

UNIVERSITE DE KINSHASA (UNIKIN)



FACULTE DES SCIENCES

B.P: 190 KINSHASA XI

DEPARTEMENT DES GEOSCIENCES

**CONTEXTES GEOLOGIQUES DE LA
MINERALISATION DES GISEMENTS AURIFERES
DES REGIONS DE KILO-MOTO**

**Travail de fin de cycle présenté en vue de
l'obtention du diplôme de Graduat en
génie géologique.**

Présenté par:
KANGOMBE BATUKWA Benjamin

Directeur: **ONGENDANGENDA TIENGE Albert**
Professeur ordinaire

2020

EPIGRAPHE

« Qui vit longtemps, voit la danse de la colombe »

(Anonyme)

DEDICACE

A mon père Thomas KAYOBOLA KANGOMBE

A ma mère Marie BYANABIKE KANGOMBE

A mes très chers frères et sœurs, AKILIMALI KAPOLA Joseph, RADJABO KANGOMBE Bonaventure, Joseph NGUMBI YAMOMBO, RAMAZANI MUSONGWA Abdul, NGINO GLOUDEMENS Richard, Clémentine MUSHABAH ALIMA, Alphonsine BARUANI.

A tous les hommes soucieux d'une pensée cohérente et d'une action concrète, nous dédions ce travail, fruit de dur labeur, marquant la fin de notre cycle de graduat en génie géologique.

KANGOMBE BATUKWA Benjamin

AVANT PROPOS

Le présent travail nous a permis de comprendre les contextes géologiques de la minéralisation des gisements aurifères d'une manière générale et en particulier les contextes des gisements de la minéralisation aurifère de la région de Kilo-Moto. Sur ce, nous remercions le bon Dieu notre créateur, lui qui nous a offert les capacités intellectuelles à l'instar de l'intelligence nous ayant servi pour la rédaction de cette œuvre grandiose et immortelle.

Nous remercions le professeur ONGENDANGENDA TIENGE Albert, pour avoir accepté de tout cœur d'assurer la direction de ce travail. Nous remercions également l'assistant Louis MUKÉBA pour ses conseils pertinents, ses remarques, son esprit d'accueil nous ont aidés à bien mener cette investigation.

Ma reconnaissance va chaleureusement à l'endroit de ma famille restreint et élargie pour l'amour, la confiance en ma personne, et tous les moyens nécessaire mis à notre disposition pour la réussite de cette œuvre.

Nous remercions aussi nos très cher papas et mamans : Jean NGUMBI MATABU, DJUMA NDARABU Yuma, Timoléon KAYOBOLA MUTCHAPA, Théophile BARUANI, Baudouin KAYOBOLA BAMWINGA, KAYOBOLA MUTEREZI Barthelemy, MANARA LUINDA Bonnet, Véronique TABU KINGOMBE, Elisabeth KAKABO, HIBRAIM KAYOBOLA, Saleh MUKANDILWA, KAYOBOLA FAMBA Bernard... pour leur soutien tant matériel que moral.

Nous n'oublierons pas d'y associer nos compagnons de lutte avec qui nous pagayons ensemble vers une même rive, il s'agit de : MUFAUME KATCHAKA Merci, LUTETA-LUIMPA KABALA Elie, SALUMU MULENDA Yves, KATI KIRO MUHINDO Fidèle, MUKOMBOZI MUITO Francine, BAMBI TSHIKANGU Jules, INGILA ASANGA Samuel...

SIGLES ET ABREVIATIONS

R.D.C : République Démocratique du Congo ;

g/t : gramme par tonne ;

Kilo-Moto : Kilo et moto ;

m : mètre

Tfc : Travail de fin de cycle ;

GG : Granite-Greestone ;

NE : Nord-Est ;

NW : Nord-Ouest ;

RCA : République centre-africaine ;

ENE : Est-Nord-Est ;

SW : Sud-Ouest ;

NW : Nord-Ouest

NNW : Nord-Nord-Ouest ;

Ga : Giga année (Milliards d'années) ;

Km : Kilomètre ;

WSW : Ouest-Sud-Ouest ;

WNW : Ouest-Nord-Ouest ;

ESE : Est-Sud-Est ;

INTRODUCTION

Depuis que les géologues belges ont découverts les gisements d'or dans la partie NE de la RDC, les exploitations mécanisées ont eu le jour. Pour améliorer l'exploration et l'exploitation, les géologues se sont confrontés à deux types de problèmes :

- un problème relatif à la classification des connaissances sur l'environnement géologique, support des minéralisations ;
- et un problème lié aux modèles de mise en place des minéralisations.

Sur le plan lithologique, les régions de Kilo-Moto montrent une association lithologique constituée de trois grands ensembles : un socle granitogneissique, des ceintures de roches vertes et des granites tardifs, accessoirement des itabirites. Ces grands ensembles lithologiques, indiquent une origine magmatique et sédimentaire affectée par un métamorphisme de degré moyen intrudé par des roches magmatiques acides et basiques, riche en minéralisation aurifère.

Ceux-ci prouvent que les roches support de minéralisation dans les régions sous-étude appartiennent au craton de l'Ubangi. Sur le terrain, la minéralisation aurifère identifiée à ce jour est de style diffus, hébergée au sein d'une séquence de roches métamorphiques kibalienne et au quartz filonien, on le trouve aussi dans les mylonites et aux bordures des massifs granitiques.

Les régions qui nous préoccupent (Kilo et Moto) forment un vaste plateau granitique légèrement ondulé; s'inclinant doucement vers l'Ouest et plongeant brusquement au Sud-Est vers la fosse du lac Albert. Une large ceinture de gneiss entoure, au Nord et à l'Est, ce grand dôme granitique.

Les connaissances actuelles ne limitent plus les territoires miniers à la zone des venues basiques, qui de préférence se sont localisées aux bordures orientale et septentrionale du massif de granite. Ces venues basiques ou neutres apparaissent principalement sous la forme d'une gamme de diorites.

Celles-ci, traversées par quelques pointements acides plus récents, sont encore cachées en beaucoup d'endroits par une couverture de schistes métamorphiques profondément érodés, laissant voir, au fond de la plupart des vallées, le substratum éruptif.

CHOIX DU SUJET

Le choix de ce sujet est motivé par le souci d'offrir un document qui, synthétise les connaissances géologiques sur les régions de Kilo-Moto pouvant servir comme guide pour des recherches ultérieures.

OBJECTIF

L'objectif principal de ce travail est de ressortir, les différents faciès (roches) des régions d'étude (Kilo-Moto).

METHODOLOGIE

Pour atteindre notre objectif, la méthode sera exclusivement basée sur l'exploitation des articles, des ouvrages, des TFC, des mémoires et les visites des sites web sur internet.

SUBDIVISION DU TRAVAIL

Hormis l'introduction et la conclusion, ce présent travail est scindé en deux chapitres à savoir :

Chapitre I : subdivision géologique du craton de l'Ubangi;

Chapitre II : minéralisation des gisements aurifères des régions de Kilo-Moto.

CHAPITRE I : SUBDIVISION GEOLOGIQUE DU CRATON DE L'UBANGI

L'étude des blocs cratonique archéens se base aujourd'hui sur la division des unités archéens en chaînes granulite-gneiss, associations granite-greenstone et bassins tardi-archéens, dykes et intrusion stratifiées (Windley, 1995 in Fernandez-Alonso M. et al. 2015).

Les chaînes granulite-gneiss représentent des niveaux cristaux moyens à profonds, exhumés de métamorphisme élevé (high-grade metamorphism). Les types de roches caractéristiques des chaînes granulite-gneiss sont des gneiss quartzo-feldspathiques avec, en terme de volume, très peu de paragneiss, des amphibolites, des micaschistes, des marbres et quartzites, des complexes magmatique stratifiés.

Les terrains granite-greenstone correspondent à des plus anciennes chaînes majeures composées de roches volcano-sédimentaires bien préservées. Elles sont constituées de roches volcaniques et volcanoclastiques siliceuses à ultrabasiques, de sédiments siliciclastique et chimiques, le tout intrudé de volumes importants de corps granitoïdes.

Il faut noter que les formations archéennes observées en RDC se rapportent à l'une ou l'autre de ces deux grandes associations. Elles affleurent dans deux zones principales : le Kasaï au sud et la région de l'Ubangi au nord.

Ces ensembles appelés cratons sont des vastes surfaces des roches profondément métamorphisés au sein desquelles apparaissent des lambeaux des schistes cristallins qui gardent les lignes d'orogénèses anciennes. On y définit les bases lithologiques et structurales d'un certain nombre des complexes qui ont pu être corrélés entre eux par des mesures de radio-datation.

L'évolution de la Terre au Précambrien est marquée par une succession de processus géodynamiques ayant conduit à la mise en place des zones continentales stables appelées « cratons » autour desquelles se sont développées, de façon cyclique, des ceintures orogéniques. Au cours de cette période, l'actuel continent africain s'est peu à peu consolidé suite à l'amalgamation des blocs cratoniques comme : le Kalahari, le Congo, l'Ouest-africain, l'Est Sahara et l'Arabo-nubien (Fig 1).

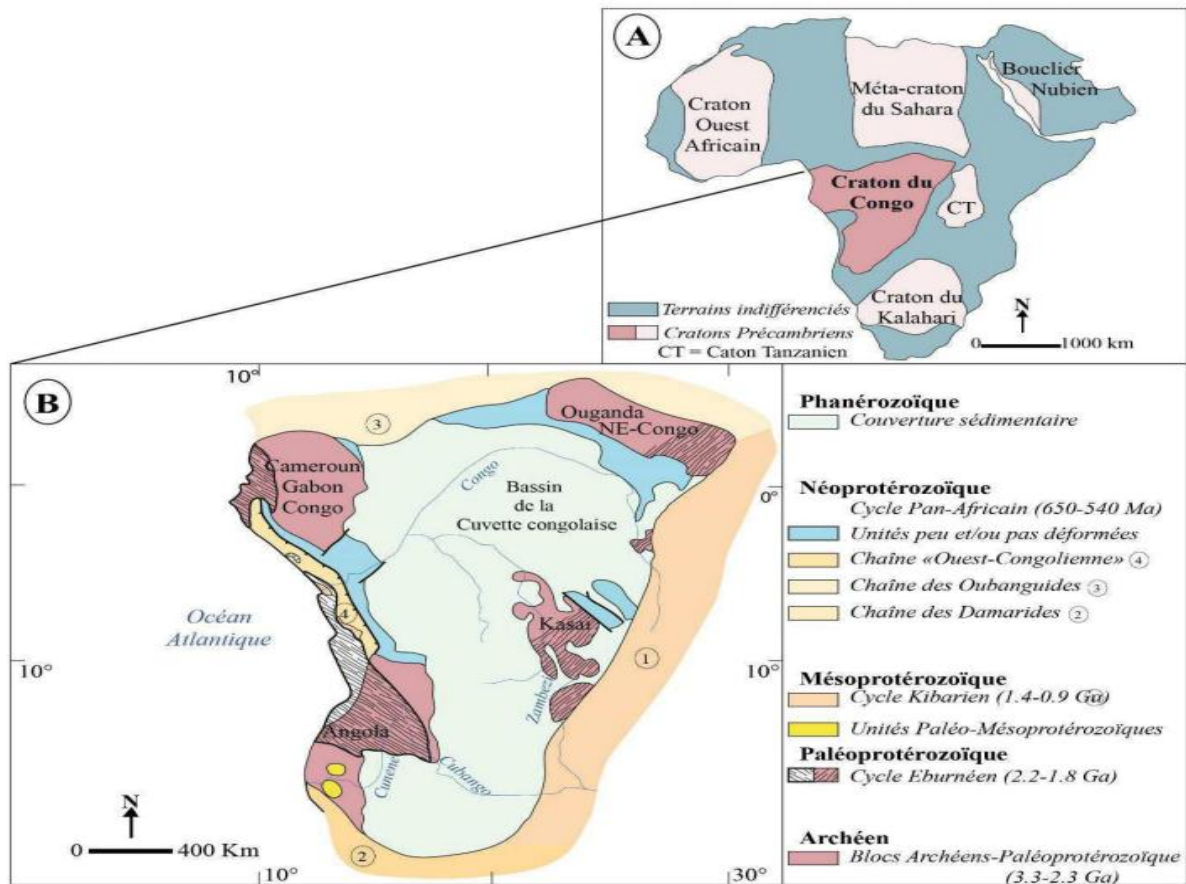


Figure 1 : Cartes des socles précambriens et des couvertures associées : A) Carte des cratons précambriens de l'Afrique (modifiée d'après Gray et al., 2008) ; B) Carte géologique du craton du Congo avec les différentes chaînes protérozoïques associées (modifiée de Alkmim and Martins-Neto, 2012 (d'après Trompette, 1994 ; Alvarez, 1995) et Ernst et al., 2013).

L'assemblage de ces blocs, constituant la quasi-totalité du continent, s'est fait par le biais de cycles orogéniques ayant eu lieu de l'Archéen au Protérozoïque. Toutefois, le mode de formation de ces orogénèses et leur réactivation au cours des cycles récents font l'objet de débats.

I.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

C'est un ensemble relativement important des formations attribuées à l'archéen. Ce craton n'est pas exclusivement localisé au Nord de la R.D.C. Il représente la partie méridionale de la République Centre-africaine où il constitue le complexe de base.

L'ensemble des roches qui couvrent cette région appartiennent à l'association « Granite-Greenstone » (GG) (greenstone belts). Ces roches affleurent dans un nombre limité de zones de taille réduite entourées de granitoïdes. Ces GG correspondent à ce qui étaient anciennement définis comme Kibalien au NE et Ganguien au NW.

Les faciès les plus représentés des sédiments sont : quartzites blancs à séricite, à moscovite, à chlorite, et à hématite ; micaschistes à muscovite, biotite et disthène ; schistes amphibolitiques à hornblende, à trémolite et à chlorite avec des intercalations de quartzite ; leptinites ; gneiss à biotite et muscovite ou à biotite seule ou à amphibole et pyroxène ; gneiss à amphibole et pyroxène.

Les faciès supérieurs sont à tendance siliceuse et les inférieurs à tendance calcomagnésienne. La granitisation n'atteint que le groupe inférieur (affecté par le métamorphisme régional).

