

Académie royale
des
Sciences coloniales

CLASSE DES SCIENCES NATURELLES
ET MÉDICALES

Mémoires in-8°. Nouvelle série.
Tome III, fasc. 2.

Koninklijke Academie
voor
Koloniale Wetenschappen

KLASSE DER NATUUR- EN
GENEESKUNDIGE WETENSCHAPPEN

Verhandelingen in-8°. Nieuwe reeks.
Boek III, aflev. 2.

LA MINE DES KIBARA

(KATANGA, CONGO BELGE)

Étude pétrographique et géologique

PAR

B. ADERCA

INGÉNIEUR CIVIL DES MINES
INGÉNIEUR GÉOLOGUE AILG

Cette nouvelle série constitue la suite de la collection de *Mémoires in-8°*, publiée par l'Institut Royal Colonial Belge de 1929 à 1954.

Deze nieuwe reeks is de voortzetting der verzameling van de *Verhandelingen in-8°*, uitgegeven door het Koninklijk Belgisch Koloniaal Instituut van 1929 tot 1954.



Avenue Marnix, 25
BRUXELLES

Marnixlaan, 25
BRUSSEL

1955

PRIX : F 175
PRIJS :

LA MINE DES KIBARA

(KATANGA, CONGO BELGE)

Étude pétrographique et géologique

PAR

B. ADERCA

INGÉNIEUR CIVIL DES MINES
INGÉNIEUR GÉOLOGUE AILG

Mémoire présenté à la séance du 18 juin 1955.

La mine des Kibara (Katanga, Congo belge). Étude pétrographique et géologique

A. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Pour résoudre le problème de la corrélation stratigraphique entre les deux régions orientale et occidentale des deux polygones miniers, dits polygones « Kibara », de la Société SERMIKAT, régions différentes en ce qui concerne la composition pétrographique et le développement du métamorphisme, l'auteur a été amené à compléter ses levés sur le terrain par une étude pétrographique sur lames minces, ensuite par un examen des photographies aériennes de la région intéressée.

L'étude pétrographique montre que certaines formations d'un métamorphisme typique (roches à gros chloritoïde) qu'on retrouve dans toute la région, ne peuvent être traitées comme des niveaux de valeur stratigraphique ; le chloritoïde, à cristallisation microscopique ou macroscopique, est très répandu dans la région et caractérise un stade de métamorphisme déterminé, atteint par la région étudiée.

Cette étude pétrographique indique en outre une histoire géologique très complexe comportant *successivement* :

Le développement d'un *métamorphisme régional* à caractères d'épizone, à prédominance des effets de pression orientée ;

Une *granitisation* s'exerçant sur des couches sur lesquelles les effets du dynamométamorphisme sont acquis

et dont le front d'avancement maximum s'inscrit actuellement par des phénomènes de métamorphisme de contact sur 100 m d'épaisseur de schistes surincombants ;

Un *métamorphisme additif* consistant en une tourmalisation sélective et fort irrégulière ; enfin une phase de *minéralisation*, durant laquelle se reconcentrent les éléments mis en mouvement par l'avancée du front de granitisation, minéralisation constituée de sulfures et d'oxydes divers et qui n'est caractérisée de « stannifère » que parce que le minerai d'étain en est le seul dont il soit possible de tirer profit actuellement.

Des lignes structurales, nettement visibles à l'examen stéréoscopique des photographies aériennes, permettent aisément de trouver la solution du problème stratigraphique à celui qui a auparavant parcouru le terrain marteau au poing et qui sait donc reconnaître la nature géologique des lignes observées sur les photographies aériennes. Si la possession des photographies aériennes est de grand secours pour le géologue engagé dans une étude de terrain, leur examen est également de très bon emploi pour celui qui cherche la solution d'un problème particulier, une fois la connaissance du terrain acquise par l'étude des affleurements. Par contre (l'auteur a eu l'occasion de le constater), la photographie aérienne n'est qu'un outil dangereux entre les mains de l'étudiant en chambre, n'ayant aucune connaissance de terrain précise sur la région qu'il a sous les yeux.

Les phénomènes observés aux Kibara paraissent s'expliquer au mieux, en ce qui concerne la formation du granite, par la théorie de la granitisation, c'est-à-dire par les phénomènes qui accompagnent l'avancement d'un front de granitisation et qui, de ce fait, sont en continuel devenir tant que ce front n'est pas fixé par le refroidissement ; ce qui a été acquis en un point déterminé est modifié ensuite, voire effacé, par l'établissement d'un régime physico-chimique différent dû à

l'avancement du front de granitisation. En chaque point, les faits actuellement observés sont le résultat de la superposition de nombreuses phases différentes dues aux positions successives que ce point occupa dans le temps par rapport au front de granitisation en mouvement.

C'est sous un angle de vue identique qu'on doit également envisager la mise en place et les transformations intervenues dans la formation des gîtes stannifères primaires. A ce propos, il faut remarquer qu'une répartition zonaire, n'est pas reconnaissable dans les gîtes métallifères des Monts Kibara. La répartition zonaire théorique représente, en chaque point, un état statique, figé, par rapport à une position déterminée d'un massif granitique. Or, toute formation d'une unité géologique est dynamique, de longue durée, tissée de mouvements continuels, de transformations constantes. Il y aura toujours contradiction entre l'unité de constitution ordonnée d'une théorie issue de l'esprit simplificateur et didactique de l'être humain, opposée au mouvement continu, et la complication dynamique de la réalité terrestre.

L'auteur apporte des considérations sur la formation des deux minéraux qui caractérisent le métamorphisme de la région : le chloritoïde et la tourmaline, et termine par un chapitre sur la tectonique.

* * *

Dans une première note ⁽¹⁾, l'auteur du présent travail a exposé les grands traits de la structure géologique et de la minéralisation stannifère de la mine des Kibara, tandis qu'une deuxième note ⁽²⁾ traitait plus spécialement

⁽¹⁾ B. ADERCA, Note préliminaire sur la géologie de la mine des Kibara (Congo belge) (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXIX, pp. B 27-34, 1945).

⁽²⁾ ID., La mine des Kibara (Katanga, Congo belge) (Deuxième note) : Associations minérales (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXI, pp. B 298-312, 1948).

des associations minérales observées. Lors du Congrès scientifique d'Elisabethville de 1950, tenu à l'occasion de la commémoration du 50^e anniversaire du Comité Spécial du Katanga, une communication sur les connaissances acquises par les travaux d'exploitation a été présentée ⁽¹⁾. Elle décrit la suite stratigraphique, les relations tectoniques, la position et l'allure des gisements stannifères primaires.

La stratigraphie du système des Kibara a déjà fait l'objet de nombreuses publications. Il faut citer, en tout premier lieu, celles de M. ROBERT ⁽²⁾ qui fixent la position de ce système dans l'ensemble de la stratigraphie congolaise et envisagent les raccords avec les territoires voisins. Les travaux de G. MORTELMANS ⁽³⁾ étudient les corrélations entre les diverses régions du Congo belge où affleurent des formations pouvant être attribuées au système des Kibara. L. CAHEN, dans son important ouvrage récemment paru ⁽⁴⁾, procède à une mise au point de nos connaissances actuelles.

Dans la région couverte par les deux polygones miniers contigus de la Société SERMIKAT, dénommés polygones Kibara et dans leur voisinage immédiat, affleurent des formations dont tous ceux qui les ont étudiées s'accordent à faire la base du Système des Kibara (*sensu* M. ROBERT). Ces formations sont recoupées à leur partie inférieure par de très grands massifs granitiques. Leur

⁽¹⁾ B. ADERCA, Comptes rendus du Congrès scientifique, Elisabethville, 1950, Vol. II, t. II, Communication 62, pp. 377-408.

⁽²⁾ M. ROBERT, Contribution à la géologie du Katanga. Le Système des Kibara et le Complexe de Base (*Mém. in-4^o de l'Inst. Roy. Col. Belge, Sect. Sc. nat. et méd.*, t. VII, fasc. 2, 1944).

Id., Les cadres de la géologie du Katanga et considérations au sujet de l'établissement de l'échelle stratigraphique générale au Katanga. (Comptes rendus du Congrès scientifique d'Elisabethville, 1950, Vol. II).

⁽³⁾ G. MORTELMANS, Études géologiques et pétrographiques au Katanga central (Thèse non publiée).

Id., Stratigraphie et tectonique des monts Kibara dans la région Mitwaba-Kina. (*Bull. Soc. Belge Géol., Pal., Hydro.*, t. LIX, fasc. 3, 1950).

⁽⁴⁾ L. CAHEN, Géologie du Congo belge. (Liège, Vaillant-Carmanne, 1954).

composition, leur degré de métamorphisme, sont fort différents dans l'est et dans l'ouest de la concession minière. De plus, J. RAYNAUD a attiré l'attention sur des variations latérales de faciès dans les couches formant la partie supérieure de ce qui est attribué au sommet du Kibara inférieur ⁽¹⁾. Il s'agit de couches affleurant immédiatement au nord des polygones miniers.

La région des monts Kibara, dans son ensemble, a également été étudiée, plusieurs années durant, par d'importantes missions géographiques, géologiques et forestières du Comité Spécial du Katanga. Les résultats obtenus n'ont pas encore fait l'objet de publication.

Les études de l'auteur du présent travail, qui a eu l'honneur d'être, 15 ans durant, au service de la Société SERMIKAT, sont limitées strictement aux concessions minières. Dans la concession minière principale, des deux polygones Kibara, s'individualisent deux zones minéralisées : celle de l'ouest située autour du poste administratif de Mitwaba et celle de l'est, dite de Lula, d'après le nom d'un ravin où affleure un important filon stannifère. Dans ces deux zones, la composition lithologique, le degré de métamorphisme, l'allure de la minéralisation sont sensiblement différents.

Ces deux régions, — se reporter au fond topographique de la *Planche III* annexée — sont séparées par la vallée de la Disa et par celle de l'aval Longwa, deux affluents de rive droite de la Kalumengongo, importante rivière qui draine tous les monts Kibara. Dans cette zone médiane, aucun gisement primaire n'est connu. Le manque d'exploitations y a conduit à une densité d'observation faible, surtout que le sol garde encore, plus ou moins intacte, sa couverture forestière.

La corrélation entre les deux régions a toutefois déjà

⁽¹⁾ J. RAYNAUD, Sur quelques variations latérales de faciès du Kibara inférieur dans les environs de Mitwaba (Katanga). (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXVI, pp. B 49-70, 1952).

été tentée, grâce à l'existence d'un horizon très caractéristique de phyllade dit « à ottrélite », dont on connaît la présence dans les deux régions, horizon métamorphique à qui il était ainsi attribué une valeur stratigraphique (B. ADERCA, 1950, p. 388). Disons dès à présent que deux analyses chimiques du minéral ayant été effectuées, aucune n'a décelé de teneur appréciable en manganèse. Il s'agit de chloritoïde et non d'ottrélite.

Pour l'exploitant, la compréhension exacte des relations entre les deux régions est d'importance et, par l'étude de 70 lames minces taillées dans les diverses roches rencontrées lors de l'étude du terrain, nous avons voulu essayer de préciser la composition lithologique dans les deux régions minéralisées, déterminer la signification et la valeur du niveau repère précédemment choisi, essayer enfin de préciser les relations stratigraphiques entre les deux régions, de manière à pouvoir établir une esquisse géologique pour l'ensemble de la concession.

B. RÉGION DE MITWABA

La région stannifère de Mitwaba mesure environ 10 km dans la direction E.-O. et 6 à 7 km dans la direction N.-S. Son centre est occupé par le poste administratif et minier de Mitwaba et formé par un éperon granitique qu'on dénomme généralement le massif de Kipata. Cet éperon n'est en réalité que la pointe terminale ouest d'un important massif granitique axial de la zone kibarienne du Katanga central (*Pl. III'*).

Sur les pentes du massif granitique de Kipata s'étagent, en concordance apparente quant à l'ensemble, mais avec de grandes complications tectoniques de détail, les couches de la base du Système des Kibara, couches appartenant à son étage inférieur tel qu'il a été défini par Y. DE MAGNÉE dans la région même ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Y. DE MAGNÉE, Coupe géologique des monts Kibara (Katanga) (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, Publ. rel. Congo belge, t. LVIII, 1934-35, pp. C. 70 et suiv.).

Par le levé de nombreuses coupes dans les ravins coulant N.-S. et recoupant les couches perpendiculairement à leur direction, nous avons pu établir la suite stratigraphique suivante :

Ki 2a Phyllades foncés	puissance env. 2000 m
Ki 1d Quartzite blanc saccharoïde	50-100 m
Ki 1c Quartzophyllades plicaturés	100-150 m
Ki 1b Micaschistes plicaturés	400 m
Ki 1a Phyllite sériciteuse tachetée	max. 100 m
Granite	

Cette suite stratigraphique s'est vérifiée exacte pour l'ensemble de la région considérée et a servi à l'établissement d'une carte géologique détaillée (voir plan *Annexe II*), levée à l'échelle de 1 : 5.000, pour les besoins de l'exploitation et la compréhension de la distribution des gisements d'étain primaires et secondaires. Nous décrirons les divers termes ci-dessus désignés et donnerons le résultat des examens microscopiques.

Ki 1a.

L'examen macroscopique montre des phyllites sériciteuses mal feuilletées, de teinte très claire, riches en quartz, avec de nombreuses taches ferrugineuses tranchant sur le fond presque blanc. A la loupe on voit parfaitement que les taches sont constituées par les produits d'altération d'un minéral micacé vert. Le quartz y entre en proportions très variables, les roches allant d'une phyllite pauvrement siliceuse à un quartzite sériciteux. L'altération qui conduit à la production des taches ferrugineuses est très développée dans les bancs phylliteux, tandis que les bancs quartzitiques gardent relativement peu altérés les porphyroblastes originels. Quoi qu'il en soit du degré d'altération, sur le versant nord de la rivière Musundu, où cette assise est particulièrement bien visible dans une tranchée de route, l'entièreté de

la masse, d'une centaine de mètres de puissance, est bourrée de porphyroblastes, sans qu'on puisse en observer un seul banc indemne.

Sous le microscope, on constate qu'il s'agit de phyllites ou schistes muscovite-quartz, la muscovite étant souvent nettement prédominante sur le quartz. Une partie de la muscovite est en très fines lamelles, avec tendance à l'orientation parallèle. Une autre, la plus importante, constitue masse de fond informe, sans orientation ni division en lamelles bien individualisées. Les lames contiennent des porphyroblastes de chlorite, montrant des teintes de polarisation anormales, bleu intense ou bleu-violacé, le plus souvent obscurcis par des matières ferrugineuses d'altération. Comme éléments accessoires, peu abondants d'ailleurs, des grains d'ilménite et quelques prismes de tourmaline.

Dans certaines lames, taillées dans des phyllites pauvres en quartz, aucune foliation n'est visible en lame mince. La muscovite est très finement cristallisée, aspect sérécite, mais il y a aussi de grands feuilletés de muscovite recristallisée. On y observe en outre de la chlorite sous deux aspects : de grands porphyroblastes, non orientés, englobant de nombreux petits grains de quartz, ce qui leur donne une structure en tamis et des associations de lamelles disposées en rosette autour d'un centre de divergence (associations lamello-radiales). Une lame taillée dans un échantillon prélevé sur un banc quartzitique, donc peu altéré, montre de nombreux porphyroblastes d'une chlorite d'un beau vert-clair, avec inclusions à auréoles pléochroïques. La lame ne montre aucune orientation des éléments, malgré la muscovite relativement abondante. A cette muscovite s'associent quelques rares paillettes de biotite, de fins prismes de tourmaline, quelques grains d'ilménite. Les porphyroblastes de chlorite montrent tous les teintes de polarisation bleu, bleu-violacé, gris-violacé et surtout bleu-intense. La biréfrin-

gence est très basse. Les autres caractères optiques déterminés, le pléochroïsme et les teintes de polarisation, permettent de classer la chlorite des porphyroblastes comme pennine.

Le Ki 1a de la région de Mitwaba est donc constitué par un ensemble de phyllites quartz-muscovite à porphyroblastes de chlorite (pennine). La variation des proportions entre les deux éléments principaux conduit de la phyllite sériciteuse au quartzite muscovitique. Par altération des porphyroblastes, en affleurement, se forme l'aspect de schiste tacheté.

Ces phyllites Ki 1a montrent la superposition à un dynamométamorphisme régional—recristallisation complète avec orientation de la séricite finement cristallisée — des effets d'un métamorphisme de contact (formation des porphyroblastes de chlorite et recristallisation de muscovite en gros feuillets). Elles sont observées soit au contact immédiat du granite, soit dans l'axe de zones anticlinales. Nous devons supposer en outre, c'est d'ailleurs logique, que les effets que nous y constatons actuellement ont nécessité un chimisme originel spécial.

Sur de grandes longueurs d'affleurement de la masse granitique, ce sont les phyllites supérieures Ki 1b qui viennent en contact avec le granite, sans qu'on y observe, au contact, la formation de phyllites à porphyroblastes si typiques du Ki 1a.

Ki 1b.

Schistes et phyllites muscovitiques plicaturés, dont le caractère essentiel est la finesse et la régularité du feuilleteage, contrastant en cela avec les phyllites sous-jacentes. Les feuillets ont une épaisseur de l'ordre de 0,5 mm et ce fin feuilleteage est présent qu'il s'agisse d'un schiste riche en quartz ou d'une phyllite pauvre en quartz. Non altérées, la teinte des roches est grise, mais l'altération

leur donne, aux affleurements, une teinte rouge prédominante. Sur la face des feuillets, qui prennent un aspect lustré par l'accumulation des fines lamelles muscovitiques, il y a souvent aussi abondance de très minces aiguilles de tourmaline, couchées dans le plan de feuilletage.

En lame mince, sous le microscope, on observe une texture orientée parfaite, dans des phyllites muscovite-quartz, texture due à la fine cristallisation et à l'orientation parallèle de tout le matériau micacé. Le quartz lui-même se dispose souvent en alignements de grains à formes allongées, alignements serrés entre les zones muscovitiques. Toute la texture intime témoigne ainsi de l'intense dynamométamorphisme subi. Il n'y a aucun élément accessoire dans les phyllites riches en muscovite, sauf un abondant pigment ferrugineux, s'infiltrant partout entre les feuillets de muscovite.

La tourmalinisation est sélective et n'atteint que certains bancs. Des lames taillées dans des échantillons prélevés sur des bancs tourmalinisés montrent une proportion de muscovite beaucoup plus faible que celle des phyllites non tourmalinisées. De ce fait, le quartz y devient prédominant ; les bancs tourmalinisés sont formés actuellement par des quartzites tourmalinifères faiblement sériciteux. Le quartz est en outre plus grossièrement cristallisé que dans les phyllites non tourmalinisées. On n'y observe ni formes allongées des grains, ni orientation. Le métamorphisme additif que constitue la tourmalinisation a absorbé une partie de la muscovite ; il est accompagné d'une recristallisation du fond quartzeux.

La tourmaline est abondante et, dans les lames taillées perpendiculairement au feuilletage, ne montre que des sections transversales, à cause de la disposition des aiguilles suivant les plans de feuilletage où s'accumulait la muscovite, au dépens de laquelle a eu lieu la tourmalinisation.

Les aiguilles de tourmaline, allongées dans les plans de feuilletage, s'y orientent en outre parallèlement à une direction commune ; pendant que s'exerçait le métamorphisme additif, les efforts orientés du dynamométamorphisme régional agissaient encore.

Le Ki 1b est donc constitué de phyllites muscovitiques finement et régulièrement feuilletées. Des changements métasomatiques y conduisent à la formation de schistes quartz-séricite-tourmaline. Nous devons en outre ajouter que l'observation du terrain montre que les couches inférieures ne contiennent que rarement des cristaux de tourmaline. Là où les phyllites Ki 1b viennent en contact avec le granite, ce n'est qu'au-delà d'une centaine de mètres de couches, que celles qui en sont capables commencent à capter une partie des éléments borés distillés par le granite en voie de formation.

Ki 1c.

Assise formée par 100-150 m de roches qui, macroscopiquement, doivent être désignées sous le vocable quartzophyllades, puisqu'elles sont constituées par une alternance de straticules blanches entièrement quartzueuses et d'autres gris-foncé à quartz et mica. L'épaisseur des straticules va de 1-5 mm. Ils dessinent de nombreux plissements dont l'amplitude est de l'ordre de 10 mm, avec des pointes aiguës, fracturées, mais sans déplacement ou seulement avec des déplacements insignifiants. Le clivage schisteux est très nettement indiqué, avec orientation des feuillets de mica suivant des plans parallèles aux plans axiaux des petits plis.

