la dimension des blocs (qui peuvent avoir 0,5 m de diamètre ou plus) et leur caractère exotique. La Tillite du Grand Conglomérat est surmontée par des roches détritiques fines qui alternent avec des dolomies ou

des «macignos». Ces dépôts du Kundelungu inférieur présentent des faciès franchement marins alors que ceux du Roan sont plutôt à tendance lagunaire. On observe ensuite un nouvel arrêt de sédimentation suivi d'un autre dépôt glacio-marin (Tillite du Petit Conglomérat). Signalons l'amincissement rapide, du S vers le N, des formations comprises entre les deux diamictites. On constate aussi, dans la même direction, le passage de roches fines à des roches grossières. Le Kundelungu supérieur est une série marine subsidente bien régulière, qui augmente d'épaisseur vers le S et devient de plus en plus homogène. Il s'agit d'une alternance de roches détritiques fines (microgrès, shales gréseux et shales argileux) incorporant accessoirement des carbonates (dolomies, calcaires oolithiques ou calcaires construits). A Kinsenda, le Kundelungu est absent.

Bref, les caractères décrits s'accordent bien avec une sédimentation katanguienne sur une plate-forme épicontinentale et sous des climats variés. D'une façon générale pour le district cuprifère SE, les lignes de rivages étaient grossièrement NW-SE, le continent étant situé au NE (Van Eden et Binda, 1972). Les abondantes stratifications entrecroisées indiquent une direction dominante de transport à partir du NE (Fleischer *et al.*, 1976). Dans la région de Kinsenda, comme le Massif de la Luina formait une île (ou un seuil) pendant la sédimentation du Roan, les lignes de rivages devaient être grossièrement parallèles au contour actuel du dôme.

## 4. CADRE METALLOGENIQUE

### 4.1. REVUE DE LA LITTERATURE

#### 4.1.1. Les gisements du district NW

Les contributions principales relatives à la métallogénie du district NW (Shaba) sont dues à : Bartholomé (1962, 1963, 1969, 1974,); Bartholomé *et al.* (1972); Brown (1980); Cailteux (1986); Dimanche (1974); François (1973, 1974); Lefebvre (1975, 1989b); Lefebvre et Cailteux (1975) et Okitaudji (1989).

Les gisements cupro-cobaltifères du Groupe des Mines sont les plus importants tant du point de vue du tonnage que de la teneur. Ce sont des minéralisations stratiformes de cuivre comprises essentiellement dans des séries carbonatées. On les trouve à deux niveaux stratigraphiques :

- le niveau supérieur est lié aux shales gréseux et aux dolomies stratifiées du R-2.2.1.1
- le niveau inférieur est lié aux dolomies siliceuses feuilletées et aux dolomies argileuses du R-2.1.2 et

déborde parfois dans les grès chloriteux sous-jacents du R-2.1.1

Tantôt les deux niveaux sont minéralisés, tantôt uniquement l'inférieur.

Dans le Katanguien, on connaît des indices de cuivre dans des roches microgréseuses du R-3 (Dipeta). Plusieurs petites occurrences sont également connues dans le R-4 (Mwashya).

Enfin, il existe trois gisements filoniens à Zn, Pb, (Cu) dans les dolomies de Kakontwe (Kundelungu inf.) à Kipushi, Lombe et Kengere. Le gisement filonien de Kipushi est le plus connu et certainement le plus important.

#### 4.1.2. Les gisements du district SE

Les contributions majeures relatives à la métallogénie du district SE (SE du Shaba et Zambie) sont dues à : Annels (1974, 1980, 1984, 1989); Gray (1930); Binda (1975, 1987, 1989); Cailteux (1973,1974); Fleischer *et al.* (1976); Garlick (1953, 1961a,b, 1989); Gray (1930); Lefebvre (1989a,b); Lefebvre et Tshauka (1986); Lefebvre et Tshauka (1987); Mendelsohn (1961, 1989); Unrug (1988, 1989); Sweeney et Binda (1989) et Sweeney *et al.* (1991).

Les gisements cuprifères du district SE sont compris dans des séries essentiellement détritiques. On les rencontre à deux niveaux stratigraphiques :

1. dans les arkoses plus ou moins grossières de la Formation de Mutonda au Shaba, corréléable en Zambie aux unités dénommées selon les cas : Footwall Aquifer, Footwall Quartzite, Footwall Arenite, Kafue Arenites ou Mindola Clastics (au Shaba, gisement exploité à Kinsenda, en préparation à Lubembe - fig. 6; en Zambie, gisements exploités à Mufulira et Bwana Mkubwa - fig. 1);

2. dans une siltite feldspathique micacée à la base du Groupe de Musoshi dénommée «Ore Shale» par les auteurs zambiens (au Shaba, gisement exploité à Musoshi, indices à M'Baya et Mokambo - fig. 6; en Zambie, gisements exploités notamment à Roan Antelope, Nkana, Chambishi et Nchanga - fig. 1). En se basant sur la stratigraphie de Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994), le gisement exploité à Kipapila (Kimpe) et les indices de Kombo, Mwati et Mupitanshi (fig. 6) se rattachent également à un niveau supérieur du Groupe de Musoshi.

Citons également pour mémoire la présence de minéralisations non cuprifères : le gisement de fer de Kasumbalesa, au sommet de la Formation de Chimfunsi, une minéralisation uranifère dans les

cassures de l'horizon cuprifère du Groupe de Musoshi et une autre minéralisation uranifère sous forme disséminée ou en veines subconcordantes sous l'horizon cuprifère à Nkana (Mindola) et à Luanshya.

Rappelons que Cailteux (1976) a proposé une corrélation stratigraphique du Groupe des Mines de Kipapila avec l'Ore Shale en Zambie. Celle-ci a été contestée par Lefebvre et Tshiauka (1987) qui situent l'Ore Shale sous le Groupe des Mines. Récemment, une nouvelle corrélation lithostratigraphique a été introduite par Cailteux et Kampunzu (1993) et Cailteux *et al.* (1994). Ces auteurs raccordent l'Ore Shale aux minéralisations liées à la Dolomie de Kamoto (ou R-2.1) du Groupe des mines du bassin shabien ; en outre, ils relient la Formation de Mutonda aux RAT lilas ou R1 du bassin shabien.

Dans tous les cas, les minéralisations liées aux arkoses de la Formation de Mutonda sont lithostratigraphiquement sous-jacentes aux minéralisations du Groupe des Mines du bassin shabien et de l'Ore Shale zambien.

## 4.2. METALLOGENIE DU GISEMENT DE KINSEDA

Sur les versants du Dôme de la Luina, reposent les formations monoclinales du Katanguien. A Kinsenda, leur base (Membre Lubembe de la Formation de Mutonda), principalement détritique, est minéralisée en cuivre. Ce gisement a été découvert vers 1930 par la mission «Sud-Katanga».

### 4.2.1. Historique

En 1929, l'Union Minière du Haut Katanga (UMHK) confia l'étude cartographique et la recherche minière de la concession au SE de Lubumbashi (entre la rivière Kafubu et la frontière zaïro-zambienne) à la mission «Sud-Katanga» dirigée par Marcel Gysin (durée de la mission : de 1929 à 1932).

Avant 1940, l'UMHK effectua une campagne de sondages qui conduisit à estimer les réserves à 4.000.000 tonnes de minerai à 7,5 % de Cu soit 300.000 tonnes de Cu.

Toutefois, ce n'est qu'en 1971 que la SODIMICO (Société de Développement Industriel et Minier du Congo), entama une réévaluation des réserves du gisement de Kinsenda. Les travaux miniers débutèrent en octobre de la même année. Lorsque le Congo changea son nom en Zaïre en 1974, la SODIMICO devient SODIMIZA (Société de Développement Industriel et Minier du Zaïre). L'inauguration officielle de la mine de Kinsenda eut lieu en octobre 1977.

En juillet 1987, la société zaïroise, GECAMINES (Générales des Carrières et des Mines) fut désignée par le Conseil Exécutif du Zaïre, comme nouveau gestionnaire de la SODIMIZA.

### 4.2.2. Tonnages extraits et teneurs

Le tableau II donne un aperçu des tonnages annuels extraits et des teneurs moyennes en Cu pendant la

Période	Minerai (t)	Teneurs (%)	Métal (t)
1977 ( 3 mois)	49.976	5,51	2.752
1978 (12 mois)	274.608	5,16	14.163
1979 (12 mois)	281.290	5,76	15.570
1980 (12 mois)	295.199	5,76	15.570
1981 (12 mois)	333.384	5,04	16.795
1982 (12 mois)	356.298	5,54	19.746
1983 (12 mois)	395.037	5,81	23.365
1984 (12 mois)	410.022	5,93	24.329
1985 (12 mois)	384.822	5,82	22.414
1986 (12 mois)	361.924	5,55	20.096
1987 (12 mois)	367.410	5,06	18.574

Tableau II. Productions en cuivre du gisement de Kinsenda entre 1977 et 1987.

période 1977-1987. Si la teneur moyenne en cuivre est pratiquement constante, par contre, les teneurs réellement rencontrées à divers endroits du gisement varient de 0,5 à 26 % de Cu. Les fortes teneurs (10 à 26 % de Cu) sont rares et les parties du gisement à teneurs inférieures à 2 % sont considérées comme stériles.

La concentration du minerai s'effectue à la mine de Musoshi dans un concentrateur d'une capacité de 5 000 tonnes/jour.

#### 4.2.3. Géométrie du corps minéralisé

##### a) En coupe verticale

La minéralisation se présente sous forme de corps lenticulaires subconcordants exploités à 3 niveaux stratigraphiques dénommés par les mineurs locaux Upper Ore Zone (UOZ), Middle Ore Zone (MOZ) et Lower Ore Zone (LOZ) (figs 8, 9 et 10).

Le niveau supérieur (UOZ) est toujours séparé du niveau moyen (MOZ) par un intercalaire d'épaisseur relativement constante (environ 40 m). Celui-ci est très faiblement minéralisé (teneur certainement inférieur à 2 % Cu) et donc considéré comme stérile par le mineur. A la base du Membre Simbi surmontant le Membre Lubembe, on observe parfois une fine couche de minerai oxydé qu'on dénomme UOOZ.

Comme le montre la figure 9, le Membre Lubembe soit repose directement sur le granite, soit en est séparé par le Membre Kawimba qui, lorsqu'il existe, peut être minéralisé (niveau LLOZ). En réalité, on observe dans chaque niveau principal plusieurs séquences sédimentaires formées de bancs d'arkoses de granulométrie variée qui constituent des sous-niveaux minéralisés. Les mineurs locaux dénomment «Ore Level» (OL) les sous-niveaux grossiers et «Inter Level» (IL) les sous-niveaux fins (fig. 8).

La répartition de la minéralisation dans les niveaux et sous-niveaux n'est pas homogène. Il est rare que ces différents niveaux soient minéralisés sur toute leur étendue et toute leur épaisseur :

1° Dans l'UOZ, il y a 3 sous-niveaux grossiers : OL0, OL1, OL2 et 3 sous-niveaux fins : IL0, IL1 et IL2. La minéralisation est constante dans OL2, IL1 et OL1 et elle est plus sporadique dans IL2, IL0 et OL0;

2° Dans le MOZ, il y a aussi 3 sous-niveaux grossiers : OL1, OL2, OL3 et 3 sous-niveaux fins : IL1, IL2 et IL3. La minéralisation est constante dans les différents sous-niveaux sauf dans OL3, et OL1;

3° Dans le LOZ, il y a 4 sous-niveaux grossiers : OL0, OL1, OL2 et OL3 et 4 sous-niveaux fins : IL0, IL1 et IL2 et IL3. Dans ce niveau, deux cas sont généralement observés :