I.2. GEOLOGIQUE DES REGIONS DE KILO-MOTO

Les formations géologiques que l'on trouve dans ces régions situées au NE de la RDC appartiennent au craton de l'Ubangi. Sa subdivision lithostratigraphique est la suivante :

I.2.1. Complexe gneisso-amphibolique de la Bomu

Ce sont des gneiss amphibolitiques anciens appelé le groupe du Nil ou Ouest-Nilien. Ce sont de gneiss variés de la catazone en nombreux termes basiques, à biotite et a deux micas associés à des gneiss migmatiques à grains orientés, des quartzites parfois à disthène. Accessoirement on y retrouve des micaschistes, des quartzites parfois à disthène.

Vers l'Ouest, le gneiss amphibolitique passe à un gabbro plus ou moins modifier par la granitisation. Ce vieux socle granitique correspond au gneiss de la haute Luani et est couvert en discordance par le complexe gneissique de la Garamba.

On peut distinguer les subdivisions géographiques suivantes : les gneiss de Nzangi, les gneiss de Monga (RDC) / Ouango (RCA), les gneiss de Bereme, les gneiss mafiques de Bomu.

I.2.2. Complexe de la Garamba

Ce complexe se prolonge en Ouganda et au Soudan. Ce sont des gneiss migmatitiques à pyroxène, des micaschistes à disthène, des quartzites micacés, des calcaires cristallins accessoirement. Comme roche effusive et intrusive, on note la présence des petits massifs de gabbro.

Une association complexe de deux ou trois unités de gneiss et migmatites affleurent le long du lac Albert en continuation des unités composant le « west Nile complex » en Ouganda. Parmi ceux-ci le complexe gneissique du mont Speke, exposé dans le horst du Ruwenzori, pourrait être corrélé au complexe gneissique de la Garamba (Lepersonne, 1974).

Sous-divisions :

Un essai de corrélation lithostratigraphique par Lavreau entre unités s'étant avéré un exercice futile, Lavreau (1980, 1982) a entrepris une tentative de définition d'unités tectono-stratigraphiques à partir de l'interprétation photogéologique. Ce travail a mis en exergue la complexité, à n'importe quelle échelle de travail, de la zone étudiée.

Six principaux domaines tectoniques ainsi que des corridors mylonitiques d'orientation préférentielle ENE ont ainsi été définis :

- Les gneiss et micaschistes du domaine d'Aka ;
- Les gneiss de Garamba, Faraje et du pays Logo ;
- Les gneiss granitoïdes de la région entre les rivières Dungu et Nzora ;
- Les gneiss high grade (faciès granulitique) ;
- La partie Ouest du "eastern grey gneiss" (Ouganda) et du gneiss de mahagi port (RDC).

I.2.3. Le complexe métasédimentaire de l'Ubangi

Il regroupe l'ancienne formation de Bangyville et les séries cristallophylliennes. Ces formations sont antérieures au Likibembien et pourraient correspondre au complexe de Garamba.

Ce sont des séricitoschistes, quartzites micassés, quartzites schistoïdes et de gneiss. Ces formations sont tectonisées et l'ensemble du socle et couverture ont été plissés au cours de l'orogénèse shamvaïenne. En allant du Nord au Sud, la direction structurale s'infléchit pour devenir NE-SW. A la hauteur du lac Edouard, elle devient subméridienne et les nappes du charriage ont été reconnues à l'Ouest du flanc Ouest de Ruwenzori.

I.2.4. Super groupe de Niangara

Lavreau (1982) a inclus les séries suprastructurales de Niangara-Zemio dans le "west Nile complex". Cette zone relativement étroite de 20-50km, d'orientation NW à NNW, s'étire sur une longueur de 300km en RDC, et 150km en RCA (Poidevin, 1985) le long du contact entre le complexe gneissique de la Garamba et l'association granite-greenstone du Haut Congo.

Sous-division

Lepersonne (1974) ne mentionne pas de sous-divisions, il a attribué au tout un âge néoprotérozoïque.

Lavreau (1982) a identifié deux unités séparées par une inconformité angulaire :

- Une unité supérieure d'âge néoprotérozoïque, se continuant vers le Nord en RCA : les séries de Rumu (RDC) et de Morkia (RCA, Poidevin 1985) ;
- Une unité inférieure : la formation de Bolume, d'âge supposé archéen (Poidevin, 1985) ou paléoprotérozoïque (BRGM, 1980-1982) composé de quartzites, quartzites à séricite et séricitoschistes (Whiteschists) intensément plissés.

I.2.5. Complexe granitoïde de L'Uélé

Nom défini par Lepersonne, repris dans les roches granitiques affectant le Kibalien. Ce complexe correspond à la matrice granitoïde dans laquelle sont dispersés les greenstone Kibaliens ; l'ensemble des deux termes composant l'association granite-greenstone.

Magmatisme

Tonalite de Wanga : 2,84-2,89 Ga ;

Tonalite de Kilo : 2,75 Ga ;

Granitoïdes de Moto : 2,51-2,63 Ga ;

Granitoïdes de Kilo : 2,41 Ga.

I.2.6. Super groupe de Kibali

Le terme Groupe du Kibali a été créé en 1933 par la commission de géologie du ministère des colonies pour désigner des roches précédemment rattachées à un système des Itabirites, à une série ferrugineuse, voire à l'algonkien (DE DORLODOT et MATHIEU ; 1928, 1929 et 1931), et groupant des schistes séricitochloriteux, des schistes biotitiques à albite et épidote, des schistes divers parfois graphiteux, des talcschistes, des quartzites, des conglomérats, des roches carbonatées, des itabirites, des tufs et des laves schistifiées, toutes roches associées aux granites du Haut-Zaïre (CAHEN et LEPERSONNE, 1956).

N.B : Au Ruwenzori, il existe un ensemble de cipolins, d'amphibolites et d'amphiboloschistes qui constituent un système inférieur au groupe du Kibali.

- **Kibalien de Kilo**

On peut y distinguer un groupe métavolcanique composé de chloritoschistes ± talqueux ± actinolitiques, avec un ou plusieurs niveaux de roches sériciteuses albitiques, constituant le Kibalien schistoïde ; ces roches sont fréquemment ankéritifères. Séricitoschistes albitiques parfois quartziques.

Des amphibolites massives à grain fin constituent de gros massifs situés vers la base de la série. Le groupe métavolcanique est surmonté d'un groupe à prédominance métasédimentaire composé de : quartzites ± schistoïdes en général fins ; schistes sériciteux et chloriteux ; schistes et quartzites très fins, ferro-carbonatés ou ferrugineux constituant parfois des itabirites.

Le groupe métasédimentaire et le groupe métavolcanique (ou une partie de celui-ci) restent intimement associés, et constituent parfois des alternances. Des roches gneissiques, des micaschistes ont été localement rencontrés autour des plages Kibaliennes, STEENSTRA (1954, 1955) y décrit des associations migmatitiques et des pegmatites.

Les amphibolites à grain fin sont intrudées dans la région de Mongbwalu (partie occidentale de la plage de Kilo) par des roches tonalitiques grenues, elles-mêmes intrudées par des roches eugranitiques (MouREAU, 1939, DuHoux, 1950, LAVREAU, 1973).

Dans la région de Kilo-Nizi, située à l'Est de la précédente, le Kibalien schistoïde (roches vertes) est intrudé par des tonalites (diorites grenues à granodiorites) et des filons divers (LEGRAYE, 1940). Il n'a pas été fait d'observations concluantes au sujet d'associations intrusives entre les métasédiments et les roches granitoïdes : les contacts sont, semble-t-il, soit tectoniques (failles radiales ou cisailantes, parfois soulignées par des chapeaux de fer) soit concordants.

Cette concordance est soulignée dans les massifs granitoïdes par le développement d'une structure planaire parallèle à la zone de contact; cette structure peut cependant être interprétée comme le résultat d'un mécanisme d'intrusion par ballonnement (RAMSAY, 1975).

- **Kibalien de Moto**

La grande plage de Dungu-Watsa n'est connue que dans la zone des exploitations aurifères anciennes de la Moto et du Kibali, et des exploitations actuelles de Durba (15 Km au Nord de Watsa).

On trouve, dans la région de Wanga (sud-ouest de Watsa) des îlots de roches réputées kibalienne, très métamorphiques, comprenant des biotitoschistes à grenat, des muscovitoschistes à andalousite, décrits jadis par DE DORLODOT (1924) et que POLINARD (1936) voit recoupés par des roches granitiques alcalines (en fait tonalitiques). Plus à l'est, des méta-andésites parfois schistoïdes sont recoupées et contenues en enclaves dans des tonalites (LEGRAYE, 1940).

On trouve, à quelques centaines de mètres de là des quartzites et des schistes très fins et très ferrugineux, associés à des granites (DE DORLODOT, 1921), sans que les termes de cette association puissent être précisés. Des métaconglomérats intraformationnels d'origine volcanique ont également été décrits (DE MAGNÉE, 1941; MICHOT, 1942).

Un grand massif de roches vertes (dolérites, gabbros et diorites) montrant des faciès massifs ou schistoïdes, occupe la plus grande partie de la plage kibalienne située au Sud de Watsa. Sa position stratigraphique est inconnue; certains échantillons en ont été décrits par DE DORLODOT (1926).

Dans la zone minière de Durba, on rencontre tout d'abord, près du Kibali, des roches vertes dans lesquelles LEGRAYE (1940) a reconnu des laves en coussins, puis des roches séricito-chloriteuses albitiques et parfois quartziques plus ou moins riches en ankérite primaire ou secondaire. Ces dernières roches alternent avec des quartzites ankéritiques ou ferrugineux formant, plus au nord, des reliefs itabiritiques caractéristiques, également des schistes graphiteux.

Dans la région de Dungu, MATHIEU (1918) a observé des chloritoschistes tandis qu'au long du Kibali, LEGRAYE (1940) décrit des itabirites. Dans la région du 30^e méridien, des massifs importants d'amphibolites et de gabbros anorthositiques, de position stratigraphique indéterminée, sont associés à des schistes ferrugineux (DE DORLODOT, 1926).

LEGRAYE (1940) décrit dans la même région des structures plissées comportant des alternances de gneiss à grenat, présumés ouest-niliens, et de schistes amphibolitiques ou ferrugineux, présumés kibaliens; la direction des plis est Ouest-nilienne (approximativement nord-sud).

I.2.6.1. Formation du Kibali

Les roches appartenant aux formations du Kibali sont très métamorphiques, difficiles à définir sur le terrain; après leur étude en lames minces, sous le microscope, leur origine reste très souvent obscure. De teinte généralement verte lorsqu'elles sont saines, ces roches, qui possèdent le plus souvent une foliation très développée, sont d'origine et de nature différente.

Pour autant qu'il soit encore possible, dans leur état actuel, de rechercher cette origine, il semble, d'après leur étude sur le terrain et au laboratoire, que l'on soit en présence d'une série formée de roches éruptives le plus souvent basiques, parfois acides, intrusives ou effusives, de roches probablement sédimentaires, d'origine douteuse et, accessoirement, d'itabirites.

Cet ensemble de roches a été profondément modifié aussi bien par métamorphisme dynamique que par métamorphisme thermal : les amphibolites y sont abondantes. Mais la recristallisation est telle, qu'à défaut de relations sur le terrain, il n'est pas possible de préciser si la roche provient d'une roche magmatique basique ou d'une roche sédimentaire. Leur foliation développée leur donne, tant à l'état frais qu'à l'état décomposé (mais surtout à ce dernier état), l'aspect d'un schiste.

On peut y distinguer :

- a) Des roches intrusives laminées et profondément modifiées par ce laminage; l'observation sur le terrain permet assez souvent de retrouver dans ces roches schistoïdes vertes, des noyaux, peu ou pas laminés, de dimensions très variées, témoins de la roche ayant donné naissance, sous l'effet des actions dynamiques, aux roches schistoïdes.

Ces roches sont actuellement les amphiboloschistes ou des séricitoschistes provenant soit de roches intrusives basiques, soit de roches intrusives acides.

- b) Des roches effusives, cératophytes, coulées de laves basaltiques, andésitiques ou trachytiques. Comme les précédentes, ces roches effusives ont été soumises à un métamorphisme dynamique qui a notamment eu pour effet de leur donner également une foliation souvent très marquée.

Une structure ressemblant à la structure dite en coussinets (pillow structure), caractéristique de certaines coulées de laves, est parfois encore observable. Certains niveaux conglomératiques sont formés par des roches effusives.

- c) Des roches sédimentaires : leur caractère sédimentaire et leur origine sont le plus souvent difficiles à mettre en évidence; ni quartzites, ni cipolins n'ont été signalés dans cette région. Les schistes, profondément métamorphisés, ne peuvent être que difficilement différenciés des roches schistoïdes d'origine éruptive : dans les deux cas, l'aspect et la composition pétrographique deviennent très comparables; la présence de certains minéraux de métamorphisme permet parfois d'attribuer avec raison une origine sédimentaire à certaines roches schistoïdes. Des roches conglomératiques ont été observées; leur nature paraît encore discutable.
- d) Des itabirites : très fréquentes, les itabirites sont interstratifiées ou interfoliacées dans les roches schistoïdes.

I.2.6.2. Roches schistoïdes des formations du Kibali

Dans les aires où les roches sont représentées comme appartenant au Kibalien sur les cartes, il y a de nombreuses roches schistoïdes dont l'origine est difficile à préciser, mais dont un certain nombre pourraient avoir une origine sédimentaire. Les roches d'origine indiscutablement sédimentaire sont très rares et un certain doute subsiste sur leur origine.

On a souvent donné le nom de schistes, en impliquant dans ce terme une roche argileuse originelle, à des roches qui ne sont que schistoïdes et qui peuvent aussi bien être des roches éruptives laminées que des roches sédimentaires profondément métamorphisées.

Ces roches ont pris une foliation très développée, se débitent en plaquettes comme les véritables schistes et ne peuvent en être distinguées que si des relations sur le terrain apportent des arguments en faveur de leur origine ou si leur étude en lames minces y décèle la présence de l'un ou de l'autre minéral prouvant l'origine de façon péremptoire. A l'état frais, la plupart des roches schistoïdes sont de teinte vert foncé; leur foliation n'est parfois pas très apparente.