Dans les lames minces, le zonage quartzophylladeux est parfois relativement peu apparent ; mais la disposition parallèle des éléments constitutifs est toujours parfaite. Il s'agit de phyllites où deux micas sont représentés : la muscovite et la biotite. La grosseur de cristallisation

des deux micas est sensiblement la même et ils sont souvent accolés à clivages parallèles. En quantité, la biotite est toujours subordonnée par rapport à la muscovite. Mais les deux espèces de mica sont intimement associées : on voit de grosses lamelles de muscovite englobant de toutes fines lamelles en biotite et dans les associations parallèles ou sur les bords des lamelles, on observe des passages d'une espèce à l'autre.

Parfois de fines zones remplies de mica trituré traversent les lames suivant une direction oblique à celle de l'allongement général en direction du clivage schisteux et paraissent correspondre à la séparation entre les straticules visibles macroscopiquement. Ces zones à mica trituré ont des bords plus riches en biotite que le restant de la roche.

Le rapport quantitatif muscovite-biotite est assez variable d'une lame à l'autre, mais la muscovite prédomine toujours sur la biotite. Dans certaines lames, tout en restant intimement associées, la biotite est plus grossièrement cristallisée que la muscovite.

La tourmalinisation est, comme toujours, sélective et n'intéresse qu'une partie des bancs. Pour certains d'entre eux, les lames minces taillées et étudiées ne montrent aucune aiguille de tourmaline. Dans d'autres bancs, toujours finement zonés, mais de teinte générale très foncée, la tourmalinisation est intense. Leur zonage est visible en lame mince : bandes parallèles alternantes claires et très foncées, les claires étant formées de quartz avec très peu de tourmaline, les foncées d'aiguilles de tourmaline jointives. Une lame, taillée perpendiculairement au zonage, montre la presque totalité des aiguilles de tourmaline sous forme de sections transversales. Toutes les aiguilles de tourmaline englobent de nombreux petits grains de quartz et il n'y a plus aucune trace de mica dans la lame. La tourmalinisation s'est effectuée aux dépens des micas et peut donc être poussée jusqu'à

remplacement métasomatique complet de tout le contenu micacé par la tourmaline. La parfaite orientation des aiguilles de tourmaline montre que ces changements métasomatiques se sont produits pendant une période où agissaient encore des pressions orientées.

Une lame taillée dans un schiste zoné à straticules de 0,5-5 mm, la majeure partie des fines zones ayant 0,5-1 mm d'épaisseur, nous a permis d'observer un stade de tourmalinisation intermédiaire. Il n'y a pas de straticules entièrement en tourmaline jointive et une partie de la muscovite est préservée. Par contre, il n'y a plus aucune trace de biotite. La tourmalinisation paraît ainsi affecter de préférence la biotite ; une fois la biotite transformée, si du bore reste présent, la muscovite subit à son tour la tourmalinisation.

Le Ki 1c est donc formé de schistes à quartz-muscovite-biotite, régulièrement zonés, ayant subi une tourmalinisation d'intensité variable laquelle, poussée au maximum, conduit à la transformation du schiste micacé initial en une tourmalinite zonée ne contenant que quartz et tourmaline noire. Certaines parties ont toutefois complètement échappé à la tourmalinisation. Cela peut être dû à un chimisme particulier du terrain; mais nous penchons à nous expliquer l'absence de toute tourmalinisation dans des zones d'une assise qui la prend si facilement par ailleurs, par le manque de chenaux de pénétration des fluides borés conditionnant la métasomatose.

Ki 1d.

Masse de quartzites clairs, d'épaisseur fort variable, se tenant normalement entre 50 et 100 m. La couleur est blanche, gris-clair ou rose, cette dernière étant due à l'altération superficielle. La cassure est rugueuse, d'aspect finement grenu. A la loupe, on ne distingue que fort peu de paillettes de mica.

Deux lames ont été taillées dans des échantillons provenant d'affleurements relativement éloignés et de degrés d'altération différents. L'une d'entre elles, taillée dans un quartzite très clair, montre une structure à éléments de quartz polyédriques, la taille des éléments variant de 0,1 à 0,5 mm. Comme autre élément constitutif, plusieurs grains feldspathiques, de même grosseur ou légèrement plus grands que ceux de quartz. Le feldspath est le plus souvent altéré, mais sur certains grains on observe des macles polysynthétiques à extinction symétrique par rapport au plan de macle et sous des angles d'extinction faibles, de 3° à 4°. Il s'agit donc d'un plagioclase acide. Comme éléments accessoires : des fines paillettes de biotite, de dimensions inférieures à celles du quartz, disposées sans aucune orientation et intercalées entre les grains de quartz ; quelques lamelles de chlorite, de transformation de la biotite ; de rares et fines paillettes séricitieuses, toujours associées au feldspath.

La deuxième lame, taillée dans un quartzite rose, montre une texture identique à la précédente. Aucun grain feldspathique n'a pu être maintenu dans la lame ; seuls les nombreux trous laissés attestent leur présence dans la roche. Des matières ferrugineuses abondantes forment des liserés autour des grains de quartz. Comme dans la lame précédente, il y a un mica accessoire, en petites lamelles disposées sans aucune orientation entre les éléments polyédriques du fond quartzeux. Mais ce mica accessoire est ici de la muscovite.

L'assise Ki 1d, très continue dans toute la région de Mitwaba et de grand secours pour le tracé de la carte géologique, est donc formée de *quartzites arkosiques muscovitiques* ou *biotitiques*. Ce sont des roches relativement pures. Nous n'y avons observé ni macroscopiquement, ni microscopiquement, aucun élément accessoire, aucune tourmalinisation.

Ki 2a.

Phyllades très foncés, régulièrement feuilletés, ce qui leur donne un aspect ardoisier. La surface des feuillets est satinée. Ces phyllades forment une masse épaisse et uniforme de quelque 2.000 m de puissance. Ils sont très peu altérables et affleurent partout le long des versants.

Sur une coupe transversale faite à la scie, l'aspect est celui d'un phyllade gris foncé presque noir, fort peu métamorphique ; la pyrite est abondante. Mais au microscope on constate qu'il s'agit d'une phyllite muscovite-quartz, à cristallisation excessivement fine. C'est un feutrage muscovitique serré et ondulé, où la distinction de feuillets individuels n'est possible que sous de forts grossissements. La texture microscopique est orientée, mais d'une manière assez imparfaite. La pyrite est abondante et s'étale en fins filets entre les feuillets du phyllade. Comme éléments accessoires, quelques petits grains de grenat. Aucune aiguille de tourmaline, si petite fût-elle, n'a pas pu être observée. Le quartz forme une très fine mosaïque, à grains s'impressionnant les uns dans les autres et à formes difficiles à distinguer. Macroscopiquement il existe un feuilletage parfait, microscopiquement on n'observe qu'une tendance fort imparfaite à l'orientation ou, le plus souvent, une absence totale d'orientation. Malgré l'aspect extérieur peu métamorphique (de phyllades ardoisiers), il s'agit de *phyllites muscovitiques*, à cristallisation complète, mais très fine.

A la partie supérieure de cette masse phylladeuse existe un mince horizon, 1 à 2 m puissance, d'un phyllade tranchant sur la masse uniforme d'aspect peu métamorphique, qui l'englobe, par son aspect très métamorphique, dû à la présence de nombreux cristaux d'un minéral gris-noir, en plaquettes à surface brillante, dont l'épaisseur est de l'ordre de 1 mm et le diamètre moyen

d'environ 3-4 mm. Près de la centrale hydro-électrique de M'Bole, où cet horizon est également connu, les plaquettes dépassent 5 mm de diamètre et approchent exceptionnellement de 10 mm. Nous pensons que cet horizon a été observé et signalé pour la première fois par P. GROSEMANS ⁽¹⁾.

La trame de fond de cette roche est constituée par une fine phyllite muscovite-quartz, identique à celle qui constitue les phyllades encaissants ; elle est caractérisée par l'absence de toute tendance à l'orientation des éléments, par la fine mosaïque des parties quartzieuses et le feutrage de lamelles indistinctes dans les parties muscovitiques. Les porphyroblastes ont des contours déchiquetés et englobent de petits grains de quartz diversement orientés. Ils sont souvent maclés et obscurcis par une fine pigmentation noire, prenant la disposition en sablier.

Le minéral constitutif des porphyroblastes qui, ainsi que nous l'avons déjà dit, n'a pas révélé de manganèse à l'analyse chimique, a fait l'objet d'une détermination optique sur de nombreux individus de plusieurs lames minces. Il est transparent, à formes allongées, légèrement coloré en gris ou gris-vert, mais devenant gris-foncé à opaque par l'accumulation de fines inclusions noires ; il possède un très bon clivage parallèlement auquel se fait l'allongement des individus ; les macles, nombreuses, souvent polysynthétiques, se font par accolement suivant le plan de clivage, qu'elles soulignent ainsi ; l'extinction est oblique par rapport au clivage, les angles mesurés varient de 3° à 23° ; le signe de l'allongement est négatif ; la réfringence est supérieure au quartz et le relief sensible par rapport à ce minéral ; la biréfringence est faible, le maximum ne dépassant que très légèrement la biréfringence du quartz qui accompagne dans la lame ; les teintes

(1) P. GROSEMANS, Études géologiques dans les monts Kibara (*Annales du Service des Mines du C. S. K.*, t. XII-XIII, 1947-1948).

de polarisation de la plupart des cristaux sont très basses : gris du 1^{er} ordre ; le pléochroïsme est très faible, dans la plupart des cas difficilement appréciable ; les lamelles de clivage montrent une bissectrice positive, très faiblement excentrée et à l'écartement des axes moyen.

Tous ces caractères, à l'exception d'un seul, le pléochroïsme pratiquement inexistant, sont ceux du *chloritoïde*. En effet, les ouvrages classiques de minéralogie, WINCHELL ou DANA, renseignent le pléochroïsme du chloritoïde comme fort et le donnent même comme une caractéristique du minéral. Mais dans le volumineux traité de HINTZE ⁽¹⁾, si le pléochroïsme du chloritoïde est renseigné pour commencer comme *sehr stark*, ensuite, parmi les chloritoïdes de provenances très diverses qui sont décrits, à côté de variétés à pléochroïsme intense, on trouve des exemples de phyllites à mica et chloritoïde et des schistes chloritoïdiques dont le chloritoïde est en lamelles incolores ou gris-clair et dont le pléochroïsme est désigné comme *kaum zu beobachten*, tandis que, dans la même région, des schistes mica-chloritoïde graphitiques renferment un chloritoïde coloré et pléochroïque.

La roche de l'horizon précédemment désigné « phyllade à ottrélite » doit donc être correctement appelée une *phyllite muscovitique à chloritoïde*.

* * *

D'après l'étude pétrographique dont les résultats ont été ci-dessus exposés, la composition stratigraphique de l'étage inférieur du système des Kibara peut être résumée et précisée comme suit :

Ki 2a : Phyllites muscovitiques foncées, à l'aspect macroscopique de phyllades ardoisiers, contenant à leur partie supérieure un horizon à chloritoïde en gros cristaux	Puissance env.	2.000 m
---	----------------	---------

⁽¹⁾ HINTZE, Handbuch der Mineralogie, tome II, p. 666 et suiv.

Ki 1d : Quartzites arkosiques, muscovitiques ou biotiques	50-100 m
Ki 1c : Schistes zonés quartz- muscovite - biotite, à aspect macroscopique de quartzophyllades	100-150 m
Ki 1b : Phyllites muscovitiques grises, finement et régulièrement feuilletées, devenant rouges par altération superficielle	env. 400 m
Ki 1a : Phyllites claires muscovitiques, à porphyroblastes de chlorite ; l'altération superficielle des porphyroblastes leur donne l'aspect « schiste tacheté ».	env. 100 m
Granite.	

La superposition ci-dessus se retrouve, avec fort peu de variations, sur tout le pourtour granitique de Mitwaba, tant en versant nord qu'en versant sud.

Les phyllites claires tachetées ont été observées, en de nombreux endroits, au contact direct du granite, surtout le long des limites d'affleurement septentrionales du massif de Kipata. Au sud-ouest de Mitwaba, dans la région du confluent Mitwaba-Musundu, ce sont les phyllites Ki 1b qui viennent au contact du massif granitique (*Pl. II*). Au contact même, sur faible épaisseur et par une cristallisation plus grossière de la muscovite, ces phyllites prennent un aspect macroscopique de micaschistes.

On peut se demander si les roches claires distinguées comme Ki 1a ne constituent en réalité qu'un aspect local, du type cornéenne, de la partie inférieure des phyllites Ki 1b, cornéennes dans lesquelles un métamorphisme de contact poussé efface les effets du métamorphisme régional et d'un dynamométamorphisme intense ayant agi précédemment. Les schistes tachetés Ki 1a du versant nord seraient ainsi l'équivalent de la base du Ki 1b du confluent Mitwaba-Musundu. Mais cette assimilation n'a pas pu être vérifiée par passage latéral tandis que nous avons observé, en de nombreux endroits, la superposition de phyllites Ki 1b aux schistes tachetés. En dehors du voisinage du granite, les phyllites claires Ki 1a occu-

pent le centre des structures anticlinales et leur formation est évidemment liée à l'existence de couches possédant un chimisme originel favorable et particulier.

Les allures observées, la géologie de la zone d'ennoyage du massif de Kipata ayant été levée en détail, à l'échelle du 1 : 5.000 (en même temps que la topographie exacte) à la planchette de WILD, s'expliquent très facilement par une pénétration fort inégale du massif granitique principal dans la base du Kibarien, pénétration inégale qui peut difficilement s'imaginer autrement que par digestion et assimilation, par granitisation. Cette pénétration inégale, qui laisse intactes, par endroits, jusqu'à 500 m de couches phylliteuses sous le niveau quartzitique Ki 1d, a, par contre, en d'autres endroits de cette même région d'étendue relativement restreinte, fait disparaître tout l'ensemble de ces phyllites inférieures. En effet, autour des petits massifs granitiques adventifs de Kiswa (*Pl. I*), c'est le quartzite Ki 1d qui vient en contact direct avec le granite ou n'en est séparé que par quelques dizaines de mètres de couches ayant fortement subi le métamorphisme de contact. Il y règne un « laminage » intense de la bordure granitique, une concordance parfaite entre « laminage granitique » et feuilletage des phyllites, jusqu'à imposer l'idée que le feuilletage granitique n'est nullement dû à un laminage mécanique, mais représente la conservation de la structure feuilletée des phyllites granitisées. A l'appui de cette manière de voir viennent les observations effectuées dans des galeries de reconnaissance qui ont recoupé le contact kibarien — granite à Kiswa. Dans plusieurs de ces galeries, la transition entre les schistes Ki 1b et le granite non laminé se faisait par des schistes granitisés, puis par du granite à schistosité parfaite et cette transition était tellement progressive qu'il était impossible de fixer une limite définie au granite. La zone de transition comptait plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Il faut également

apporter ici en exemple de granitisation, les « injections lit-par-lit » observables aux chutes de la rivière Musundu dans des phyllites Ki 1b situées en bordure nord du massif granitique de l'amont Mitwaba (voir *pl. II*), affleurements dont une excellente photographie due à G. MORTELMANS est publiée dans le récent ouvrage de L. CAHEN (1954, photo 2, devant p. 24).

Les quartzites arkosiques Ki 1d marquent, dans la région de Mitwaba, la montée stratigraphique maximum du granite ou, mieux, le niveau le plus élevé atteint par la granitisation. Cette masse quartzitique a été, dans la région, réfractaire à l'assimilation par le granite. On pourrait rappeler à ce sujet, *mutatis mutandis*, le « principe de mobilité de l'émanation ou de l'intrusion granitique » formulé par A. JAMOTTE ⁽¹⁾ : dans la région qu'il a étudiée, les roches arkosiques se montrent favorables à l'assimilation, tandis que dans notre cas un quartzite très pur, fort peu feldspathique, la feldspathisation pouvant d'ailleurs être postérieure, barre pratiquement l'avancée de la granitisation.

Ce quartzite est de grand secours pour la poursuite sur le terrain des allures géologiques de détail et pour leur cartographie. Par sa dureté, ses affleurements sont relativement continus, forment saillie et soulignent les allures tectoniques jusque dans les moindres détails (*Pl. I et II*). H. A. STHEEMAN ⁽²⁾ a décrit dans l'étage inférieur du Karagwe-Ankole de l'Uganda une constitution géologique identique à celle de Mitwaba : un horizon quartzitique d'une cinquantaine de mètres puissance maxima, qu'il désigne comme le *Boundary Quartzite*, y souligne également toutes les formes des affleurements granitiques et permet de définir les allures tectoniques.

⁽¹⁾ A. JAMOTTE, Sur un principe de mobilité de l'émanation ou de l'intrusion granitiques (Publications du Comité Spécial du Katanga, Elisabethville, octobre 1940).

⁽²⁾ H. A. STHEEMAN, The Geology of South-Western Uganda, with Special Reference to the Stanniferous Deposits (Martinus Nijhoff, The Hague, 1932).

Le métamorphisme additif, constitué par une tourmalinisation intense, mais sélective, n'intéresse pas la zone de contact du Ki 1a, relativement peu le Ki 1b, se développe au maximum dans les schistes zonés du Ki 1c, pour disparaître totalement au niveau du Ki 1d et au-delà. La tourmalinisation s'étend donc sur au maximum 500 m de couches, en comptant à partir des limites du granite.

Nous nous trouvons ainsi en présence, dans la base kibarienne contenant les gisements stannifères, d'un métamorphisme régional d'épizone, à caractères dynamiques prédominants, conduisant à la formation de phyllites entièrement recristallisées, à schistosité parfaite, dont l'élément essentiel est la muscovite. A ce métamorphisme régional se superpose un métamorphisme de contact, intéressant au maximum 150 m de couches, qui détruit la schistosité par recristallisation et conduit à la formation des porphyroblastes. Enfin, le métamorphisme additif s'intéresse sélectivement à des couches situées au-delà de la zone de métamorphisme de contact, sans toutefois dépasser le niveau Ki 1d, séparé au maximum par 500 m de phyllites des limites du granite.

Les observations que nous avons faites nous obligent à penser que pour l'explication de la mise en place du granite de Kipata, c'est le processus par granitisation qui cadre le mieux. Cette mise en place est en outre à considérer comme post-tectonique ou du moins comme suivant la période dynamique paroxysmale. Partout on a la preuve qu'au moment où la granitisation progressait, la schistosité des phyllites était parfaitement acquise. On s'explique ainsi mieux la concordance parfaite de détail du « laminage » des petits massifs granitiques (coupe *fig. 1*) et du feuilletage des schistes kibariens superposés, concordance qui nous a fait considérer, au début, que la mise en place du granite, du moins à

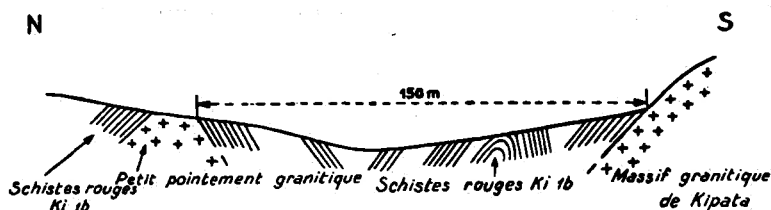


Fig. 1 — «Laminage» des petits massifs granitiques
et feuilletage des schistes kibariens

Mitwaba, serait syntectonique et effectuée par véritable intrusion.

Cette dernière manière de voir ne résiste pas à l'étude détaillée des faits, puisque même dans la petite région de Mitwaba, de $10 \text{ km} \times 6 \text{ km}$ de surface, le niveau de montée stratigraphique du granite varie et que cette montée efface localement jusqu'à 500 m de couches phylliteuses inférieures. Comme dans les zones de contact, le granite fait disparaître entièrement un clivage schisteux, bien développé dans les couches non atteintes par le métamorphisme de contact, il faut donc concevoir la mise en place du massif granitique de Kipata comme postérieure à la période du paroxysme dynamique et s'effectuant par granitisation des couches kibariennes.