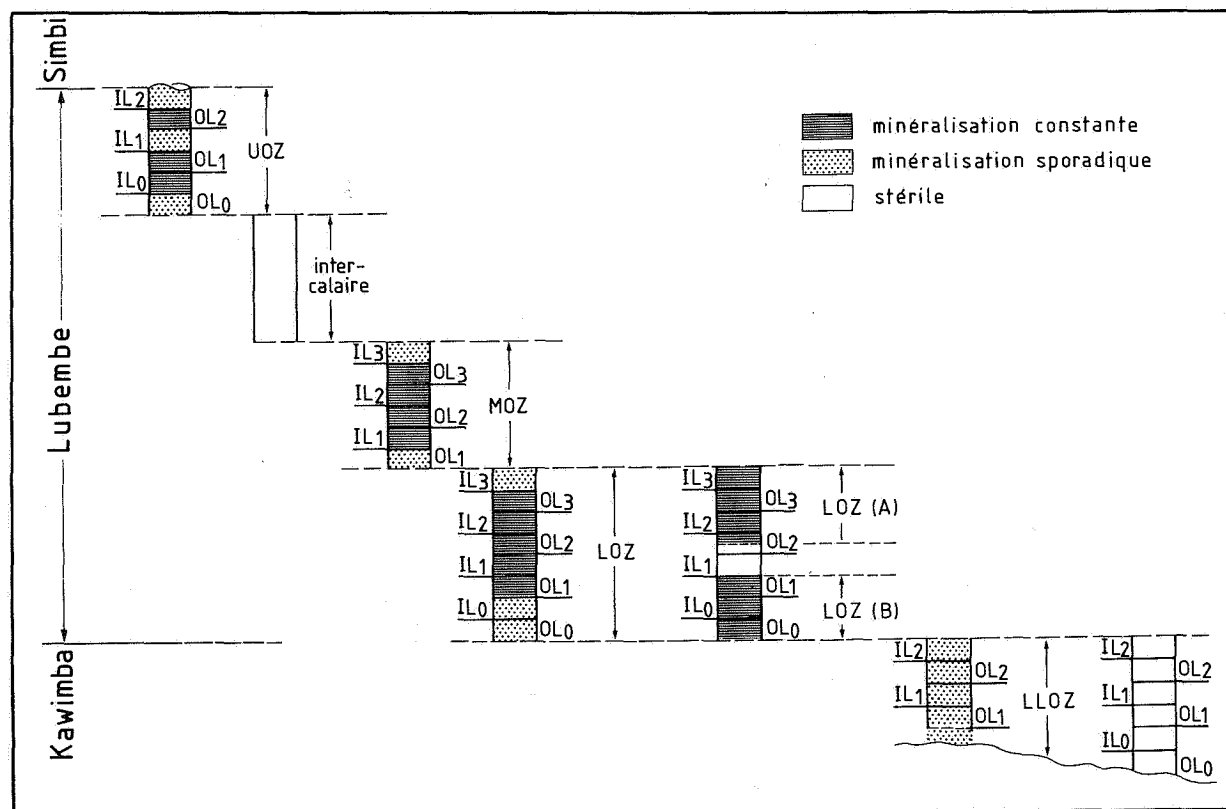
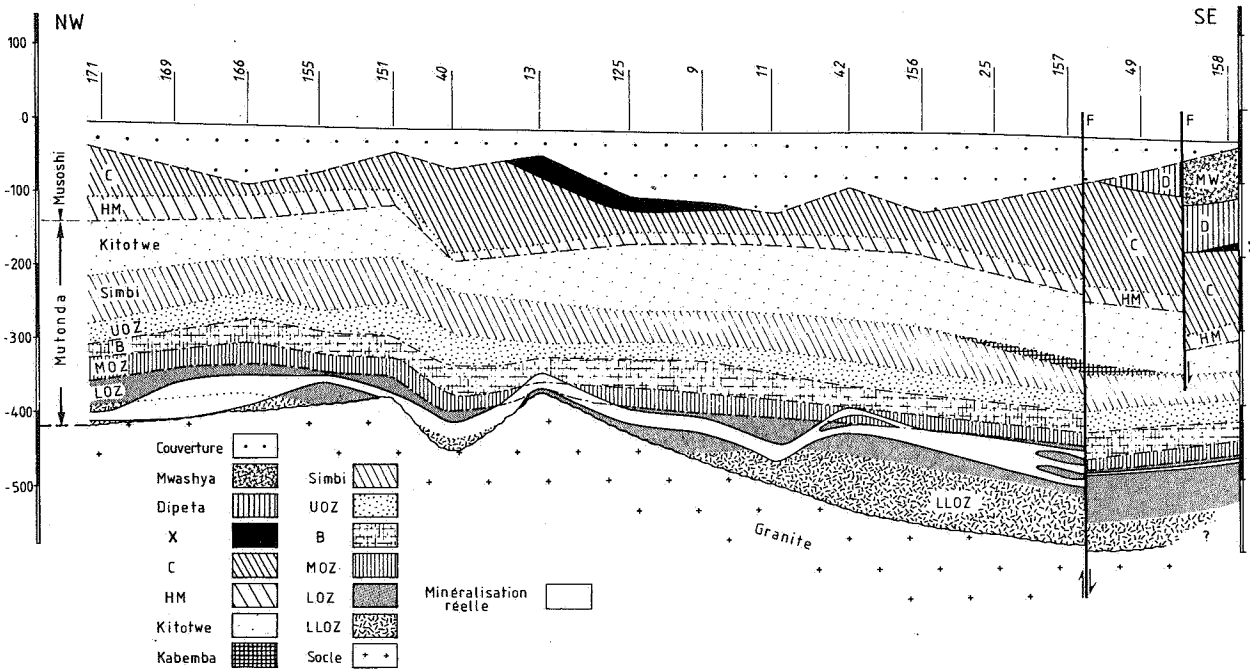
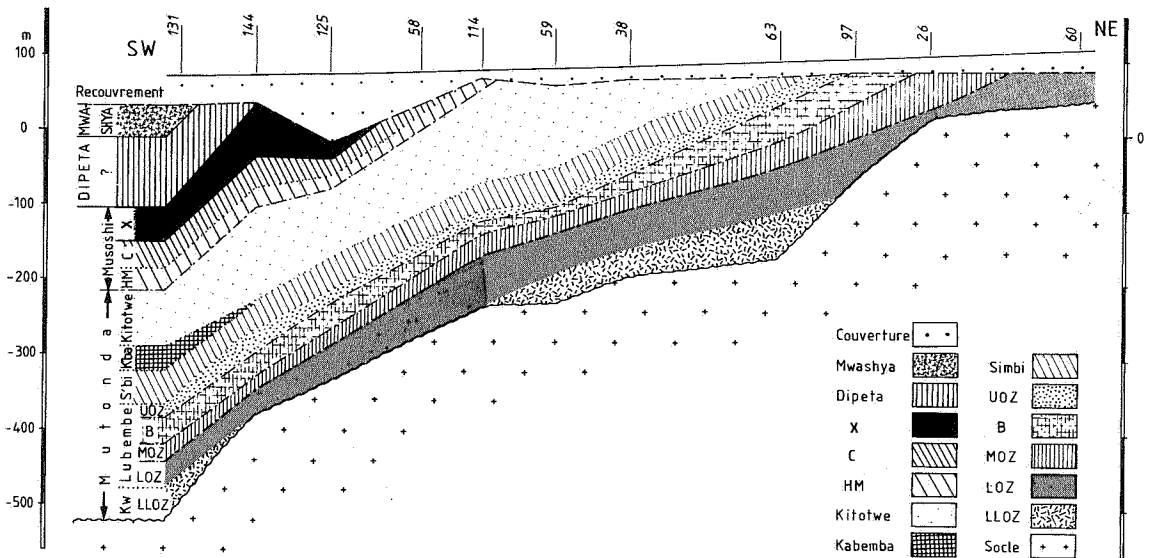


Figure 8. Schéma montrant la répartition des niveaux et sous-niveaux minéralisés à Kinsenda. Le mot «stérile» est employé au sens des mineurs (teneur en Cu inférieure à 2 %).

## COUPE 1



## COUPE 2



**Figure 9.** Coupes verticales NW-SE (coupe 1) et SW-NE (coupe 2) du gisement de Kinsenda basées sur les sondages miniers (identifiés par des numéros).

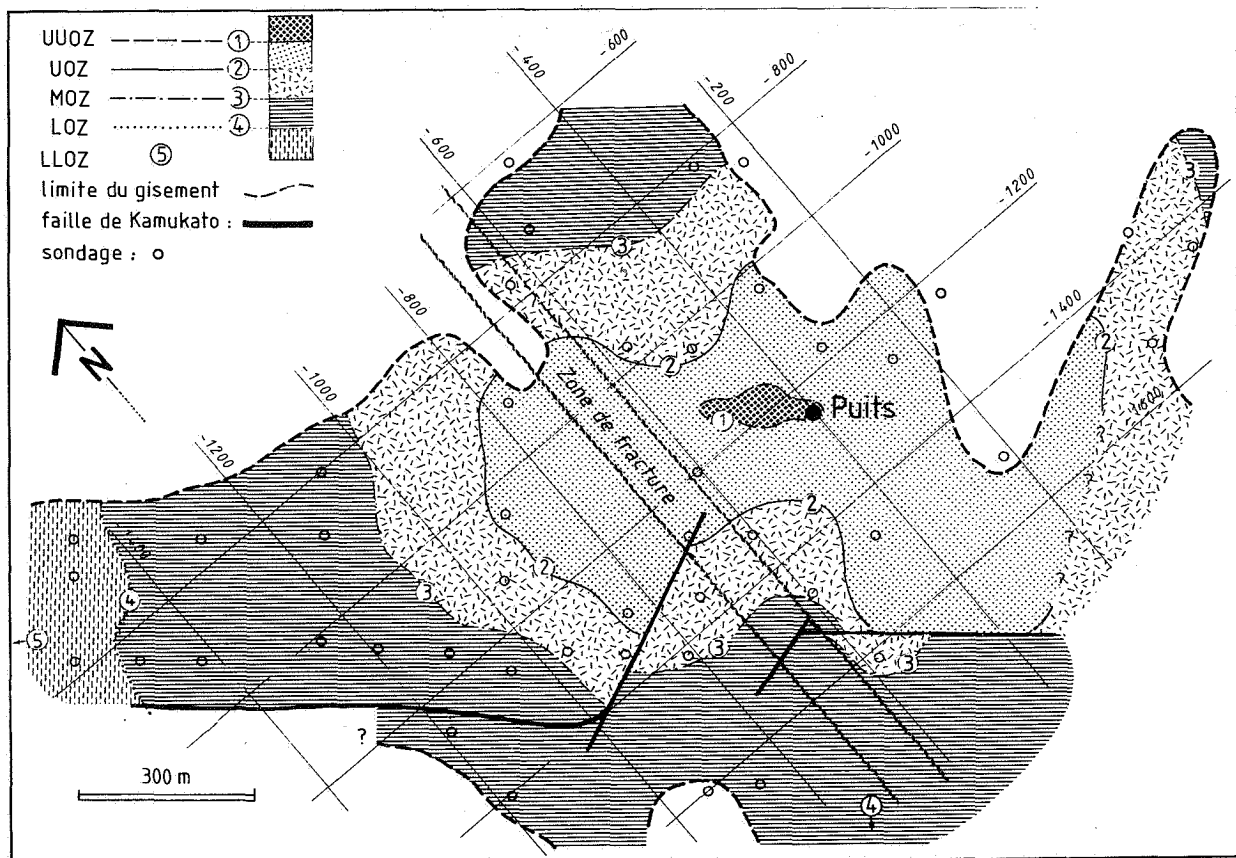
- le LOZ peut être minéralisé sur toute son épaisseur. La base (IL0 et OL0) et le sommet (IL3) sont parfois stériles;

- le LOZ peut être subdivisé en deux sous-niveaux (LOZA et LOZ B), séparés par une zone centrale stérile (IL1 et une partie de OL2);

4° Le LLOZ a généralement 4 sous-niveaux (mais peut en avoir 6): 2 sous-niveaux grossiers, OL1, OL2 et 2 sous-niveaux fins, IL1 et IL2.

La réalité est parfois plus complexe encore : la minéralisation peut être répartie de manière tout à fait irrégulière à l'intérieur des niveaux et sous-niveaux (coupe 1 de la fig. 9).

Par endroits, on peut observer une couche de siltite très fine, de couleur beige, d'épaisseur très limitée (5 cm au maximum), apparemment stérile, intercalée entre deux bancs d'arkoses grossières très épaisses (1 à 2 m) et très richement minéralisées.



**Figure 10.** Coupe horizontale du gisement de Kinsenda basée sur les sondages miniers avec projection sur un même plan des limites des différents niveaux minéralisés.

## b) En coupe horizontale

La projection horizontale du gisement est montrée à la figure 10. On constate que la superposition des niveaux UUOZ, UOZ, MOZ et LOZ obéit à une répartition grossièrement concentrique. L'extension horizontale des niveaux inférieurs est plus grande que celle des niveaux supérieurs. Toutefois, le LOZ est fortement excentré vers le NW et le LLOZ n'existe de manière continue qu'au NW du gisement. D'ailleurs, tous les sondages effectués à l'ouest du méridien X = -1600, sont stériles dans les niveaux UOZ, MOZ et LOZ : seul LLOZ est minéralisé.

Dans les niveaux stériles, c'est de l'hématite qui se concentre le long des feuillets de dépôt.

Le corps minéralisé est aussi très fracturé. Il existe d'ailleurs une zone intensément fracturée d'environ 80 m de largeur, de direction NS, dans laquelle le minerai a été fortement lessivé.

Enfin, le gisement est recoupé au SW par la Faille de Kamukato de direction sensiblement NNW-SSE. Au voisinage et à l'intérieur de la zone fracturée NS, cette faille prend une direction NE-SW et est décalée d'au moins 100 m au-delà de la zone fracturée NS (fig. 10).

L'extension longitudinale du gisement est grossièrement parallèle au tracé de la Faille de Kamukato. Toutefois, on constate que les teneurs ne sont pas plus riches le long de la faille. Dans le compartiment situé au SW de la Faille de Kamukato, seuls 4 sondages ont atteint les horizons minéralisés. La minéralisation se limite à 4-6 m d'épaisseur et elle est essentiellement oxydée.

## 5. STRUCTURES LIEES A LA MINERALISATION

### 5.1. LES STRUCTURES PRIMAIRES

Les roches hôtes de la minéralisation de Kinsenda sont essentiellement des arkoses qui peuvent être très finement litées (laminites) ou au contraire très grossières, voire conglomératiques et éventuellement granoclassées. Mais dans la plupart des cas, le classement est très mauvais. Les galets sont tantôt bien roulés, tantôt allongés ou/et anguleux. Des chenaux ravinant parfois les bancs sous-jacents.

On observe souvent des stratifications obliques ou entrecroisées (pl. I), plus ou moins bien marquées selon le niveau minéralisé considéré (très nettes et très abondantes dans UOZ et dans une moindre mesure

dans LOZ; moins nettes et moins abondantes dans MOZ). Les sulfures de Cu (chalcocite, covellite, digénite, chalcopyrite et bornite) sont généralement disséminés dans la roche hôte, mais de la covellite et de la digénite (également un peu de chalcocite) sont aussi fréquemment concentrées dans les feuilletts frontaux (foresets) et sommitaux (topsets) des stratifications obliques ou entrecroisées (phs 1 à 4, pl. I). Etant donné les contrastes de couleur entre feuilletts minéralisés (bleu foncé ou gris) et la roche hôte (blanc ou gris clair), ces structures sont particulièrement bien rehaussées.

On rencontre parfois aussi une minéralisation massive (essentiellement de la chalcocite massive).

Parfois, les strates minéralisées sont affectées de plissements de type slumping (ph. 5, pl. I).

## 5.2. LES STRUCTURES DE REMOBILISATION

Le LOZ est le seul niveau minéralisé où, à côté de mouchetures de chalcopyrite et de bornite dans la roche hôte, on observe des mouchetures de ces mêmes minéraux concentrées dans des lentilles allongées (5 à 10 cm de long, quelques millimètres de large), aux contours très irréguliers et systématiquement obliques à la stratification. Cette dernière est d'ailleurs soulignée par des strates plus riches en chalcocite, digénite et covellite.

## 5.3. LES STRUCTURES D'OXYDATION

### 5.3.1. Oxydation précoce

Dans le MOZ, on observe parfois des roches rouges surmontant des roches noires (dénommées «grauwacke» par les mineurs locaux). Ce cas est montré à la photo 6, planche I où le passage roche noire (non oxydée)/roche rouge (complètement oxydée) est brutal. Les bancs sont recoupés par un front d'oxydation sécant par rapport à la stratification (l'angle de recoupe, généralement faible, est compris entre 10 et 20°). Des sulfures tels que chalcopyrite, chalcocite, digénite et covellite constituent la minéralisation de la roche noire. En revanche, l'hématite et des hydroxydes de fer abondent dans la roche rouge. A côté de reliques de sulfures, la roche rouge renferme aussi des oxydes et des carbonates, le plus souvent sous forme de malachite et parfois de cuprite. Du cuivre natif apparaît également mais est rare. A l'interface d'oxydation, on observe une zone de transition très peu épaisse entre les roches oxydées et non oxydées. Des reliques de roches noires de formes diverses subsistent dans cette zone. Ces phénomènes d'oxydation sont peut-être liés à une nappe phréatique ancienne.