Lorsqu'elles se décomposent au voisinage de la surface du sol, elles prennent des teintes vert clair, rouge ou violet, suivant l'état de leurs sels de fer et de la présence ou de l'absence de manganèse. Certaines roches schistoïdes sont noires; cette teinte ne semble généralement pas due à la présence de matières charbonneuses, mais bien à la présence de manganèse.

Ces roches schistoïdes noires se présentent en bancs compris entre d'autres bancs de roches schistoïdes vertes, parallèlement à leur foliation. Il n'est pas possible, à l'heure actuelle, d'affirmer que cette foliation correspond à une stratification. Pour certaines roches schistoïdes, l'origine éruptive ne laisse que peu ou pas de doute; pour d'autres, il n'y a aucun argument permettant de plaider en faveur d'une origine éruptive plutôt qu'en faveur d'une origine sédimentaire.

I.2.6.2.1. Itabirites

Le nom d'itabirites a été donné à de nombreuses roches qui contiennent une proportion plus ou moins grande d'oxydes de fer : hématite, magnétite ou ilménite. Ces roches sont abondantes dans la région de Moto. Les oxydes de fer se présentent soit sous forme de lentilles étendues, épaisses et massives, soit sous forme de nombreuses lentilles de petites dimensions disséminées dans les roches encaissantes, soit sous forme de minces lits qui suivent la foliation de la roche.

Dans ce dernier cas, les lits sont discontinus et l'imprégnation dessine dans la roche des zones lenticulaires de dimensions variables. Quand la roche schistoïde ferrifère est plissée, les minces lits discontinus d'hématite, de magnétite ou d'ilménite suivent ces plissements ou ces microplissements. Il est remarquable que les gros amas ou lentilles d'oxydes de fer soient associés à des roches vertes massives, amphibolites, dolérites ou gabbros et que les zones litées soient associées aux roches vertes schistoïdes.

Les itabirites provenant du camp Djuda sont formées essentiellement d'albite, de quartz, de biotite et d'hématite ; la roche a une texture schistoïde. Sa forte proportion d'albite permet de la rapprocher des schistes mylonitiques connus dans la région.

L'hématite est disséminée dans la masse; le quartz est en grains associés en lentilles. Au mont Maie existent beaucoup d'itabirites qui y constituent de vastes lentilles ondulées aussi bien en plan qu'en coupe et disposées en relais. La roche encaissante est de l'amphiboloschiste à épidote ou de l'épidotite hornblendique. L'étude de ces roches donne tout lieu de croire que la roche qui a donné naissance à ces amphiboloschistes est un gabbro à hornblende qui a subi une action dynamique suivie d'une action hydrothermale.

Ces itabirites présentent une texture finement rubanée et plissée, formée par des zones essentiellement quartziques (avec accompagnement de calcite, tourmaline, biotite et muscovite) et par des zones essentiellement albitiques, avec magnétite et muscovite; cette roche a subi une action hydrothermale. Ailleurs, l'hématite constitue des lentilles massives associées à des roches massives doléritiques ou gabbroïques.

D'une manière générale, les itabirites ne sont qu'exceptionnellement plissotées et ne montrent que localement du quartz qui semble injecté lit par lit. Certaines roches vertes, laminées, passent latéralement et progressivement à des itabirites.

I.2.6.3. Roches massives intrusives dans les formations du Kibali

Les formations du Kibali, qu'elles soient sédimentaires, volcaniques effusives ou schistoïdes d'origines diverses, ont été envahies par des intrusions de roches éruptives qui ont pu être affectées ou non par les efforts dynamiques auxquels l'ensemble des formations a été soumis. Il est difficile dans certains cas de dater les roches intrusives, basiques, que l'on rencontre dans les roches schistoïdes du Kibalien.

En effet, après la mise en place du granite dans ces roches il y a eu des veines des roches basiques plus récentes encore qui ont pris place aussi bien dans les roches granitiques que dans les roches schistoïdes. Mais il semble bien que, le plus souvent, si pas toujours, ces dernières se présentent sous forme de dykes.

Quant aux petits massifs de roches vertes d'origine magmatique isolés au milieu du granite, beaucoup sont certainement des lambeaux de toit du complexe de base, isolés par l'érosion et qui ne se poursuivent pas en profondeur; on y trouve d'ailleurs parfois des roches schistoïdes associées aux roches magmatiques. Ces massifs intrusifs sont constitués soit par des dolérites, soit par des gabbros, soit par des roches granitiques.

I.2.6.3.1. Dolérites et gabbros

Les dolérites sont formées d'augite, de hornblende, de plagioclases, quelquefois d'actinote, d'épidote et de grenat comme éléments essentiels, ainsi que de biotite, de chlorite, d'épidote, de quartz, de séricite, de sphène, d'ilménite et de magnétite comme éléments accessoires. Les plagioclases sont souvent saussuritisés entièrement; la hornblende est de teinte variable, l'augite s'altère localement en hornblende. La structure ophitique est toujours bien visible au microscope et parfois apparente déjà à l'œil nu ou à la loupe.

Les dolérites sont le plus souvent transformées en diabases par autométamorphisme sous l'influence de leurs propres éléments volatils qui ont saussuritisé les plagioclases et transformé partiellement les pyroxènes en hornblende. Les gabbros sont formés de hornblende, de plagioclase, parfois d'épidote et de quartz comme éléments essentiels; d'épidote, d'ilménite, de séricite, de sphène, de quartz et de magnétite comme éléments accessoires. Ces roches sont fréquemment transformées en gabbro-amphibolites par recristallisation.

D'autres sont composées presque entièrement par de la hornblende et constituent des hornblendites qui passent latéralement à des gabbros à hornblende. Des actions hydrothermales ont localement modifié la composition de ces roches.

I.2.6.4. Roches granitiques

Granites, granodiorites et diorites resteront groupés dans les considérations qui suivent. Nous adoptons, comme base de définition de ces roches, la nature de leur feldspath et leur proportion. Depuis la roche dans laquelle tout le feldspath est du feldspath potassique (orthose ou microcline) jusqu'à la roche dans laquelle tout le feldspath est du plagioclase (feldspath calcosodique, sans potasse), on peut trouver tous les intermédiaires et passer du granite, par la granodiorite, à la diorite.

Le quartz peut être plus ou moins abondant et son abondance peut amener à ajouter au nom de la roche le qualificatif quartzique (par exemple ; diorite quartzique). La hornblende peut être présente ou absente; elle semble toutefois être plus généralement abondante dans les diorites que dans les granites.

La distinction entre ces roches étant basée sur la nature des feldspaths, il sera le plus souvent difficile, sinon impossible, de donner le nom exact à la roche sur le terrain; la plupart des granodiorites, les diorites quartziques seront, après examen macroscopique sur le terrain, appelées grains.

Au contact des roches basiques dans lesquelles il est intrusif, le granité normal tendra souvent vers la diorite quartzique par contamination et disparition de la potasse près des amphibolites.

Granites, granodiorites et diorites affleurent sur d'immenses espaces dans l'étendue des planchettes de Watsa et d'Irumu. Le croquis très schématique en montre l'extension. Une grande partie des terrains figurés sur ces cartes comme roches cristallophylliennes sont des granites ou des granites gneissiques.

Leur granularité est très variable. Le grain semble, en général, plus fin dans la région Nord (Watsa) que dans la région Sud (Kilo). Entre Watsa et Kilo, le granite affleure, du Nord au Sud, sur une centaine de kilomètres. Ce granite appartient à une partie profonde du batholite : son grain est très grossier, les cristaux de feldspath peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur.

Suivant la provenance des granites et aussi suivant les altérations qu'ils ont pu subir, soit par actions de contact, soit par métamorphisme hydrothermal, les éléments essentiels sont : plagioclase, microcline, hornblende, quartz, biotite; les éléments accessoires sont : hornblende, albite, biotite, muscovite, séricite, épidote, chlorite, sphène, zoïzite, actinote.

Beaucoup de granites, granodiorites ou diorites sont légèrement déformés. Cette déformation n'est souvent pas visible sans l'examen au microscope; elle date soit de la fin de la consolidation de la roche, soit d'une période de déformations plus récente: elle est accompagnée de la formation de minéraux tels que hornblende actinolitique, épidote, albite, séricite, biotite.

Bon nombre de ces roches ont subi l'action de venues ainsi que les pitons de granité massif qui lestant en relief hydrothermales pendant la période de déformations ou après celle-ci; ces venues hydrothermales ont amené de l'anhydride carbonique et donné naissance à de la calcite parfois abondante. Dans toute la partie NE de la province, jusqu'à la crête Congo-Nil, les granites ont très souvent l'aspect gneissique.

Ce dernier caractère apparaît toutefois très peu au microscope; on se trouve en présence d'une déformation qui s'est produite au cours de la mise en place du granite : les feldspaths sont légèrement déformés et enrobés dans du quartz qui ne montre pas trace de déformation.

L'aspect gneissique de ces granites, qui se marque parfois bien suivant certains plans de la roche, ne se montre que mal, ou pas du tout, suivant d'autres plans, si bien qu'il est parfois difficile sinon impossible de préciser sur le terrain le plan de déformations.

Lorsque le granite gneissique s'altère dans la zone superficielle, le zonage apparaît beaucoup mieux que dans la roche fraîche. Les observations sur le terrain et la comparaison avec les conditions des gisements du même type montrent que la minéralisation aurifère est en relation étroite avec ces phases tardives et plus particulièrement, semble-t-il, avec les diorites quartziques.

Ces dernières ne constituent d'ailleurs le plus souvent que des faciès de contact résultant de la contamination du granite par les roches vertes dans lesquelles il est intrusif.

I.2.6.5. Gneiss et micaschistes

Certaines roches à texture gneissique ne sont que des granités légèrement déformés lors de leur mise en place et doivent être appelées granites gneissiques. Régionalement on trouve des roches gneissiques présentant des zones de teintes diverses, claires ou foncées, alternant avec des micaschistes dans lesquels domine soit la biotite, soit la muscovite.

Leur relation avec les roches granitiques est aussi difficile à observer sur le terrain que leur relation avec les roches schistoïdes. Elles affleurent avec leur aspect typique en quelques endroits, notamment en bordure Nord de la zone schistoïde du Kibalien à l'Est de Tora, dans la région de Subani, au mont Laiko (Dikilimbi).

En d'autres endroits, il est assez difficile sur le terrain de faire une distinction entre les gneiss associés aux micaschistes et les granités gneissiques. Quoique les contacts ou les bonnes zones de transition fassent défaut, il semble que les gneiss et les micaschistes constituent une transition entre les granites ou les granités gneissiques et les roches schistoïdes du Kibalien.

Il est très difficile de tracer une limite, même approximative, entre les granites, les granites gneissiques, les gneiss et micaschistes et certaines roches vertes schistoïdes. Cette difficulté à deux causes : d'une part, le passage souvent progressif d'une de ces roches à l'autre; d'autre part, la pauvreté ainsi que le mauvais état des affleurements. Les granites de cette région NE de la RDC se présentent en massifs de granites diffus et en massifs de granites circonscrits, tels qu'ils ont été récemment définis par E. Raguin.

Les substances qui ont migré du magma granitique vers les roches envahies ont apporté une grande quantité de feldspath alcalin, qui donné parfois naissance à de la biotite abondante et ont imprégné la roche ou s'y sont injectées lit par lit, donnant naissance à des migmatites et à des gneiss d'injection, souvent difficiles à distinguer des gneiss de métamorphisme général.

C'est pourquoi, de la partie centrale du grand batholite granitique aux roches du complexe de base, on peut observer, dans le NE du Congo, soit des granités gneissiques qui ne sont que du granite légèrement déformé, soit des gneiss qui sont des roches du complexe de base fortement imprégnées par des substances d'apport du granite, soit des gneiss de métamorphisme général et des micaschistes. Leur limite est généralement imprécise et leur nature permettrait parfois d'épiloguer longuement sur leur origine.

C'est aussi pourquoi il est difficile, dans de nombreux cas, de prouver l'origine éruptive ou sédimentaire de certaines roches du complexe de base au voisinage du batholite de granite.

I.2.6.6. Dykes de diabase

Des dykes de diabase, plus récents que les roches du complexe de base et que les granites intrusifs dans ces dernières, sont observables dans la région de Moto. Ils sont toutefois beaucoup moins abondants que dans la région de Kilo, où ils sont particulièrement nombreux à proximité de l'escarpement du lac Albert.

Dans cette dernière région, les roches basiques indiquées comme pointements le long de la route Bunia-Bogoro sur la carte géologique au 1/500.000, sont en réalité le passage, sur cette route, de dykes de diabase qui recourent le granite. La diabase des dykes ne diffère guère, comme constitution minéralogique ni comme structure, des diabases en massifs dont il a été question précédemment.

Les roches les plus récentes qui, dans la région, sont traversées par ces dykes de diabase, étant les granites, il n'est pas possible de préciser autrement leur âge et de les rattacher avec certitude aux dykes post-Lualabiens connus dans des régions plus méridionales.

I.2.6.7. Particularité du Kibalien à Kilo

On peut y distinguer un groupe métavolcanique composé de :

- Chloritoschistes plus ou moins talqueux plus ou moins actinolitiques, avec un ou plusieurs niveaux de roches sériciteuses albitiques, constituant le « Kibalien schistoïde » type ; ces roches sont fréquemment ankéritifères, séricitoschistes albitiques parfois quartziques.
- Des amphibolites massives à grain fin constituent de gros massifs situés vers la base de la série.

Le groupe métavolcanique est surmonté d'un groupe à prédominance méta sédimentaire composé de :

- Quartzites plus ou moins schistoïdes en général fins ;
- Schistes sériciteux et chloriteux ;

- Schistes et quartzites très fins, ferro-carbonatés ou ferrugineux constituant parfois des itabirites.

Le groupe métasédimentaire et le groupe métavolcanique (ou une partie de celui-ci) restent intimement associés, et constituent parfois des alternances. Des roches gneissiques, des micaschistes ont été localement rencontrés autour des plages Kibaliennes, Steenstra (1955) y décrit des associations migmatitiques et des pegmatites.

Les amphibolites à grain fin sont intrudées dans la région de Mongbwalu (partie occidentale de la plage de Kilo) par des roches tonalitiques grenues, elles-mêmes intrudées par des roches granitiques (Moureau, 1939, Duhoux, 1950 in Lavreau et Ledent, 1975).