La mise en place d'un massif granitique est œuvre de longue durée. Les allures tectoniques relevées (fig. 2 et 3)

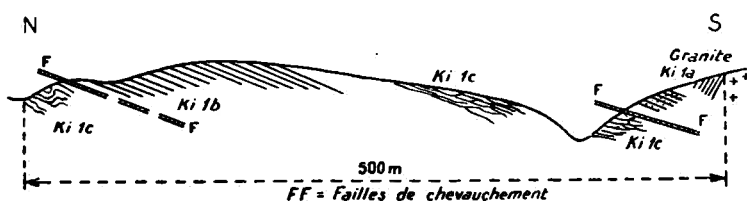


Fig. 2 - Coupe du versant sud de la rivière Musundu

montrent qu'après la consolidation granitique, des mouvements tardifs sont encore intervenus, au cours des-

quels les massifs consolidés ont joué le rôle de noyaux résistants et ont conduit à la formation d'un réseau de fractures qui intéresse aussi bien l'enveloppe kibarienne

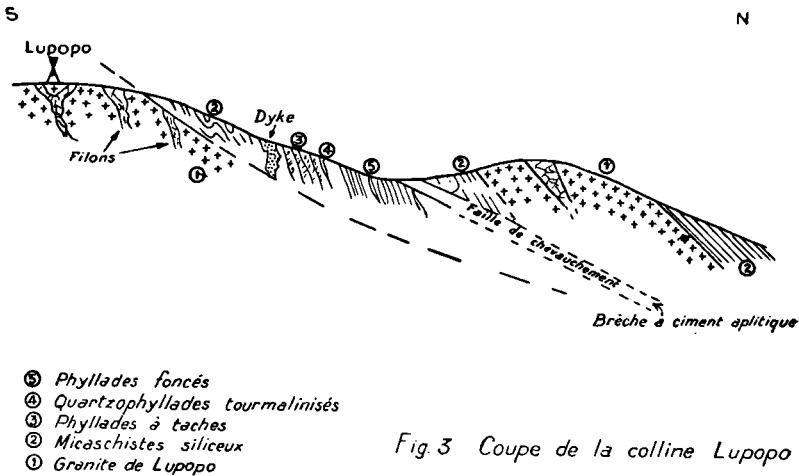


Fig. 3 Coupe de la colline Lupopo

immédiate du granite que le granite lui-même. Il s'agit d'une fracturation longitudinale, à laquelle se superpose une fracturation transversale, légèrement postérieure, (voir Pl. II).

Quand on effectue des levés géologiques dans la concession minière, on est frappé par la complexité de structure des 500 m de phyllites immédiatement superposées au granite et de la structure tectonique relativement simple une fois qu'on atteint le Ki 2a.

C'est le réseau de fractures, tant les fractures longitudinales que celles transversales, qui a permis la pénétration des fluides ayant provoqué l'intense tourmalinisation de la région et, peu après, le dépôt de l'étain.

Tourmalinisation et minéralisation stannifère intéressent aussi bien les 500 m de phyllites kibariennes inférieures que la bordure granitique elle-même. On observe souvent, à Mitwaba, des fissures transversales dans la zone externe du massif granitique, fissures fermées et

sans remplissage, mais dont les deux épontes sont intensément tourmalinisées sur quelques centimètres d'épaisseur, avec disposition des aiguilles de tourmaline perpendiculairement au plan de la fissure.

Quand un filon stannifère est logé dans le granite, que ce soit dans une fissure longitudinale (cas le plus fréquent) ou transversale, ses épontes sont toujours tourmalinisées et le passage du remplissage filonien aux épontes est brusque, sans aucune zone de transition. De nombreuses observations obligent à penser que le remplissage filonien utile et la gangue ne proviennent pas du voisinage granitique immédiat, mais de l'évolution des parties du massif plus profondes. Le métamorphisme additif et la minéralisation stannifère qui le suit immédiatement et qu'il a favorisé, ont donc un caractère régressif, dû aux variations du gradient thermique ; ils ne sont nullement contemporains en tous les points du gisement. Commencés à une distance bien déterminée du front de la granitisation, où la température est favorable, ils avancent vers l'intérieur, au fur et à mesure que la zone de température favorable se déplace elle-même.

La tourmalinisation commence dans les parties supérieures des phyllites Ki 1b. Avec l'évolution de la température, tandis que des oxydes (Sn, W, Ta) peuvent se déposer dans ce qui constitue les gisements actuels enchassés dans les couches kibariennes de couverture, la tourmalinisation se poursuit jusque dans le granite lui-même. Ces derniers arriveront ensuite, à leur tour, dans une zone de température favorable au dépôt des oxydes. Par refroidissement et installation de températures plus faibles, des sulfures pourront se déposer dans les zones précédemment favorables à la cristallisation des oxydes, pendant que des oxydes se déposent dans des zones à température suffisamment élevée, précédemment tourmalinisées.

Se basant sur les travaux de P. NIGGLI, pour lequel la cassitérite se dépose, au cours de la différenciation magmatique, durant une partie de la phase pegmatitique-pneumatolytique et jusqu'à la fin de celle-ci, tandis que le dépôt de la tourmaline débute plus hâtivement, dès la fin de la phase orthomagmatique et se poursuit tout au long de la phase pegmatitique-pneumatolytique, A. JAMOTTE ⁽¹⁾, étudiant quelques roches tourmalinifères du Katanga stannifère, écrit qu'il se conçoit que tourmaline et cassitérite puissent être associées, mais que « le cas est plutôt rare ». Or, dans toute la région de Mitwaba, rares sont les cristaux de cassitérite complètement exempts d'aiguilles de tourmaline ; normalement la cassitérite en est farcie et nous avons décrit des associations dans lesquelles les deux minéraux sont des plus intimement liés.

Ce dernier cas, typique au Kibara, se conçoit aisément, si on prend en considération le fait que le refroidissement amène successivement, en un même endroit, les conditions favorables au dépôt des éléments de haute température, puis de ceux de moyenne et de basse température. Il a été souvent demandé à l'auteur de la présente étude si les schémas théoriques de A. E. FERSMAN, dont N. VARLAMOFF ⁽²⁾ a fait une si brillante application au Maniema, conviennent également pour les gisements du Katanga. Sur les diagrammes géochimiques publiés, la tourmaline cristallise vers 600°, la cassitérite vers 500° et plus, les sulfures seulement dans la phase hydrothermale vers 400°. Dans les schémas de répartition des gisements par rapport à un foyer magmatique, pegmatite à tourmaline et pegmatite à cassitérite sont nettement séparés. Pareil

⁽¹⁾ A. JAMOTTE, Note sur quelques roches éruptives tourmalinifères de la région stannifère du Katanga (*Annales du Service des Mines du C.S.K.*, t. V, 1934).

⁽²⁾ N. VARLAMOFF, Gisements de cassitérite de la région de Kalima (Maniema, Congo belge) (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXI, B. 194-237, 1948).

Id., Tendances actuelles dans l'étude des pegmatites à travers le monde (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXVII, pp. B 245-267, 1954).

schéma ne convient nullement aux gisements filoniens stannifères kibariens, où tourmaline, cassitérite, sulfures, arsénio-sulfures, sont partout présents simultanément et ont réagi les uns sur les autres. Quoi de plus normal d'ailleurs puisque, nous le répétons, les températures nécessaires à leur dépôt ont existé successivement en un même endroit.

Y. DE MAGNÉE ⁽¹⁾ a fait remarquer, avec beaucoup de raison, que s'il faut invoquer, une fois la répartition zonaire de FERSMAN posée, un « *Telescoping* » pour expliquer la présence simultanée dans les filons de silicates, oxydes et sulfures, « alors presque tous les filons stannifères seraient télescopés ». Sans doute en écrivant cela, Y. DE MAGNÉE pensait en premier lieu aux gisements kibariens, qu'il a visités et qu'il connaît bien (voir aussi les exemples de « télescopage » donnés lors d'un récent symposium sur les pegmatites et la minéralisation au Congo belge et au Ruanda-Urundi) ⁽²⁾.

Il nous a paru toujours bien difficile de nous expliquer les possibilités d'installation d'une répartition zonaire simple autour d'un batholite granitique. Pour cela on doit supposer la constance des conditions physico-chimiques en un endroit déterminé quand, en réalité, en chaque point, les conditions de dépôt et la température surtout ont varié continuellement.

On pourrait toutefois [L. CAHEN le fait (1954, p. 521) ⁽³⁾] considérer qu'il existe deux catégories de gise-

⁽¹⁾ Y. DE MAGNÉE, Rapport sur le travail de N. Varlamoff : « Géologie des gisements stannifères de Symétain (Maniema, Congo belge) » (*Bull. de l'Inst. Roy. Col. belge*, t. XXIII, fasc. 2, 1952, pp. 674-677).

⁽²⁾ A. SAFIANIKOFF, Classification des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, 1954-1955, t. LXXXVIII, fascicule spécial, p. 66).

⁽³⁾ Se basant sur les travaux de THOREAU et VARLAMOFF, J. THOREAU, Pegmatites et minéralisations associées de l'est du Congo : quelques observations (*Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXIII, Mém. 1949-1950, p. 257).

N. VARLAMOFF, Type de gisements de cassitérite du Maniema et du Ruanda (50^e Ann. C. S. K., Congrès scient. Elisabethville, 1950, C. R. vol. II, t. II, p. 409).

ments primaires d'étain : ceux des pegmatites et ceux des filons et greisens. Le 1^{er} type se localiserait autour de grands massifs granitiques, dans des terrains à métamorphisme élevé ; il n'y aurait pas de superposition de sulfures aux oxydes. Le deuxième type se localiserait autour de petits massifs granitiques mis en place dans des terrains peu métamorphiques et les sulfures s'y superposeraient aux oxydes. Les gisements stannifères kibariens, appartenant à une région à caractère d'épizone et malgré leur apparentement à un massif granitique assez important, seraient du deuxième type de L. CAHEN. Mais déjà les publications sur l'important gisement de Manono obligent de créer le type intermédiaire : celui des gisements primaires d'étain du type pegmatitique, où sulfures et oxydes voisinent quand même ⁽¹⁾.

Pour la région stannifère de Mitwaba, il nous paraît que la formation du massif granitique par digestion et granitisation d'une partie des couches kibariennes, ce qui a donné lieu à des remises en mouvement d'une partie des constituants des couches en voie de granitisation, ainsi que les variations importantes de température en chaque endroit, expliquent au mieux les faits d'observation. Les phénomènes se résument ainsi :

1^o *Orogénie kibarienne* : développement d'un métamorphisme régional à caractères d'épizone. Prédominance des effets de pression orientée. La muscovite est l'élément caractéristique dominant.

2^o *Granitisation* : commence après la période orogénique paroxysmale, les pressions orientées étant encore présentes ; elles s'exerce sur des couches dans lesquelles

(1) Y. DE MAGNÉE, Présence de löllingite dans la pegmatite stannifère de Manono (*Bull. de la Soc. Belge de Géologie*, t. LVII, 1948, p. 70).

H. BERNARD, Quelques observations sur des filons zonaires pegmatitiques à Manono (*Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXVIII, 1954-1955, fascicule spécial, p. 41).

les effets du dynamométamorphisme sont entièrement acquis. Des phénomènes de métamorphisme de contact se produisent suivant le front de granitisation et restent inscrits actuellement sur 100 m de distance au maximum à partir du contact.

3° *Métamorphisme additif* : consiste en une tourmalinisation intense, mais qui ne dépasse pas 500 m de distance au-delà du front d'avancement de la granitisation.

4° *Minéralisation* : la granitisation met en mouvement des éléments accessoires ne pouvant pas être maintenus dans la composition granitique. Ces éléments migrent et se concentrent dans les zones tourmalinisées, favorables à leur dépôt. Par le rabattement des zones d'égale température vers le centre du massif granitique, rabattement qui succède à l'arrêt d'avancement du front de granitisation, des éléments fort différents se déposent en un même endroit.

Actuellement, aux Kibara, Muscovite, Tourmaline, Béryl, Wolfram (et Scheelite), Columbite, Cassitérite, Arsénopyrite et Sulfures divers voisinent intimement mélangés, la plupart d'entre eux ayant réagi sur les éléments qui les précèdent dans la paragenèse.

* * *

C. RÉGION DE LULA

La région stannifère de Mitwaba, décrite ci-dessus, est entièrement comprise dans les limites du polygone minier dénommé « Kibara 1 ». Dans le polygone minier « Kibara 2 », situé à l'Est et contigu au précédent, existe une zone minéralisée axée autour du massif granitique de Chombio (voir *Pl. III'*). Ce massif est de forme très ramassée,

vaste dôme à section presque circulaire, de près de 5 km de diamètre. Sur son bord septentrional, la zone minéralisée est fort étroite et ne dépasse pas la vallée de la rivière Chombio qui contourne le massif granitique au Nord et à l'Ouest, ne s'en éloignant jamais à plus de 500 m. La rivière elle-même n'a renfermé qu'une minéralisation alluvionnaire, la zone intéressée par le gisement primaire étant limitée à 200-300 m de distance de la bordure du granite.

Au sud du massif granitique de Chombio s'étend la zone minéralisée de Lula, couvrant une surface d'environ 7 km \times 4 km. Sa valeur, en tant que tonnage total de cassitérite contenue, est fort inférieure à celle de Mitwaba. Les deux régions sont en outre séparées par une zone stérile d'environ 5 km de largeur suivant la direction Est-Ouest.

La région de Lula a fait l'objet d'un levé géologique de détail à l'échelle du 1 : 10.000. Le fond topographique employé est celui des cartes de prospection systématique de la région. Le levé sur le terrain a été complété par l'étude de 50 lames minces taillées dans les roches examinées et provenant d'affleurements assez uniformément répartis sur toute la surface étudiée.

Disons d'emblée que la région de Lula paraît beaucoup plus métamorphique que celle de Mitwaba, en tant qu'aspect macroscopique des roches. Les subdivisions stratigraphiques de Mitwaba n'ont pas pu y être retrouvées telles quelles et nous avons été obligé d'introduire des notations locales. La suite stratigraphique suivante a pu être définie sur le terrain :

E : Phyllades à gros porphyroblastes	
puissance maxima observée	500 m
D : Phyllades à petits nodules	200 m
C : Phyllades très siliceux	300 m
B : Phyllades tachetés	300 m
A : Micaschistes se terminant par un horizon de quartzite	
(basc non atteinte par nos levés)	

Les couches kibariennes affleurant dans la région de Lula s'appuient, au Nord, sur le massif granitique de Chombio, tandis qu'au Sud affleure la masse granitique principale dont le massif de Kipata n'est qu'une pointe avancée vers l'Ouest. Nos levés n'ont pas atteint la zone de contact méridionale, nos travaux s'étant limités aux environs des gisements stannifères, formant une guirlande lâche autour du massif de Chombio. Mais le contact méridional a été étudié et levé par J. RAYNAUD et la carte annexée à notre communication de 1950 en figure la position d'après ses travaux.

Comme nous l'avons fait pour la région de Mitwaba, nous allons décrire la suite stratigraphique observée et donner les résultats des examens sur lames minces.

Assise A.

Suite de bancs à aspect métamorphique très avancé : micaschistes gris foncé, la teinte devenant rouge par altération superficielle. Les couches sont affectées par un plissement secondaire intense, compliqué par une fine plicaturation serrée, avec plissements à ailes des petits plis parallèles. Le clivage schisteux est très développé, mais l'intense plicaturation lui donne des allures fort variables, difficiles à déchiffrer. A la partie supérieure existe un couronnement de quartzite gris en bancs puissants dont, près de la tête du ravin Kilimipundu, un niveau de 10 m puissance. La transition entre micaschistes et quartzites se fait par des quartzophyllades régulièrement zonés.

Toute la masse des micaschistes a subi la tourmalinisation qui, toutefois, se concentre plus intensément sur des niveaux préférentiels qui sont transformés en tourmalinite. Les zones tourmalinisées ont constitué lieu d'élection pour la mise en place de nombreux filonnets et veines de quartz contenant cassitérite et sulfures.

Dans la vallée du ravin Kikutu, nous avons observé des intercalations de talcschistes dans lesquels les termites creusent des galeries et installent des termitières. A la tête du ravin Kansowe, nous connaissons des bancs de micaschiste foncé bourré de grenats roses.

En lame mince, la roche type se montre formée entièrement de quartz et muscovite, avec peu de chlorite. Ce sont de très fines phyllites muscovite-quartz, l'élément micacé étant prédominant sur le quartz, avec de la chlorite comme élément accessoire. Une lame mince taillée dans un micaschiste ne montrant aucune particularité macroscopique contient de la chlorite sous deux formes :

1^o Des lamelles orientées, prenant part à la constitution de la masse phylliteuse, mais de dimensions plus grandes que celles des lamelles muscovitiques ;

2^o Comme élément constituant de petits nodules quartz-chlorite ou grenat-chlorite.

Les petits nodules produisent des déviations des zones phylliteuses, ce qui donne à la roche, en lame mince, une allure finement fibreuse. Le grenat n'est pas présent dans tous les nodules ; au contraire, la majeure partie n'est formée que de quartz et de chlorite, la chlorite occupant le centre du nodule et le quartz les extrémités allongées, fusiformes. Dans un nodule à grenat, celui-ci en occupe le centre ; il est entouré de chlorite bien cristallisée, puis de quartz finement cristallisé occupant les extrémités fusiformes.

A la tête du ravin Kansowe, nous connaissons des bancs de micaschiste à grenats visibles macroscopiquement ; leur diamètre est de 5 mm ou plus et ils sont jointifs par places. Une lame taillée dans ces micaschistes grenatifères montre que la masse de fond englobant les grenats n'est pas ici une phyllite muscovitique, mais

biotitique. La biotite verte est cristallisée en très gros éléments et n'est associée qu'à fort peu de quartz. Les grenats, de teinte rose-clair, englobent beaucoup de petites plages de quartz. En tant qu'éléments accessoires, on n'observe qu'un peu de chlorite de transformation de la biotite.

Une lame taillée dans un échantillon de talcschiste montre une très fine phyllite entièrement formée de lamelles de talc, sans quartz. Comme éléments accessoires, de nombreuses et très fines aiguilles de tourmaline et un abondant pigment ferrugineux, paraissant remplacer de fines granulations de magnétite.

Une lame taillée dans un échantillon prélevé dans les bancs de quartzite surmontant les micaschistes montre un quartzite fin à texture grenue, non orientée, contenant de fines paillettes de biotite. Certaines de ces paillettes soulignent les contours des grains, d'autres ont des formes allongées, avec une tendance à l'orientation parallèle.

En résumé, l'assise inférieure de Lula est formée par des muscovitoschistes finement grenatifères renfermant localement des biotitoschistes grenatifères et des talcschistes ; elle est couronnée par un horizon de quartzite à biotite.

Assise B.

Macroscopiquement il s'agit de phyllades satinés gris-bleu, bleu foncé, parfois noirs et tachant les doigts, contrastant avec les micaschistes inférieurs par leur feuilletage fin et régulier. La surface de feuilletage est finement ridée. Sur la moitié supérieure de cette assise, les phyllades se chargent de petits porphyroblastes, de 1-2 mm de longueur, porphyroblastes formés par un minéral micacé qui s'altérant en affleurement laisse des produits ferrugineux de décomposition donnant à la roche un aspect tacheté.

Une différence très nette avec les micaschistes inférieurs est l'absence de tourmalinisation.

Vers la partie médiane de l'assise, il existe un horizon à gros prismes d'andalousite ; par altération en affleurement, cet horizon laisse à la surface du sol un résidu de cristaux détachés de plusieurs centimètres de longueur, résidu qui forme traînée sur le sol et permet de le suivre en direction, sur 6 km environ, depuis la vallée de la Disa, affluent de la Kalumengongo, jusqu'à la tête du ravin Kasesa (affluent de la Lula).

En lame mince, on constate qu'il s'agit de phyllites entièrement muscovitiques, à cristallisation très fine. Sur deux lames, nous n'avons pas pu observer la moindre présence de quartz ; la roche est constituée par un feutrage muscovitique très finement cristallisé, avec points de recrystallisation où la muscovite est en lamelles de dimensions plus grandes. Il n'y a aucune orientation particulière des éléments.

Dans les parties recrystallisées, la muscovite n'est plus seule, mais accompagnée de chlorite qui forme des plages à contours déchiquetés, assez étendues, d'orientation optique uniforme, englobant des lamelles de muscovite bien formées, diversément orientées. Il s'agit en somme de porphyroblastes de chlorite formés aux dépens de la phyllite muscovitique, pendant une période de transformation attribuable à un métamorphisme de contact. Cela suppose (d'autres faits relatifs au réseau filonien le confirment) qu'entre les affleurements du massif granitique de Chombio et du grand massif méridional, une surface granitique est cachée à profondeur relativement faible sous la surface actuelle du sol.

Certains porphyroblastes de chlorite englobent de la muscovite dans les proportions atteignant 50 %, tandis que d'autres ne renferment plus que quelques rares lamelles du minerai initial.

La chlorite possède les propriétés optiques de la

Pennine. Elle est facilement altérable et, dans les lames minces, presque tous les porphyroblastes sont obscurcis par des produits ferrugineux de décomposition. C'est cette altération facile qui donne à la roche en affleurement l'aspect si caractéristique de « schiste tacheté ».

Dans la région de Lula, depuis la crête de partage des eaux Kafubwe-Kalumengongo et jusqu'à la limite méridionale du massif granitique de Chombio, les couches dessinent une grande allure synclinale dont une coupe transversale est donnée par la *fig. 4*. Tandis que les

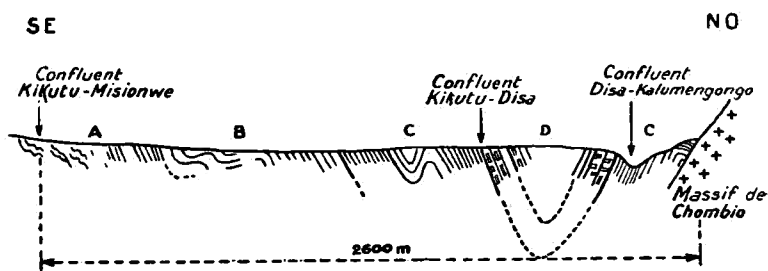


Fig 4 - Coupe de la vallée Kikutu et de l'aval Disa (région de Lula)

micaschistes de l'assise A n'affleurent qu'en bordure méridionale du synclinal de Lula, les phyllites tachetées de l'assise B forment une longue bande continue au flanc méridional de la structure synclinale et ont également été rencontrées, sur une étendue restreinte, dans le flanc septentrional, contre le massif granitique de Chombio, où ces phyllites ont subi un intense métamorphisme de contact, se trouvant placées dans la zone atteinte par le front de granitisation.