### 5.3.2. Oxydation tardive

Le long de fractures subverticales affectant des bancs d'arkoses grises (très riches en sulfures), on observe des digitations en entonnoir ou de formes irrégulières, décolorées et plus ou moins pigmentées de malachite.

Parfois, se superpose une zonation de type Liesegang. Dans le cas d'un lessivage très poussé, des bancs entiers peuvent être complètement blanchis. On y retrouve des vestiges de la roche minéralisée initiale en forme de champignons, entourés d'anneaux de Liesegang riches en malachite. La stratification est toutefois conservée dans ces zones décolorées (fig. 11).

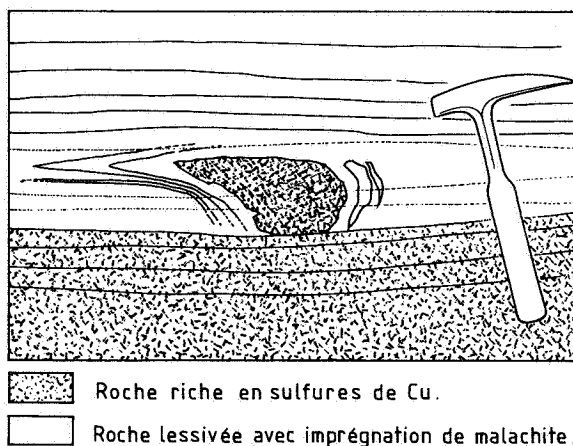
Au voisinage de fractures, il se forme parfois des zones enrichies en Cu secondaire. Suite à la circulation d'eau le long de ces fractures, le Cu lessivé reprécipite sous forme de carbonates (essentiellement de l'azurite) ou de silicates, voire d'oxydes de Cu (cuprite et même Cu natif).

## 6. PARAGENESES MINERALES

### 6.1. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE DES MINERAUX

Rappelons que les roches hôtes de la minéralisation sont des arkoses qui peuvent être conglomératiques ou très fines. Elles sont de couleurs noire, rouge ou gris clair. Ces roches sont souvent hétérogranulaires, hétérogènes et généralement mal classées (gritstone).

Les éléments des conglomérats sont anguleux à moyennement arrondis et sont composés de



**Figure 11.** Contact entre niveaux minéralisés lessivés et non oxydés. Dans la partie supérieure lessivée (blanchie), contenant toutefois des imprégnations de malachite, subsiste un vestige de minéralisation sulfurée en forme de champignon entouré d'anneaux de Liesegang riches en malachite. Noter que la stratification est conservée dans la partie lessivée.



microcline, de plagioclase, de quartz et de débris de roche (granite, métaquartzite, gneiss, schiste, diabase). Ces galets sont parcourus de microfissures remplies de séricite associée à des sulfures de cuivre. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'épidote, l'ilménite, la titanite, le zircon et parfois l'apatite.

Le ciment des galets est soit un assemblage de minéraux détritiques identiques à ceux des galets accompagnés de minéraux des argiles, soit un assemblage de quartz, microcline et séricite.

Les sulfures colmatent les interstices entre les grains. Ils entourent aussi parfois les bordures d'accroissement des quartz ou les croissances albitiques en périphérie des feldspaths (ph. 1, pl. II). Cette observation implique que l'introduction du cuivre est postérieure à une phase de diagenèse précoce conduisant à des bordures d'accroissement authigène.

Les roches rouges sont celles dans lesquelles les oxydes de fer abondent. La séricitisation est plus importante dans les roches grises. La séricite est souvent associée à la minéralisation et aux quartz authigènes dans les roches noires.

Les minéraux identifiés à Kinsenda sont mentionnés à la figure 12. Ces minéraux ont été déterminés au microscope optique en lumières réfléchiées et transmises. Les identifications ont été confirmées par analyses quantitatives à la microsonde électronique (tab. III). Si dans l'ensemble, les compositions obtenues pour les sulfures de Kinsenda concordent bien avec les compositions théoriques, on note néanmoins certains écarts plus ou moins significatifs (cas de la chalcopryrite et de la carrolite). En outre, certaines pyrites de Kinsenda sont cobaltifères et peuvent contenir jusqu'à 6,75 % de cobalt. Certains auteurs ont utilisé le rapport Ni/Co dans les pyrites comme critère génétique. Une analyse critique de ce paramètre a été effectuée par Mercer (1976) et Roger et Treuil (1976). Dans la majorité des pyrites sédimentaires, le rapport Ni/Co est supérieur à 1. Des rapports Ni/Co inférieurs à 1 semblent indicatifs d'environnements hydrothermaux. Toutefois, Roger et Treuil (1976, p. 194) concluent «que l'interprétation des éléments traces demande une grande prudence et qu'il semble prématuré dans le cas étudié (le rapport Ni/Co) de vouloir exprimer des règles ayant une valeur générale».

Dans les lignes qui suivent, les minéraux sont décrits succinctement. Ils sont regroupés d'après les structures macroscopiques des roches hôtes auxquelles ils appartiennent (voir 4).

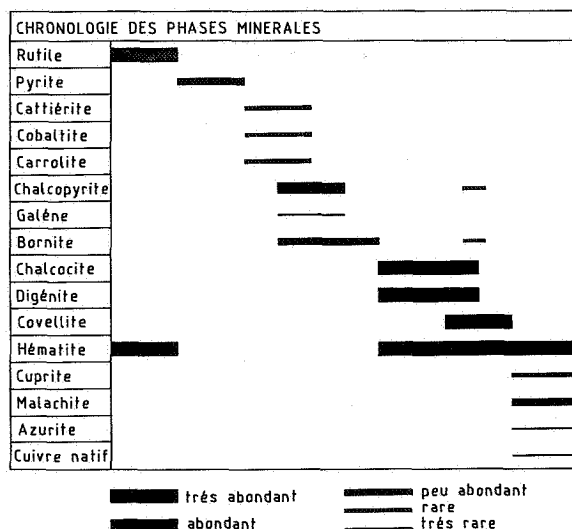


Figure 12. Ordre de cristallisation des minéraux du gisement de Kinsenda.

### 6.1.1. Minéraux liés aux structures primaires

#### a) Minéraux disséminés

##### RUTILE : $TiO_2$

Le rutile s'observe en sections xénomorphes ou automorphes. Dans certains cas, il est inclus dans les sulfures de cuivre; dans d'autres cas, il développe une structure à contact mutuel avec certains sulfures (pyrite, chalcopryrite, bornite). Il est parfois concentré dans des feuillettes de stratification oblique. Il est aussi fréquemment disséminé dans la gangue.

##### PYRITE : $FeS_2$

La pyrite s'observe fréquemment en grains xénomorphes intimement liés à la cattérite. Des petits grains à contour idiomorphe sont aussi présents. On l'observe aussi sous forme d'inclusions automorphes (sections polygonales) plus ou moins corrodées dans tous les autres sulfures (phs 3, 4, 6, pl. II) et en inclusions framboïdales dans la chalcopryrite (ph. 3, pl. II). Les analyses à la microsonde (tab. III) montrent que certaines pyrites sont cobaltifères (ce sont généralement celles qui sont au contact de la cattérite).

##### CATTÉRITE : $CoS_2$

Elle se trouve en association avec la pyrite dans la chalcopryrite ou en bordure de la pyrite (ph. 3, pl. II). Elle est généralement xénomorphe. Elle s'observe aussi en petits cristaux automorphes dispersés dans la gangue ou inclus dans le rutile.

##### COBALTITE : $(Co, Fe)_{1-x}AsS$

On la trouve souvent dans la gangue sous forme de très petits grains xénomorphes. Elle est aussi

	Cu (%)	Fe (%)	Co (%)	Ni (%)	Pb (%)	S (%)	As (%)
Chalcocite	79,01					21,53	
Covellite	64,83 - 69,40					34,23 - 26,67	
Chalcopyrite	33,32	28,97 30,39				35,29	
Digénite	76,85					24,00	
Bornite	64,4	11,5				24,20	
Cattiérite		0 à 1	47,24			52,42	
Pyrite		45,75 - 37	0 - 6,75			53,53 - 52,45	
Cobaltite			32,90			21,10	43,20
Alloclasite		2,68 - 4,30	36,31 - 34,24			24,39 - 28,14	37,45 - 32,95
Carrollite	16,78		29,50	4,83	3,06	40,32	

**Tableau III.** Analyses à la microsonde des sulfures de Kinsenda (Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre, Université de Louvain).

rencontrée en rares inclusions automorphes dans la chalcopyrite. Certains grains de sulfoarséniure de Co donnent une composition plus proche de l'alloclasite (voir tab. III).

CARROLLITE :  $\text{Cu}(\text{Co}, \text{Ni})_2\text{S}_4$

La carrollite ne s'observe qu'en petites sections xénomorphes dans la gangue.

CHALCOPYRITE :  $\text{CuFeS}_2$

Par ordre décroissant d'importance, la chalcopyrite s'observe :

- en grandes plages continues renfermant des inclusions assez fréquentes de pyrite, cattiérite, rutile et parfois de cobaltite (ph. 3, pl. II);
- en îlots isolés ou reliés entre eux et bordés et/ou pénétrés de lamelles de covellite suivant différentes directions de clivage (ph. 4, pl. II);
- en exsolutions dans la bornite (ph. 5, pl. II). Les lamelles de chalcopyrite suivent trois directions qui sont celles du pseudocube de la bornite;
- en inclusions dans d'autres sulfures.

BORNITE :  $\text{Cu}_5\text{FeS}_5$

L'association bornite-chalcopyrite est fréquente (ph. 5, pl. II). La bornite s'observe plus rarement en petits cristaux automorphes dans la gangue.

GALÈNE :  $\text{PbS}$

Des grains minuscules de galène ont été décelés au microscope électronique à balayage.

DIGÉNITE :  $\text{Cu}_9\text{S}_5$

Ce minéral de cémentation se présente généralement en sections xénomorphes isolées. Il contient souvent des inclusions de pyrite, bornite et de chalcopyrite (phs 5, 6, pl. II). Les plages de digénite ne sont pas toujours homogènes. On constate parfois l'association chalcocite-digénite suivant une structure d'intercroissance granulaire (ph. 8, pl. II).

CHALCOCITE :  $\text{Cu}_2\text{S}$

Cet autre minéral de cémentation apparaît généralement en grandes plages. Des inclusions de rutile sont fréquentes.

COVELLITE :  $\text{CuS}$

Elle est observée sous forme de bordure irrégulière de cémentation autour de la chalcopyrite, la chalcocite et la digénite, ainsi que sous forme de lamelles pénétrant ces minéraux le long de plans de clivage (phs. 4, 5, 6, 8, pl. II). Elle est parfois associée au rutile (ph. 7, pl. II).

## b) Minéraux liés aux plans de stratification

Ce sont principalement la digénite, la covellite, la chalcocite, le rutile et l'hématite qui sont liées aux divers plans des feuillets de stratification oblique (basaux, frontaux et sommitaux). Macroscopiquement, ces minéraux forment des surfaces continues le long des joints de stratification. Par contre, sous le microscope, cette continuité est moins marquée : ces minéraux sont soit soudés les uns aux autres, soit séparés par des minéraux de gangue. En fait, les sulfures liés aux plans de stratification ne se distinguent des sulfures disséminés dans la roche que par une concentration beaucoup plus élevée au niveau de certains joints.

## c) Minéralisation massive

La minéralisation massive est principalement constituée de chalcocite. Sous le microscope, celle-ci apparaît généralement en grandes plages pratiquement uniformes. Quelques inclusions automorphes (pyrite et cattiérite) ainsi que des grains xénomorphes de rutile interrompent parfois la continuité. Associées à la minéralisation massive, on observe parfois aussi des petites plages xénomorphes de chalcocite disposées en forme de chapelet, ainsi que des digitations ou veinules de chalcocite recoupant la roche hôte dans toutes les directions.

### 6.1.2. Minéraux liés aux structures de remobilisation

BORNITE :  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$

Elle apparaît généralement en grandes plages dont l'uniformité est souvent interrompue par des craquelures irrégulières dans lesquelles prend naissance de la covellite. Cette dernière forme aussi une bordure de cémentation autour de certaines sections de bornite. L'association rutile-bornite est fréquente : les deux minéraux développent généralement une structure à contact mutuel. Néanmoins, des sections automorphes ou xénomorphes de rutile ont aussi été observées en inclusion dans la bornite.

CHALCOPYRITE :  $\text{CuFeS}_2$

Elle se présente toujours en agrégats de cristaux xénomorphes généralement entourés d'une bordure de cémentation de covellite. Elle est aussi fréquemment en inclusion dans la bornite.

### 6.1.3. Minéraux liés aux structures d'oxydation

Certains minéraux sont liés à une oxydation très précoce (diagénétique) : c'est le cas du rutile et en

partie de l'hématite. D'autres, résultent d'une oxydation plus ou moins tardive (malachite, azurite, cuprite et cuivre natif).

HÉMATITE :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

L'hématite forme parfois avec la chalcocite une structure myrmékitique. Le plus souvent, elle développe avec des hydroxydes de fer un réseau de veinules dans les plages de chalcocite. Elle s'observe aussi en sections xénomorphes dans la gangue ou en remplissage de multiples craquelures de la roche hôte. Elle souligne aussi parfois les feuillets de stratification oblique.

MALACHITE :  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$

Fréquemment, on observe des couches rythmiques de malachite autour d'un noyau de malachite apparu au cours d'une phase d'oxydation antérieure. La malachite à structure collomorphe se développe aussi autour de cristaux de cuprite. Elle se présente également en structure fibroradiée.

AZURITE :  $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$

L'azurite imprègne superficiellement les roches.

CUPRITE :  $\text{Cu}_2\text{O}$

Elle n'est pas courante. Elle s'observe sous forme de petits cristaux xénomorphes isolés dans la gangue.

CUIVRE NATIF :  $\text{Cu}$

On l'a parfois observé sous forme de petites plaquettes irrégulières dans la roche hôte.