Dans la région de Kilo-Nizi, située à l'Est de la précédente, le Kibalien schistoïde (roches vertes) est intrudé par des tonalites (diorites grenues à granodiorites) et des filons divers (Legraye, 1940). Les contacts entre les métasédiments et les roches granitoïdes sont, soit tectoniques (failles radiales ou cisailantes, parfois soulignées par des chapeaux de fer soit concordants).

Cette concordance est soulignée dans les massifs granitoïdes par le développement d'une structure planaire parallèle à la zone de contact ; cette structure peut cependant être interprétée comme le résultat d'un mécanisme d'intrusion par ballonnement (Ramsay, 1975 in Lavreau et Ledent 1975).

I.2.6.8. Particularité du Kibalien à Moto

La grande plage de Dungu-Watsa n'est connue que dans la zone des exploitations aurifères anciennes de Moto et du Kibali, et des exploitations actuelles de Durba (15 Km au Nord de Watsa). On trouve, dans la région de Wanga (SW de Watsa) des îlots de roche réputées Kibaliennes, très métamorphiques, comprenant des biotitoschistes à grenat, de muscovitoschistes à andalousite, recoupés par des roches granitiques alcalines (tonalitiques).

Plus à l'Est, des méta-andésites parfois schistoïdes sont recoupées et contenues en enclaves dans des tonalites (Legraye, 1940). On trouve, à quelques centaines de mètres, des quartzites et des schistes très fins et très ferrugineux, associés à des granites sans que les termes de cette association puissent être précisés. Des méta-conglomérats d'origine volcanique ont également été décrits (Dorlodot, 1921 ; Magnée, 1941 et Michot, 1942 in Lavreau et Ledent 1975).

Un grand massif de roches vertes (dolérites, gabbros et diorites) montrant des faciès massifs ou schistoïdes, occupe la plus grande partie de la plage kibalienne située au Sud de Watsa.

Dans la zone minière de Durba, on rencontre tout d'abord, près du Kibali, des roches vertes dans lesquelles Legraye (1940) a reconnu des laves en coussins, puis des roches séricito-chloriteuses albitiques et parfois quartziques plus ou moins riches en ankérite primaire ou secondaire. Ces dernières roches alternent avec des quartzites ankéritiques ou ferrugineux formant, plus au Nord, des reliefs itabiritiques caractéristiques.

On a également observé des schistes graphiteux. Dans la région de Dungu, Mathieu (1918) a observé des chloritoschistes tandis qu'au long du Kibali dans la région du 30ème méridien, des massifs importants d'amphibolites et de gabbros anorthositiques, de position stratigraphique indéterminée, sont associés à des schistes ferrugineux.

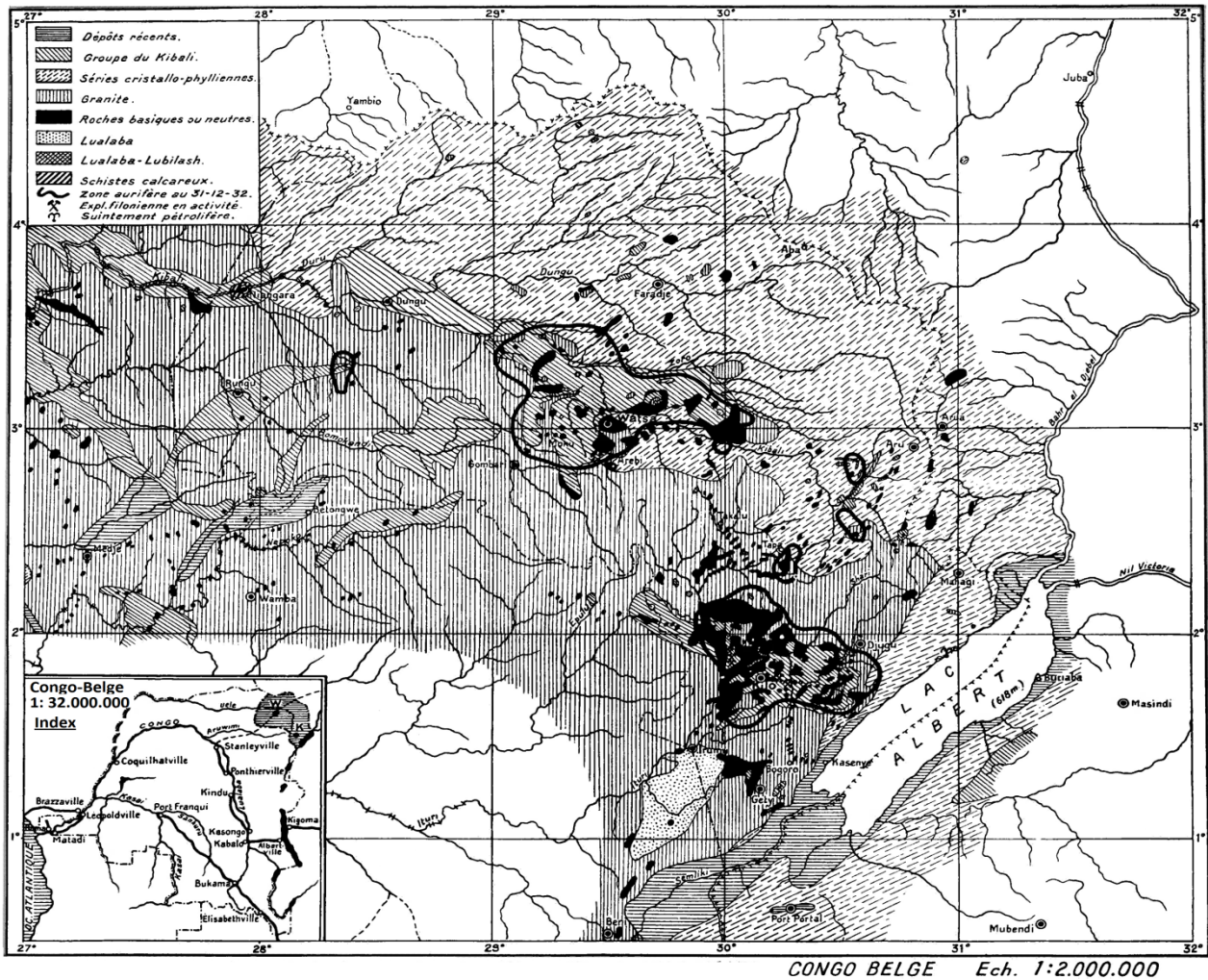


Figure 2 : Esquisse géologique de la région de Kilo-Moto.

I.3. RELATIONS DES DIVERSES FORMATIONS ET TECTONIQUE

Il résulte des considérations émises dans les pages qui précèdent qu'il est permis d'envisager dans les formations de la province Nord-Orientale de la RDC et en dehors des formations du Karroo : 1° un ensemble de roches vertes, schistoïdes ou massives, dont l'origine peut être éruptive ou sédimentaire; 2° des roches cristallophylliennes : micaschistes, des gneiss (paragneiss) ; 3° des roches granitiques (granites, granodiorites, diorites ainsi que des orthogneiss), intrusives dans les précédentes; 4° des roches éruptives basiques (diabases) en dykes ou en amas, postérieures aux venues granitiques.

Les roches métamorphiques sont moins bien représentées dans le Nord et le NE de la région que dans le Sud, par suite de leur ablation par érosion. C'est ainsi que dans la région de Watsa, les roches phylladeuses que l'on peut avec certitude rapporter aux roches sédimentaires sont absentes; quelques conglomérats toutefois s'y rencontrent.

Plus au Sud, dans la région de Kilo, on observe déjà la présence de phyllades, peut-être de quartzites douteux; plus au Sud encore, les quartzites et quelques bancs de cipolins alternent avec les phyllades. Les niveaux les plus élevés de l'ensemble des formations, dont le métamorphisme décroît vers le haut, semblent de mieux en mieux représentés vers le Sud.

Jusqu'à ce jour, aucun bloc de conglomérat qui aurait pu provenir de ce contact n'a été trouvé. Aucun fossile n'ayant jamais été découvert dans ces formations, il n'est pas possible de leur attribuer un âge ; les distinctions que l'on peut y faire sont donc purement lithologiques.

Aux roches du premier groupe, nous laisserons le nom de formations du Kibali, sans que cette appellation puisse impliquer un âge quelconque. Ces roches présentent des degrés de métamorphisme et d'altération très variables et ne possèdent aucun horizon repère. Elles peuvent être comparées aux roches du bassement complexe de l'Uganda et du Tanganyika territory. La tectonique des formations du complexe de base est délicate à établir.

La difficulté réside dans l'origine imprécise de certaines roches, dans l'absence de niveaux repères et dans l'impossibilité, dans laquelle on se trouve la plus du temps, d'observer une stratification incontestable dans les roches d'origine sédimentaire possible. Lorsque ces roches se décomposent, il apparaît une foliation très marquée qui masque une éventuelle stratification.

La direction de la foliation est loin de suivre toujours la bordure des massifs de roches granitiques intrusives. Souvent, cependant, elle paraît orientée par leur présence, ce qui impliquerait une foliation postérieure aux intrusions ou dirigée par elles. De nombreuses observations restent à faire avant de pouvoir généraliser.

I.4. SITUATION DU COMPLEXE FAILLE DE KILO-MOTO DANS LE CADRE DU FOSSE CENTRAL-AFRICAIN

La position tectonique de Kilo-Moto ressort clairement sur le schéma de la figure 3. Situé plus ou moins dans l'alignement des failles d'Irumu, le complexe faillé de Kilo prolonge vers le Nord la section Sud-Nord du fossé lac Édouard-Semliki. Il se greffe sur la section albertine à peu près à la hauteur du premier parallèle Nord, à l'Ouest de Boga, et se poursuit jusque dans la région de Watsa, au-delà du 3°.

Dans la partie méridionale, une traînée de failles radiales de direction générale Nord-Sud ont été repérées depuis le mont Homa jusqu'à plus de 75 km au Sud. Elles franchissent la crête Congo-Nil et viennent s'amorcer à l'accident majeur du grand fossé tectonique de la Semliki » (SLUYS, 1946).

Au Nord d'autres cassures les relaient dans les plaines d'Irumu et de Bunia, dans le massif de Kilo-Mongbwalu et plus loin encore. Dans l'état actuel de nos connaissances, la zone de déformation maximum paraît coïncider avec le domaine des intrusions doléritiques. Nous pouvons nous faire une idée de la répartition géographique approximative de ces intrusions.

Les dykes basiques paraissent affecter plus particulièrement un champ assez étroit, de direction Nord-Sud il s'appuie sur le bord du fossé albertin, entre Boga et Blukwa, et s'étend jusque vers Watsa. A l'Ouest, entre Irumu et Mambasa, on ne trouve guère de dykes doléritiques au-delà de l'Ituri.

Vers l'Est, ils deviennent très rares à partir du méridien de Djugu (30°30', environ) et ils semblent inconnus à l'Est de Gote. Plusieurs crêtes de roches vertes rapportées aux dolérites appartiennent en réalité aux amphibolites du « Système du Nil-Occidental ». C'est le cas en particulier de certains pointements de « diorite récente » BRUYNINCKS (1924).

Dans le domaine des Mines de Moto, plusieurs grands dykes affleurent entre Baku et Watsa et dans la région de Moku. Ils n'ont pas encore fait l'objet d'observations précises. Les intrusions sont très mal représentées entre Watsa et Tora et on n'en trouverait plus à l'Ouest de cette localité (MM. A. DE CRAENE et A. MEYER).

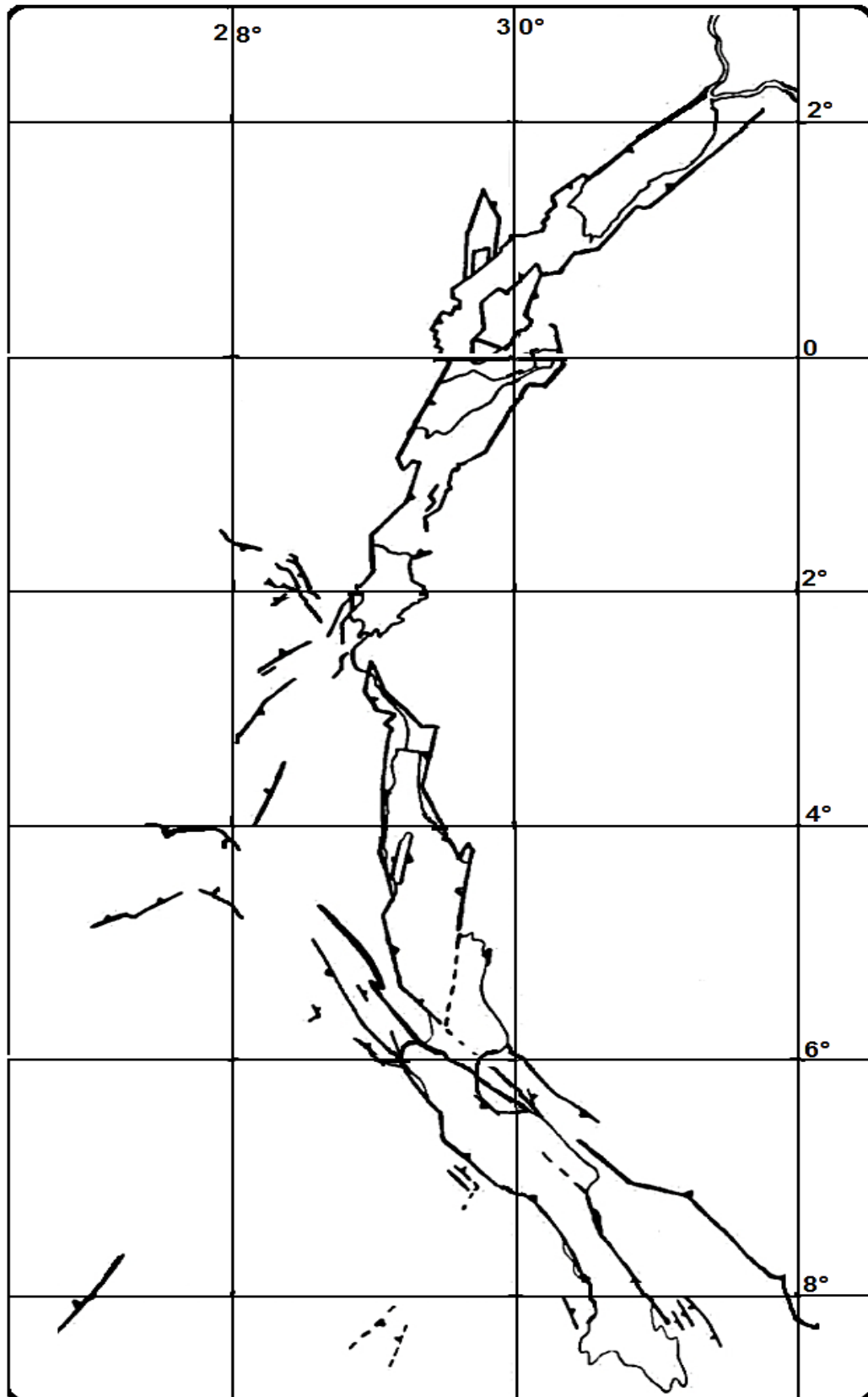


Figure 3 : Schéma général du fossé tectonique centre-africain d'après L. C A H E, Géologie du Congo belge (H . Vaillant-Carmanne, 1954, figure n°93, p. 458).