Contre le massif granitique, les phyllites perdent le fin feuilletage régulier qui les caractérise au flanc sud du synclinal de Lula, loin de tout contact granitique. Une lame taillée dans un échantillon provenant d'un impor-

tant pointement de phyllites à aspect macroscopique de cornéenne, de teinte d'altération rouge, à points de recristallisation verts de 5-6 mm dimension, dont l'altération conduit à l'aspect typique de schiste tacheté, montre sous le microscope une texture phylliteuse très fine formée par des lamelles très allongées de chloritoïde associées à de la muscovite en fines paillettes, avec très peu de quartz. La lame est parsemée de nombreux points de recristallisation dans lesquels chlorite et muscovite voisinent. La roche montre donc la transformation de la fine phyllite muscovitique en un feutrage chloritoïde-muscovite-quartz, avec points de recristallisation où se forment de grands feuillet de chlorite. Certains points de recristallisation sont formés par de la muscovite, sans qu'il soit possible de déterminer s'il s'agit de grosses lamelles formées au dépens de la muscovite du fin feutrage originel ou d'une retransformation de la chlorite.

Une autre lame a été taillée dans un micaschiste sériciteux finement tacheté, dont l'affleurement se situe à moins de 100 m de la limite d'affleurement du granite de Chombio. On y observe une fine trame à structure orientée, dont les éléments sont le chloritoïde, la muscovite et le quartz. Les points de recristallisation sont nombreux et formés par de la chlorite (pennine) et de la muscovite. Mais ici on observe des résidus de chlorite au milieu de grandes plages de muscovite recristallisée.

L'assise B est donc formée par des *phyllites muscovitiques très pauvres en quartz, à feuilletage fin et régulier*. Loin du massif granitique se forment des porphyroblastes de chlorite, normalement aux dépens du fond phylliteux muscovitique, mais, contre le massif granitique, on observe une transformation inverse : de grands feuillet de muscovite se forment au dépens de la chlorite précédemment cristallisée, en même temps qu'au dépens du fin fond muscovitique. Sur six lames minces examinées, nous n'avons pas observé la moindre trace de tourmaline, ni de tout autre minéral accessoire.

Assise C.

A l'examen macroscopique, cette assise se montre formée de phyllades siliceux gris-bleu très foncé, passant au quartzophyllade, avec intercalations de quartzite blanc saccharoïde. Le feuilletage est fin, très régulier, à surface finement ridée et satinée. Il existe, à la partie supérieure de l'assise, un horizon de faible épaisseur (puissance observée : 2 m) d'un phyllade vert-clair satiné, fortement chargé de plaquettes de chloritoïde.

Cette masse de phyllades siliceux est bien représentée sur les deux flancs du synclinal de Lula. Elle forme une bande continue au flanc sud et c'est elle qui vient en contact avec le granite sur une bonne partie de la bordure méridionale du massif de Chombio, y formant flanc nord de la structure synclinale.

Partout l'assise C se distingue très facilement de celle à laquelle elle est superposée, par son caractère très siliceux, les intercalations quartzophylladeuses et quartzitiques, le fin ridement des surfaces de feuilletage, l'absence de porphyroblastes dans la masse.

Une lame taillée dans un échantillon prélevé dans la vallée de la Kafubwe, au flanc méridional du synclinal de Lula, montre sous le microscope un schiste quartz-muscovite, les deux éléments y entrant en proportions égales. La muscovite se réunit en gros paquets ou s'éparpille en fines lamelles entre les grains de quartz. La texture foliacée est parfaite. La lame montre en outre de nombreux cristaux de chloritoïde trapus ou allongés, obligeant les zones muscovitiques à des allures contournées. Nous sommes donc en présence d'un schiste muscovite-quartz à chloritoïde.

Deux lames ont été taillées dans des échantillons de l'horizon de schiste à grosses plaquettes de chloritoïde visibles à l'œil nu. La trame de fond y est formée par du

quartz, de la muscovite et de la chlorite. Le quartz est en grains souvent allongés et orientés suivant la direction générale de foliation. La muscovite se présente sous forme de très petites lamelles isolées et parfaitement orientées ou en paquets orientés, formés par l'accolement de fines lamelles de mêmes dimensions que celles des lamelles isolées.

Dans les phyllites de l'assise précédente, l'individualisation des lamelles de muscovite, dans la trame de fond phylliteuse, est difficile même sous fort grossissement (structure cryptocristalline). Dans les schistes quartz-muscovite, au contraire, les lamelles de muscovite même très petites, ainsi que celles formant les fines straticules entièrement muscovitiques, sont bien formées et bien individualisées (muscovite microcristalline).

La chlorite est en paillettes nettement plus grandes que celles de la muscovite et paraît presque toujours s'être formée au dépens de la muscovite : on observe des paquets de lamelles séricitiques paraissant se fondre en une seule lamelle de chlorite. Le chloritoïde abonde. Les dimensions des divers éléments sont les suivants :

	<i>largeur</i>	<i>longueur</i>
Muscovite	6 à 15 μ	50 à 90 μ
Chlorite	45 à 75	120 à 240
Quartz	30 à 45	60 à 90
Porphyroblastes	85 à 680	1,5 à 2 mm et plus

La partie centrale des lamelles de chloritoïde est obscurcie par de fines inclusions opaques, les lamelles englobent en outre des reliques de quartz et des paillettes de muscovite. Leur arrangement est quelconque, mais une disposition souvent observée est celle en rosette, des lamelles de chloritoïde allongées rayonnant à partir d'un centre. Les porphyroblastes disposés perpendiculairement à la direction de foliation sont fréquents ; ils dévient alors les zones phylliteuses, qui les entourent.

La chlorite n'est pas abondante ; elle est représentée par des lamelles formées aux dépens du fond phylliteux muscovitique, mais se forme aussi aux dépens du chloritoïde. La chlorite qui ronge les cristaux de chloritoïde présente les teintes de biréfringence bleu-vif de la penine.

Dans une deuxième lame, taillée dans un échantillon d'un banc différent de l'horizon à chloritoïde en gros cristaux, la muscovite est pratiquement absente. C'est un quartzite à chloritoïde, ce dernier minéral occupant facilement la moitié de la surface de la lame et se disposant de préférence en rosettes. Comme éléments accessoires, on observe un peu de chlorite formée au dépens de chloritoïde et quelques grains d'ilménite. Dans ce banc privilégié, la formation de chloritoïde aux dépens de la muscovite a donc été poussée jusqu'à la disparition complète du minéral initial.

Quatre lames minces ont été taillées dans des échantillons provenant de bancs de l'assise C qui affleurent au flanc sud du synclinal de Lula et qui ne montrent pas de chloritoïde visible à l'œil nu ou à la loupe. Sous le microscope, on constate qu'il s'agit de schistes quartz-muscovite avec peu de biotite et avec de la chlorite secondaire de transformation de la biotite. Les proportions quartz-muscovite sont très variables et vont d'une phyllite pauvre en quartz au quartzite muscovitique et biotitique, en passant par des schistes zonés qui ont l'aspect macroscopique de quartzophyllade.

La cristallisation de la muscovite est très fine (séricite) dans les phyllites, l'épaisseur des lamelles étant de 1-3 μ maximum. Dans les roches quartzitiques, la muscovite est plus grossièrement cristallisée et l'épaisseur des lamelles va de 6 à 12 μ . La biotite et la chlorite, en quantités accessoires, sont en lamelles atteignant 0,1-0,3 mm.

Dans des échantillons de schistes siliceux de l'assise C formant, en flanc nord du synclinal de Lula, toute la

bordure méridionale du massif granitique de Chombio, nous avons taillé et examiné huit lames minces, représentant des affleurements disposés sur une longueur de 5 km en aval du confluent de la rivière Longwa, autour du massif granitique. Dans ce flanc septentrional du synclinal de Lula, l'horizon à gros chloritoïde n'a pas été observé. La composition lithologique est identique à celle du flanc méridional du synclinal : schistes muscovite-quartz dont les proportions vont de la phyllite pauvre en quartz au quartzite pauvre en muscovite. Le fin feuilletage régulier existe ici également, sauf pour une bande d'environ 100 m de largeur, en bordure et au contact du massif granitique, où un intense métamorphisme de contact conduit à la formation de cornéennes ; ici la texture phylliteuse orientée est complètement effacée.

Sous le microscope, les bancs situés à plus de 100 m du contact granitique se montrent formés de schistes quartz-muscovite à structure orientée parfaite, les deux éléments étant disposés en zones alternantes, les unes où la muscovite très finement cristallisée prédomine, les autres en quartz à cristallisation plus grossière. Les lames montrent en outre des plages à cristallisation grossière, formées de quartz et chlorite ou de muscovite et chlorite. Les plages recristallisées quartz-chlorite ont des formes arrondies contournées par la fine phyllite formant la trame de fond de la roche. Les plages muscovite-chlorite sont formées par de grands feuillets de muscovite, dans lesquels de la chlorite se développe suivant les clivages de la muscovite, les clivages des deux minéraux se disposant parallèlement entre eux et suivant l'orientation générale de la foliation. On observe toutefois aussi de grands feuillets, ou des cristallisations de chlorite sans muscovite, disposés d'une manière quelconque, même perpendiculaire par rapport à la foliation. En ce qui concerne la dimension des éléments, les lamelles de muscovite des parties phylliteuses ne dépassent pas 5 μ d'épaisseur, tandis que les

lamelles muscovitiques des zones quartzeuses ont 15-30 μ et que la chlorite des mêmes zones atteint la taille de 0,2-0,5 mm ⁽¹⁾ à contours très déchiquetés souvent partiellement transformés en chlorite.

En résumé, on observe donc : de grandes plages muscovite-chlorite s'accolant à clivages parallèles et s'orientant suivant la direction générale de foliation ; dans la fine phyllite, de la chlorite seule de dimensions plus grandes que celles des éléments muscovitiques de la phyllite ; des associations chlorite-quartz, à formes arrondies, de 0,5 mm diamètre moyen ; des porphyroblastes en chlorite ou biotite à orientation quelconque, la biotite montrant souvent la transformation en chlorite. Dans toutes les lames on observe nettement les deux espèces de chlorite : l'une orientée, née par une véritable floculation ou recristallisation en plus gros éléments de la phyllite constituant trame de fond initiale de la roche, l'autre non orientée formant des porphyroblastes dont certains sont entièrement en chlorite, d'autres en biotite partiellement transformée en chlorite. La chlorite orientée doit s'être formée au moment où les efforts orientés agissaient encore, la chlorite des porphyroblastes est un produit du métamorphisme de contact qui accompagne l'avancement puis l'arrêt et la stabilisation du front de granitisation. Comme éléments accessoires on observe, dans les roches étudiées ci-dessus, quelques rares aiguilles de tourmaline et des grains d'ilménite, parfois abondants, atteignant les dimensions de 20 à 70 μ .

Si on taille des lames dans des bancs plus proches du contact granitique actuellement observable, les phénomènes de métamorphisme de contact deviennent plus importants. Il faut évidemment s'imaginer les zones d'influence dues à l'avancement du front de granitisation non point figées, mais en déplacement continu, se

(1) On observe également des porphyroblastes de biotite d'environ 0,5 mm.

formant en un endroit déterminé, s'effaçant ensuite par l'établissement d'un régime de température plus élevé, la situation actuellement observable en affleurement étant celle figée par le refroidissement, au front d'avancement atteint par la granitisation. Une lame taillée dans une roche située à 30 m de ce dernier front d'avancement ne montre plus aucune trace d'une trame phylliteuse finement cristallisée. Nous y avons observé des bandes parallèles de quartz, séparées par des rangées de chloritoïde finement cristallisé. Par places, ce chloritoïde fond lui-même en de grandes plages d'un minéral à texture poeciloblastique (nombreux petits grains de quartz irrégulièrement englobés) qui a été déterminé comme étant de l'épidote. Quelques rares points de recristallisation sont formés par de la muscovite avec ou sans chlorite. Il existe également quelques lamelles isolées de chlorite, en quantité tout à fait accessoire. La roche est une cornéenne quartz-chloritoïde, ceci ne préjugant toutefois pas du moment de formation du chloritoïde orienté.

Dans une autre lame, taillée dans un échantillon d'un banc presque accolé à la limite en affleurement du massif granitique, toute texture phylliteuse orientée est effacée. Il y a recristallisation complète sans aucune orientation. Le minéral jouant le rôle essentiel paraît être le chloritoïde, en plages informes à contours corrodés. Il se forme de la muscovite et de la chlorite aux dépens du chloritoïde, les deux premiers minéraux étant intimement associés : on les observe accolés ou s'interpénétrant de toutes les manières, tandis que de grandes lamelles de muscovite englobent des reliques de chloritoïde. Comme élément accessoire, il existe de rares petits grains d'un grenat rose très clair.

Au confluent Disa-Kalumengongo, on est à 250 m de la limite du massif granitique. Le phyllade lustré qui y affleure, entre 200-250 m du granite, se montre sous le microscope être un schiste muscovite-quartz finement

cristallisé, à porphyroblastes de chlorite. Les fines straticules phylliteuses sont formées par l'accolement de lamelles muscovitiques ayant de 15-20 μ d'épaisseur et 0,15 mm de longueur moyenne. Les grains de quartz sont plus gros, les dimensions transversales étant de l'ordre de 75 μ et celles longitudinales de 0,15-0,30 mm maximum. Les porphyroblastes de chlorite, disposés sans aucune orientation préférentielle, ont des dimensions de 0,30-0,75 mm. En montant sur le versant gauche de la Kalumengongo, on observe les derniers affleurements de schistes à moins de 50 m de la limite du granite. Sous le microscope, on constate qu'il s'agit d'une fine phyllite muscovitique à nombreux grains d'ilménite, présentant des points de recristallisation formés par de la muscovite et de la chlorite. La muscovite de néoformation constitue de grandes plages entourées de liserés de chlorite (pennine à teintes de biréfringence bleu vif) qui rongent la muscovite. On constate en outre la présence de cristaux de chloritoïde, dont la relation avec les recristallisations muscovite-chlorite n'est ici pas visible.

En résumé, l'assise C, à caractères siliceux prépondérants, est formée par des schistes quartz-muscovite-chlorite, le dernier élément provenant parfois d'une transformation de la biotite ; la proportion de muscovite va depuis celle d'une phyllite pauvre en quartz jusqu'au quartzite muscovitique. Le feuilletage est fin et régulier, les surfaces de feuilletage sont finement ridées. Les schistes siliceux de cette assise renferment souvent du chloritoïde qui, dans un horizon favorable peu épais, en flanc méridional du synclinal de Lula, est cristallisé en plaquettes nombreuses visibles à l'œil nu et donnant à la roche un aspect caractéristique.

Les relations entre les divers minéraux sont complexes, mais peuvent être schématisées comme suit : c'est pendant la période dynamique que se produit la cristallisation de la fine muscovite, qui représente le

degré de métamorphisme général de la région ; puis, pendant que les efforts dynamiques agissent encore, se forment chloritoïde et chlorite orientée, aux dépens du fin fond muscovitique. En effet, le chloritoïde prend souvent, en bord nord surtout, l'orientation générale ou, quand il a des orientations quelconques, produit la déviation des fines bandes phylliteuses. Le métamorphisme de contact produit ensuite les porphyroblastes de muscovite, chlorite et biotite. La muscovite représente la recristallisation des éléments fins de la phyllite, la chlorite se forme soit aux dépens de la muscovite fine, soit surtout aux dépens du chloritoïde. La biotite se forme aux dépens du fin fond phylliteux et se transforme ultérieurement en chlorite. Tout contre la limite du massif granitique, le chloritoïde fond véritablement et se transforme en épidote, tandis que la texture orientée est effacée. Le métamorphisme additif (la tourmalinisation) est pratiquement inexistant dans l'assise C, aussi bien en flanc nord qu'en flanc sud du synclinal de Lula.

Nous avons attribué, ci-dessus, à la formation au moment où les pressions orientées agissaient encore, les dispositions observées pour le chloritoïde. Mais il n'est pas impossible qu'on puisse également les expliquer par la « force de cristallisation » de ce minéral, force à laquelle HARKER ⁽¹⁾ consacre des développements très intéressants. Nous reviendrons plus loin sur le problème du chloritoïde.

L'assise C renferme à sa base l'important filon stannifère à gangue quartz-mica de Lula, qui a donné lieu à une importante exploitation souterraine.

Assise D.

Macroscopiquement cette assise est formée de roches phylladeuses vertes, grises, gris-bleu foncé, avec inter-

(¹) A. HARKER, *Metamorphism, a Study of the Transformation of Rock Masses* (2^e édition, Cambridge, 1939), p. 34.

calations siliceuses allant du quartzophyllade au quartzite. Tous les bancs sont bourrés de petits nodules à formes arrondies ou en fuseau, d'au maximum 1 mm de diamètre. Il a été observé un horizon de phyllade grossièrement noduleux (*Knotenschiefer*). Cette assise forme la partie médiane, fortement écrasée, du synclinal de Lula, dans la vallée de la Disa aval, où les tranchées d'une route permettent d'observer et étudier facilement les deux flancs du synclinal. Cette structure écrasée, complexe, se continue avec la même allure sur quelque 4 km vers l'Est, puis, immédiatement au-delà de la vallée de la rivière Lula, s'élargit et laisse apparaître en son centre des couches plus récentes.

Dans la vallée de la rivière Disa, les phyllades à petits nodules sont de couleur très foncée, pratiquement noirs, tachant souvent les doigts. On les observe très bien sur la route descendant en lacets le versant méridional abrupt de la Kalumengongo et conduisant au confluent Disa-Kalumengongo. Ce sont des phyllades à surface du feuilletage très finement ridée, prenant par places une teinte d'altération rouge lie-de-vin en affleurement. Ils sont fort ressemblants aux phyllades Ki 2a de l'escarpement du Km 5 de la route Mitwaba-Manono, mais à la différence que dans la région Disa-Lula, toute la masse de ces phyllades et des roches siliceuses intercalées est bourrée de petits nodules blancs.

Plus à l'Est, l'assise a une composition identique dans une coupe du versant méridional de la Kalumengongo dirigée Sud-Nord et partant du signal de triangulation C. S. K. M'Bwe. Il faut y signaler, immédiatement au nord de M'Bwe, l'existence d'une zone de phyllades noduleux intensément tourmalinisés et logeant des filons de quartz.

En limite est de la zone étudiée, dans la vallée de la Kafubwe, il existe également, dans la masse de phyllades à petits nodules, des horizons très intensément tourma-

linisés et aussi, vers la partie supérieure de l'assise, des bancs à chloritoïde. Ces horizons tourmalinisés de l'assise D manquent dans la vallée de la Lula et plus à l'Ouest.

Sept lames minces ont été taillées dans des échantillons de roches de cette assise prélevés sur des affleurements de l'aval Kafubwe, important affluent de droite de la Kalumengongo. Ces roches, qu'on peut caractériser macroscopiquement comme phyllades, montrent en lame mince, sous le microscope, une cristallisation très fine et une structure foliacée parfaite ; elles se montrent formées de muscovite et de quartz, le quartz étant sous forme de petits grains allongés, géométriquement orientés en proportion importante. Dans une autre lame, le fond phylliteux est formé par de fines lamelles de chlorite et englobe de très petits cristaux de chloritoïde.

L'assise, formée donc de muscovito-schistes et de chlorito-schistes à chloritoïde, renferme par places des bancs de quartzophyllade zoné à straticules très fines et plissotées et se termine par un horizon presque entièrement quartzitique.

En lame mince, sous le microscope, les quartzo-phyllades montrent une texture foliacée très fine, avec alternance de zones de quartz et de zones de muscovite en un fin feutrage de lamelles orientées. Il y existe de grandes lamelles de muscovite isolées, dont le clivage s'oriente suivant la direction de foliation générale. Les zones quartzeuses contiennent de la chlorite, également orientée. Une lame a été taillée dans un quartzophyllade montrant, à l'œil nu, de petites lamelles de chloritoïde. En lame mince, la majeure partie des lamelles de chloritoïde se présente sous des formes très allongées, disposées parallèlement à l'orientation générale. Mais il existe des lamelles de chloritoïde, toutefois rares, s'allongeant perpendiculairement à la foliation générale. Ces lamelles sont alors toujours englobées dans une plage de quartz finement grenu, à contours arrondis, plages autour

desquelles la masse phylliteuse dessine des allures contournées. Il s'agit de coupes dans les petits nodules qu'on observe à l'œil nu.