## 6.2. CHRONOLOGIE DES PHASES MINÉRALES

La chronologie de dépôt des minéraux est présentée à la figure 12. Les minéraux les plus précoces sont le rutile, la pyrite, les sulfures de cobalt, la chalcopyrite et la bornite. La chalcocite, la digénite et la covellite sont plus tardifs (ils remplacent les sulfures précédents). Tous les oxydes de cuivre sont secondaires. De l'hématite et des hydroxydes de fer accompagnent toujours les oxydes de Cu. L'hématite est aussi parfois associée aux sulfures, essentiellement à la covellite.

### 6.2.1. Les sulfures précoces

La pyrite est le sulfure qui a cristallisé en premier lieu. En effet, des inclusions de pyrite framboïdale et de pyrite automorphe plus ou moins corrodées s'observent dans les autres sulfures primaires. L'apparition des sulfures de cobalt est légèrement

postérieure à celle de la pyrite (cattierite en auréole autour de la pyrite). La chalcopryrite et la bornite se développent toutes les deux aux dépens de la pyrite. La chalcopryrite est généralement antérieure à la bornite, mais il arrive que les deux minéraux soient contemporains. On rencontre aussi des exsolutions de chalcopryrite dans la bornite.

### 6.2.2. Les sulfures tardifs

L'oxydation des sulfures de cuivre précoces tels que la chalcopryrite et la bornite, conduit à une élimination progressive du fer et à un enrichissement relatif en cuivre. Dans un stade plus poussé, on observe la déstabilisation de la chalcocite en digénite et covellite. Les sulfures les plus tardifs sont mélangés aux minéraux oxydés. C'est le cas de la covellite qui est probablement le sulfure secondaire qui cristallise en dernier lieu.

### 6.2.3. Les oxydes

Le rutile et l'hématite sont les seuls oxydes antérieurs aux sulfures primaires. Tous les oxydes de cuivre sont toujours postérieurs aux sulfures et sont associés à diverses phases d'oxydation se poursuivant jusqu'à nos jours. L'hématite est également soit contemporaine soit légèrement postérieure aux sulfures secondaires (en milieu oxydant, le fer éliminé des sulfures primaires précipite sous forme d'hématite).

## 6.3. ROLE DES MINÉRAUX DE TITANE

Le rutile accompagne systématiquement les sulfures primaires ou secondaires. Cette liaison intime du rutile avec les sulfures de cuivre a été mise en évidence par Bartholomé (1962) et Bartholomé *et al.* (1971, 1972) pour le gisement de Kamoto. Brown (1974, 1978) a aussi abordé ce problème en comparant les minéralisations de cuivre stratiformes de White Pine (Michigan) et de Kamoto.

L'altération de l'ilménite dans les sédiments a été étudiée sur le plan théorique par Dimanche et Bartholomé (1976) et l'évolution diagénétique des oxydes de fer, chrome et titane par Coipel et Dimanche (1981). Sweeney et Binda (1989, p. 507) ont écrit : «This relationship between the occurrence of titanium dioxide and copper sulphides has been recorded from a number of deposits (...) and is a potentially important process in localizing sulphide minerals. It provides an attractive alternative explanation to the association of sulphides and detrital minerals, including rutile, along foresets, troughs of ripples, etc., which was commonly attributed to a common detrital origin».

La transformation in situ de l'ilménite se résume comme suit : au cours de la diagenèse, les grains d'ilménite détritiques se déstabilisent. Il y a alors production de  $Fe^{++}$  et d'oxydes de Ti résiduel.

- Le titane est peu soluble dans l'eau : le titane résiduel sous forme de rutile, pseudorutile, leucoxène ou anatase conserve la forme du grain d'ilménite initial ;

- le fer, par contre, présente une solubilité appréciable dans certaines eaux naturelles. Il peut suivre trois processus contrôlés par les conditions de Eh-pH :

\* si le fluide interstitiel est suffisamment acide, il est dissous et migre ailleurs;

\* si les conditions sont oxydantes et dépourvues d'alcalins, il est oxydé et précipite généralement sous forme d'hématite;

\* si les conditions sont réductrices et pas trop acides, et qu'une source de soufre est disponible, il précipite sous forme de pyrite (ou d'un sulfure de fer précurseur, éventuellement métastable). Les milieux réducteurs contiennent généralement du soufre sous forme de  $H_2S$ . C'est le cas en particulier des sédiments riches en matières organiques lorsqu'ils se trouvent imprégnés par des saumures diagénétiques issues de la dissolution de niveaux évaporitiques. La réduction du sulfate est généralement comprise comme le fait d'organismes bactériens.

Dans une phase ultérieure, la pyrite ainsi formée est remplacée partiellement ou totalement par les sulfures de cuivre et de cobalt. Le diagramme Eh-pH de Garrels et Christ (1965) montre que la pyrite est instable dans certains domaines de Eh-pH où toute une série de sulfures de cuivre ( $CuS$ ,  $Cu_2S$ ,  $Cu_9S_5$ ,  $Cu_5FeS_4$  et  $CuFeS_2$ ) sont stables.

## 7. ETUDES GEOCHIMIQUES

### 7.1. LITHOGEOCHIMIE DE LA BASE DU ROAN A KINSEDA ET A L'EST DU DOME DE LA LUINA

Une trentaine d'échantillons provenant de la Formation de Mutonda (principalement du Membre Lubembe) ont été analysés au laboratoire central du Ministère des Affaires économiques par spectrométrie ICP pour  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $MgO$ ,  $BaO$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Ca$ ,  $Sr$ ,  $Mn$ ,  $S$ ,  $Co$ ,  $Ni$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Cd$ ,  $V$ ,  $Au$  et  $Sn$ . Le détail des analyses figure dans Ngoyi (1992). Trois groupes ont été considérés :

- 12 échantillons pour lesquels les teneurs en Cu sont supérieures à 2 % (minerais) ;

- 15 arkoses provenant de niveaux intercalaires stériles (pour les mineurs, en réalité, non économiquement minéralisés, certainement inférieur à 2 % Cu) de la mine de Kinsenda et de roches

affleurant à l'Est du Dôme de la Luina, prélevés dans le Membre Lubembe ;

- 4 échantillons pris dans certains membres ou groupes plus jeunes que le Membre Lubembe.

Les conclusions suivantes peuvent être dégagées :

- la composition chimique des éléments majeurs ne diffère pas dans les minerais et les roches faiblement minéralisées ou stériles;

- étant donné leurs teneurs en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$ , les roches analysées peuvent être qualifiées d'arkoses;

- les teneurs en BaO (en général : 0,1 à 0,25 %) sont nettement plus élevées que le fond géochimique des grès traditionnels. On constate une corrélation positive entre les teneurs en BaO et  $\text{K}_2\text{O}$ , aussi bien dans les minerais que dans les roches stériles, suggérant que le Ba provient des feldspaths;

- les teneurs en  $\text{TiO}_2$  (0,17 à 1,60 %) et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,55 à 7,70 %) ne sont que légèrement anormales. Pour les grès et grauwackes, Zemann & Wedepohl (1970) renseignent :

- moyennes  $\text{TiO}_2$  : 0,25 - 0,60 %

- moyennes  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 1,1 - 2,5 %

- les teneurs en Ni (en général : 5 à 30 ppm) et Co (le plus souvent : 10 à 100 ppm) ne sont pas anormales pour des arkoses. En outre, l'abondance de ces éléments est du même ordre de grandeur dans les minerais et les roches faiblement minéralisées ou stériles. Il n'existe aucune corrélation entre les teneurs en Ni, Co et Cu (figs 13 et 14).

- dans les roches qualifiées de stériles par les mineurs, les fonds géochimiques en Cu restent toutefois très élevés (le plus souvent, plusieurs centaines de ppm et jusqu'à 7200 ppm) (fig. 13). Selon Zemann et Wedepohl (1970), les fonds géochimiques dans les grès banals sont proches de 25 ppm. Les fonds géochimiques en Cu de toutes les roches analysées sont donc toujours anormaux en Cu.

- dans les minerais, les teneurs en Cu peuvent être extrêmement élevées (maximum : 26,9 %) (fig. 14). Il existe une corrélation positive entre les teneurs en Cu et S, confirmant que les minerais étudiés sont bien sous forme sulfurée.

## 7.2. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DU PLOMB

Une étude de la composition isotopique du Pb a été effectuée par Ngoyi *et al.* (1993) sur quatre échantillons de sulfures provenant du gisement de Kinsenda et prélevés à différents niveaux des corps minéralisés. Les rapports isotopiques du Pb de ces échantillons varient de 18,04 à 18,40 (206 Pb/204 Pb), de 15,62 à 15,64 (207 Pb/204 Pb) et de 38,34 à 38,75 (208 Pb/204 Pb). Ngoyi *et al.* (1993) ont conclu :

1. que l'âge modèle obtenu ( $725 \pm 130$  Ma = âge

lufilien) traduit une réhomogénéisation des sulfures au sein du gisement ;

2. que le Pb initial des sulfures analysés pouvait résulter du mélange de deux Pb crustaux, l'un provenant de la croûte supérieure, l'autre d'une croûte inférieure ancienne appauvrie notamment en U (type croûte granulitique). Cette dernière peut être trouvée dans le Bloc de Bangweulu sous-jacent (Ngoyi *et al.*, 1991).

Des études pétrographique et géochronologique (Rb-Sr sur zircons et roches totales) du socle granitique ont également montré que des fluides tectono-métamorphiques ont circulé dans le socle et les sédiments katanguiens de couverture provoquant des modifications des minéralisations primitives et des altérations hydrothermales de la roche hôte (séricitation généralisée et recristallisation du quartz) (Ngoyi *et al.*, 1991).

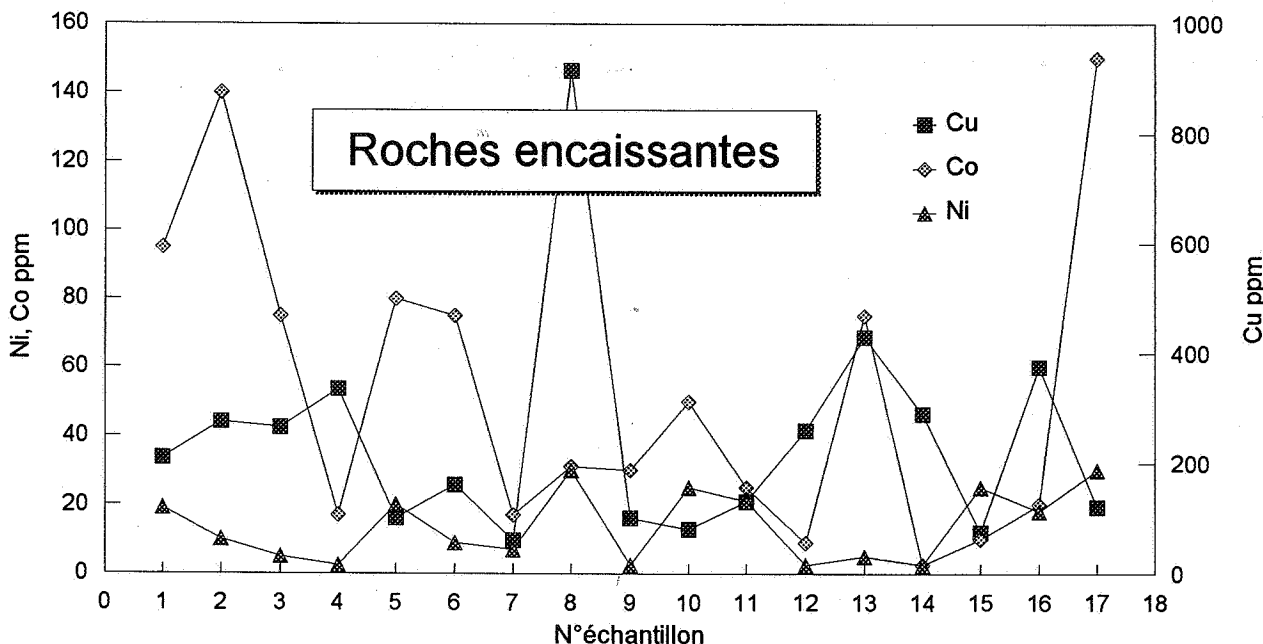
## 8. CONSIDERATIONS GENETIQUES

### 8.1. SIGNIFICATION METALLOGENIQUE DES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires les plus caractéristiques du gisement sont les stratifications obliques et entrecroisées. Pour certains auteurs, l'angle de raccord entre les feuillets frontaux et le feuillet sommital permet de déduire l'agent transporteur des sédiments. Des angles inférieurs à  $35^\circ$  sont généralement significatifs d'un milieu aqueux ; supérieurs à  $35^\circ$ , on les attribue parfois à un milieu éolien. A Kinsenda, des angles égaux ou inférieurs à  $35^\circ$  ont été mesurés.

Pour Madi (1985), les sédiments grossiers du Roan inférieur sont fluviaux. Pour Fleischer *et al.* (1976), à la base du Roan, on trouve des sédiments éoliens surmontés de sédiments marins. La question du caractère éolien a été discutée par Van Eden et Binda (1972) qui en minimisent l'importance. Master (1993), étudiant la sédimentologie du Roan à Musoshi et Konkola, conclut cependant à l'existence de dunes éoliennes dans la Formation de Kafufya à la base du Roan. Lefebvre (1989a) mentionne que la Formation de Mutonda à Musoshi correspond à une retrogradation générale d'environnements éoliens supratidaux et de wadi à des environnements de tidal-flats et à des environnements intertidaux. Les «coarsening upward subcycles» résultent probablement de pulsation progradantes de cônes fluviaux deltaïques sur une séquence principalement rétrogradative.

A propos des «Footwall rocks» de Konkola, Sweeney et Binda (1989, p. 502) écrivent : «The abundant crossbedding, graded bedding, and local scouring, as well as the occurrence of rare interbedded argillite



**Figure 13.** Diagramme de comparaison des teneurs en Ni, Co et Cu de 17 échantillons de roches encaissantes du gisement de Kinsenda. Analyses effectuées par spectrométrie ICP au laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques par P. Gérard. Les teneurs sous la limite de détection (5 ppm pour Ni et Co) ont affichées à la moitié de la valeur de limite de détection. Deux échantillons à teneurs anormales en Cu (6000 et 7200 ppm) ont été écartés.

layers and mud drapes, suggest deposition in braided streams of a distal fan».

Que le milieu de dépôt soit fluviatile ou marin, la nature des galets observés dans la Formation de Mutonda à Kinsenda ainsi que leur forme (anguleuse à plus ou moins arrondie) suggèrent qu'ils résultent du démantèlement du socle sans transport important.