I.5. LES FAILLES RADIALES DE VIEUX-KILO

Le poste de Vieux-Kilo occupe le centre d'une région hachée par de grandes failles radiales situées dans le secteur WSW-ENE à WNW-ESE. C'est M. J. ORIS, principalement, qui les a découvertes en poursuivant vers l'Ouest les levés de B. STEENSTRA et de R. WOODTLI.

Au Nord de Vieux-Kilo, des dislocations décrivent une sorte de paraphe en S aplati ; au Sud du poste, sur une quinzaine de km, on rencontre plusieurs accidents isolés qui paraissent indépendants les uns des autres. Certains montrent une orientation Nord-Sud.

Ces failles attirent l'attention du géologue par de nombreux signes : « Décalage dans les dykes de dolérite ; Rejet des bandes d'itabirite et de schistes noirs ; Allure en escalier de la bordure des pointements granitiques ; bandes de mylonite particulièrement nettes dans le granite et l'albitite fine, parfois dans l'amphibolite ».

Souvent on trouve d'autres indices dans la morphologie. Une de ces failles est connue sur 30 km au moins. Le sens et la valeur des rejets ne sont pas constants. En moyenne, le compartiment sis au Nord des failles se trouve surélevé et déplacé vers l'Est. En d'autres termes, les parties méridionales marquent une tendance à l'affaissement.

Quel est l'âge de ces accidents ? Ils semblent appartenir à la phase tectonique la plus récente. En effet, d'une part ils affectent tous les dykes doléritiques, d'autre part ils se marquent souvent dans le paysage par de fortes pentes et même, dans le cas du mont Mulanda, par une falaise rocheuse, hypo-verticale. Cette montagne culmine à 1.401 m ; à son pied Sud-Est, à moins d'un km du sommet, la rivière Sau coule à une altitude inférieure à 1.100 m, au pied d'une paroi granitique envahie par deux dykes décalés par la faille. (Cotes de la Sau : au pont de la route de Mongbwalu, 1.107 m ; à son confluent avec l'Agola, 1.080 m).

CHAPITRE II : MINERALISATION DES GISEMENTS AURIFERES DES REGIONS DE KILO-MOTO

D'après le MK minerals Sprl, l'or de Kilo-Moto fait partie de deux grandes ceintures aurifères dont dispose la RDC. L'autre ceinture est l'or de Twangiza-Namoya à l'Est du pays.

Tel que cela a été dit dans le point précédent, les formations Kibaliennes sont parcourues par des pegmatites et des filons de quartz aurifère qui datent de 2.075 à 1.850 millions d'années. Les gisements aurifères des régions de Kilo-Moto font partie de la classe de gisements d'affiliation magmatique d'une part, les gisements liés à la sédimentation détritique, d'autre part.

Les gisements de quartz aurifères et les disséminations importantes se trouvent dans la région de Kilo-Moto. Ils résultent d'une migration des intrusions granitiques entre lesquelles les formations du groupe du Kibali sont coincées. Dans les placers « zone d'alluvions où se sont accumulés des minéraux exploitables » (pépites d'or) de l'ancienne Province orientale on trouve l'or partiellement alluvial (Makabu, 2013).

L'étude de très nombreux gisements aurifères du monde entier a montré que beaucoup sont étroitement associés à des intrusions de roches granitiques. Ces intrusions constituent soit des dômes adventifs, soit des apophyses de certains grands batholites de granite, et les granites qui les composent sont vraisemblablement eux-mêmes des différenciations de la roche du batholite, la phase ultime étant formée par le quartz.

A rappeler ici que les zones les plus favorables à l'existence de gisements aurifères se localisent de préférence en bordure des petits massifs granitiques ou granodioritiques, de part et d'autre de leur contact avec les roches envahies, sur une distance d'un à trois kilomètres, parfois plus, parfois moins, de ce contact. Il en est ainsi dans la région de Moto, comme d'ailleurs dans la région de Kilo. A. Moureau a signalé le fait pour la région de la Mongbwalu (division Ouest de Kilo).

L'étude de nombreux gisements filoniens des régions de Kilo et de Moto montre que l'or s'y rencontre surtout dans les zones où les roches granitiques, grenues, non gneissiques, envahissent les roches plus anciennes. Il est alors associé à du quartz qui paraît provenir d'une des phases finales de la différenciation magmatique et qui se localise de préférence dans les zones disloquées de la bordure de l'intrusion granodioritique aussi bien dans la granodiorite que dans la roche envahie.

La délimitation des contours des massifs intrusifs de roches granitiques est donc de la plus haute importance dans les études préparatoires à la prospection générale. L'existence de ces massifs ne devra pas seulement être recherchée dans les zones occupées par les formations du Kibali, mais également dans les zones gneissiques.

Dans les gneiss (granites gneissiques), il existe des venues de roches granitiques non zonées qui ont pris place au cours d'une phase plus tardive de la montée granitique et qui forment souvent des mamelons isolés au milieu des plaines à substratum gneissique.

Il importe cependant de ne pas perdre de vue des zones minéralisées peuvent exister en plein cœur d'une région où n'affleurent que des roches du complexe de base sans que les roches granitiques ne pointent à proximité : ces dernières peuvent, en effet, ne pas avoir été mises à découvert par l'érosion et exister à profondeur relativement faible sous la surface actuelle d'érosion.

Il semble également que les zones les plus intéressantes au point de vue de la minéralisation aurifère soient celles qui se trouvent au voisinage des petits massifs intrusifs qui constituent les apophyses du grand batholite.

II.1. GENESE DES GISEMENTS AURIFERES DE KILO-MOTO

La connaissance de la genèse des gîtes métallifères et de leurs relations générales avec la géologie et la géographie physique d'une région permet souvent d'éviter des recherches stériles et coûteuses.

Dans la région de Kilo-Moto, l'or se trouve dans des filons de quartz, les roches étant soit granitiques, soit gneissiques ou micaschisteuses, soit schistoïdes (ces dernières appartiennent aux formations du Kibali).

Le quartz forme des filons aussi bien dans les roches granitiques que dans celles envahies. Une action hydrothermale a parfois profondément modifié les roches au voisinage des venues minéralisantes. Les filons aurifères paraissent se localiser en bordure des petits massifs de granite intrusifs, sur quelques kilomètres de part et d'autre de leur contact avec les roches envahies. L'or, contenu dans ce quartz filonien, est associé parfois à de la pyrite et à du mispickel et se présente soit sous la forme de pépites soit à l'état extrêmement divisé. Il n'est pas seulement localisé dans les gros filons, mais accompagne également le quartz qui s'est injecté dans les roches schistoïdes, ou autres, sous forme de minces veinules, presque invisibles à l'œil nu.

Emmons, a longuement discuté les théories en présence, relatives à l'enrichissement des gîtes aurifères. Plus récemment R. Van Aubel et L. Calembert ont repris toute la littérature qui existe sur la question de la migration de l'or. Ils montrent les nombreuses divergences de vue qui existent au sujet de cette action qui aiderait à la formation et à l'enrichissement des placers. Nous renvoyons le lecteur aux ouvrages précités, à la fin desquels se trouve, d'ailleurs, une abondante bibliographie qui intéressera certainement ceux qui veulent approfondir la question.

Nous nous bornerons à signaler, ci-après, quelques remarques basées sur l'expérience et valables pour la région de Kilo-Moto :

1. La présence de complexes ferrugineux ou de leurs débris, ainsi que celle de concentrés appelés « sables noirs » sont des indices qui doivent attirer l'attention.
2. Les rivières coulant dans certaines régions schisteuses, à lentilles de quartz, doivent être soigneusement étudiées. Les fonds de vallées ou « flats » contiennent fréquemment d'importantes concentrations d'or.

3. Les régions de contact de roches différentes sont parfois minéralisées. Elles constituent des zones de moindre résistance à l'érosion, ce qui favorise le creusement des vallées. Il en est résulté une désagrégation des filonnets ornant les régions de contact, ce qui provoque la mise en liberté de l'or qu'ils contiennent.
4. De façon générale on observe une concentration d'or au point où le régime d'une rivière se modifie. C'est le cas des biefs situés en amont des ruptures en pente.
5. Lors du forage des sondages on constate quelque fois l'existence de plusieurs couches de gravier, séparées par des lits d'argile, généralement noire. Ces formations, appelées par certains « faux bedrock », apportent la preuve que, dans une rivière à des périodes d'allure divagante ont succédé des périodes d'équilibre ou de calme.

Ces dépôts argileux, généralement stériles, peuvent atteindre un mètre d'épaisseur et même plus.

6. L'existence de terrasses est parfois un indice d'enrichissement probable des graviers du « flat ». En effet, à l'or primitif du gravier du « flat » peut être venu s'ajouter mécaniquement ou chimiquement celui des terrasses étagées qui dominent ce « flat ».
7. Alors que les formations sablo-argileuses qui recouvrent le gravier sont généralement stériles, les terres superficielles peuvent parfois être aurifères, notamment lorsqu'elles sont composées de terreau noirâtre, où les matières organiques en décomposition jouent probablement un rôle dans la précipitation de l'or.

Selon Duhoux (1950), les faits qui régissent la répartition des gisements aurifères sont conditionnés par :

- L'influence primordiale de la structure : relations avec certaines orogènes, dispositions des gisements aurifères en auréoles autour des roches granitoïdes, relations avec les « shear-zones » et les grandes failles d'âges divers. Relations avec des structures mineures surimposées à une structure régionale ;
- La localisation de l'or dans des zones plus ou moins métamorphiques au voisinage du contact avec le granite ;
- L'ubiquité de l'or qui n'est lié ni à certains minéraux ni à certaines roches (pratiquement la plupart des espèces minérales et pétrographiques peuvent être le siège d'une minéralisation aurifère). Il n'y a pas d'indicateurs sûrs. Les propriétés physiques des roches (la perméabilité surtout) jouent un rôle important. La variété des types de gisements (exemples : filons de quartz aurifère, filons complexes argentifères, gisements d'or et cuivre, gisements de remplacement, gisements d'imprégnation...) ;
- L'erraticité des teneurs qui se groupent néanmoins souvent sous forme de « cheminées », de « colonnes », de taches minéralisées ;
- La disposition en échelons, en plan et en coupe, des taches minéralisées au sein d'une zone failleuse, d'une « shear-zone » ou d'une cassure.

Il avait formulé les affirmations suivantes :

- L'or en gîte primaire est en puissance, dans le vieux socle Kibalien à l'état très diffus, bien avant la formation des granites.

La granitisation intervient pour rajeunir les éléments du socle ; l'or capté dans les limites de ce phénomène est soumis à un processus de solubilisation et de concentration : les solutions cheminant à travers le socle qu'elles modifient profondément, se chargent de cet or épars et l'abandonnent avec les éléments classiques du cortège hydrothermal en un site privilégié de leur cheminement ultérieur. Le front géochimique de granitisation chasse littéralement l'or devant lui.

II.2. TYPES DE GISEMENT DES REGIONS DE KILO ET MOTO

II.2.1. Gisements aurifères liés au granite

Le granite, lors de son intrusion dans les séries encaissantes plus anciennes, remobilise les métaux de ces dernières pour aller les concentrer dans les fissures intra granitiques ou péri granitiques. Ainsi se forment les filons minéralisés.

L'étude de très nombreux gisements aurifères du monde entier a montré que beaucoup sont étroitement associés à des intrusions de roches granitiques. Ces intrusions constituent soit des dômes adventifs, soit des apophyses de certains grands batholites de granite, et les granites qui les composent sont vraisemblablement eux-mêmes des différenciations de la roche du batholite, la phase ultime étant formée par le quartz.

Les zones les plus favorables à l'existence de gisements aurifères se localisent de préférence en bordure des petits massifs granitiques ou granodioritiques, de part et d'autre de leur contact avec les roches envahies, sur une distance d'un à trois kilomètres, parfois plus, parfois moins, de ce contact. Il en est ainsi dans la région de Kilo-Moto.

II.2.1.1. Intrusions granitiques

Dans les formations du Kibali on trouve les massifs intrusifs de roches granitiques. L'étude de nombreux gisements filoniens montrent que l'or se trouve dans les zones où les roches granitiques non gneissiques envahissent les roches plus anciennes. Mais également dans les gneiss (granites gneissiques), il existe des venues de roches granitiques non zonées qui ont pris place au cours d'une phase plus tardive de la montée granitique et qui forme souvent les mamelons isolés au milieu des plaines à substratum gneissique.

les zones les plus intéressantes au point de vue de la minéralisation aurifère sont celles qui se trouvent au voisinage des « petits » massifs intrusifs qui constituent les apophyses du grand batholite.

II.2.1.2. Filons de quartz aurifère

L'or est associé, tantôt de façon très apparente, tantôt de manière beaucoup moins apparente à première vue, au quartz. Ce quartz se présente soit en filons, soit en minces filonnets, soit en imprégnations plus ou moins diffuses dans les roches.

Les filons de quartz forment généralement des lentilles de dimensions très variables. Le mot lentille doit être accepté dans un sens très large : s'il existe, en effet, des lentilles proprement dites, de forme ellipsoïdale et s'effilant en bordure, on rencontre aussi de nombreuses masses quartzueuses, étroites et allongées, présentant des digitations se terminant en stokwerks.