Une autre lame, taillée dans un quartzophyllade de teinte très foncée, montre sous le microscope la composition et la texture d'un quartzite schistoïde à grain très fin, bourré de fines aiguilles de tourmaline orientées suivant la schistosité générale.

Les quartzites formant la partie supérieure de l'assise sont à grain très fin, à structure grenue non orientée ; ils contiennent très peu de chlorite, en lamelles distribuées autour des grains de quartz et ne montrant non plus la moindre tendance à l'orientation. Une autre lame confirme les caractères essentiels de ces quartzites : texture non orientée et très faible importance du matériel micacé ; mais les quelques paillettes distribuées autour des grains de quartz sont constituées par de la muscovite. La faible importance du matériel micacé conditionne probablement l'absence de structure orientée.

Une lame taillée dans un quartzite tourmalinifère montre que la tourmaline, elle aussi, est dépourvue d'orientation. La longueur des aiguilles de tourmaline, plusieurs millimètres, contraste avec le grain très fin du quartzite. Ces aiguilles renferment une mosaïque de très petits grains de quartz.

En résumé, dans la vallée de la Kafubwe, l'horizon de phyllades à petits nodules est formé de muscovitoschistes et de chloritoschistes à grain fin, avec intercalation de nombreux bancs à chloritoïde en lamelles orientées suivant la foliation générale. Les roches riches en chloritoïde sont pauvres en mica résiduel et par conséquent riches en quartz. Les schistes sont accompagnés par des quartzites schistoïdes à tourmaline orientée et surmontés par des quartzites fortement tourmalinisés dépourvus de structure schistoïde. Les petits nodules, si bien visibles à l'œil nu, se sont rarement conservés en lame mince.

Nous avons pu déterminer qu'ils étaient formés de quartz finement cristallisé emballant un cristal de chloritoïde à formes allongées. Il est toutefois probable que d'autres nodules sont différemment constitués, mais que le minéral initial est remplacé par des produits d'altération friables, ne pouvant être conservés en lame mince. Sur un échantillon à nodules très altérés, nous avons effectué quelques examens sur la poudre obtenue en décortiquant des nodules. On n'observe qu'un fin feutrage muscovitique, sans quartz. Ces fins matériaux secondaires ne remplissent pas tout l'espace, mais laissent un vide autour d'un petit noyau occupant le centre du nodule.

Dans les roches de la coupe partant du signal C. S. K. M'Bwe vers le Nord, quatre lames ont été taillées. Les phyllites, à trame très fine, sont formées de quartz, chlorite et muscovite, l'un ou l'autre des deux derniers pouvant être le constituant prépondérant. Dans les roches où la chlorite prédomine, elle s'assemble en fines straticules alternant avec des straticules presque entièrement quartzieuses. Une lame a conservé de nombreux nodules de dimension uniforme, de l'ordre du millimètre. La matière phylliteuse enrobante prend des allures contournées autour de ces nodules. Le minéral initial est remplacé, dans la plupart des nodules, par un fin agrégat quartz-muscovite-chlorite ou par de la chlorite seule et alors en grosses paillettes. Quelques rares nodules ont leur constituant initial conservé, soit seulement au centre des nodules, soit entièrement. Il s'agit d'un grenat de couleur rose clair, presque incolore en lame mince. Sa transformation en chlorite est présente partout.

L'ilménite est un minéral accessoire commun et constant dans toutes les lames taillées dans des phyllites noduleuses.

Des lames ont été taillées et examinées dans des quartzites avec ou sans tourmaline. Les quartzites non tourmalinisés, comme dans la vallée Kafubwe, montrent

une texture finement grenue, non orientée, les grains de quartz étant séparés par des liserés de matière ferrugineuse ou par un peu de chlorite, sans aucune tendance à l'orientation. Un quartzite tourmalinisé a montré la disparition complète du minéral phylliteux, tandis que la tourmaline, abondante, allonge ses prismes d'une manière quelconque, sans la moindre tendance à l'orientation.

A M'Bwe, l'assise à petits nodules est donc formée par des phyllites quartz-muscovite-chlorite grenatifères, les grenats en petits cristaux globuleux de dimension uniforme donnant à ces phyllites l'aspect noduleux. La proportion quartz-phyllite est comme toujours fort variable d'un banc à l'autre. A certains niveaux, la chlorite prédomine et parfois existe seule ; à d'autres niveaux, c'est la muscovite qui est la plus abondante.

Les quartzites ne prennent aucune texture orientée. Un fait intéressant à noter est la tourmalinisation importante, qui intéresse aussi bien les phyllites que les quartzites ; dans les phyllites, le minéral néoformé est orienté, dans les quartzites il ne l'est pas. Au passage des filons de quartz les épontes sont très intensément tourmalinisées. Dans les bancs de phyllites grenatifères tourmalinisées, chlorite et séricite disparaissent entièrement, tandis que les grenats sont conservés.

Dans la vallée de la Kalumengongo, à un peu plus de 300 m en amont du confluent de la Lula, au flanc nord du synclinal, un phyllade vert finement noduleux montre sous le microscope la texture et la composition minéralogique d'un schiste à muscovite et chlorite. Les deux minéraux phylliteux sont très finement cristallisés et leurs lamelles sont accolées intimement ou même s'interpénètrent. Le quartz est en éléments allongés et orientés. Plusieurs petits nodules ont pu être conservés dans la lame mince. Ils sont formés soit par du quartz seul, cristallisé en grandes plages qui contrastent avec la fine cristallisation du quartz formant la trame de fond de la

roche, soit par du quartz associé avec de la chlorite, cette dernière également à cristallisation grossière.

Sur la route qui descend en lacets le versant sud abrupt de la Kalumengongo jusqu'au confluent de la Lula, la masse de schistes à petits nodules affleure d'une manière pratiquement continue sur environ 2 km de longueur. On se trouve en cet endroit dans la partie centrale de la structure synclinale de Lula, fortement écrasée. La roche à petits nodules typique, en lame mince sous le microscope, est un muscovitoschiste à texture très fine, à orientation des éléments brouillée. La matière phylliteuse formant trame de fond dessine des allures incurvées, contournant des nodules et des cristaux d'ilménite à formes allongées. Il n'y a aucune tendance à l'orientation et toute la masse de fond paraît avoir flué. La chlorite est abondante, en paillettes beaucoup plus grosses que la muscovite ; elle est de néo-formation et on a, en de nombreux points, l'évidence que cette chlorite s'est formée par recristallisation au dépens de la fine muscovite. Les nombreux nodules conservés dans la lame, de formes arrondies et de diamètre allant de 0,5-1 mm maximum, sont formés de chlorite occupant le centre, entourée d'un léger liseré de fine muscovite ou de quartz avec chlorite et ilménite. On observe quelques rares aiguilles de tourmaline comme élément accessoire, ce qui contraste avec l'intense tourmalinisation, au même niveau, plus à l'Est.

En résumé, l'assise D est formée par des phyllites et schistes quartz-muscovite-chlorite, contenant des intercalations de quartzites muscovitiques schistoïdes surmontés par des quartzites grenus. Toute la masse est bourrée de petits nodules presque sphériques constitués, suivant l'endroit, de quartz, de grenat, d'un agrégat quartz-chloritoïde ou quartz-muscovite-chlorite, par de la chlorite seule, les agrégats pouvant d'ailleurs ne représenter que les produits de transformation de deux minéraux premièrement formés : grenat et chloritoïde.

Le chloritoïde est répandu, car, en de nombreux endroits, il est un constituant normal de la trame de fond des phyllites. Il n'atteint jamais à la cristallisation grossière, si caractéristique, du niveau chloritoïdique de l'assise inférieure. Mais s'il ne forme pas de niveau spécial, il est en échange très répandu et caractérise en somme, dans la région, le degré de métamorphisme atteint.

Une intense tourmalinisation affecte la base de cette assise à l'est de la vallée de la Lula, tandis qu'il n'y a pratiquement pas de tourmalinisation à l'ouest de cette vallée, au même niveau. C'est aux variations de composition chimique originelle et à la répartition des voies de pénétration des éléments borés qu'il faut faire appel pour expliquer la répartition non seulement sélective, mais en somme assez capricieuse à un même niveau, de la tourmalinisation.

Assise E.

Par son élargissement à l'est du confluent Lula-Kalumengongo, la grande structure synclinale laisse apparaître, en son centre, des couches superposées aux phyllites à petits nodules, couches très bien exposées dans la vallée de la Kafubwe, sur un bon kilomètre en amont de son confluent avec la Kalumengongo et, dans la vallée principale de la Kalumengongo même, sur plus de 2 km en amont du confluent précité. Macroscopiquement il s'agit de schistes micacés foncés, mal feuilletés, avec quartzophyllades intercalés, toutes les surfaces de bancs étant recouvertes de cristaux en gros prismes de plusieurs centimètres de longueur, couchés suivant les plans de stratification. Nulle part, en affleurement, le minéral initial de ces cristaux n'a été conservé (andalousite ?). Il est partout remplacé par un fin agrégat de matières micacées. En plusieurs endroits, dans la vallée Kafubwe,

nous avons observé des passées de schiste à gros cristaux, dont le fond phylliteux enferme de nombreuses petites plaquettes de chloritoïde, parfaitement visibles à l'examen à la loupe.

Dix lames minces ont été taillées et examinées dans les roches de cette assise. Ce sont également des phyllites muscovitiques ou des schistes quartz-muscovite, quartz-chlorite, quartz-muscovite-chlorite, avec porphyroblastes de chlorite, de biotite, de chlorite provenant de la transformation de la biotite. La texture orientée est presque toujours parfaite et, souvent, atteint même le quartz. Les porphyroblastes, de néoformation, ne la respectent pas.

Dans une des lames, convenablement orientée, on observe des sections hexagonales remplies par un agrégat de grosses lamelles de chlorite avec du quartz.

Les quartzophyllades, de teinte verte, se montrent, sous le microscope, être des chloritoschistes zonés, avec fort peu de muscovite. Une autre lame, taillée dans un phyllade vert à porphyroblastes verts, montre une phyllite muscovitique à cristallisation très fine, enfermant de nombreuses grosses lamelles d'une biotite verte, en cours de transformation en chlorite.

Une lame taillée dans un échantillon provenant de la vallée Kalumengongo, à environ 1 km en amont du confluent Kafubwe, montre une phyllite muscovitique et du chloritoïde. La chlorite est en lamelles beaucoup plus grandes que celles de la phyllite muscovitique, lamelles qui sont soit orientées suivant la direction générale de foliation, soit de direction quelconque et faisant dans ce cas partie de zones de recristallisation. Le chloritoïde est en gros cristaux maclés, dont les extrémités sont souvent transformées en chlorite ou rongées par des lamelles de muscovite.

Au confluent Tonde-Kalumengongo, à 1500 m environ en aval du confluent Lula-Kalumengongo, affleurent

des schistes micacés très mal feuilletés, à structure fusiforme perpendiculairement au feuilletage, contenant de nombreux cristaux lamellaires de chloritoïde atteignant 5-10 mm. La surface des bancs, parfois tous les joints de stratification, sont en outre couverts de gros prismes de plusieurs centimètres de longueur. Sous le microscope, la trame de fond est encore constituée par une fine phyllite muscovitique enfermant de nombreux porphyroblastes. Certains d'entre eux sont des éléments de recristallisation, disposés d'une manière quelconque par rapport à la foliation et souvent perpendiculairement. Ils sont tous formés par de la chlorite. D'autres sont constitués par des lamelles de chloritoïde qui dévient les feuillets phylliteux et donnent à la roche sa structure fusiforme. Ce chloritoïde est parfois associé à des lamelles de muscovite et montre souvent la transformation en chlorite : des lamelles de chlorite rongent les cristaux de chloritoïde par les deux extrémités. La chlorite, elle-même, est associée à de la biotite : on observe de gros porphyroblastes de biotite englobant des résidus de chlorite. De nombreux porphyroblastes sont entièrement en biotite.

L'assise de phyllades à gros cristaux est donc formée par des schistes à muscovite, à chlorite ou à muscovite et chlorite, avec niveaux à chloritoïde ou à biotite. La biotite montre la transformation en pennine. Le chloritoïde se transforme en chlorite ou en muscovite. Les gros cristaux prismatiques, si abondants sur la surface des bancs, n'ont pas pu être déterminés. Leur minéral initial est remplacé par une fin agrégat quartz-chlorite. Dans toute cette assise, l'ilménite est un minéral accessible commun.

* * *

Suite à l'étude pétrographique, dont nous venons d'exposer les résultats, la composition du système des Kibara formant la grande structure synclinale de Lula peut être précisée comme suit :

- Assises A : muscovitoschistes, chloritoschistes, muscovite-chloritoschistes, intercalation de bancs à chloritoïde ou à biotite. Surface des bancs couverte, dans toute l'assise, de gros prismes couchés dans les plans de stratification env. 500 m
- D : phyllites et schistes quartz-muscovite-chlorite avec intercalations de quartzites muscovitiques schistoïdes et surmontés par des quartzites massifs. Toute la masse est bourrée de petits nodules formés, suivant l'endroit, de quartz, de grenat, de chloritoïde ou d'agregats quartz-chlorite, quartz-muscovite-chlorite, chlorite seule env. 200 m
- C : schistes quartz-muscovite-chlorite, allant de la phyllite pauvre en quartz au quartzite muscovitique. Assise très siliceuse, caractérisée par un feuilletage fin et régulier. Le chloritoïde est commun, mais se développe particulièrement dans un horizon peu épais auquel il donne un aspect macroscopique caractéristique env. 300 m
- B : phyllites muscovitiques pauvres en quartz, à feuilletage régulier, contenant de nombreux porphyroblastes de chlorite qui, par altération, donnent à la roche un aspect tacheté en affleurement. Chloritoïde souvent présent env. 300 m
- A : muscovitoschistes finement grenatifères avec, localement, des biotitochistes grenatifères et des talcschistes, le tout couronné par un horizon de quartzite à biotite.

Le schéma de développement du métamorphisme et de la formation des gisements stannifères proposé pour la région de Mitwaba convient également pour celle de Lula, mais certaines différences entre les deux régions sont sensibles. Le métamorphisme régional, à caractères dynamiques intenses, se range toujours dans l'épizone avec des phyllites et schistes muscovitiques comme roches caractéristiques. Mais tandis qu'à Mitwaba les phénomènes de contact sont fort limités et peu importants, ils sont assez accentués dans toute la région synclinale de

Lula. A Lula, toute la base du Kibarien observable, assise A, est formée de roches dont l'aspect macroscopique est celui du micaschiste, aspect strictement limité, à Mitwaba, au contact granitique. Il en est de même du développement des porphyroblastes, qui intéresse à l'Est toute la région étudiée, tandis qu'à l'Ouest il n'est également qu'un phénomène limité. Nous avons vu, ci-dessus, que le chloritoïde abonde dans les couches des assises B, C, D et E de Lula, tandis qu'à Mitwaba il ne s'est développé que dans un horizon privilégié. La tourmalinisation, cantonnée à Mitwaba aux environs immédiats du massif granitique et ne s'écartant pas à plus de 500 m de distance au-delà du front d'avancement de la granitisation, est plus développée à Lula, où elle intéresse jusqu'à l'assise la plus élevée connue. Toutefois sa distribution témoigne également de l'effet d'une certaine sélectivité : les muscovitoschistes A sont fortement tourmalinisés dans la région du camp de Lula. Les phyllites muscovitiques tachetées de l'assise B prennent la tourmalinisation en des endroits relativement limités. Dans la zone de contact B-C de la Moyenne-Lula existe un important filon stannifère, à gangue quartz-mica, dont les épontes ont subi une tourmalinisation importante ; toute l'assise C est tourmalinisée, dans la vallée Kafubwe ; les phyllites à petits nodules D sont entièrement tourmalinisées à l'est de la vallée de la Lula et pratiquement pas du tout à l'ouest de cette vallée ; la tourmaline est partout présente dans l'assise E, quoiqu'il n'y ait pas de zones tourmalinisées individualisées.

Pratiquement toutes les zones tourmalinisées contiennent des gisements stannifères primaires. Mais il n'existe pas de relation quantitative entre intensité de tourmalinisation et minéralisation stannifère ; si la présence de tourmaline préformée a facilité le dépôt ultérieur de la cassitérite, on comprend que les fluides borés peuvent ne pas avoir, dans tous les cas, contenu de

l'étain ou ne pas avoir été toujours suivis par des apports stannifères. Et, de fait, ce n'est pas du tout dans les régions intensément tourmalinisées de Lula que se trouvent les gisements stannifères les plus importants des monts Kibara.

Le développement beaucoup plus important, en surface, à Lula, du métamorphisme de contact et du métamorphisme additif, ne nous paraît pouvoir trouver une explication que dans l'existence d'un front de granitisation à faible profondeur sous la surface du sol, front reliant les deux affleurements des masses granitiques de Chombio et de la Kafubwe qui limitent, respectivement au Nord et au Sud, la grande structure synclinale de Lula.

* * *

D. RACCORD STRATIGRAPHIQUE ENTRE LA RÉGION DE MITWABA ET CELLE DE LULA

Précédemment (B. ADERCA, 1950, p. 12), le raccord stratigraphique entre les deux régions de Mitwaba et de Lula a été basé sur l'idée de l'existence d'un niveau caractéristique unique, à chloritoïde. Or, si en partant du Km 6 de la route Mitwaba-Manono, le niveau de phyllade à gros chloritoïde a pu être suivi en direction vers l'Ouest et trouvé continu sur plus de 10 km, par contre déjà à la centrale de M'Bale, à quelque 4 km à l'est de la route, deux couches à chloritoïde distinctes peuvent être observées.

Quant à la région de Lula, l'étude pétrographique à laquelle nous nous sommes livré montre que le chloritoïde, loin d'être cantonné à un seul niveau comme à Mitwaba, ou à deux niveaux privilégiés comme à M'Bale, constitue un élément caractéristique du degré de métamorphisme, répandu à peu près à tous les niveaux, avec des dimensions de cristallisation diverses.

Il était dès lors logique de vérifier si l'ancien raccord établi pouvait subsister. Or, tout récemment, une carte structurale de la région que nous étudions a été publiée, carte entièrement relevée sur des photographies aériennes, en dehors de toute connaissance géologique du terrain ⁽¹⁾. Sur cette carte si, au sud de la vallée de la Kalumengongo, les lignes représentées sont effectivement des lignes structurales donnant l'allure des couches kibariennes, au nord de cette vallée on y a reporté, sous le même figuré, des lignes sculpturales, représentant des abrupts d'un plateau formé par des couches subhorizontales. De plus, on peut lire (p. 160) la définition suivante : « La photogéologie est une méthode géologique dans laquelle la plupart des opérations sur le terrain sont remplacées par des observations sur des photographies ». (Il est toutefois vrai qu'à la page suivante, l'auteur du travail cité atténue ce que cette définition a d'absolu par la remarque que « les deux techniques — photographie et travail direct sur le terrain — n'ont guère de sens l'une sans l'autre »). D'un côté, la connaissance du terrain seule aurait pu permettre d'interpréter correctement les lignes visibles sur les photographies aériennes, se rapportant les unes à des couches très redressées, les autres à des couches subhorizontales ; d'un autre côté, l'auteur est certain que tout géologue sera d'accord avec lui quand il affirme que rien ne peut remplacer l'étude directe du terrain. L'étude des photographies aériennes ne peut constituer qu'un outil, très intéressant, entre les mains du géologue occupé à l'étude du terrain. Il lui apportera des précisions de tracés, la solution de problèmes particuliers, une vue d'ensemble sur la topographie et l'hydrographie, vue d'ensemble qui est effectivement plus facile à acquérir par l'examen des photographies.

(1) R. L. G. THONNARD, Utilisation de la photographie aérienne nadirale en géologie (*Bull. de la Soc. Belge de Géol., Pal., Hydr.*, t. LXIII, 1954, fascicule 2, pp. 159 et suiv.).

La carte structurale publiée nous a montré que la solution recherchée du problème de raccord entre Mitwaba et Lula est fournie par les photographies aériennes. Aussi avons-vous voulu les examiner en détail pour la région intéressée et cet examen a pu être effectué grâce à l'amabilité de M. DUBOIS, directeur, à Bruxelles, du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga.

Cet examen montre clairement des lignes structurales pratiquement continues, se développant en direction Ouest-Est à partir du Km 6 de la route Mitwaba-Manono sur le versant septentrional de la Kalumengongo, passant ensuite sur le versant méridional de la Kalumengongo, en aval du confluent M'Bale, à près d'un km au sud d'un niveau de phyllade à gros chloritoïde, qui a été suivi, dans la vallée même, sur 3 km de longueur. Le niveau de la vallée Kalumengongo, en aval du confluent M'Bale, est donc différent de celui de la route Mitwaba-Manono et le décrochement représenté sur un plan par les deux niveaux à chloritoïde repérés ne peut justifier l'hypothèse de l'existence d'une fracture dans la vallée du ravin M'Bale, près de la centrale hydro-électrique de la SERMIKAT.