A propos des gisements zambiens, Fleischer *et al.* (1976) concluent que les sulfures liés aux feuillets de stratifications obliques sont essentiellement détritiques et se seraient déposés avec d'autres minéraux lourds comme le zircon, dans un environnement de haute énergie. Pour ces auteurs, l'alternance de couches claires (pauvres en sulfures de Cu) et de couches sombres (très riches en sulfures de Cu) s'explique par un dépôt rythmique et syngénétique du cuivre.

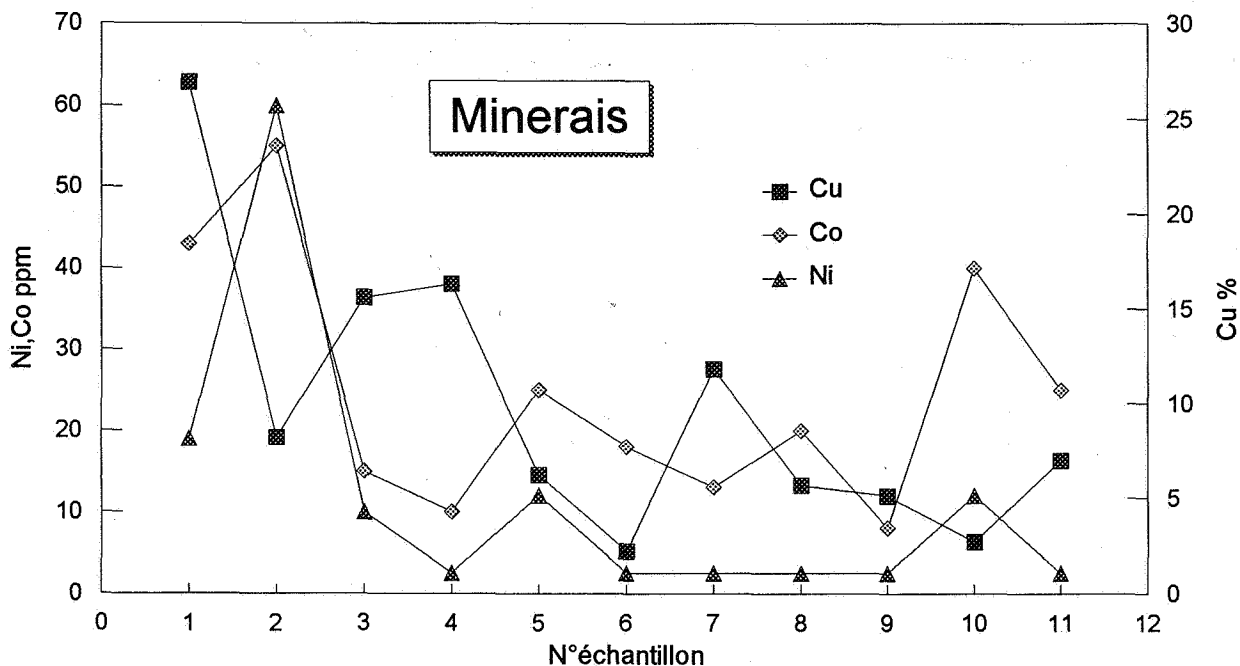
La concentration gravitaire de minéraux lourds tels que zircon, ilménite, et titanite par saltation et élutriation nous paraît concevable parce que ces minéraux sont très abondants dans le socle. Mais nous rejetons un procédé similaire pour les sulfures parce qu'ils sont facilement altérables et qu'ils sont rares dans le socle.

En outre, dans la minéralisation de Kinsenda, on n'observe jamais de sulfures entourés d'une bordure d'accroissement comme c'est le cas pour les principaux minéraux détritiques (quartz, feldspath et

parfois tourmaline). Cette observation implique que l'introduction du cuivre est postérieure à une phase de diagenèse précoce conduisant à des bordures d'accroissement authigène.

Enfin, l'apport sédimentaire en minéraux lourds n'est pas constant: il varie aussi bien dans le temps que dans l'espace.

Une interprétation exclusivement syngénétique ne nous semble donc pas appropriée pour expliquer les observations faites sur la minéralisation de Kinsenda. Nous pensons qu'une introduction du Cu postérieurement à la sédimentation et à une phase de diagenèse précoce est beaucoup plus vraisemblable. Le contexte de Kinsenda semble analogue à celui qui a été décrit par Sweeney et Binda (1989, p. 512) pour le gisement zambien de Konkola situé à une vingtaine de km au SW de Kinsenda : «The Footwall Rocks have undergone a period of semi-arid, oxic, freshwater-controlled diagenesis similar to that described by Walker *et al.* (1978). This stage of diagenesis resulted in «clay» coating of grains, dissolution, and replacement, which released Al, K, Mg, Na, Ca, and S into interstitial solution to form authigenic mineral overgrowths. Hematite, quartz, and feldspar overgrowths preceded the main sulphide-forming event, although quartz continued to precipitate for a short time afterward. This period of oxic diagenesis was terminated by a marine transgression, which marked the onset of Ore Shale



**Figure 14.** Diagramme de comparaison des teneurs en Ni, Co et Cu de 11 échantillons de minerais de Kinsenda. Analyses effectuées par spectrométrie ICP au laboratoire central du Ministère des Affaires Economiques par P. Gérard. Les teneurs sous la limite de détection (5 ppm pour Ni et Co) ont été affichées à la moitié de la valeur de limite de détection. Un échantillon à teneur anormale en Co (340 ppm) a été écarté.

deposition and markedly changed the pore-fluid chemistry of the Footwall Rocks. (...) The authigenic overgrowth of some quartz and feldspar occurred before the main sulphide forming event, but later feldspar overgrowths contain significant amounts of copper».

Par ailleurs, le rôle de la déstabilisation de l'ilménite pendant la diagenèse a été souligné antérieurement. Ce processus a conduit dans un premier temps à la formation de pyrite et de rutile. Dans un second temps, la pyrite a été remplacée par les sulfures de Cu et de Co suite à un enrichissement du milieu en ces éléments.

Bref, toutes les couches qui renfermaient des minéraux détritiques lourds altérables en grande quantité constituaient des pièges potentiels pour le Cu et le Co disponibles. Par contre, les couches

totalemment ou partiellement dépourvues en minéraux lourds, ne pouvaient jouer ce rôle.

D'autre part, il nous paraît abusif de conclure sur base de la coloration rouge de la roche hôte que le milieu originel de dépôt était nécessairement oxydant. En particulier, l'abondance d'hématite concentrée dans les joints de stratification entrecroisée immédiatement en périphérie des lentilles minéralisées n'implique nécessairement pas un milieu de dépôt oxydant comme l'affirme Lefebvre (1989b, p. 129). Il est beaucoup plus vraisemblable que le minéral préalablement concentré dans ces joints obliques était de l'ilménite détritique ayant subi une phase de sulfuration diagénétique avec formation de pyrite. Ce n'est que bien ultérieurement que cette pyrite a éventuellement pu être oxydée.

## 8.2. BILAN DES OBSERVATIONS ET DES RESULTATS ANALYTIQUES GENETIQUEMENT IMPORTANTS

### FAITS

- Irrégularité de la surface topographique du socle lors de la transgression du Roan.
- Base du Roan formée de sédiments grossiers parfois bien classés. Fréquence des stratifications obliques et entrecroisées.

### CONSEQUENCES

- Fréquence de hauts-fonds
- Possibilité de lagunes isolées dans le bassin de sédimentation
- Possibilité de failles vivantes
- Dépôt dans un environnement de haute énergie.
- Dépôt dans un milieu peu profond et agité (un lagon ou une plate-forme continentale).

- Minéralisation dans les interstices des rudites et arénites.
  - Niveaux fins des arénites également bien minéralisé.
  - Existence d'une épaisse succession de bancs «stériles» formés d'arénites fines et grossières de 40 m d'épaisseur max. entre UOZ (niveau minéralisé supérieur) et MOZ (niveau minéralisé inférieur).
  - Minéralisation cuprifère soulignant les stratifications obliques.
  - Rutile toujours associé aux sulfures.
  - Cristallisation de la pyrite avant les sulfures de Cu (on la trouve en inclusions automorphes ou framboïdales dans les sulfures de Cu).
  - Cristallisation de la pyrite pendant la sédimentation et surtout la diagenèse précoce.
  - L'abondance du Co dans la minéralisation est du même ordre de grandeur que dans les roches stériles.
  - Localement au même niveau stratigraphique que celui de la minéralisation, présence de minéraux évaporitiques.
  - Le socle granitique s'est comporté comme un système géochimique ouvert pendant l'orogénèse lufilienne.
  - Des solutions tectono-métamorphiques ont circulé dans le socle et la couverture katanguienne. préexistants dans les zones stables du gisement.
  - Compositions isotopiques du Pb dans la minéralisation ne reflétant aucune influence du manteau, mais plutôt une influence crustale (mélange de Pb de croûtes inférieures et supérieures).
  - Compositions isotopiques du Pb définissant une isochrone dont l'âge de  $725 \pm 130$  Ma est incompatible avec celui de la mise en place du gisement.
  - Importance de la porosité dans le processus de mise en place de la minéralisation.
  - Rôle de la cimentation ou de la dissolution du ciment des roches hôtes conditionnant leur porosité.
  - Eventuellement, rôle de la matière organique (production de  $H_2S$ ).
  - Nécessité d'un minéral précurseur introduit par voie sédimentaire ayant ultérieurement fixé le cuivre.
  - Histoire des minéraux de Ti liée à celle de la minéralisation cuprifère.
  - Insuffisance du Cu dans le milieu de sédimentation (sinon les sulfures de Cu auraient précipité préférentiellement avant n'importe quel sulfure de fer, compte tenu des produits de solubilité).
  - Les sulfures de Cu se sont développés aux dépens de la pyrite.
  - Introduction du Cu dans le milieu en quantité importante après la sédimentation et la diagenèse précoce.
  - Pas d'enrichissement du bassin en Co pendant ou après la sédimentation.
  - Source possible de  $H_2S$  par réduction bactérienne des sulfates.
  - Perturbation des systèmes isotopiques Rb/Sr et Pb dans le socle et la couverture katanguienne.
  - Altération intense du socle et du Katanguien.
  - Lessivage partiel des sulfures dans les zones fracturées et cimentation sulfureuse autour des sulfures
  - Double source des métaux (le socle et le Katanguien).
  - Age lufilien traduisant une réhomogénéisation isotopique postérieure à la mise en place du gisement.
- En résumé : les données de terrain, paléogéographiques, pétrographiques et géochronologiques confirment la mise en place de la minéralisation cuprifère pendant la diagenèse des sédiments du Roan (base du Katanguien), ainsi que son antériorité par rapport à l'orogénèse lufilienne.

### 8.3. INTERPRETATION GENETIQUE

Sweeney *et al.* (1991) ont effectué une revue critique très détaillée des théories génétiques émises pour expliquer l'origine des gisements de la ceinture cuprifère du Shaba et de Zambie. En suivant une chronologie historique, les hypothèses génétiques avancées depuis la découverte des gisements dans les années 1920 vont de l'épigénétisme pur (hydrothermalisme lié à des intrusions granitiques) (Gray, 1929; Davidson, 1931; Jackson, 1932; Darnley,

1960) au syngénétisme sédimentaire ou syn-diagénétisme (Schneiderhöhn, 1937; Garlick, 1953, 1960, 1961a,b, 1989; Garlick et Fleischer, 1972; Binda, 1975; Binda et Mulgrew, 1974). Dans les années 1970, des théories néo-hydrothermalistes sont apparues pour contrecarrer les théories syn-diagénétiques (Annels, 1974, 1989; Annels *et al.*, 1983).

L'examen effectué par Sweeney *et al.* (1991) a été réalisé en distinguant très nettement l'exposé des



diverses théories de leur critique. En outre, ces auteurs ont porté une attention toute particulière sur la source du cuivre et du cobalt, l'époque des événements minéralisateurs et les conditions physico-chimiques de précipitation des métaux.

Pour Kinsenda, nous aborderons le transport du soufre et du cuivre séparément parce que la cristallisation des sulfures de cuivre s'est faite aux dépens de la pyrite, ce qui implique que le soufre était présent sur le site de dépôt avant le cuivre.

### 8.3.1. Source des métaux

Plusieurs sources de Cu et de Co ont été proposées pour les gisements du district SE, les principales étant:

1. des solutions hydrothermales liées à la mise en place de granites «jeunes» (Gray et Parker, 1929; Darnley, 1960; Vaes, 1962);
2. des solutions hydrothermales liées à la mise en place de magmas basiques en relation avec une fracturation de rifting (Annels, 1974, 1984, 1989; Annels *et al.*, 1983; Lefebvre, 1989a);
3. le lessivage de basaltes en profondeur (Haynes, 1986; Haynes et Bloom, 1987) ou de gabbros (Unrug, 1988, 1989);
4. le lessivage de la couverture sédimentaire (Brown, 1974 à 1984);
5. la libération du contenu métal des pélites du Kundelungu inférieur par des saumures de bassin expulsées lors de la compaction (Unrug, 1988, 1989);
6. l'altération météorique (érosion) et/ou lixiviation profonde du sous-bassement pré-katanguien (Richards *et al.*, 1988; Sweeney *et al.*, 1991).

Après avoir pris en considération et discuté ces hypothèses, Sweeney *et al.* (1991) ne retiennent que la dernière et concluent que le soubassement pré-katanguien est la source la plus probable du cuivre et du cobalt. C'est à une conclusion comparable qu'a abouti Ngoyi (1992). En particulier :

- Kinsenda est pauvre en Co (les minerais analysés ne contiennent que quelques dizaines de ppm et Co), ce qui rend sa liaison avec une hypothétique intrusion basique liée à un rift intracratonique très problématique;
- lorsqu'on considère tout le bassin de sédimentation du Katanguien, on relève la présence de rares basaltes dans le Roan. Mais ces roches ne se localisent pas nécessairement au voisinage de gros gisements et Kinsenda en est très éloigné.

A propos du gisement de Kinsenda, Lefebvre (1989a,b) a émis l'hypothèse que des solutions hydrothermales circulant à l'intérieur de rifts constitueraient la source primaire du Cu et Co. Ces solutions à température élevée se seraient infiltrées

dans les roches de la couverture les plus perméables et auraient été bloquées vers le haut par des unités argileuses.