Certaines lentilles semblent plissées; elles ont pu l'être réellement ou bien elles se sont mises en place suivant des zones de dislocations présentant cette allure plissée. Des lentilles sont en relais; il en est d'allongées et étroites, d'autres courtes et épaisses.

Aucune règle ne s'impose : le quartz s'est mis en place dans les roches suivant les zones par lesquelles son accès a été le plus aisé : diaclases, failles ou plans de foliation. Les filons situés en plein granite semblent toutefois plus réguliers et plus continus que ceux qui sont encaissés dans les roches vertes et surtout dans les roches vertes schistoïdes. Dans les formations du Kibali aussi bien que dans les gneiss de la région Nord de Moto, il existe de grandes étendues de roches parcourues en tous sens par un réseau serré de filonnets de quartz de quelques centimètres d'épaisseur. Ce quartz a donné naissance à un manteau éluvionnaire très étendu.

Ailleurs encore, soit à proximité des filons de quartz, soit à proximité des filonnets, soit même sans relations apparentes avec ceux-ci, la roche est parcourue par une infinité de veinules de quartz parfois aurifère, d'une fraction de millimètre seulement d'épaisseur, et invisibles à l'œil nu. Elles donnent à la roche un aspect silicifié.

Le quartz filonien a des aspects très variés : sa couleur va de blanc au noir en passant par des tons gris ou bleutés; il peut être massif ou zoné, fragile ou extrêmement compact.

Il n'y a aucune relation entre l'aspect du quartz et sa teneur en or. Certains quartz blancs sont très riches, d'autres sont absolument stériles; il en est de même pour certains quartz dits « bleus » auxquels des prospecteurs attachent, à tort, un intérêt particulier et pour des quartzs très foncés.

Dans certains quartzs noirs, on observe souvent l'existence d'un réseau de veinules de quartz blanc. L'étude au microscope de lames minces dans divers quartz permet de se rendre compte des causes des variations de teinte et de compacité. Le quartz foncé est formé d'éléments de grandes dimensions, généralement 2 à 3 millimètres de longueur, quelquefois plus.

Les limites entre ces éléments de quartz sont finement dentelées, les cristaux individuels s'interpénètrent ainsi en bordure et sont solidement rattachés les uns aux autres. Lorsqu'un quartz est uniquement composé d'éléments ayant ce type de liaison, il est extrêmement compact.

L'or est très inégalement réparti dans les filons de quartz; certains d'entre eux sont complètement stériles, d'autres ont des teneurs extrêmement variables, allant de quelques grammes à plusieurs centaines de grammes à la tonne. Aucune règle ne peut être établie relativement à la répartition des teneurs. Seuls des travaux préparatoires bien menés, accompagnés de bonnes prises d'échantillons et de nombreuses analyses permettent d'établir l'existence du tonnage de minerai à vue et de minerai probable.

Aucun tellurure d'or n'a encore été signalé. Une grande partie de l'or n'est pas visible à l'œil nu dans le quartz filonien et doit être décelée par l'analyse. De nombreux quartz ont toutefois de l'or visible, parfois en quantités importantes. Cet or se présente de diverses façons, en petits grains ou en plaquettes dont les dimensions varient depuis quelques centièmes de millimètre jusqu'à plusieurs centimètres. Il paraît toujours localisé au contact de plusieurs grains de quartz.

La pyrite est assez commune dans certains filons. Elle est souvent aurifère; l'or n'a pas été vu dans cette pyrite, mais, par analogie avec ce que l'on connaît dans d'autres gisements, l'or ne doit pas être combiné à cette pyrite, mais simplement associé à celle-ci, en minuscules inclusions ou dans des fractures. L'or est d'ailleurs très fréquent dans des filons qui ne montrent pas de pyrite.

Le mispickel n'apparaît pas fréquemment dans les filons de quartz aurifère des régions de Moto et de Kilo. Localement cependant, il peut être abondant; tel est le cas dans la région de Moto, à Zambula. Le mispickel est disséminé dans une roche conglomératique dont les éléments, comme la pâte, sont de nature éruptive, andésitique ou trachytique.

Le mispickel, bien cristallisé, est réparti dans les éléments clairs du conglomérat qui sont eux-mêmes enrobés dans une pâte schistoïde, aussi bien que dans cette pâte. Il est toutefois plus abondant dans la roche schistoïde que dans les éléments compacts.

II.2.1.3. description de quelques gisements filoniens des régions de kilo-moto

A. Région de Moto

II.2.1.3.1. Dubele

Les travaux d'exploitation dans ce gisement se poursuivent depuis plusieurs années et permettent, à l'heure actuelle, de se rendre assez facilement compte de sa géologie et de son mode de minéralisation.

Dans la région de Watsa, de nombreux filons sont connus et partiellement mis en exploitation, dans les roches vertes, massives ou laminées, à proximité de leur contact avec des roches granitiques intrusives dans ces roches vertes. De tels filons existent à Dubele, Zambula, Moku, Wanga, etc.

Comme il est possible de s'en rendre compte par l'étude d'autres gisements des régions de Kilo et de Moto, la minéralisation aurifère est en relation avec certaines intrusions de granites.

Le granite qui affleure entre Watsa et Dubele, et qui constitue la partie occidentale d'un grand massif est un granite à hornblende, légèrement déformé, contenant de la calcite d'origine hydrothermale.

Aux environs de Dubele, plusieurs filons ont été reconnus et sont exploités en carrière suivant une ligne s'étendant approximativement N 20°E, de part et d'autre de la route de Dubele à Moku.

La roche encaissant les filons de Dubele est connue celle des autres gisements, de la dolérite verte, finement grenue, avec des zones d'amphibolites. Ces roches présentent des alternances de zones massives et de zones laminées : la foliation est verticale. Au pont sur la rivière Arebi, les exploitations alluvionnaires ont mis à nu sur une grande surface le bedrock constitué de roches saines.

Cette roche vert foncé, finement grenue et pyriteuse, est une gabbro-amphibolite provenant d'un gabbro à hornblende légèrement déformé. On y observe la présence de quelques filons de quartz. Dans la carrière Arobi, plus au Sud, l'exploitation a mis à découvert la roche saine, qui est vert foncé, schistoïde, finement zonaire, contenant de nombreux filons et filonnets de quartz. Cette roche à hornblende, plagioclases et biotite, provient vraisemblablement du laminage d'un gabbro à hornblende semblable à celui mis à jour au pont sur l'Arebi.

D'une manière générale, les filons et filonnets de quartz se localisent dans les zones laminées ou à leur contact avec les zones de roches massives. La topographie, dans cette région de roches vertes massives ou laminées, semble basée à la fois sur la différence de résistance à l'érosion des roches massives et des roches laminées et sur les variations de leur minéralisation quartzeuse.

Un gros filon et ses filonnets adventifs constituent dans les roches une ossature qui, après érosion, laisse subsister des collines allongées si les filons sont verticaux, des collines étendues et irrégulières si les filons sont plats ou ondulés.

Il ne faut pas perdre de vue toutefois que la morphologie résultant de la répartition des filons et zones quartzzeuses peut être partiellement masquée par les importants éboulis de pente et que des zones déprimées correspondant à des zones de roches laminées peuvent avoir été remplies par ces éboulis. Nous en avons un bon exemple à Dubele, où la vallée ancienne dont il a été question ne se marque pas dans la topographie.

Pour la prospection de tels gisements, il importe de tenir compte de cet élément morphologique. L'étude systématique des éluvions et des éboulis de pentes, en partant des sommets, s'impose. Vers les vallées on peut cependant rencontrer de sérieuses difficultés dans les prospections par puits des éboulis de pentes, à cause de leur épaisseur parfois considérable.

B. Région de Kilo

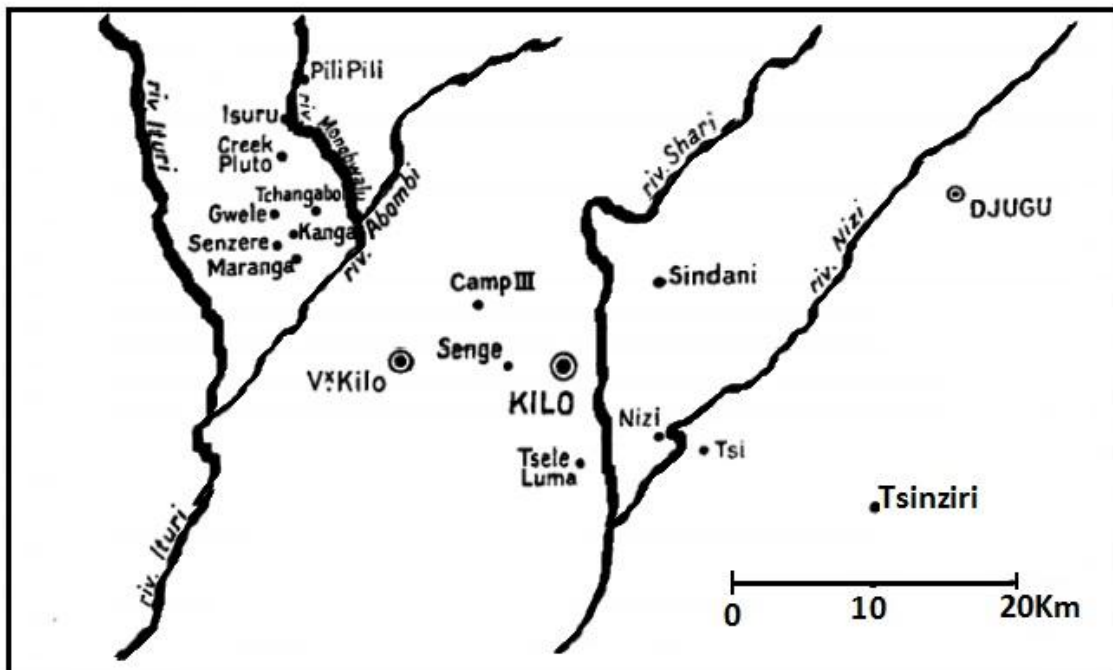


Figure 4 : Carte de gisements de la région de Kilo.

II.2.1.3.2. Zone Nizi-Tsi

La zone Nizi-Tsi est constituée, dans ses grands traits, par un ensemble de « roches vertes » appartenant aux formations du Kibali, dans lesquelles a pénétré un massif granitique que l'érosion ainsi que les travaux d'exploitation ont mis partiellement à découvert.

Ces roches vertes comprennent un ensemble de roches éruptives (intrusives ou effusives) et probablement aussi de roches sédimentaires; l'existence de ces dernières n'est pas encore établie avec certitude dans la région. Ces roches comprennent des dolérites, des gabbros et peut être des laves basaltiques. Il est généralement très difficile de différencier ces roches sur le terrain; elles sont rarement fraîches, se ressemblent beaucoup et ne peuvent être déterminées avec certitude qu'après étude au microscope. Toutes ont, à l'état frais, une couleur verte plus ou moins foncée, un grain généralement fin, parfois visible à l'œil, souvent aussi indiscernable même à la loupe.

Leur altération donne des terres olive ou jaunes d'abord, rougeâtres lorsque l'altération est plus prononcée. Elles sont affectées par de nombreuses diaclases qui les débitent en blocs de formes variées. Elles sont composées essentiellement de feldspaths calco-sodiques et d'éléments ferro-magnésiens : pyroxènes ou amphiboles (augite, hornblende, actinolite); elles ne contiennent que peu ou pas de quartz. Comme éléments accessoires de la magnétite, pyrrhotine, pyrite, micas. Certaines sont fortement magnétiques qui influencent fortement la boussole.

Ces roches ont très souvent subi l'effet d'efforts dynamiques intenses qui se traduisent d'abord par l'existence de diaclases nombreuses, puis par la formation de zones foliacées comprises entre des zones plus massives, enfin parfois par un laminage complet qui donne à l'ensemble des roches vertes affectées par ce laminage une foliation très prononcée qui leur donne l'aspect de schistes et qui les a très souvent fait confondre avec des schistes si ce terme signifie des roches argileuses d'origine sédimentaire.

Ces roches schistoïdes sont vertes à l'état frais, rouge ou violacée lorsqu'elles sont altérées; la couleur violette est plus ou moins intense suivant la proportion de manganèse qu'elles renferment; celle-ci est élevée dans les régions minéralisées. C'est cet ensemble de roches, vertes à l'état frais, massives ou schistoïdes que nous désignerons dans ce qui suit sous le vocable de roches vertes.

Un grand batholite de roches granitiques a pénétré dans ces roches vertes. Sa composition n'est pas uniforme : il est constitué par des granites, des granodiorites et des diorites. Granites, granodiorites et diorites sont de granularité variable; dans la région Nizi-Tsi, ce grain est moyen, bien visible à l'œil nu. Par altération, elles donnent des terres claires, parfois rougeâtres, dans lesquelles on distingue, outre les grains de quartz intacts, des taches blanches provenant de l'altération des feldspaths.

La proportion de quartz dans ces roches peut varier dans de larges mesures : au Nizi, la proportion de quartz peut devenir telle qu'elle peut constituer localement les trois quarts de la masse et qu'on voit ce quartz passer à des veinules de quelques millimètres d'épaisseur.

Ces roches granitiques sont intrusives dans les roches vertes. La forme de leur toit est très irrégulière et présente une série de coupes plus ou moins importantes et plus ou moins prononcées qui percent au travers des roches vertes. Au Nizi, ce granite constitue un dôme allongé dans le sens Ouest-Est qui affleure sur une largeur d'un peu plus d'un kilomètre et sur une longueur de trois kilomètres; il disparaît vers l'Ouest sous la couverture de roches vertes, vers le lieu d'exploitation du filon Tarada; vers l'Est, au-delà de la rivière Nizi, il constitue le sommet du Tso, puis plonge sous les roches vertes, au Sud de la rivière Zamaie.