À l'approche du massif de Chombio, les traits structuraux que nous suivons sur les photographies (et qui sont représentés en position exacte sur le *plan III*" annexé à la présente étude) s'incurvent vers le Sud, épousent la forme du massif granitique et couvrent, dans la vallée de la Longwa, la partie supérieure de l'assise C, puis, plus à l'Est, une région où nous avons observé un niveau de phyllite à gros chloritoïde, sur le versant nord de la Lula. Ce niveau correspond donc bien, stratigraphiquement, à celui du Km 6 de la route Mitwaba-Manono.

Les lignes structurales soulignant le bord méridional du synclinal de Lula s'incurvent vers le Sud, à l'est de la vallée Lula, épousant ainsi l'élargissement du synclinal, élargissement qui nous y est bien connu par les levés de

terrain. D'autres lignes structurales remarquables ressortent d'ailleurs des photographies aériennes. Elles soulignent le flanc nord du synclinal et son écrasement au sud du massif granitique de Chombio.

Le recours à l'interprétation des photographies aériennes confirme donc le fait que l'assise C de Lula, qui vient en contact avec le massif granitique de Chombio sur tout son bord ouest et sud, correspond stratigraphiquement à la partie supérieure des phyllades Ki 2a de Mitwaba et se trouve, dans l'échelle stratigraphique, 1.500 à 2.000 m plus élevée que les couches kibariennes qui viennent en contact avec le massif granitique de Kipata. Entre le massif de Kipata et celui de Chombio, distants de 10 km, on constate donc une montée granitique, une granitisation, d'au moins 1.500 m de couches appartenant à la base du système des Kibara.

* * *

E. CARACTÈRES ESSENTIELS DU MÉTAMORPHISME ET DU MÉTASOMATISME DANS LES POLYGONES STANNIFÈRES KIBARA

Ce qui frappe en tout premier lieu le visiteur géologue dans la zone axiale stannifère des Kibara, c'est l'importance extrême de la tourmalisation. L'étude pétrographique met en évidence un autre élément qui y joue un rôle de tout premier plan : le chloritoïde.

Le chloritoïde, $\text{Fe Al (OH)}_2 \text{ Si Al O}_3$, ne contient aucun élément exceptionnel, mais seulement ceux qui entrent dans la composition normale de toutes les roches silico-argileuses. Son développement dans les phénomènes métamorphiques ne peut être conditionné que par un environnement de température et pression et par un chimisme originel adéquats. Par contre, la tourmaline

noire, le schorl, peut contenir de 9 — 11,5 % de B_2O_3 et la question de l'origine des très grandes quantités de bore qui ont été nécessaires pour produire l'intense tourmalinisation kibarienne se pose à notre esprit.

Chloritoïde.

Le métamorphisme des roches étudiées est d'un degré relativement faible et correspond à l'épizone de GRUBEN-MANN. En effet, les minéraux hydroxylés de dynamométamorphisme (*Stress-Minerals*) chlorite et muscovite (séricite) sont caractéristiques de toute la région étudiée. Nous référant aux zones du métamorphisme régional adoptées par HARKER (*op. cit.*, p. 209 et suiv.), le métamorphisme de Mitwaba-Lula appartient aux deux zones du degré le plus inférieur, la zone à chlorite et la zone à biotite. En ce qui concerne le chloritoïde, souvent présent dans ces deux zones, HARKER l'indique comme un *Stress-Mineral* typique et considère qu'il se produit dans les roches qui, avec abondance d'alumine et suffisamment d'oxyde de fer sont relativement pauvres en magnésie, chaux et potasse. Il caractériserait également un degré de métamorphisme faible et se formerait par réaction du kaolin avec la magnétite.

Dans un mémoire récemment paru ⁽¹⁾, J. MICHOT décrit la naissance d'ottrélite dans les phyllades salmiens de Salm-Château (Belgique), par action hydrothermale en milieu statique et en dehors de l'action de tensions dirigées (*Stress*). Il s'agit de couronnes d'ottrélite de néoformation, autour de petits cristaux d'ottrélite originels, couronnes se formant dans des phyllades d'éponte de filons de quartz. A côté du chloritoïde d'action hydrothermale, J. MICHOT distingue ainsi celui originel résultant

⁽¹⁾ J. MICHOT, Genèse du chloritoïde en milieu statique (*Mémoires de la Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXVIII, 1954-1955, fascicule 1).

tant du métamorphisme régional. Après avoir exposé les critères par lesquels on peut établir la non-intervention des tensions dirigées, des exemples de formation des chloritoïdes en milieu statique, puisés dans la littérature géologique, sont donnés.

Dans la région de Lula, par son importance quantitative, par son ubiquisme, dont on trouve peu d'exemples dans la littérature, le chloritoïde appartient bien au métamorphisme régional.

Dans l'assise A, partie inférieure du Kibarien de Lula, évoluée à plus de profondeur et d'un degré de métamorphisme relativement plus élevé que celui des assises surincombantes, le chloritoïde paraît absent ; il n'y a pas été observé lors des courses sur le terrain et ne figure dans aucune des lames minces de cette assise qui ont été examinées.

Dans l'assise B, le chloritoïde est fréquent. Les microphotographies 13 et 14 montrent que le chloritoïde s'adapte parfaitement à la structure orientée et qu'il a bien l'apparence d'un minéral formé sous tension orientée. Ces microphotographies représentent une cornéenne de bordure du massif granitique de Chombio ; ce sont des porphyroblastes de chlorite qui se forment au dépens d'un chloritoïde préexistant et de métamorphisme régional à caractères dynamiques nets.

Dans l'assise C, le chloritoïde est très fréquent. Dans les schistes muscovitiques à chloritoïde qui ont été examinés, ce minéral est toujours aligné suivant la schistosité générale. Dans la microphotographie 15, par exemple, on voit bien que le chloritoïde est orienté. Comme il s'agit encore d'une roche prélevée en bordure méridionale immédiate du massif de Chombio, on y observe la transformation du chloritoïde en épidote par métamorphisme de contact. Ici encore le chloritoïde est préexistant et de métamorphisme dynamique. Sur la microphotographie 17, représentant une autre cornéenne

de contact, toute texture orientée est effacée ; mais le chloritoïde présent est englobé sous forme de reliques par les minéraux micacés de néoformation (principalement recristallisation de la muscovite) ; il est donc préexistant et appartient au métamorphisme régional.

Dans l'assise D, le chloritoïde, également très fréquent, est toujours orienté. Sur la microphotographie 24 on en voit de longues aiguilles disposées parallèlement à la direction générale de foliation. Il s'agit cette fois d'une roche à aspect macroscopique de quartzophyllade, provenant du bord sud du synclinal de Lula, dans la vallée de la Kafubwe. On n'observe que de rares lamelles de chloritoïde disposées obliquement par rapport au feuilletage ; elles font alors partie d'un nodule finement quartzeux dont elles occupent le centre (cette disposition est bien visible, pour une lamelle, sur la microphotographie).

Enfin, dans l'assise E, le chloritoïde fréquent, toujours en lamelles orientées, est également préexistant à la formation des porphyroblastes de biotite, muscovite ou chlorite, là où ces porphyroblastes existent (voir microphotographie 33).

Le chloritoïde à cristallisation relativement fine, moins d'un millimètre, en lamelles toujours orientées, si répandu dans toute la région de Lula, est bien un minéral de dynamométamorphisme, un *Stress-Mineral* typique, un minéral « ectinique » comme il est actuellement proposé de traduire l'expression anglaise (MICHOT, *op. cit.*, p. M 40, note infrapaginale).

Il faut toutefois en excepter le chloritoïde à cristallisation grossière, en lamelles visibles à l'œil nu, à contours souvent subcirculaires, dont le diamètre est de 3-4 mm et atteint parfois 1 cm, tel qu'il se présente dans l'horizon spécial à chloritoïde connu depuis la vallée de la Mukoka à l'Ouest, jusqu'à la vallée de la Lula à l'Est, soit sur une distance de quelque 20 km,

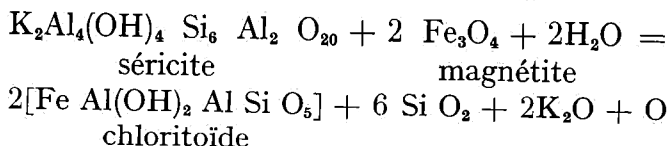
avec des caractères macroscopiques et microscopiques très uniformes. Les microphotographies 7 et 8 figurent une lame mince confectionnée sur un échantillon de roche du Km 6 de la route Mitwaba-Manono, tandis que les microphotographies 19 et 20 représentent un échantillon prélevé sur la pente septentrionale de la crête Kansanse, formant le partage des eaux Lula-Kalumengongo. Il y a 12 km, à vol d'oiseau, entre les deux affleurements. Des deux côtés, le chloritoïde se développe sans tenir compte de l'orientation des autres éléments constitutifs. La disposition en rosette de lamelles est fréquente. On ne peut plus admettre la formation sous pression orientée.

Ainsi, dans la région Mitwaba-Lula, nous rencontrons, comme à Salm-Château, deux types de chloritoïdes distincts : le chloritoïde orienté caractéristique du dynamométamorphisme et le chloritoïde non orienté, à cristallisation plus grossière et formé en milieu statique. Pour ce dernier, cantonné à un ou plusieurs niveaux bien déterminés, toujours loin des affleurements granitiques, une origine hydrothermale pourrait être envisagée, quoique nous n'ayons pas d'argument plus précis à apporter en faveur de cette hypothèse. Il s'agirait d'actions hydrothermales éloignées, favorisées par un chimisme originel particulièrement favorable.

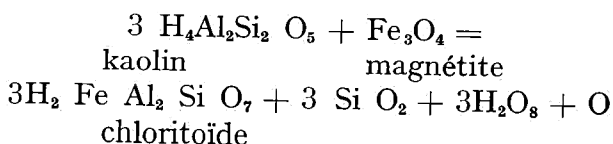
Dans toute la région Mitwaba-Lula, rien ne laisse supposer l'existence originelle de kaolin aux dépens duquel le chloritoïde aurait pu prendre naissance, suivant la réaction indiquée par HARKER. Le chloritoïde, tant celui de métamorphisme régional dynamique que celui non orienté, probablement hydrothermal, ont pris naissance aux dépens du matériel phyllitique formant la trame de fond de toutes les roches de la région. Cette manière de voir s'appuie sur l'existence de nombreuses fines paillettes de séricite résiduelle qu'englobe le chloritoïde et aussi sur l'observation constante de la diminution de

la proportion de muscovite avec l'augmentation de celle en chloritoïde : les bancs actuellement très riches en chloritoïde sont constitués par un quartzite dépourvu de matériaux phylliteux, qui ne restent représentés que par de fines inclusions séricitiques dans le chloritoïde.

La réaction de formation proposée par J. MICHOT



convient mieux aux observations faites à Kibara que celle avancée par HARKER :



Tourmaline.

Nous avons caractérisé ci-dessus la tourmalinisation par le vocable « métamorphisme additif ». Nous nous conformions ainsi aux idées communément admises d'après lesquelles la tourmalinisation, phénomène de métamorphisme pneumatolytique, introduit un élément étranger aux roches originelles, en l'occurrence le bore apporté par des émanations de nature gazeuse, provenant du massif granitique toujours présent dans une région à tourmalinisation.

Dans la région Mitwaba-Lula, la tourmalinisation existe à si grande échelle qu'il est impossible de ne pas se poser plus précisément la question de l'origine des énormes quantités de bore qui furent nécessaires.

Si l'on consulte les ouvrages récents de géochimie ⁽¹⁾,

⁽¹⁾ W. M. GOLDSCHMIDT, *Geochemistry* (Oxford, 1954) ; RANKAMA et SAHAMA, *Geochemistry* (The University of Chicago Press, 1949).

à l'article *bore*, on est de suite frappé par l'abondance relative du bore dans l'eau de mer et dans certains sédiments marins, contrastant avec la pauvreté générale en cet élément de toutes les roches ignées. D'après les tables publiées dans l'ouvrage de RANKAMA et SAHAMA, il n'y a que 0,9 — 3 gr/t de bore dans les granites, tandis qu'il y a 9 gr/t dans les calcaires et jusque 310 gr/t dans certains sédiments argileux marins, les sédiments argileux étant toujours beaucoup plus riches en bore que ceux calcaires. Les sols dérivés par altération des roches ignées ne contiennent qu'au maximum 3 gr/t de bore, tandis que dans ceux dérivés de sédiments marins on en a trouvé jusque 31 gr/t. Le grand réservoir de bore de la nature est l'eau de mer et les deux auteurs précités caractérisent cet élément de « thalassophile ». Il est dès lors logique de se demander, avec GOLDSCHMIDT, si là où le bore apparaît dans les zones marginales granitiques, on doit chercher l'origine du bore dans le magma igné ou plutôt dans les sédiments marins envahis par le granite. A la lumière des données numériques ci-dessus reprises, dans une région aussi intensément tourmalinisée que les Kibara, on accepte facilement l'idée émise par GOLDSCHMIDT : le granite n'intervient dans la tourmalinisation que par une action thermique qui « mobilise » le bore des schistes en cours de transformation et lui permet d'entrer en réaction avec les constituants silico-alumineux présents, pour produire de la tourmaline. L'action thermique mobilisant le bore peut aussi bien être due au métamorphisme régional qu'au métamorphisme de contact, au front d'avancement de la granitisation. A Mitwaba, la tourmalinisation prend, en bien des régions (assise Ki 1c surtout), un aspect régional.

Le concept de minéral pneumatolytique pour la tourmaline est lui-même à reviser. Dans ce concept, la tourmaline se formerait à l'intervention d'agents gazeux à caractère fortement acide, provenant d'une véritable

distillation des magmas. F. GORDON-SMITH ⁽¹⁾, auteur d'une remarquable série d'expériences tendant à la synthèse de nombreux minéraux et, entre autres, de la tourmaline, sur base des résultats expérimentaux, conclut que la tourmaline ne peut pas se former en présence de solutions fortement acides. La synthèse de la tourmaline n'a pu être réalisée qu'en solutions aqueuses de faible alcalinité et de concentrations basses à élevées, ce minéral étant instable en solutions fortement acides ou fortement alcalines. Cet auteur conclut ensuite que comme la tourmaline accompagne la cassitérite dans bien des gisements d'étain, cela réduit fortement le nombre d'occurrences de l'étain qui ont pu être formées par pneumatolyse acide. Dans un travail subséquent ⁽²⁾, ce même auteur, après avoir constaté que le terme « pneumatolyse » a été beaucoup moins employé dans les deux dernières décades, décrit l'application de la méthode des inclusions liquides pour la détermination des températures de formation des gisements minéraux, aux dépôts stannifères des Cornouailles et conclut que ces dépôts sont de formation hydrothermale. Il finit par se poser la question s'il existe des gisements pneumatolytiques.

En conclusion, nous admettrons que l'intense tourmalinisation constatée aux Kibara s'est effectuée à l'intervention du bore contenu dans les sédiments eux-mêmes, bore mis en mouvement par l'augmentation de température due à l'avancement du front de granitisation et qui, expulsé des roches granitisées, se fixe par métasomatisme dans les zones où la température régnante est celle convenable à la formation de la tourmaline. Dans tout le tableau d'évolution géologique des Kibara, la granitisation joue le rôle principal.

⁽¹⁾ F. GORDON-SMITH, Transport and Deposition of the Non-Sulphide Vein Minerals IV Tourmaline (*Economic Geology*, Vol. 44, n° 3, 1949, pp. 186-192).

⁽²⁾ F. GORDON-SMITH, Laboratory Testing of « Pneumatolytic » Deposits (*Economic Geology*, Vol. 44, n° 7, 1949, pp. 624 et 625).

F. LA TECTONIQUE

Dans ses grandes lignes, la tectonique du système des Kibara, dans les deux polygones miniers SERMIKAT, paraît très simple : elle est axée sur des noyaux granitiques occupant la partie centrale des grandes structures anticlinales dans lesquelles les diverses formations s'étagent, en allure paraissant concordante, sur les pentes des massifs granitiques. Nous avons montré dans une publication antérieure que cette vue syncinématique ne correspond toutefois qu'en certains endroits à la réalité de détail. Quand on examine de près la structure kibarienne, on constate que la tectonique est complexe et variée d'un endroit à l'autre.

Dans la région de Mitwaba, le massif granitique de Kipata souligne un axe anticlinal principal s'allongeant en direction E.-O. Les deux flancs de cet anticlinal principal sont compliqués par des ondulations secondaires, tant longitudinales que transversales. Dans les ondulations anticlinales secondaires et dans les zones de surélévation de l'axe anticlinal principal, apparaissent des boutonnières anticlinales fermées, à noyau granitique. Sur ces noyaux granitiques, à schistosité très bien développée sur leur périphérie, reposent en concordance soit les phyllites Ki 1a, soit les schistes Ki 1b ou les quartzophyllades Ki 1c, ces derniers toujours fortement tourmalinisés.

La structure syncinématique parfaite est observable au bord nord du massif granitique de Kipata (*pl. I* et coupe *fig. 1*) Ainsi que nous l'avons écrit ci-avant, l'horizon quartzitique Ki 1d y souligne les allures et a été d'un grand secours pour le levé de la carte géologique. La concordance entre la schistosité du granite sur le bord des massifs et la stratification des schistes surincombants est souvent parfaite, même dans le détail.

Le versant méridional de l'anticlinal principal de Kipata est, lui, d'une allure différente et très compliquée. Il est caractérisé par une structure en écailles superposées, les superpositions s'effectuant suivant des failles cisaillantes à faible pente sud, produisant sur le terrain des répétitions caractéristiques. La *planche II* donne un exemple de cette structure ; elle représente le levé géologique de la région du confluent des rivières Musundu-Mitwaba, au sud et au sud-ouest de la pointe granitique de Kipata (se reporter également à l'esquisse géologique d'ensemble, *pl. III'*). Les failles cisaillantes longitudinales recoupent et reportent du Sud vers le Nord, sans distinction, granite schistoïde et schistes surincombants. Elles sont à certains endroits nombreuses et serrées. Pour comprendre mécaniquement l'écrasement de cette région il faut ne pas perdre de vue qu'elle est située entre deux massifs granitiques : le massif de Kipata au Nord et un autre massif, celui de l'amont Mitwaba, au Sud. La coupe de la rivière Musumdu (*pl. II* et *fig. 2*) fournit un bon exemple de cette structure imbriquée par une fracturation longitudinale. Il en est de même du versant droit de la Mitwaba, en sa partie moyenne, où l'on peut relever une coupe pratiquement continue, sur près d'un kilomètre de longueur. Il y a dans cette coupe deux failles de chevauchement principales.

A cette fracturation cisaillante du versant sud de l'anticlinal de Kipata, dont la direction voisine de E.-O. est celle de la direction générale du plissement, s'ajoute une intense fracturation transversale, par failles à très fortes pentes, de direction voisine de celle N.-S. Le réseau de failles transversales a pu être particulièrement bien mis en évidence dans la région de Musundu, parce que de grandes surfaces du sol y ont été décapées du manteau éluvial par l'exploitation, laissant à nu le substrat rocheux. Plusieurs exploitations filoniennes y ont contribué. Il faut également ne pas perdre de vue que si les

fractures peuvent être facilement mises en évidence dans l'enveloppe kibarienne, il n'en est pas du tout de même dans la masse granitique ; c'est ce qui explique le fait que, sur la *pl. II*, le granite ne paraît pas affecté par la fracturation transversale.

En réalité, elle intéresse toute la région des monts Kibara et découpe aussi bien les masses granitiques que les schistes kibariens. Dans la vallée de la Musundu, plusieurs fractures transversales importantes ont pu être cartographiées. Elles se marquent très nettement sur le terrain par des contacts anormaux et les travaux d'exploitation ont permis l'observation directe de plusieurs points de passage.

Les fractures transversales déplacent les failles cisailantes et leur sont donc postérieures. Mais, aussi bien pour les premières que pour les secondes, nous avons observé des remplissages de matières aplitiques, avec épontes fortement tourmalinisées. Les fractures transversales que nous décrivons ici sont donc d'âge kibarien et se sont formées avant l'achèvement du cycle de granitisation et métasomatisme.

Les fractures transversales ont des rejets d'importance très variable ; la direction du déplacement a toujours une composante horizontale prépondérante, à laquelle se superpose une composante verticale d'importance variable. La rivière Mitwaba en sa partie aval et son affluent, la Kamusenge, vallées orientées N.-S., sont surimposées à de grandes zones de fracturation transversale.