Plusieurs remarques s'imposent :

1. Certes, à Kinsenda, les roches à granulométrie grossière sont souvent minéralisées. Mais les formations à granulométrie fine le sont également. En outre, il existe des cas où des roches à granulométrie fine sont plus minéralisées que celles à granulométrie grossière et vice-versa;
2. La minéralisation est parfois limitée à des bancs encadrés par des bancs stériles. A l'inverse, on rencontre aussi des minces bancs totalement stériles à l'intérieur de zones très minéralisées;
3. L'épais intercalaire (40 m) situé entre le niveau minéralisé supérieur (UOZ) et le niveau moyen (MOZ) n'est pas économiquement minéralisé. Pourtant, il possède une perméabilité apparemment comparable à celle des niveaux qui l'encadrent;
4. Nous n'avons pas reconnu à Kinsenda d'unités argileuses suffisamment importantes pour jouer efficacement le rôle d'écran au sommet des niveaux minéralisés comme l'affirme Lefebvre (1989b).

En outre Lefebvre (1989b, p. 128) considère que les altérations hydrothermales qu'il associe aux minéralisations de Kinsenda et de Lubembe pourraient être raccordées à des zones tectonothermales responsables d'un magmatisme basique. Il affirme que des tufs, en partie épicycliques, succédant de peu à des roches basiques, ont été reconnus dans le SE du Shaba, à la base de la Formation de Mutonda. Il pense qu'il s'agit d'épanchements à la base du Roan de roches injectées dans le socle anté-Katanguien.

Ngoyi *et al.* (1991) ont montré que les altérations associées à la minéralisation de Kinsenda sont liées à l'orogénèse lufilienne et n'ont donc probablement aucune liaison génétique avec la mise en place de cette minéralisation (ces altérations sont vraisemblablement postérieures).

La source initiale des métaux et en particulier du cuivre concentré à Kinsenda nous semble se trouver dans le socle. Rappelons que le socle formant le Massif de la Luina était constitué de granites, de roches métamorphiques et de diabases. Pendant la sédimentation du Roan, le Bloc de Bangweulu et l'actuel plateau des Marungu faisaient partie du continent au NE de Kinsenda. Celui-ci renfermait des roches granitiques, des dolérites, des roches métamorphiques (quartzites, micaschistes, schistes, etc...) ainsi que des ignimbrites. D'une façon générale, les granites contiennent en moyenne 8 à 17 ppm de Cu, les rhyolites 6 ppm Cu, les dolérites peuvent atteindre 60 ppm Cu et les roches

métamorphiques 34 à 120 ppm Cu (Zemann et Wedepohl, 1991). Des minéralisations de type porphyre cuprifère sont également présentes dans le socle. Un gisement de ce type a été décrit en Zambie, à Samba, par Wakefield (1978).

L'origine du cobalt ne pose pas de problème à Kinsenda. Même si des minéraux de cobalt sont présents (voir 6.1), les teneurs en cobalt sont faibles et du même ordre de grandeur dans les 15 roches encaissantes «stériles» et les 12 minerais analysés (en général, de l'ordre de quelques dizaines de ppm, rarement plus de 100 ppm - voir 7.1). Il n'y a donc pas lieu d'envisager des sources différentes pour le cuivre et le cobalt (ou les autres métaux associés au cuivre).

L'altération météorique du socle a libéré sur le continent une certaine quantité de cuivre et de métaux associés qui a pu être véhiculée par des eaux superficielles. C'est sous cette forme que le transport des métaux a été invoqué dans les modèles syn-sédimentaires s.s. de Garlick et Brummer (1951) et Fleischer *et al.* (1976). Pour ces auteurs, les métaux étaient drainés vers le bassin de sédimentation sous forme dissoute ou adsorbée par des minéraux des argiles.

Cette source est toutefois insuffisante pour expliquer l'énorme tonnage des gisements compte tenu du temps limité de sédimentation imposé par les sédiments hôtes. Nous envisageons donc un apport complémentaire de métaux par les eaux souterraines qui, se déplaçant à faible vitesse, peuvent lessiver intensivement des volumes importants de formations traversées.

L'étude paléogéographique de la région suggère que des hauts-fonds et des îles, dont le Massif de la Luina constitue un témoin, accidentaient le relief de la plate-forme continentale. Ces zones positives étaient probablement dues au jeu de failles sédimentaires vivantes ou réactivées le long desquelles les eaux souterraines pouvaient remonter. C'est vraisemblablement de cette façon qu'une quantité importante de cuivre et de métaux associés a pu être introduite dans les roches les plus perméables. Certaines failles ont probablement été réactivées à différents moments par des saccades de subsidence. Les pulsations minéralisantes qui y ont été liées permettent d'expliquer la présence de lentilles minéralisées à différents niveaux stratigraphiques ou à différents endroits.

La signature isotopique mixte des plombs de la minéralisation impose une contribution métallifère complémentaire à partir des sédiments de couverture. Celle-ci peut provenir du lessivage des formations

détritiques du Roan ou des préconcentration cuprifères en périphérie des reds-beds par des saumures de bassin expulsées par compaction, dont la composition chimique a été modifiée au contact d'évaporites et qui remontent vers les points hauts le long de l'inconformité socle-couverture.

### 8.3.2. Source du soufre

La présence du soufre ne pose aucun problème dans des milieux de sédimentation côtière, à topographie irrégulière et à faible tranche d'eau. Le confinement de tels milieux conduit dans de nombreux cas au dépôt d'évaporites. Si celles-ci ne sont pas signalées dans les roches hôtes de la minéralisation de Kinsenda (Membre Lubembe de la Formation de Mutonda), des pseudomorphoses de gypse ont cependant été mentionnées par Lefebvre (1989a) dans le Membre Kitotwe de la Formation de Mutonda et à Konkola dans le Groupe de Musoshi par Sweeney et Binda (1989). Des évaporites ont été répertoriées par Lefebvre (1989a, p. 127) dans le Groupe de Musoshi et la Formation de Kanwangungu à Musoshi, M'Baya et Lubembe. En outre, il existe dans le Roan plusieurs niveaux de brèches dans des dolomies. Il pourrait s'agir de brèches d'effondrement liées à la dissolution de niveaux évaporitiques. Les évaporites sont par contre bien exprimées dans les niveaux stratigraphiquement équivalents de Zambie (par exemple à Mufulira, situé à 40 km à l'E de Kinsenda). Dans de tels milieux, l'action des bactéries sulfo-réductrices est bien connue.

Les études pétrographiques (voir 5) montrent que c'est le Fe qui est le premier cation à s'être associé au S disponible pour former de la pyrite. Cette observation suggère qu'il n'y avait pas suffisamment de Cu dans le milieu de dépôt, sinon les sulfures de Cu auraient précipité les premiers compte tenu des produits de solubilité respectifs.

### 8.3.3. Modèle proposé

Le modèle retenu pour le gisement de Kinsenda est schématisé à la figure 15.

L'étude paléogéographique a montré que les sédiments détritiques du Roan contenaient des quantités considérables de minéraux lourds détritiques dont les minéraux de Fe-Ti (stade 1, fig. 15). Certains de ces minéraux (l'ilménite par exemple), très altérables, se sont décomposés en Ti résiduel et Fe soluble.

Le Fe ferreux, placé dans un milieu réducteur, en présence de H<sub>2</sub>S provenant de la réduction bactérienne des sulfates contenus dans les horizons latéraux, a précipité sous forme de pyrite authigène ou

d'un autre sulfure de fer précurseur, éventuellement métastable (stade 2, fig. 15).

L'apport en Cu a eu lieu après la cristallisation authigène de la pyrite. Il est probable que des eaux météoriques infiltrées sur le continent ont circulé souterrainement par gravité et se sont enrichies en éléments métalliques par lessivage des massifs traversés. On ne peut pas non plus exclure une contribution métallique par des eaux de bassin remontant vers les points hauts le long de l'inconformité socle-couverture. Sur leur passage, elles ont pu également lessiver les métaux (Cu, Co, Ni, ...) contenus dans les sédiments. Cette double source des métaux s'accorde bien avec les résultats des isotopes du Pb (Ngoyi *et al.*, 1993).

Quelle que soit la nature des eaux souterraines, ce sont les failles sédimentaires vivantes ou réactivées en bordure du seuil de la Luina, qui ont servi *in fine* de drain pour la remontée verticale des saumures dans les sédiments perméables du Roan au cours de leur diagenèse (stades 3 et 4, fig. 15).

Les niveaux arkosiques à pyrite constituaient des pièges à cuivre dans la mesure où ils étaient une source de soufre, mais aussi parce que les pyrites pouvaient se comporter comme des germes pour les sulfures de cuivre. En effet, selon Salomons et Förstner (1984), la précipitation des éléments en solution peut être simplement due à l'interaction entre solutions et solides : ces derniers peuvent se comporter comme des germes autour desquels se formeront de nouveaux cristaux de nature ou structure semblable.

A Kinsenda, la couche de shale de la formation de Musoshi (HM sur la figure 15, stade 3) est très riche en pyrite et constituait donc aussi un piège potentiel pour le Cu. L'absence de remplacement cuprifère à cet endroit suggère que les failles vivantes n'ont pas affecté cet horizon ou que celui-ci n'était pas perméable. Précisons aussi que le remplacement des pyrites dans le Membre Lubembe de la Formation de Kinsenda n'est pas total à Kinsenda. Les pièges pyriteux n'ont donc fonctionné qu'à certains endroits. Notons encore que dans le diagramme Eh-pH de Garrels et Christ (1965), il existe un domaine de stabilité commun à la pyrite et aux sulfures de cuivre classiques. Enfin, la précipitation des sulfures de Cu a été sans doute également contrôlée par l'appauvrissement des solutions cuprifères.

#### 8.4. COMPARAISON AVEC LE GISEMENT DE MUFULIRA (Zambie)

Situés à environ 40 km l'un de l'autre, les gisements de Kinsenda et de Mufulira présentent plusieurs analogies qui appellent leur comparaison.

Les roches hôtes de ces deux gisements sont des arkoses grossières qui reposent en discordance sur un socle d'âge similaire (granite de la Luina :  $1882 \pm 23$  Ma et granite de Mufulira : environ 1945 Ma). Les études paléogéographiques dans ces deux gisements montrent que la surface topographique sur laquelle a débuté la sédimentation était irrégulière.

Les roches hôtes des deux gisements sont bien stratifiées (stratifications obliques bien marquées). La présence aussi bien à Mufulira qu'à Kinsenda d'une arkose noire, riche en carbone organique (Fleischer *et al.*, 1976) au sein des roches hôtes permet de suggérer que les deux sites étaient riches en matière organique.

Ils sont formés chacun de trois horizons minéralisés principaux; de haut en bas : A, B et C pour le gisement de Mufulira ; UOZ, MOZ et LOZ pour le gisement de Kinsenda.

A Kinsenda, il existe une zone non économiquement minéralisée assez importante (40 m environ) entre UOZ et MOZ: il s'agit d'une alternance de bancs d'arénites fines et grossières. A Mufulira, l'horizon A et l'horizon B sont séparés par une zone dolomitique à anhydrite, stérile pour le mineur, qui renferme une passée gréseuse minéralisée. Les horizons B et C de Mufulira sont séparés par une succession de bancs ayant les caractéristiques suivantes : au sommet une construction stromatolithique stérile, puis une alternance de siltite et d'arkoses minéralisées. A Kinsenda, l'horizon MOZ repose directement sur LOZ et on n'a jamais observé de construction stromatolithique dans ce gisement, ni de roche carbonatée entre les différents horizons.

A Mufulira, l'horizon A présente les teneurs les plus élevées en cuivre et une petite poche d'uranium a été trouvée à son sommet. A Kinsenda, c'est l'horizon inférieur ou LOZ qui possède les teneurs les plus élevées en cuivre. En outre, au dessus de l'horizon supérieur (UOZ), on trouve parfois une petite couche riche en oxydes de cuivre et on n'y a pas observé de minéraux d'uranium.

A Mufulira, le zonage des sulfures est lié à la paléotopographie du socle. En effet, les collines et crêtes du socle coïncident avec les zones à pyrite, alors que les flancs des hauts-fonds coïncident avec les zones à sulfures de cuivre. A Kinsenda, cette zonation n'est pas nette, les zones à pyrite ne correspondant pas nécessairement avec les crêtes du socle.

On dénote l'absence des sulfures de Co dans le gisement de Mufulira; le gisement de Kinsenda en renferme mais ces derniers sont rares.

## 9. CONCLUSIONS GENERALES

L'étude pétrographique de la roche hôte du gisement de Kinsenda a mis en évidence les caractéristiques suivantes :

- les feldspaths que l'on trouve dans les sédiments du Roan inférieur sont intacts et anguleux. Ceci dénote un transport vigoureux sur une courte distance;
- les sulfures de Cu colmatent des grains de quartz et de feldspath ayant déjà développé des bordures d'accroissement. La précipitation des sulfures de Cu s'est donc produite après la diagenèse précoce.

L'étude géochimique des roches hôtes de la minéralisation et des roches de la base du Roan a permis :

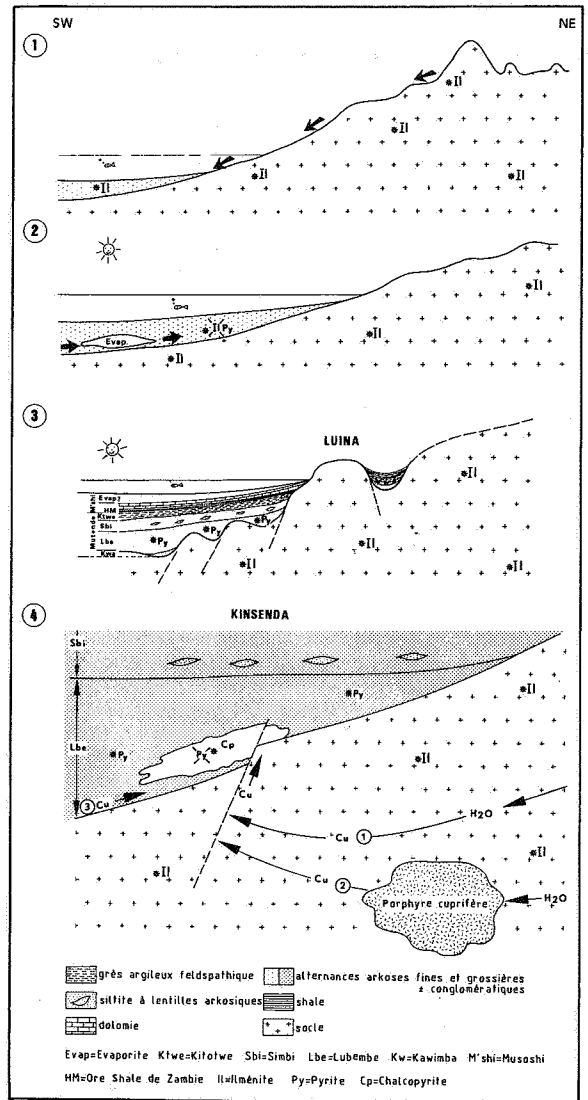
- de confirmer que toutes ces roches sont des arkoses et qu'elles se distinguent par des teneurs anormalement élevées en Ba (corrélé positivement avec le K du feldspath);
- de confirmer que les teneurs en Cu du minerai pouvaient être très élevées (jusqu'à 26,9 % de Cu) et que les fonds géochimiques en Cu des roches de la région sont anormalement élevés.