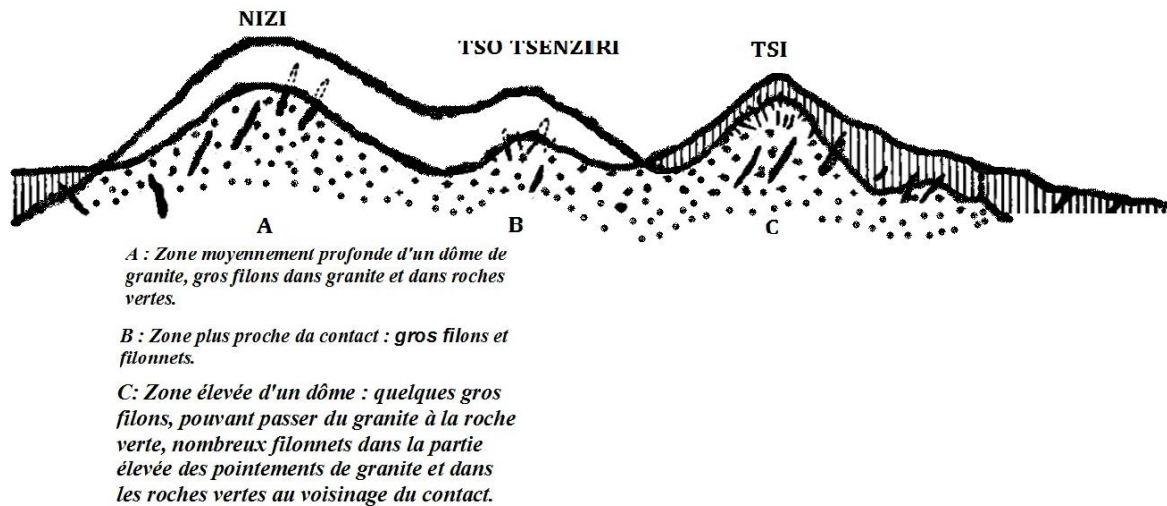


Figure 5: Types de minéralisation dans la région Nizi-Tsi.

II.2.1.3.3. Mont Tsi

L'ossature du mont Tsi et de ses éperons est constituée par des pointements de granite intrusifs dans les roches vertes. Au mont Tsi, le granite s'élève au moins jusqu'à l'altitude de 1 667 m, où il est encore visible.

Altération : les roches vertes sont soit massives, soit schistoïdes; dans les parties élevées les roches schistoïdes montrent un zonage marqué par des alternances serrées de lits clairs et de lits foncés, avec petits plis dont l'allure est indépendante de la foliation; peut-être correspondent-elles à d'anciennes roches sédimentaires.

Les roches vertes s'altèrent d'abord en vert, à proximité de la roche saine; cette altération met bien en évidence la schistosité; plus on s'élève, plus l'altération devient intense; la roche passe du vert au rouge ou au rouge violacé. Ces variations de teintes sont dues à la présence du fer à l'état ferreux ou à l'état ferrique et au manganèse. Du fait de leur laminage et de leur altération, ces roches ont parfois été appelées schistes verts et schistes violets. Elles ne sont que des faciès d'altération d'une même roche.

Le granite s'altère également; il devient friable. La surface de base de la zone de décomposition est très irrégulière; elle est influencée par les cassures qui affectent la roche. Il en résulte que, lors de l'enlèvement de la roche décomposée, on voit des pitons de roche saine apparaître au sein du granite décomposé.

D'une manière très générale, on peut admettre que la surface de séparation entre la roche saine et la roche altérée suit l'allure du niveau hydrostatique; celui-ci épouse lui-même, dans une large mesure, l'allure de la surface topographique; dans des roches peu ou pas perméables, comme le granite, la surface inférieure d'altération suit plus ou moins la surface topographique également.

Minéralisation : la minéralisation en or est en relation avec les venues de quartz; ces dernières sont associées aux venues de granite, intrusives dans les roches vertes; elles sont un produit de la différenciation de ces granites.

Le quartz se présente soit en filons discontinus, lenticulaires, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, soit en filonnets d'une fraction de millimètre à quelques millimètres d'épaisseur.

Ces filons et filonnets sont localisés pour la plus grande partie dans le granite et plus particulièrement, semble-t-il, vers les régions supérieures des dômes; ils se trouvent également en partie dans les roches vertes, massives ou foliacées, envahies par le granite jusqu'à une certaine distance de leur contact avec le granite; les gros filons s'éloignent plus du contact que les filonnets.

Dans certaines zones, la roche est bourrée de petits filonnets, parfois difficilement discernables à l'œil nu et qui ont peut-être fait croire que la roche était silicifiée dans la masse. L'or est associé à ce quartz filonien, mais tout le quartz n'est pas aurifère.

Le mont Nizi constitue un gisement d'un type différent de celui du mont Tsi, en ce sens qu'il est localisé dans une zone plus profonde d'un dôme granitique que celui du mont Tsi, qui est localisé au sommet du dôme.

Les filons connus en surface, au Nizi, se coincent latéralement et en profondeur, mais ils peuvent être relayés en profondeur, comme ils le sont latéralement en surface par d'autres filons dont la tête n'affleure pas, et qui sont vraisemblablement orientés comme le sont les filons connus.

Le filon de Tarada, situé immédiatement à l'Ouest des exploitations du Nizi, est encaissé dans des roches très profondément altérées et laminées que l'on peut rapporter à du granite laminé au Nord et à de la roche doléritique au Sud, pour autant que l'on puisse procéder par comparaison avec des altérations connues. Le filon serait au contact; il plonge vers le Sud, de quelque 60° à 70°, et est constitué de roche aplitique et de quartz, ce dernier postérieur à la roche aplitique.

II.2.1.3.4. Tsele-Luma

A 5 km au Sud-Ouest des derniers travaux du massif du Nizi, des exploitations sont en cours dans des éluvions et filons, à Tsele, sur la rive droite du Shari, et au Luma, à 2 km au Nord du Tsele. Au point de vue terrains, la région paraît composée uniquement de roches vertes, massives ou schistoïdes. Les granites les plus proches, en surface tout au moins, sont ceux de Soleniama, à ± 4 km au Sud du Tsele. Ces granites constituent vraisemblablement le soubassement des roches vertes de Tsele-Luma et apparaissent à nouveau, en surface, vers le Nord, dans la région des exploitations du Sindani.

A Tsele, un filon de quartz, d'un mètre de puissance, est en partie dégagé. Dans sa partie supérieure, sous la couche d'éluvions et d'éboulis, il a été tronçonné et déplacé par les glissements de terrains sur la pente. Les éboulis contiennent de nombreux et gros blocs de quartz qui proviennent de ce filon ou de filons voisins inconnus à ce jour. Le filon Tsele est dirigé Ouest-Est avec pente Nord; il est très redressé; sa teneur varie entre 2 et 25 g d'or par tonne. La moyenne de 1938 a été de 10 g.

Les roches encaissant le filon sont profondément altérées et difficiles à identifier; celles du mur, dans lesquelles on distingue des phénocristaux blancs dans une pâte rouge, paraît avoir été une dolérite.

A Luma, les travaux se poursuivent dans une zone, de plusieurs mètres de puissance de roches schistoïdes, parcourues par de très nombreux filonnets de quartz, d'un à quelques centimètres d'épaisseur, avec localement des parties plus épaisses; au sommet du mont Luma, il y'a des blocs de quartz appartenant à un filon d'un mètre environ de puissance.

La direction générale de la foliation paraît être N 60°E, et correspond à la direction de foliation observable à l'Ouest de Luma sur la route Nord-Sud qui vient de la route Nizi-Kilo. L'ensemble de roches schistoïdes-quartz a une teneur de 5 à 6 g d'or par tonne. Le quartz a une teneur de 20 g, les roches encaissantes sont schistoïdes et profondément altérées.

A Tsele et à Luma, l'or existe à l'état libre et visible à l'œil nu.

II.2.1.3.5. Sindani

Les différents filons connus de Sindani se trouvent dans des roches très altérées qui furent originellement des dolérites.

Le passage progressif de la dolérite verte, fraîche et très dure à son altération jaune, puis rouge, ainsi que le passage de la roche massive à la roche laminée s'observent très bien dans la tranchée du filon. Le granite affleure en des points situés à quelques kilomètres du centre de la région explorée.

Les filons sont très vraisemblablement en rapport avec ce granite, qui, à Sindani, est recouvert par les roches vertes; par rapport au contact granite-roches vertes, le gisement de Sindani est dans une situation plus élevée que le Tsi. Les filons sont en général parallèles à la foliation; cette dernière épouse, dans ses grandes lignes, les contours des massifs de dolérite non altérés. Pour plusieurs filons, la direction est N 70°E, avec pendage vers le Sud; pour d'autres, elle est N 40°E.

On a remarqué que les plus belles teneurs se trouvent au mur de certains filons; ce fait est dû à la présence de nombreuses veinules de quartz très fin qui parcourent les roches disloquées du mur. Ce gisement présente une grande analogie avec celui de Tsele-Luma.

II.2.1.3.6. Tsenzeri

Un ou plusieurs filons de quartz encaissés dans du granite ont donné naissance à des éluvions et éboulis de pente, très riches (moyenne 10 g par tonne dans le quartz des éluvions). Un filon a été localement dégagé. Il est dirigé Est-Ouest. Une bonne coupe le long d'une race entre la Tshua et la Nioka montre que le granite est traversé par des filons d'aplite (avec feldspath et quartz), dirigés également Est-Ouest.

De grosses enclaves de roches vertes, doléritiques, sont visibles dans le granite, ce qui indique que la partie du granite avec ses filons minéralisés est proche du toit du batholite. Le quartz est grenu, l'or libre s'observe au contact des grains de quartz.

Des déplacements se sont produits à diverses reprises dans cet ensemble des roches granitiques et de filons. Les veines d'aplite sont déplacées par des diaclases qui n'affectent pas les filons de quartz. Ces derniers sont donc postérieurs à l'aplite. Ces phénomènes s'observent bien dans la tranchée de la race entre les rivières Tchua et Nioka.

II.2.1.3.7. Penge

Une série de filons de quartz dirigés Nord-Ouest ; Sud-Est, sont encaissés dans le granite et la granodiorite altérés. Des filons principaux partent, en tous sens, des apophyses et, pour autant qu'on puisse en juger par l'altération de la roche, des filonnets de quartz se trouvent dans la partie centrale des injections de granite dans la granodiorite. Des éluvions riches recouvrent le gisement filonien.

C. Division Ouest de Kilo

Plusieurs filons ou groupes de filons ont fait l'objet d'exploitations dans la division Ouest de Kilo. Tous sont étroitement associés aux venues de roches magmatiques intrusives dans les formations du Kibali.

Ces formations du Kibali sont constituées par des roches schistoïdes et par des roches massives (dans lesquelles dominent les amphibolites et les épidotites).

Les roches intrusives auxquelles est associée la minéralisation aurifère sont constituées essentiellement par des diorites quartzifères et par des granites à oligoclase. Elles forment, dans la division Ouest, un grand massif, sur lequel coule la rivière Mongbwalu; ce massif présente des apophyses s'étendant irrégulièrement dans les roches anciennes massives ou schistoïdes.

La zone dans laquelle les filons de quartz sont les plus abondants et les mieux développés borde le massif intrusif de la Mongbwalu et s'étend de part et d'autre de leur contact, aussi bien dans les roches intrusives que dans les formations du Kibali. Elle comprend, du Sud vers le Nord, les gisements de Maranga, Senzere, Kanga, Gwele, Tchangaboli, Isuru et Pili-Pili.

Certains gisements sont localisés dans les roches schistoïdes; d'autres le sont dans la diorite quartzifère; d'autres en fin se trouvent au contact des deux formations.

II.2.1.3.8. Maranga

Les filons de Maranga sont encaissés dans des roches schistoïdes laminées, phyllites chloriteuses et chloritotalqueuses, qui bordent la partie occidentale d'un massif de roches vertes, doléritiques, massives. La schistosité dessine des plis d'amplitude très variable, allant de très larges ondulations jusqu'à des microplissements.

Des filons d'importance variable sont encaissés dans ces roches schistoïdes; leur allure est très irrégulière et suit la schistosité; on y observe tous les intermédiaires entre de minces filonnets de quartz et des gros filons en relais.

II.2.1.3.9. Senzere

Le gisement de Senzere est du même type que celui de Maranga. Le filon exploité sous le nom de filon de Senzere est encaissé dans des roches schistoïdes, très laminées, déformées et profondément décomposées en surface. Ces roches ont été traversées à l'état frais par le bouveau de 1 390 m. Elles sont de couleur vertes foncées, finement plissées; leur texture schisteuse est très nette; ce sont des phyllites chloritotalqueuses dont l'origine est incertaine; elles ont été modifiées par des venues hydrothermales accompagnées de CO₂. Les roches granitiques n'affleurent pas à proximité immédiate.

Les travaux souterrains et les sondages ont montré l'existence d'autres zones quartzeuses en profondeur, dans la roche non altérée. Les filons sont lenticulaires et en relais; tous suivent les allures de la schistosité. L'exploitation des filons peut se faire en carrière dans les roches décomposées; la roche saine apparaît généralement ± 40 m sous la surface.

II.2.1.3.10. Kanga

Les exploitations de Kanga, qui ont fourni une grosse partie de l'or filonien de Kilo-Moto, comprennent un groupe de filons dont les plus importants constituent ce qui est appelé « massif B ». L'exploitation déjà très avancée des filons de ce massif permet de se faire une image particulièrement précise du mode de mise en place des filons de quartz.

La presque totalité des filons est localisée dans de la granodiorite altérée; seule une partie de filon se trouve dans une roche schistoïde fortement laminée (qui pourrait être de la granodiorite ou de la diorite laminée) : cette branche de filon passe de la roche schistoïde à la roche granodioritique.

Les veines quartzeuses qui parcourent la granodiorite constituent un réseau très complexe de filons qui se ramifient et se relient. Au Sud du massif B de Kanga, les filons de quartz aurifère sont encaissés dans des roches schistoïdes, parfois extrêmement disloquées et laminées, passant localement à des talcschistes.

Dans le massif C de Kanga, un épais filon de quartz, faiblement incliné, est encaissé dans des roches schistoïdes vertes; à proximité, il existe d'autres filons moins importants; on y observe aussi des roches rougeâtres ou violacées, laminées, très altérées, difficiles à identifier et que l'on pourrait, semble-t-il, rapprocher des granodiorites laminées; on se trouve probablement en cet endroit dans la zone de transition : massif granodioritique-formations du Kibali.

Au massif D de Kanga, de minces filonnets de quartz parcourent des roches schistoïdes très laminées et disloquées; en cet endroit, l'or est abondant dans les plans de schistosité suivant lesquels se sont infiltrées de très minces veinules de quartz.