Dans l'aval Mitwaba, coin N.-E. du carré noté 604 sur les cartes d'exploitation, le passage d'une zone de fracturation complexe, de direction générale N.-S., a été observé lors du dégagement du fond de vallée par l'exploitation alluvionnaire. Sur toute la largeur du lit majeur (50 m environ), des schistes Ki 1b se sont montrés hachés par un réseau serré de cassures à forte pente, les

unes transversales, les autres longitudinales par rapport à la direction des bancs. Les cassures orientées N.-S. ont des pendages de 80° tantôt est, tantôt ouest ; les longitudinales sont orientées à 110° , avec 70° de pente alternant au N. et au S. Les blocs découpés par ce réseau de cassures ont joué les uns par rapport aux autres comme des coins déboîtés. Les cassures transversales principales, qui étaient distantes d'une dizaine de mètres, avaient les parois écartées de 0,50 m, avec remplissage d'aplite finement grenue englobant des débris phyllaudeux arrachés à des épontes intensément tourmalinisées. Entre les cassures principales se disposaient de nombreuses et fines fissures, les unes fermées, les autres ouvertes et contenant le même remplissage que les fractures principales. L'épaisseur de tourmalinisation des épontes se montrait en relation étroite et proportionnelle à l'importance de la fissure elle-même : plusieurs centimètres pour les grandes cassures ouvertes, à remplissage aplitique ; 1-2 mm à peine pour de fines fissures fermées, sans remplissage.

Dans la rivière Kamusenge (*pl. I*), l'exploitation alluvionnaire a permis de suivre, sur plusieurs centaines de mètres de longueur, une autre fracture transversale importante, découpant en cet endroit un petit massif granitique. Les bords de la fracture étaient écartés de près de 1 m et le vide ainsi créé rempli par une brèche à éléments arrachés aux parois et à ciment formé de matières aplitiques kaolinisées.

A côté de ces grandes zones de fracturation transversale, nous devons signaler, à l'autre bout de l'échelle d'importance, les nombreuses cassures transversales fermées, avec rejet de quelques dizaines de centimètres, rencontrées un peu partout dans les exploitations filoniennes et souvent si gênantes pour l'exploitant. Au grand filon noté 106. T. 20, lentille de quartz de 100 m de longueur et d'une puissance moyenne de l'ordre de 4 m,

une cassure transversale fortement inclinée décrochait horizontalement le filon d'environ 50 cm, régulièrement, proprement, sans le moindre remplissage bréchié, malgré l'importance de la masse quartzeuse déplacée comme s'il s'était agi d'un coup de couteau net.

En dehors des fractures longitudinales cisaillantes, à faible pente sud, et des fractures transversales à très forte pente, un autre champ de fractures existe autour du massif granitique de Kipata : celui dans lequel se sont logés les réseaux principaux de filons stannifères. Ce champ intéresse également le granite et son enveloppe kibarienne ; il est constitué par des fractures à allures longitudinales parfois très compliquées, mais toujours grossièrement parallèles au contact granitique proche. Ces fractures sont disposées en éventail autour du massif granitique : en bordure nord du massif, elles ont un pendage fort au Sud, de 60° à 90° ; en bordure sud du massif de Kipata, elles ont un pendage au Nord, avec pentes un peu plus faibles, variant entre 40° et 70° . Cette disposition incite à mettre la formation de ce champ de fractures filoniennes, qui est fort touffu, en relation avec la formation du granite lui-même, de son retrait lors de la consolidation, de mouvements tectoniques éventuels après consolidation. Mais quoi qu'il en soit, aussi bien les failles cisaillantes que les failles transversales découpent et rejettent les fractures filoniennes. Les champs de fracture filoniens sont donc les plus anciens, les failles cisaillantes suivent, la fracturation transversale est la plus récente.

Ces diverses fractures appartenant toutes à l'orogénie kibarienne ont joué, après leur formation, fort probablement à plusieurs reprises : dans beaucoup de filons, on observe une structure bréchiforme du remplissage ; les cristaux de cassitérite sont presque toujours brisés et recimentés par du quartz ; nous avons observé des masses de cassitérite complètement écrasées, puis

recimentées ; les structures zonaires du remplissage filonien, indiquant des réouvertures des fractures, sont fréquentes.

Dans la région de Mitwaba, une autre zone qui a pu être étudiée en détail est celle de la colline de Lupopo (*pl. III et fig. 3*) où le décapage par l'exploitation éluvionnaire a mis à jour le contact granite-kibarien. La nécessité, pour l'exploitant, de bien nettoyer les anfractuosités du *Bed-Rock* éluvionnaire y fait bénéficier actuellement d'une grande surface rocheuse où la structure géologique peut se déchiffrer pour ainsi dire à livre ouvert. On y observe le Ki 1, intensément plissé, écrasé, de direction générale E.-O. Contre le massif granitique principal, les plis sont nombreux et serrés, à tel point qu'il n'y est pas partout possible de dégager une allure d'ensemble.

La succession stratigraphique comporte, de bas en haut, des phyllites très sériciteuses (aspect macroscopique de micaschistes), des phyllites à taches, des quartzophyllades tourmalinisées passant vers le haut au quartzite (Ki 1c-Ki 1d) et des phyllites foncées (Ki 2a). En parcourant la plage dans le sens S.-N., la répétition du niveau à taches, si caractéristique, révèle l'existence de fractures de chevauchement importantes. L'accident principal est souligné par une zone de bréchiation atteignant par places plusieurs mètres de puissance, avec apport de matières aplitiques servant de ciment. On observe en outre, sur toute l'étendue dégagée, de petites cassures recoupant les phyllites en sifflet (direction des couches 95° , des fissures 110°) et logeant de fines lentilles de matières aplitiques tourmalinisées, de quelques centimètres à 10 cm d'épaisseur maxima.

Tout comme dans la vallée de la Musundu, la colline Lupopo est également hachée par une fracturation transversale avec décrochement, d'importance variable, des bancs recoupés. Ces fractures transversales logent

souvent des lentilles de quartz avec tourmalinisation, sur faible épaisseur, des parois : pour une lentille de quartz de 30 cm puissance, la tourmalinisation n'atteint les épontes que sur 2 — 3 cm de profondeur.

L'existence de dykes aplitiques épais, l'importance de l'injection aplitique dans toutes les fissures, jusqu'à la moindre, laisse supposer que la coupole granitique se prolonge à faible profondeur sous le versant septentrional de la colline de Lupopo et que le petit massif granitique réapparaissant au nord des limites de la masse principale n'en est qu'un lambeau arraché et remonté le long d'une faille de chevauchement, faille visible d'ailleurs sur le terrain (*fig. 3*).

Dans la région de Lula, la structure tectonique est relativement plus simple que celle existant autour de la pointe de Kipata. Les différentes assises kibariennes décrivent, au sud du massif de Chombio, une grande structure synclinale à nombreux plis secondaires. Le flanc nord de cette structure est adossé au massif granitique de Chombio. Il est étroit, les assises inférieures de Lula y manquent et ce sont les phyllites tachetées ou les phyllites très siliceuses, assises B et C, qui viennent en contact avec le massif granitique (*pl. III'*, coupe *fig. 4*). Le flanc sud est mieux développé. Sa partie centrale est occupée par un long sillon longitudinal marqué par les rivières Kunkululu-Lula-Kasesa-Kansowe. Ce long alignement de ravins est surimposé à une zone de creusement facile, correspondant à une importante fracturation longitudinale. Il est souligné par de très grands filons de quartz.

Le flanc sud du synclinal de Lula se développe largement sur le plateau d'où descendent tous les affluents du sillon longitudinal Kunkululu-Kansowe ; il est compliqué par des plis secondaires en forme de chaises descendant au Nord. Dans la partie axiale de ces plis secondaires existe une plicaturation serrée à ailes des plis

parallèles, à schistosité fortement oblique par rapport à la stratification.

La partie centrale de la structure synclinale peut être étudiée par les tranchées de deux routes d'exploitation fort pittoresques : l'une descendant par de nombreux lacets du camp de Lula au confluent Lula-Kalumengongo (250 m de dénivellation), l'autre située 4 km plus à l'Ouest et conduisant du plateau au confluent Disa-Kalumengongo. Dans toute la région située au sud du massif granitique de Chombio, la partie centrale du synclinal de Lula est écrasée. On y observe une micropllication, très bien développée, des phyllites et des schistes.

A l'ouest de la vallée de la Disa, le grand synclinal de Lula s'ouvre. Son flanc sud s'incurve vers le Nord pour former, plus à l'Ouest, le flanc nord de l'anticlinal principal de Kipata. Son flanc nord s'incurve très fortement et contourne, avec une direction N.-S., le massif granitique de Chombio. A l'est de la vallée de la Lula, le synclinal s'ouvre également, s'ennoie fortement dans cette direction et laisse apparaître en son centre les couches kibariennes les plus récentes de la région. Mais si on suit en direction, à quelque 4 km à l'est de la vallée de la Lula, on atteint la bordure d'un autre grand massif granitique, celui de la Luende, qui recoupe transversalement le kibarien et contre lequel vient buter et se terminer le synclinal de Lula. Ces relations tectoniques, révélées par le levé du terrain, se voient avec clarté sur les photographies aériennes, qui permettent en outre d'en acquérir une vue d'ensemble particulièrement nette.

L'auteur adresse ses plus vifs remerciements à M. Victor BRIEN, président du Conseil d'Administration de la SERMIKAT et à M. Georges RASKIN, administrateur-délégué, sous les ordres desquels il a eu l'honneur d'œuvrer de nombreuses années durant ; ils ont permis

la publication du présent travail et y ont aidé matériellement. Il leur en reste profondément reconnaissant.

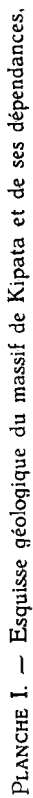
Le Professeur P. FOURMARIER a toujours suivi ses travaux, l'a encouragé, aidé ; l'auteur lui doit ses plus sincères remerciements.

Le travail matériel a été effectué au Laboratoire de Géologie appliquée de l'Université libre de Bruxelles, dirigé par le Professeur Y. DE MAGNÉE. L'auteur l'en remercie tout comme pour son amitié constante ; aucune discussion qu'il a pu avoir avec le Professeur DE MAGNÉE ne s'est révélée dépourvue de profit.

Bruxelles, le 2 mai 1955.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
A. Résumé et conclusions	3
B. Région de Mitwaba	8
C. Région de Lula	30
D. Raccord stratigraphique entre la région de Mitwaba et celle de Lula	57
E. Caractères essentiels du métamorphisme et du métasomatisme dans les polygones stannifères Kibara	60
F. La tectonique	68
Planches et Microphotographies	<i>in fine</i>



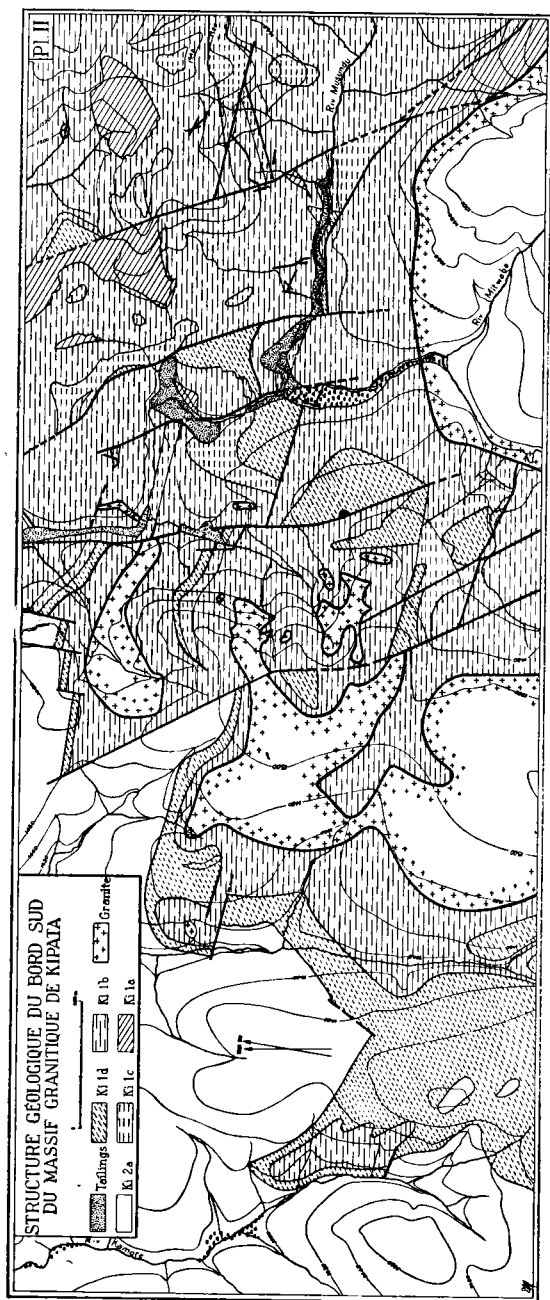
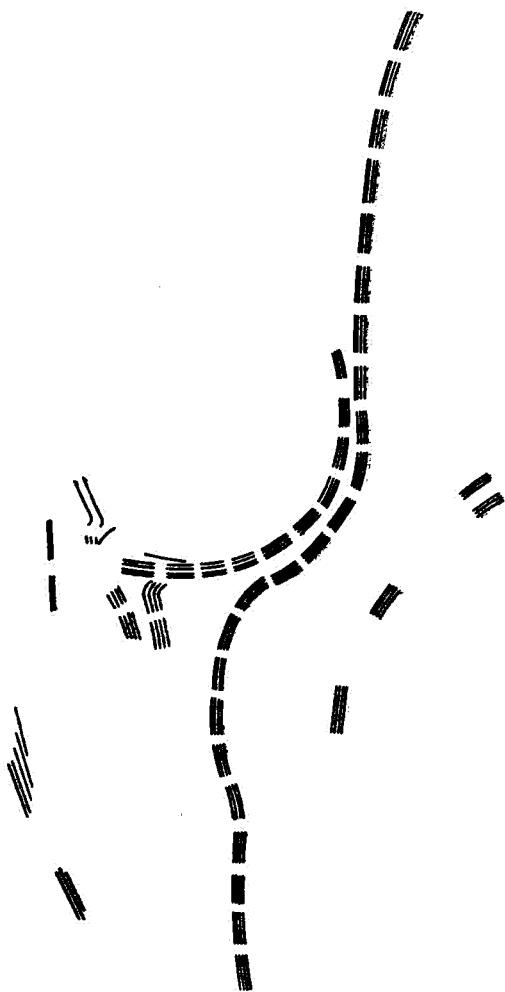



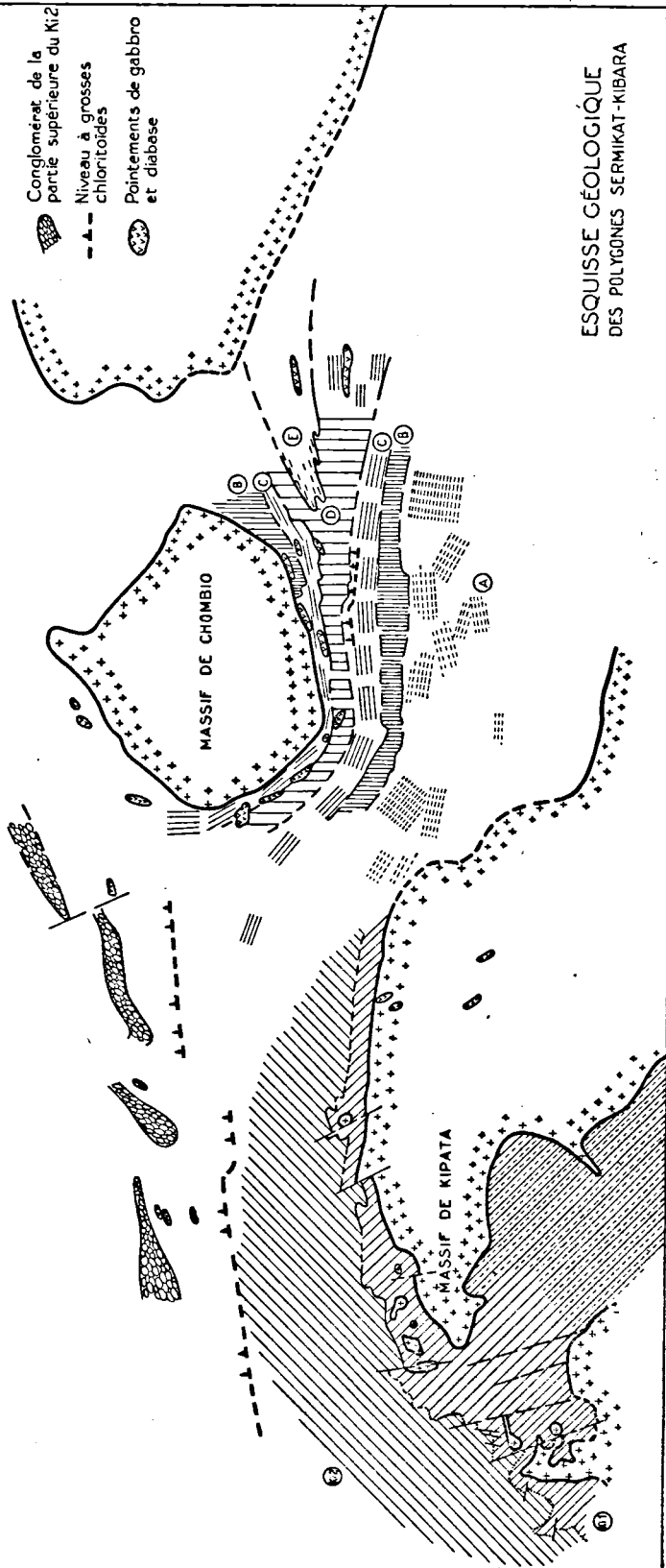


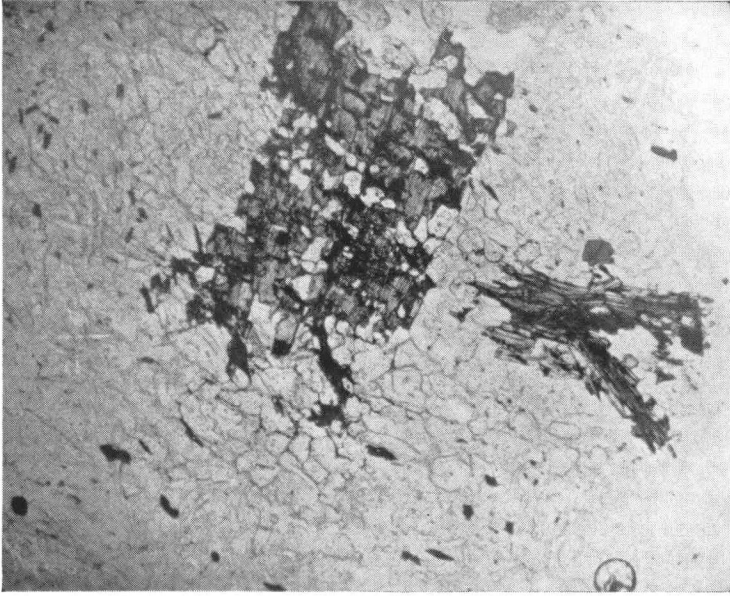
PLANCHE II. — Structure géologique du bord sud du massif granitique de Kipata.