La géochimie isotopique du Pb des sulfures de Kinsenda a donné des résultats qui concordent bien avec celle de l'étude géochronologique (Rb-Sr sur zircons et roches totales) du granite. En effet, les compositions isotopiques du Pb dans les sulfures définissent une isochrone dont l'âge à  $729 \pm 130$  Ma (âge lufilien = pan-africain) est interprété comme celui d'une remobilisation des sulfures au sein du gisement. La remobilisation a été induite par des fluides tectono-métamorphiques qui ont percolé dans le socle et les roches katanguiennes et qui ont provoqué des modifications au niveau des minéralisations primitives.

La géochimie isotopique du Pb a également montré que le Pb des sulfures de Kinsenda résultait du mélange de deux plombs crustaux : l'un provenant de la croûte supérieure (les sédiments katanguiens), l'autre d'une croûte inférieure ancienne (le socle = le Bloc de Bangweulu).

L'étude métallogénique du gisement de Kinsenda, ainsi que celle de son environnement géologique, ont conduit à une interprétation génétique de la minéralisation. Des hypothèses concernant la source des métaux et leur transport jusqu'au site de dépôt ont été avancées.

Il semble bien que le Cu provienne en partie du lessivage du socle par des eaux météoriques qui se sont infiltrées sur le continent. Dans le modèle proposé, des circulations souterraines contrôlées par la gravité se sont produites grâce à la perméabilité



**Figure 15.** Interprétation génétique du gisement de Kinsenda.

*Stade 1.* Erosion du continent, transport mécanique et sédimentation. Présence d'ilménite (Il) détritique éventuellement concentrée par saltation et élutriation dans des plans de stratification oblique.

*Stade 2.* Evolution évaporitique du bassin de sédimentation. En outre, au cours de la diagenèse précoce, déstabilisation de l'ilménite et formation de pyrite (Py) par réaction du Fe libéré avec l' $H_2S$  provenant de la réduction bactérienne des sulfates.

*Stade 3.* Structuration paléogéographique en hauts-fonds, îles et seuils par des failles sédimentaires.

*Stade 4.* Au cours de la diagenèse plus tardive, introduction du Cu par les failles sédimentaires vivantes ou réactivées. Trois circuits souterrains possibles ont été schématisés avec 3 sources possibles du Cu : 1. par lixiviation du socle par des eaux météoriques infiltrées par gravité ; 2. id. + lixiviation de porphyre cuprifère ; 3. par des eaux connées de bassin expulsées par compaction. Remplacement de la pyrite par des sulfures de Cu.

fissurale du socle. Une contribution complémentaire par lessivage des sédiments katanguiens doit également être envisagée. Elles pourraient être liée à des saumures de bassin expulsées par compaction et

remontant vers les points hauts. Ces différentes solutions métallifères ont été introduites dans les sédiments perméables du Roan par des failles sédimentaires vivantes s'enracinant dans le socle.

Le piègeage des métaux s'est effectué en deux étapes. Tout d'abord, des petites lagunes se sont individualisées dans le bassin de sédimentation. Elles ont été temporairement isolées et ont évolué vers des conditions pré-évaporitiques à évaporitiques attestées par la richesse en Mg du milieu. La production bactérienne de H<sub>2</sub>S dans ces lagunes est tout à fait normale, de même que la précipitation du Fe (cation prédominant dans le bassin pendant la diagenèse précoce) sous forme de pyrite (ou d'un autre sulfure de fer précurseur, éventuellement, métastable) sous des conditions de pH-Eh requises. Au cours de la diagenèse, les couches à pyrite représentant la source majeure de S ont constitué des pièges pour le Cu disponible : ces pyrites ont servi de germes pour la cristallisation diagénétique des sulfures de Cu et de Co (ces derniers, en quantité mineure).

Le modèle métallogénique proposé pour Kinsenda peut s'appliquer à la plupart des gisements encaissés dans des formations détritiques grossières de la base du Roan (Lubembe, Mufulira...) associés aux dômes granitiques ubendiens.

## 10. REMERCIEMENTS

K. Ngoyi a bénéficié d'une bourse de l'Administration générale de la Coopération au Développement (Belgique) qui lui a permis d'effectuer ce travail dans le cadre d'une thèse présentée en 1992 à l'Université libre de Bruxelles. Le Fonds Cassel de l'Université libre de Bruxelles a pris en charge une partie des frais de séjour sur le terrain.

Les auteurs expriment leur profonde gratitude aux autorités de la SODIMIZA pour l'appui logistique qu'ils ont reçu lors de leurs séjours à Kinsenda. Ils remercient également les deux relecteurs, A. François (Directeur honoraire du Département géologique de la GECAMINES) et J. Verkaeren (Professeur à l'Université Catholique de Louvain), dont les précieuses remarques ont permis d'améliorer la qualité du manuscrit. Enfin, ils manifestent leur reconnaissance à toutes les personnes de la SODIMIZA, de la GECAMINES, de l'Université libre de Bruxelles, du Musée royal de l'Afrique central à Tervuren, du Service géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie qui à des titres divers ont contribué à la réalisation de cette étude.

## 11. BIBLIOGRAPHIE

- ALONI, K., MBENZA, M. & ALEXANDRE, J., 1989. Composition, profondeur et répartition spatiale des stonelines du Sud-Shaba (Zaire). In *Stonelines*, Journ. étude 24 mars 1987, Bruxelles. *Mémoire Académie des Sciences d'Outre-Mer*, 109-126.
- ANNELS, A.E., 1974. Some aspects of the stratiform ore deposits of the Zambian Copperbelt and their genetic significance. In *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*. Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 235-254.
- ANNELS, A.E., 1980. The genetic relevance of recent studies at Mufulira Mine, Zambia. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102: 431-449.
- ANNELS, A.E., 1984. The geotectonic environment of Zambian copper-cobalt mineralization. *Journal geological Society of London*, 141: 279-289.
- ANNELS, A.E., 1989. Ore genesis in the Zambian Copperbelt with particular reference to the northern sector of the Chambishi Basin. In *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits*, Boyle *et al.* eds., *Geological Association of Canada*, Spec. Paper 36: 427-452.
- ANNELS, A.E., VAUGHAN, D.J. & CRAIG, J.R., 1983. Conditions of ore mineral formation in certain Zambian Copperbelt deposits with special reference to the role of cobalt. *Mineral Deposita*, 18: 71-88.
- BARTHOLOME, P., 1962. Les minerais cupro-cobaltifères de Kamoto (Katanga-Ouest). *Studia Universitatis «Lovanium»*, Fac. Sc. *Léopoldville*, 14, 40 p.
- BARTHOLOME, P., 1963. Sur la zonalité dans les gisements du Copperbelt de l'Afrique Centrale. *Symposium Problems Post-magmatic Ore deposition*, 1: 317-321, Prague.
- BARTHOLOME, P., 1969. Kamoto et White Pine (Michigan) deux gisements stratiformes de cuivre. *Académie royale des Sciences d'Outre-Mer de Belgique*, Bull. Séances, 397-410.
- BARTHOLOME, P., 1974. On the diagenetic formation of the ores in sedimentary beds, with special reference to Kamoto, Shaba, Zaire. In *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*, Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 203-213.
- BARTHOLOME, P., EVRARD, P., KATEKESHA, F., LOPEZ RUIZ, J.L. & NGONGO, M., 1972. Diagenetic ore-forming processes at Kamoto, Katanga, Republic of the Congo. In *Ores in sediments*, G.C. Amstutz and A.J. Bernard (Ed.), Springer-Verlag, Berlin, 21-41.
- BARTHOLOME, P., & KATEKESHA, F., 1971. Cobalt zoning in microscopic pyrite from Kamoto, Rep. of the Zaire. *Mineralia Deposita*, 6: 167-176.

- BINDA, P.L., 1975. Detrital bornite grains in the late precambrian B greywacke of Mufulira, Zambia. *Mineralia Deposita*, 10: 101-107.
- BINDA, P.L., 1987. Depositional Environment and copper mineralization of the footwall rocks of Muliashi South, Zambian Copperbelt. In G. Matheis and H. Schandelmeyer (Eds), Current Research in African Earth sciences, Balkema, Rotterdam, 397-400.
- BINDA, P.L., 1989. Stratigraphic correlation of the orebodies of the Zambian copperbelt : Metallogenic Implications. *Symp. mineral. Black shales*, Krakow, 8-9.
- BINDA, P.L., 1990. Katangan lithostratigraphy. A comparison between Shaba and Copperbelt. *Zambian Journal Applied Earth Sciences*, 4: 75-81.
- BINDA, P.L. & ANNELS, A.E. 1985. Discussion on rifting and transgressions in the Zambian Copperbelt. *Journal Geological Society of London*, 142: 205-206.
- BINDA, P.L. & MULGREW, J.R., 1974. Stratigraphy of copper occurrences in the Zambian copperbelt. In Gisement stratiformes et provinces cuprifères, Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 215-233.
- BREWER, M.S., HASLAM, H.W., DARBYSHIRE, D.P.F. & DAVIS, A.E., 1979. Rb-Sr age determination in the Bangweulu Block, Luapula Province, Zambia. *Rep. Inst. Geol. Sci.*, 79(5): 11 p.
- BROCKS, B.B., 1962. On the structure and sedimentation of the Katanga Basin. In Stratiform Copper deposits in Africa, 2. African geol. surv., Lombard & Nicolini (ed.), Paris, 116-142.
- BROWN, A.C., 1974. The copper province of North Michigan USA. In Gisements stratiformes et provinces cuprifères, Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 317-330.
- BROWN, A.C., 1978. Stratiform copper deposits - evidence for their post-sedimentary origin. *Minerals, Sciences and Engineering*, 10: 172-181.
- BROWN, A.C., 1980. Metallogenic aspects of the Shaban Copperbelt - Zaïre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102: 531-536.
- BROWN, A.C., 1984. Alternative sources of metals for stratiform copper deposits. *Precambrian Resources*, 25: 61-74.
- CAHEN, L., 1974. Geological background of the copperbelt bearing strata of southern Shaba (Zaïre). In Gisements stratiformes et provinces cuprifères. Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 57-77.
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VALL, J.R. with the collaboration of Bonhomme, M., Ledent, D., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512 p.
- CAILTEUX, J., 1973. Minerais cuprifères et roches encaissantes à Musoshi. Prov. cuprifère du Shaba (Rép. du Zaïre). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 96: 495-521.
- CAILTEUX, J., 1974. Les sulfures du gisement cuprifère stratiforme du Musoshi, Shaba, Zaïre. In Gisements stratiformes et provinces cuprifères. Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 267-276.
- CAILTEUX, J., 1976. Corrélations stratigraphiques des sédiments d'âge Roan Shaba et Zambie. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 100: 56-71.
- CAILTEUX, J., 1977. La succession stratigraphique du CMN (R.2.3.) du Centre de la sous-province cuprifère shabienne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 100: 73-85.
- CAILTEUX, J., 1986. Diagenetic Sulphide Mineralization Within the Stratiform Copper-Cobalt Deposit of West Kambove (Shaba-Zaïre). Sequence of Mineralization in Sediment-Hosted Copper Deposits (part 2). In Geology and Metallogeny of Copper Deposits, Friedrich G. H. et al. eds., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg., 398-411.
- CAILTEUX, J., BINDA, P., KATEKESHA, W.M., KAMPUNZU, A.B., INTIOMALE, M.M., KAPENDA, D., KAUDA, C., NGONGO, K. TSHIAUKA, T. & WENDORFF, M., 1994. Lithostratigraphical correlation of the Neoproterozoic Roan Supergroup from Shaba (Zaïre) and Zambia in the central African copper-cobalt metallogenic province. In Recent studies of the Neoproterozoic Copperbelt of Zambia and Zaïre, Kampunzu, A.B. et al., eds., *Journal African Earth Sciences*, 19(1994): 265-278.
- CAILTEUX, J. & DIMANCHE, F., 1974. Examen des oxydes de fer et titane dans l'environnement du gisement de cuivre de Musoshi (Shaba, Rép. du Zaïre). *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*, 96: 378-388.
- CAILTEUX, J. & KAMPUNZU, H.A.B., 1993. Etude du Katanguien de Zambie et du Zaïre : Nouvelles contraintes lithostratigraphiques et tectoniques. *Académie royale des Sciences d'Outre-Mer de Belgique*, Bull. Scéance 38: 353-360.
- CAILTEUX, J. & LEFEBVRE, J.J., 1975. Stratigraphie et minéralisation du gisement cuprifère de Kipapila, Shaba, Zaïre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 98: 317-330.
- COIPEL, J. & DIMANCHE, F., 1981. Evolution diagénétique des oxydes de fer, chrome et titane. *Bulletin Minéralogie*, 104: 64-69.
- CORNET, J., 1908. Tectonique et morphologie du Katanga. *Annales du Musée du Congo belge*, III/I: 75-94.
- DALY, M.C. & UNRUG, R., 1982. The Muva Supergroup of Northern Zambia : a craton to mobile belt sedimentary sequence. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 85: 155-165.
- DARNLEY, A.B., 1960. Petrology of some Rhodesian copperbelt orebodies and associated rocks. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 62: 113-124.