II.2.1.3.11. Gwele

Sous la couverture éluvionnaire de la colline de Gwele, les puits de prospection ont permis d'établir l'existence d'un ou de plusieurs filons de quartz d'allure à peu près horizontale. Le quartz traversé dans les différents puits pourrait appartenir à plusieurs filons en relais. Près de la surface, ce quartz est parfois altéré au point d'être friable. Lorsqu'il n'est pas altéré, il peut être très foncé, presque noir; il est manganésifère dans les cassures.

De l'or est visible dans les filons. La roche qui surmonte le quartz est schistoïde, très altérée et indéterminable; sa schistosité est presque horizontale, parallèle au filon. La roche provenant du mur du filon est également très altérée et paraît être de la granodiorite. Les roches encaissantes ont une couleur violacée très prononcée; cependant on peut y trouver des noyaux de roche jaunâtre moins altérée; la roche originelle a donc acquis cette teinte par un apport de manganèse.

II.2.1.3.12. Tchangaboli

A Tchangaboli, il n'y a plus grand chose à voir actuellement; le quartz, qui constituait une lentille plate, a été enlevé; sur sa bordure, on observe ; encore un peu de quartz sous les éluvions; une tranchée en creusement montre le filon d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur plongeant sous l'éluvion; la roche du mur est une granodiorite très altérée.

A Tchangaboli II, le filon de quartz, d'allure assez plate, est encore visible, sa direction générale est approximativement N 45°E, sa pente est vers le Sud-Est. Beaucoup de grains d'or sont visibles dans le quartz; le mur du filon est constitué par de la granodiorite altérée, son toit est enlevé; des éluvions recouvrent le filon.

II.2.1.3.13. Isuru

Le filon de quartz d'Isuru atteint, dans la partie découverte, plus de quatre mètres d'épaisseur. Il est assez plat d'allure, sa direction est, à peu de chose près, Nord-Sud; il plonge faiblement vers l'Est. Dans sa partie exposée, au Sud-Est de la carrière, il présente des digitations qui paraissent marquer sa terminaison. Le filon est encaissé dans de la granodiorite décomposée.

II.2.1.3.14. Pili-Pili

L'exploitation alluvionnaire a mis à découvert une partie de filon plongeant vers l'Est d'une trentaine de degrés et un filon aplati, onduleux, ayant comme mur de la granodiorite altérée; son toit est formé par des terres rouges d'éluvion.

A proximité, on observe un bedrock formé de granodiorite et de granite à hornblende. Ce gisement se trouve à proximité du contact granodiorite-roches vertes laminées. Ces dernières roches s'observent tantôt en allure plate contre la granodiorite, tantôt en allure redressée, avec structure gneissique et veines de quartz.

II.2.2. Gisements aurifères liés à la sédimentation détritique

Il existe une relation entre la minéralisation aurifère et l'érosion régionale. Les gisements se forment suite à l'accumulation mécanique des substances utiles des gisements primaires lessivés par l'eau.

II.2.2.1. Eluvions et éboulis de pentes

La désagrégation des filons et filonnets de quartz, soit sur place, soit avec entraînement, a donné naissance à des éluvions et à des dépôts d'éboulis de pentes parfois très importants.

Dans les grandes plaines dont le soubassement est constitué par des gneiss ou par des roches schistoïdes parcourues par de nombreuses veines de quartz, il existe un manteau d'éluvions quartzeuses qui occupe parfois des étendues considérables et qui a une épaisseur variable pouvant dépasser un mètre.

Certaines de ces éluvions quartzeuses provenant de quartz aurifères sont exploitées avec profit, soit par simple lavage, soit par lavage et broyage. Les blocs de quartz éluvionnaire peuvent, évidemment renfermer de l'or en teneurs intéressantes et constituer un assez gros tonnage de minerai exploitable à faible teneur, parce que le prix de l'enlèvement du minerai est minime.

Les éboulis des pentes peuvent constituer des minerais du même type; ils présentent en outre cette particularité de former au pied des collines des accumulations de quartz de gros tonnage. Ces éluvions et ces éboulis de pentes peuvent, en outre, avoir un intérêt spécial par suite de la présence de minerais enrichis. Leur étude est de la plus liante importance au point de vue des prospections filoniennes et l'on ne saurait trop insister sur leur intérêt.

En effet, dans les régions où les affleurements sont rares, où les roches sont profondément décomposées, où les têtes des filons sont presque toujours masquées par des éboulis, par de la Terre végétale et par la végétation, la connaissance des éluvions et des éboulis de pentes constituera parfois le seul indice permettant de guider les recherches.

La prospection des éluvions quartzeuses et éboulis de pentes s'effectuera donc avec le plus grand soin possible, d'abord dans les zones voisines des petits massifs granitiques intrusifs, ensuite dans les zones à éluvions où les roches granitiques ne pointent pas à la surface. Cette prospection se fera facilement par puits foncés jusqu'au bedrock, situés en lignes perpendiculaires aux courbes de niveau et plus ou moins serrés suivant la prospection et suivant les premiers résultats obtenus.

L'étude des éluvions et éboulis permettra ainsi de mettre en évidence l'existence d'un certain tonnage de minerai traitable par lavage d'abord, à l'usine ensuite, si une quantité suffisante est mise à vue dans des régions assez rapprochées. Ce minerai pourra généralement être exploitable à basse teneur.

L'exploitation mettra le bedrock à découvert et mettra éventuellement à jour des filons cachés sous les éluvions et éboulis, filons qu'il eût été trop coûteux de découvrir sans le bénéfice de l'exploitation des dépôts superficiels.

II.2.2.2. Alluvions

Nous ne parlerons ici des alluvions que pour signaler l'intérêt que peut présenter leur connaissance pour les recherches filoniennes. L'exploitation des alluvions met fréquemment, mais momentanément, à jour un bedrock peu ou pas décomposé, dont la détermination exacte de la nature et des allures peut apporter des renseignements particulièrement utiles dans des régions où les affleurements sont rares et souvent en mauvais état. Des filons de quartz peuvent également être découverts par l'enlèvement des alluvions; ils devront être soigneusement repérés et échantillonnés.

Il importe donc que tous les renseignements qu'il est possible d'obtenir sur le substratum pendant les quelques jours où il est mis à nu par l'exploitation soient notés et conservés; une collaboration très étroite entre les services des exploitations alluvionnaires et le service des prospections filoniennes est par conséquent indispensable dans l'intérêt d'une société.

CONCLUSION GENERALE

Ce présent travail porte sur « les contextes géologiques de la minéralisation des gisements de Kilo-Moto se localisant au Nord-Est de la République Démocratique du Congo. Ces deux régions, séparées d'environ 155 Km, sont souvent regroupées sous le nom de Kilo-Moto suite aux caractéristiques géologiques, géomorphologique, presque similaires, qu'elles présentent.

La région de Kilo-Moto est occupée par un grand massif granitoïde sur lequel se détachent des plages de roches épi-métamorphiques (Kibalien). Cet ensemble est occupé par des plages de l'intrusion basique récente : dolérites et basaltes. Au Sud-Est, les formations sédimentaires comblent partiellement le fossé tectonique du lac Albert.

Les roches de ces deux régions font partie du craton de l'Ubangi. Les gisements aurifères des régions de Kilo-Moto font partie de la classe de gisements d'affiliation magmatique d'une part, les gisements liés à la sédimentation détritique, d'autre part.

Ils résultent d'une migration des intrusions granitiques entre lesquelles les formations du groupe du Kibali sont coincées. Dans les placers « zone d'alluvions où se sont accumulés des minéraux exploitables » (pépites d'or) de l'ancienne Province orientale on trouve l'or partiellement alluvial (Makabu, 2013).

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

R. MONTI et R. ANTHOINE, Maimel d'Exploitation des gisements aurifères au Congo belge (1927). Préface de M. J. CORNEÏ, professeur de géologie à l'école des Mines de Mons. Éditeur Desoer, 21, rue Sainte-Véronique, à Liège.

M. LEGRAYE, Le complexe cristallophyllien et les formations du Kibali de la province Nord-Orientale du Congo belge; leurs relations avec les formations comparables des régions voisines (Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. LXIII, 1939-1940).

A. MOUREAU, Sur l'origine des venues aurifères de la division Ouest des mines de Kilo-Moto au Congo belge (Ann. Soc. Géol. De Belgique. t. LXII, 1939).

M. LEGRAYE ; grands traits de la minéralisation aurifère des régions de Kilo et de Moto "Congo Belge" (1940). Membre de l'institut Royal colonial belge, professeur à l'université de Liège.

R. WOODTLI DOCTEUR BN SCIENCES GÉOLOGUE ; La structure de Kilo. Contribution à l'étude des fossés africains. Mémoire couronné au concours annuel de 1956.

Professeur KANIKA (2019-2020). Cours de géologie structurale, université de Kinshasa (Unikin) ;

KANDA NKULA Valentin, professeur ordinaire (2019-2020). Cours de Métallogénie générale, université de Kinshasa (Unikin)

R. ANTHOINE, ingénieur civil des mines, ingénieur électricien, ingénieur géologue. Traitement des minerais aurifères d'origine filonienne aux mines d'or de Kilo-Moto (1933).

STEENSTRA, B., 1954. Geology and Petrography of the Kilo region. Excelsior. The Hague, 74 pp.

Service Technique des Mines d'or de Kilo-Moto (Congo belge, 1925). Guide pratique pour la conduite des Prospections aurifères dans la région minière de Kilo-Moto. Éditeur Desoer, 21, rue Sainte-Véronique, à Liège.

SEKIRSKY, B., 1954. - Contribution à l'étude géologique de l'Uélé. A.S.G.B., 77, B 189-199.

MOUREAU, A., 1939. - Sur l'origine des venues aurifères de la division ouest des Mines de Kilo. Id., 62, B 396-421.

LEGRAYE, M., 1940. - Grands traits de la géologie et de la métallogénie des régions de Kilo et de Moto. Inst. roy. Col. belge, Sc. tech., IVIém. In-8°, 2, 135 pp.

DuHoux, P., 1950. - La pétrogenèse et la métallogénèse du domaine minier de Kilo-Moto. A.S.G.B., 73, M 171-244.

ADERCA, B., 1952. - Contribution à la connaissance pétrographique et géologique de la partie occidentale du Bas-Uélé, et à la métallogénie des gisements aurifères de la région. Inst. roy. Col. Belge, Sc. Nat. et méd., Mém. in-8°, 20, 5, 28 pp.

ANTHOINE, R. Les méthodes pratiques d'évaluation des gîtes secondaires aurifères appliquées dans la région de Kilo-Moto (1941).

Professeur MPIANA KENEBABU Charles (2019-2020). Cours de Géologie de l'Afrique et du Congo, université de Kinshasa (Unikin)

www.wikipédia.com

www.google scholar.com

<https://pubs.geoscienceworld.org>

www.abebooks.co.uk

www.futura-sciences.com

TABLE DES MATIERES

EPIGRAPHE	i
DEDICACE.....	ii
AVANT PROPOS	iii
SIGLES ET ABREVIATIONS	iv
INTRODUCTION	1
CHOIX DU SUJET	3
OBJECTIF	3
METHODOLOGIE	3
SUBDIVISION DU TRAVAIL	3
CHAPITRE I : SUBDIVISION GEOLOGIQUE DU CRATON DE L'UBANGI	4
I.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	5
I.2. GEOLOGIQUE DES REGIONS DE KILO-MOTO	6
I.2.1. Complexe gneisso-amphibolique de la Bomu	6
I.2.2. Complexe de la Garamba	7
I.2.3. Le complexe métasédimentaire de l'Ubangi	8
I.2.4. Super groupe de Niangara	8
I.2.5. Complexe granitoïde de L'Uélé	9
I.2.6. Super groupe de Kibali	9
• Kibalien de Kilo	9
• Kibalien de Moto	10
I.2.6.1. Formation du Kibali	12
I.2.6.2. Roches schistoïdes des formations du Kibali	13
I.2.6.2.1. Itabirites	14

I.2.6.3. Roches massives intrusives dans les formations du Kibali	16
I.2.6.3.1. Dolérites et gabbros	16
I.2.6.4. Roches granitiques	17
I.2.6.5. Gneiss et micaschistes	19
I.2.6.6. Dykes de diabase	21
I.2.6.7. Particularité du Kibalien à Kilo	21
I.2.6.8. Particularité du Kibalien à Moto	22
I.3. RELATIONS DES DIVERSES FORMATIONS ET TECTONIQUE	24
I.4. SITUATION DU COMPLEXE FAILLE DE KILO-MOTO DANS LE CADRE DU FOSSE CENTRAL-AFRICAIN	26
I.5. LES FAILLES RADIALES DE VIEUX-KILO	29
CHAPITRE II : MINERALISATION DES GISEMENTS AURIFERES DES REGIONS DE KILO-MOTO	30
II.1. GENESE DES GISEMENTS AURIFERES DE KILO-MOTO	31
II.2. TYPES DE GISEMENT DES REGIONS DE KILO ET MOTO	35
II.2.1. Gisements aurifères liés au granite	35
II.2.1.1. Intrusions granitiques	35
II.2.1.2. Filons de quartz aurifère	36
II.2.1.3. description de quelques gisements filoniens des régions de kilo- moto	38
A. Région de Moto	38
II.2.1.3.1. Dubele	38
B. Région de Kilo	40
II.2.1.3.2. Zone Nizi-Tsi	41
II.2.1.3.3. Mont Tsi	43
II.2.1.3.4. Tsele-Luma	45

II.2.1.3.5. Sindani	46
II.2.1.3.6. Tsenzeri	47
II.2.1.3.7. Penge	47
C. Division Ouest de Kilo	48
II.2.1.3.8. Maranga	48
II.2.1.3.9. Senzere	49
II.2.1.3.10. Kanga	49
II.2.1.3.11. Gwele	50
II.2.1.3.12. Tchangaboli	51
II.2.1.3.13. Isuru	51
II.2.1.3.14. Pili-Pili	51
II.2.2. Gisements aurifères liés à la sédimentation détritique	52
II.2.2.1. Eluvions et éboulis de pentes	52
II.2.2.2. Alluvions	53
CONCLUSION GENERALE	54
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	55
TABLE DES MATIERES	57