- DAVIDSON, C.M., 1931. The geology and ore deposits of Chambishi, Northern Rhodesia. *Econ. geol.*, 26: 131-154.
- DIMANCHE, F., 1974. Paragenèse des sulfures de cuivre dans les gisements du Shaba (Zaïre) I. Kupushi - II. Kamoto. In *Gisements stratiformes et provinces cuprifères. Annales de la Société géologique de Belgique*, 185-205.
- DIMANCHE, F. & BARTHOLOME, P., 1976. The alteration of ilménite in sediments. *Minerals Sciences Engineering*, 8/3: 187-200.
- DUMONT, P., 1971. Révision générale du katanguien. Le plateau des Bianco, les phases précoces de l'orogénèse katanguienne. Thèse, Université Libre de Bruxelles.
- FLEISCHER, V.D., GARLICK, W.G. & HALDANE, R., 1976. Geology of the Zambian Copperbelt. In Wolf K.H. (Ed.), *Handbook of Strata-Bound and Stratiform ore Deposits*, 6: 223-352, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.
- FRANCOIS, A., 1973. L'extrémité occidentale de l'Arc cuprifère shabien. Etude géologique. Département géologique de la Gécamines, Likasi, 65 p.
- FRANCOIS, A., 1974. Stratigraphie, tectonique et minéralisations dans l'Arc Cuprifère du Shaba (Rép. du Zaïre). In *Gisements stratiformes et provinces cuprifères*, Centenaire de la Société géologique de Belgique, Bartholomé Ed., 79-101.
- FRANCOIS, A., 1987. Synthèse géologique sur l'arc cuprifère du Shaba (Rép. du Zaïre). Centenaire Société belge Géologie, Volume hors série, 15-65.
- GARLICK, W.G., 1953. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia. *Trans. Inst. Min. Metall. London*, 63: 9-20.
- GARLICK, W.G., 1960. Discussion of the paper «petrology of some Rhodesian copperbelts ore bodies and associated rocks» by A.G. Darnley. *Bull. Inst. Min. and Metall. London*, 69: 548-555.
- GARLICK, W.G., 1961a. Geochemistry Rhodesian Section Trust. In Mendelsohn. *Geology of the North Rhodesian Copperbelt*, 208-212.
- GARLICK, W.G., 1961b. Structure evolution of the Copperbelt. In Mendelsohn. *Geology of the North Rhodesian Copperbelt*, 89-106.
- GARLICK, W.G., 1989. Genetic interpretation from ore relations to algal reefs in Zambia and Zaïre. *Geol. Ass. Can.*, Spec. Paper, 36: 471-498.
- GARLICK, W.G. & BRUMMER, J.J., 1951. The age of the granites of the Northern Rhodesian Copperbelt. *Econ. Geol.*, 46: 478-497.
- GARLICK, W.G. & FLEISCHER, V.D., 1972. Sedimentary environment of Zambian copper deposition. *Geologie en Mijnbouw*, 5: 271-279.
- GARRELS, R.M. & CHRIST, C.L., 1965. *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Rowley, New York, 453 p.
- GRAY, A., 1929. The outline of the geology and ore deposits of the Nkana concession. *15th International Geological Congress*.
- GRAY, A., 1930. The correlation of the ore-bearing sediments of the Katanga and Rhodesian copperbelt. *Econ. Geol.*, 25: 783-801.
- GRAY, M. & PARKER, R.J., 1929. The copper deposits of Northern Rhodesia. *Eng. Min. Journ.*, 128/10-11-12: 384-389, 429-434, 470-473.
- GYSIN, M., 1937. Recherches géologiques et pétrographiques dans le Katanga méridional. *Mém. Inst. Roy. Col. belge*, VI, 254 p.
- GYSIN, M., 1960. Les minerais de cuivre du Sud-Katanga. *Arch. Sciences Genève*, 13: 103-110.
- HAYNES, D.W., 1986. Stratiform copper deposit hosted by low energy sediments. II. Nature of source rocks and composition of metal transporting water. *Econ. Geology*, 81: 266-280.
- HAYNES, D.W. & BLOOM, M.S., 1987. Stratiform copper deposits hosted by low-energy sediments: III. Aspects of metal transport. *Econ. Geology*, 82: 635-648.
- JACKSON, G.C.A., 1932. The geology of the Nchanga district. *Q. Journal geological Society of London*, 88: 443-514.
- LECOMPTE, M., 1933. Le batholite de Mokambo (Katanga) et ses alentours. *Mémoire de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, 7: 129 p.
- LEFEBVRE, J.J., 1975. Les roches ignées dans le Katanga du Shaba (Zaïre). Le district du cuivre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 98: 47-73.
- LEFEBVRE, J.J., 1989a. Depositional environment of copper-cobalt mineralization in the Katangan sediments of southeast Shaba, Zaïre. In *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits*, Boyle et al. eds., *Geological Association of Canada*, Spec. Paper 36: 401-426.
- LEFEBVRE, J.J., 1989b. Les gisements stratiformes en roche sédimentaire d'Europe Centrale (Kupferschiefer) et de la ceinture cuprifère du Zaïre et Zambie. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112: 121-135.
- LEFEBVRE, J.J. & CAILTEUX, J., 1975. Volcanisme et minéralisation diagénétiques dans le gisement de l'Etoile, Shaba, Zaïre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 98: 177-195.
- LEFEBVRE, J.J. & TSHAUKA, T., 1986. Altérations associées à la minéralisation uranifère de Musoshi (Shaba-Zaïre). *Annales du Musée royal de l'Afrique centrale*, 92: 63.
- LEFEBVRE, J.J. & TSHAUKA, T., 1987. Le groupe des mines à Lubembe (Shaba-Zaïre). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 557-571.
- MADI, L., 1985. Le Roan inférieur détritique, ensemble sédimentaire fluviatile à la base du katanguien au Shaba. Thèse Université de Lubumbashi.

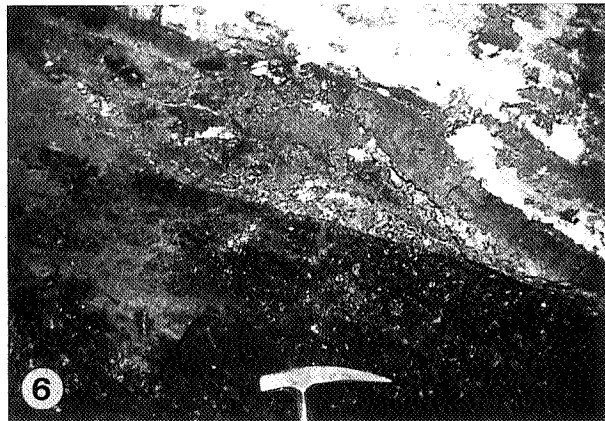
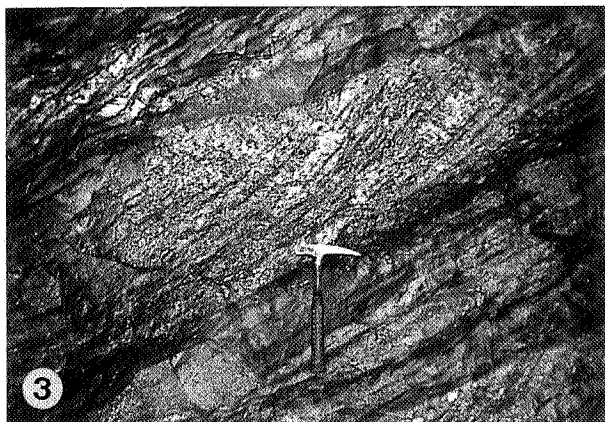
- MASTER, S. 1993. Preliminary observations on the sedimentology of the Roan group at Musoshi (Zaire) and Konkola (Zambia), with implications for Katangan stratigraphy. IGCP Project 302. Int. Conf. on tectonics, stratigraphy and mineralization of late Proterozoic in Zambia, 22-31 July, abstract.
- MENDELSON, F., Ed., 1961. The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. Mac Donald & Co, London, 523 p.
- MENDELSON, F., 1989. Central African Ore Shale deposits. In Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits, Boyle *et al.* eds, *Geological Association of Canada*, Spec. paper 36: 453-459.
- MERCER, W., 1976. Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks - A review of the recent literature. In Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, Wolf ed., 2: 1-27, Elsevier, Amsterdam.
- NGOYI, K., 1992. Les minéralisations cuprifères du Katanguien associées aux dômes granitiques ubendiens (province métallogénique zaïro-zambienne). L'exemple du gisement de Kinsenda-Luina (Zaire). Thèse Université libre de Bruxelles, 282 p.
- NGOYI, K., LIEGEOIS, J.P., DEMAIFFE, D. & DUMONT, P., 1991. Age tardi-ubendien (Protérozoïque inférieur) des dômes granitiques de l'arc cuprifère zaïro-zambien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, Série II, 313: 83-89.
- NGOYI, K., DEJONGHE, L., CAUET, S. & LIEGEOIS, J.P., 1993. Origine du gisement de Kinsenda (SE du Shaba, Zaire) au travers des isotopes du plomb. In : rapport annuel 1991-1992. Département de Géologie minér. Minér. du Musée royal de l'Afrique centrale: 173-178.
- OKITAUDJI, L.R., 1989. Géologie sédimentaire et concentration syndiagénétiques du cuivre et du cobalt dans la «Série des Mines» du Shaba, Zaire. Thèse Institut national polytechnique de Nancy.
- RAYBOULD, J.G., 1978. Tectonic controls on Proterozoic stratiform mineralization. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B87: 79-86.
- RICHARDS, J.P., CUMMING, G.L., KRSTIC, D., WAGNER, P.A. & SPOONER, E.T.C., 1988. Pb isotope constraints on the age of sulfide ore deposition and U-Pb age of late uraninite veining at the Musoshi stratiform copper deposit, Central African Copperbelt, Zaire. *Econ. Geol.*, 83: 724-741.
- ROBERT, M., 1928. La Géologie du Katanga méridional après la campagne de 1926-1927 du Service Géographique et Géologique du Comité spécial du Katanga. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 51: 55-67.
- ROBERT, M., 1940. Contribution à la géologie du Katanga. Le système du Kundelungu et le système Schisto-dolomitique. *Mém. Inst. Roy. Col. Belgique*, Sc. Nat. & Méd, VI, 100 p.
- ROGER, G. & TREUIL, M., 1976. Quelques réflexions sur la géochimie non isotopique des corps minéralisés et de leur enveloppe. In *Métallogénie et géologie minière. Mémoire hors série, Société géologique de France*, 7: 189-212.
- ROWLANDS, N.J., 1974. The geology of some adelaian stratiform copper occurrences. In *Gisements stratiformes et provinces cuprifères, Centenaire de la Société géologique de Belgique*, Bartholomé Ed., 419-427.
- SALOMONS, W. & FÖRSTNER, V., 1984. Metals in hydrocycle. Springer-Verlag, Berlin, 349 p.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1932. The geology of the copperbelt, Northern Rhodesia. *Min. Mag.*, 46: 241-245.
- SCHNEIDERHÖHN, H., 1937. Die Kupferlagerstätten von Nord Rhodesia und Katanga. *Geol. Rundsch.*, 28: 282-291.
- SWEENEY, M.A. & BINDA, P.L., 1989. The role of diagenesis in the formation of the Konkola Cu-Co orebody of the Zambian Copperbelt. In Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits, Boyle *et al.* eds., *Geological Association of Canada*, Spec Paper 36: 499-518.
- SWEENEY, M.A., BINDA, P.L. & VAUGHAN, D., 1991. Genesis of the ores of the zambian Copperbelt. *Ore Geological Review*, 6, Elsevier Sc. Publ.
- UNRUG, R., 1988. Mineralization control and source of metals in the lufilian fold belt, Shaba (Zaire, Zambia and Angola). *Econ. Geol.*, 83: 1247-1258.
- UNRUG, R., 1989. Landsat-based structural map of the Lufilian fold belt and the Kundelungu aulacogen, Shaba (Zaire), Zambia, and Angola, and the regional position of Cu, Co, U, Au, Zn and Pb mineralization. In Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits, Boyle *et al.* eds, *Geological Association of Canada*, Spec. Paper 36: 519-524.
- VAES, V.A., 1962. A study of the metamorphism of the Roan sediments at the Musoshi copper deposit and its consequences. *Annales du Musée royal de l'Afrique centrale, Sci. Géol.*, 43: 130 p.
- VAN EDEN, J.G. & BINDA, P.L., 1972. Scope of stratigraphic and sedimentologic analysis of the Katanga sequence, Zambia. *Geologie en Mijnbouw*, 51: 321-328.
- WAKEFIELD, J. 1978. Samba: a deformed porphyry-type copper deposit in the basement of the Zambian Copperbelt. *Trans. Inst. Min. Metal.*, 87: B43-52.
- ZEMANN, J. & WEDEPOHL, K.H., 1970. Copper. In Handbook of Geochemistry, II/2, 29, Springer-Verlag Ed.

Manuscrit reçu le 8 février 1995 et accepté pour publication le 8 novembre 1995.



## PLANCHE I

1. Stratifications entrecroisées soulignées par un enrichissement en covellite et digénite (et un peu de chalcocite) dans certains feuillets frontaux et sommitaux.
2. Stratifications entrecroisées minéralisées. Vue plus rapprochée que celle de la photo 1. Noter l'angle élevé de raccord de certains feuillets frontaux et du feuillet sommital.
3. Stratifications entrecroisées minéralisées, bien développées dans un banc à granulométrie grossière (banc surmontant le pic du marteau).
4. Contact tranché entre un banc à granulométrie grossière (au sommet) et un banc à granulométrie plus fine (à la base), ce dernier à stratifications obliques minéralisées en covellite et digénite (et  $\pm$  chalcocite).
5. Strate ondulante minéralisée en sulfures de cuivre (slumping ?).
6. Passage brutal d'une roche noire non oxydée (partie inférieure) à une roche rougeâtre complètement oxydée (partie supérieure). Le plan d'oxydation recoupe le plan de stratification selon un angle de  $15^\circ$ .



## PLANCHE II

1. Sulfures (noir) colmant des grains de quartz (qtz) et de feldspath (fds) entourés de bordures d'accroissement authigène (soulignées par un pointillé).
2. Bornite (bn) à inclusions de rutile (ru).
3. Chalcopyrite (cp) entourant de la pyrite framboïdale (py), de la cattiérite (ct) et de la cobaltite (cb).
4. Pyrite (py) remplacée par de la chalcopyrite (cp), elle-même entourée d'une bordure de cémentation de covellite (cv).
5. Exsolutions de chalcopyrite (cp) dans la bornite (bn). L'ensemble est entouré d'une couronne de cémentation de digénite (dg) avec covellite (cv) se développant le long de plans de clivage.
6. Pyrite (py) remplacée par de la digénite (dg), elle-même remplacée par de la covellite (cv).
7. Covellite (cv) renfermant du rutile (ru).
8. Structure d'intercroissance granulaire digénite - chalcocite (dg-ch) avec développement de covellite (cv) parallèlement au clivage.