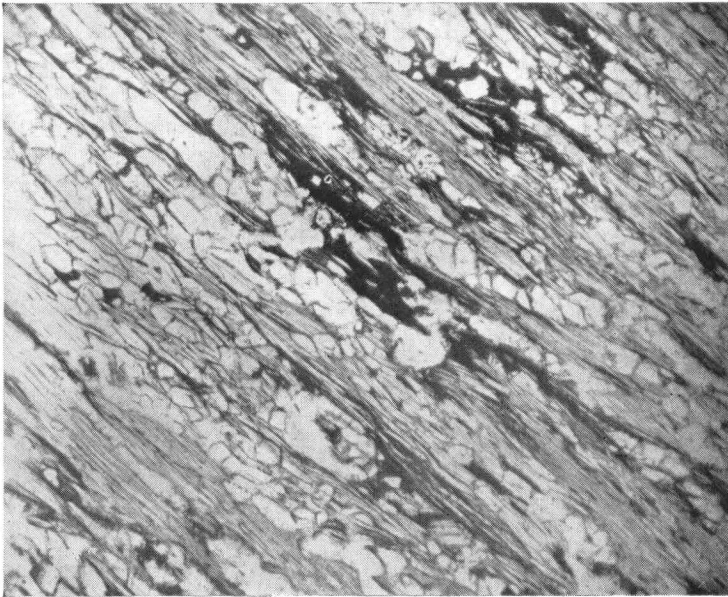
-  Conglomerat de la partie supérieure du Ki2
-  Niveau à grosses chloritoïdes
-  Pointements de gabbro et diabase



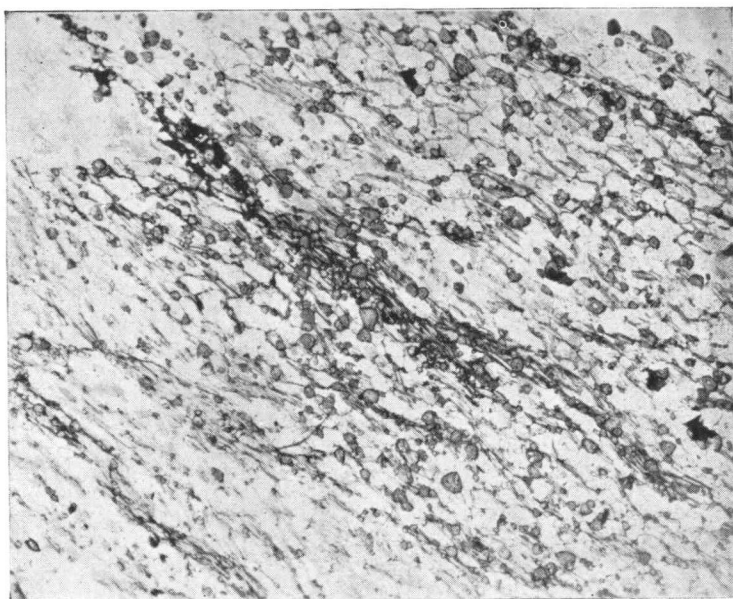
ESQUISSE GÉOLOGIQUE
DES POLYGONES SERMIKAT-KIBARA



Microphotographie 1 Ki 1a
Schiste quartz-muscovite à porphyroblastes de chlorite
Lumière naturelle blanche × 22



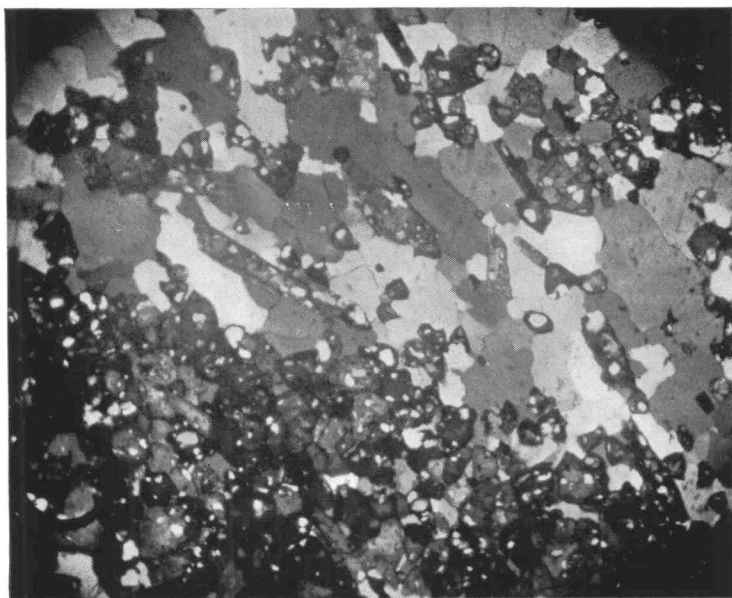
Microphotographie 2 Ki 1b
Phyllite muscovite-quartz à texture orientée parfaite
Lumière naturelle blanche × 22



Microphotographie 3 Ki 1b

Phyllite muscovitique tourmalinisée; accumulation de la tourmaline suivant les surfaces de schistosité riches en matériaux phyllitiques, aux dépens desquelles s'est effectuée la métasomatose.

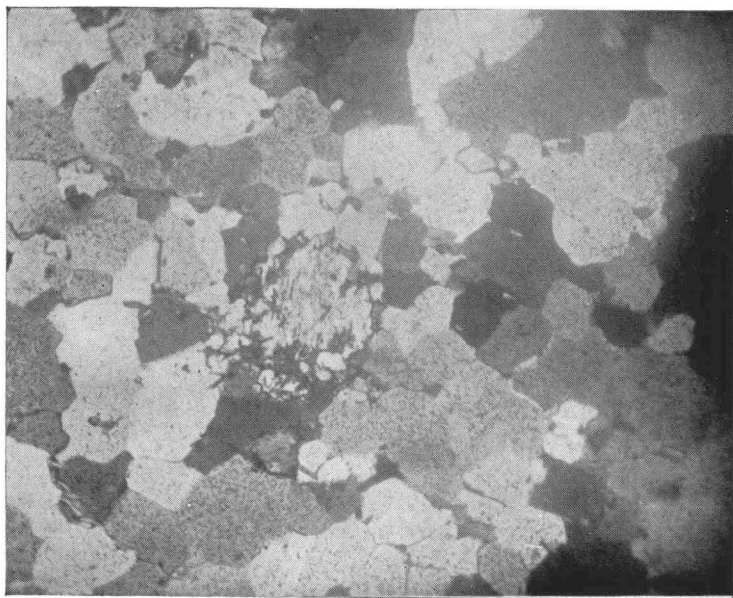
Lumière naturelle blanche × 22



Microphotographie 4 Ki 1c

Quartzophyllade entièrement tourmalinisé. Lampe perpendiculaire au zonage. Tout le matériau des straticules phylliteuses est transformé en tourmaline.

Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés × 22

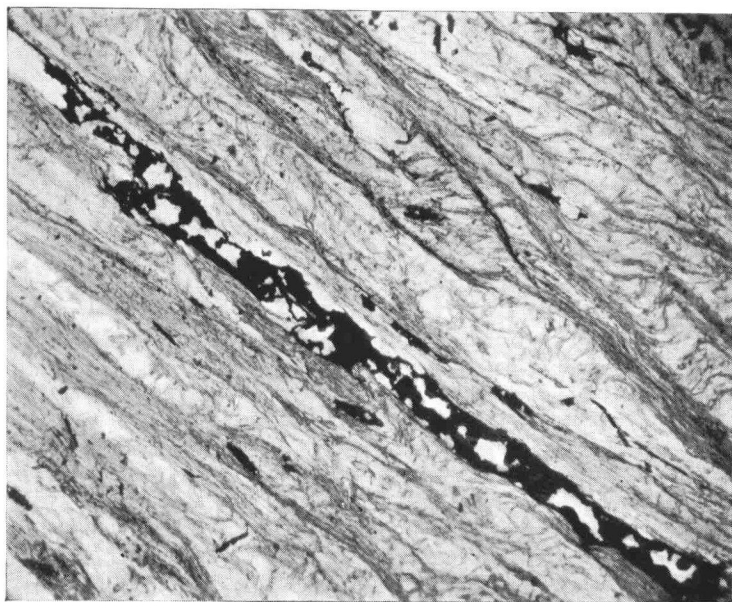


Microphotographie 5

Ki 1d

Quartzite à éléments polyédriques. Au centre, un grain de plagioclase finement maclé.

Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés $\times 40$

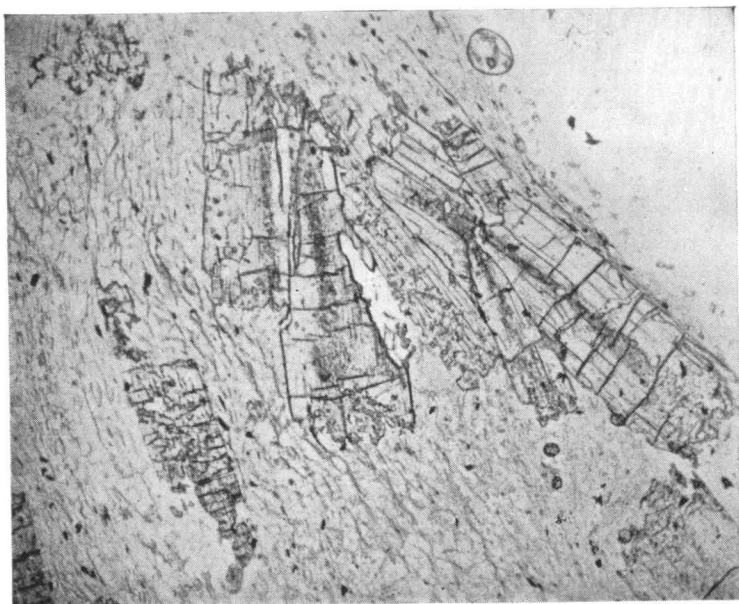


Microphotographie 6

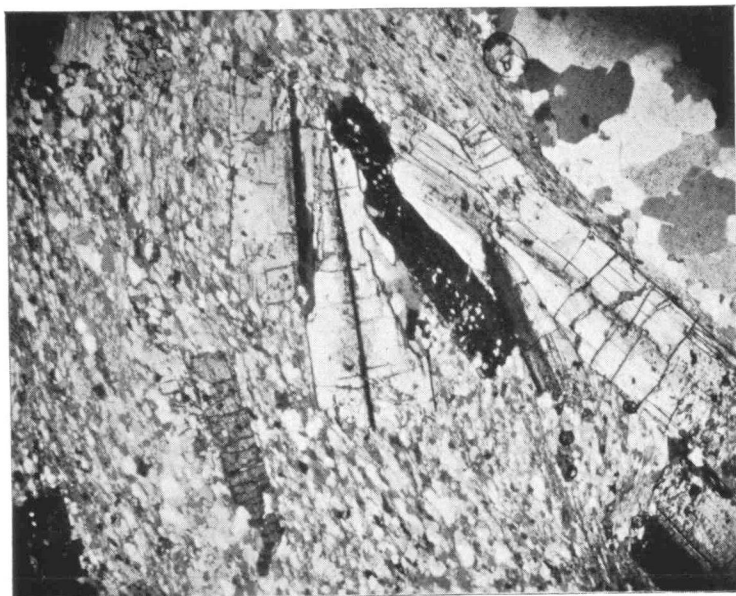
Ki 2a

Phyllite muscovitique ; les feuillet phylliteux sont à structure cryptocristalline. Traversant la photo diagonalement : pyrite finement cristallisée étalée sur un joint de schistosité.

Lumière naturelle blanche $\times 22$



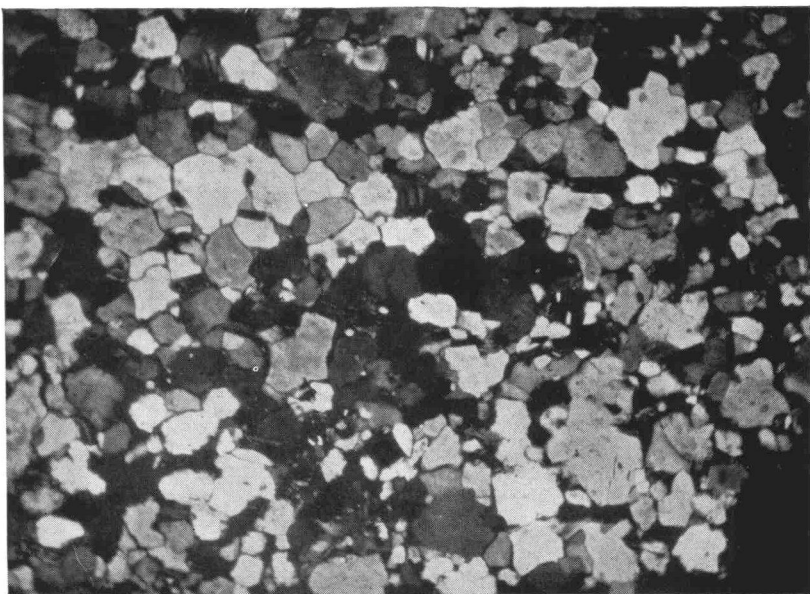
Microphotographie 7 Ki 2a
Phyllite à gros chloritoïde du Km 6 de la route Mitwaba-Manono.
Lamelles à orientation quelconque. Structure en sablier.
Lumière naturelle blanche × 22



Microphotographie 8 Ki 2a
Même plage que ci-dessus. Structure maclée du chloritoïde.
Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés × 22



Microphotographie 9 lame E 26 / affl. 59
Schiste quartz-muscovite-chlorite grenatifère ; nodule formé par
un petit cristal de grenat, emballé dans de la chlorite.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



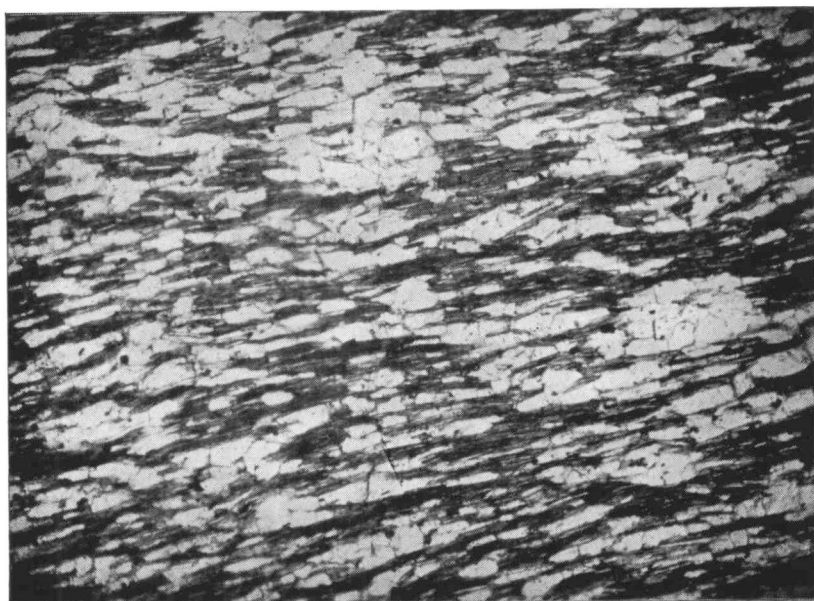
Microphotographie 10 lame E 26 bis / affl. 59
Quartzite fin à éléments polyédriques. L'élément micacé,
biotite pour cette roche, est rare.
Lumière polarisée blanche, entre nicols croisés $\times 40$



Microphotographie 11 lame E 54 / affl. 203

Phyllite entièrement muscovitique. Structure cryptocristalline.
Dans le coin nord-ouest, zone de recristallisation avec muscovite
partiellement transformée en chlorite (pennine) ; les grandes
lamelles claires sont en muscovite, les parties foncées en chlorite.

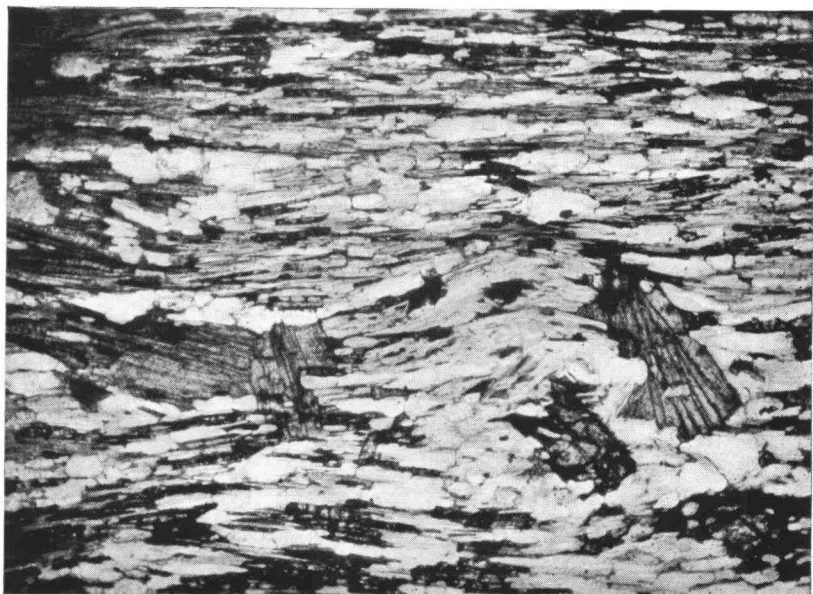
Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés $\times 22$



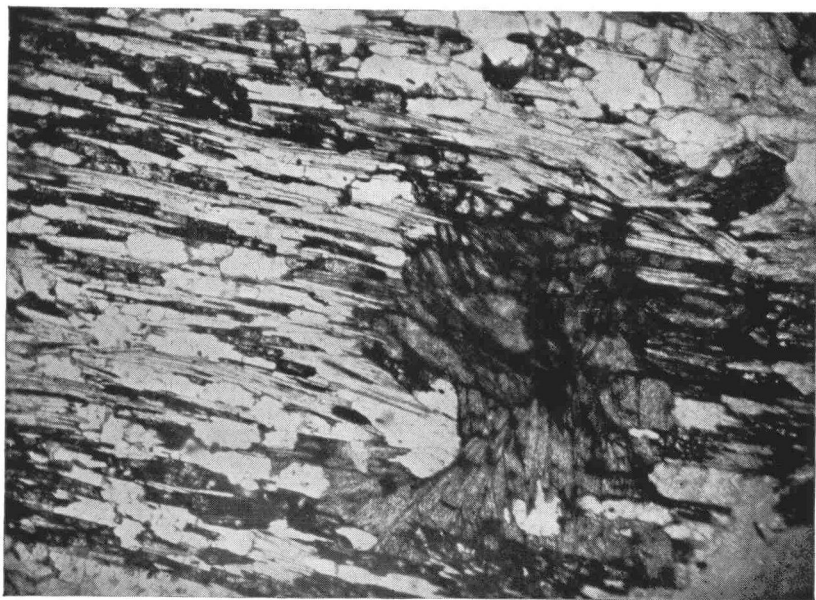
Microphotographie 12 lame E 36 / affl. 118

Schiste quartz-muscovite-chlorite, roche normale de l'assise.

Lumière naturelle blanche $\times 22$



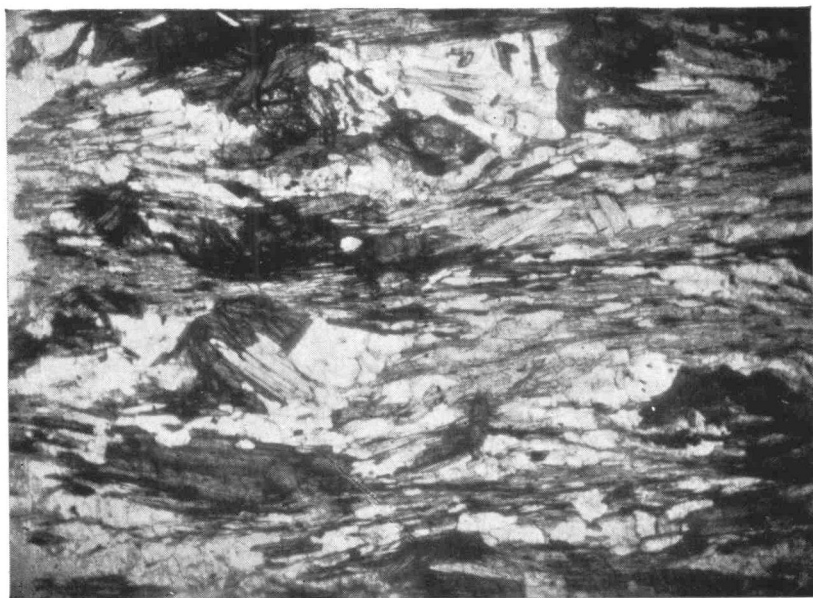
Microphotographie 13 lame E 30
Schiste quartz-muscovite-chloritoïde à porphyroblastes
de chlorite (pennine).
Lumière naturelle blanche × 22



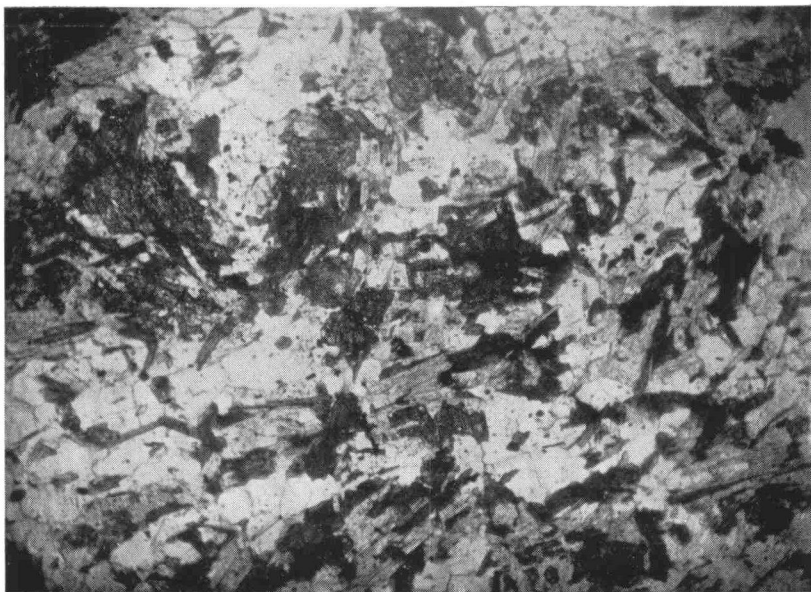
Microphotographie 14
Même lame que ci-dessus à plus fort grossissement. Chloritoïde
abondant, en petites lamelles orientées, porphyroblaste de
chlorite (pennine) dans lequel se fondent muscovite et
chloritoïde.
Lumière naturelle blanche × 40



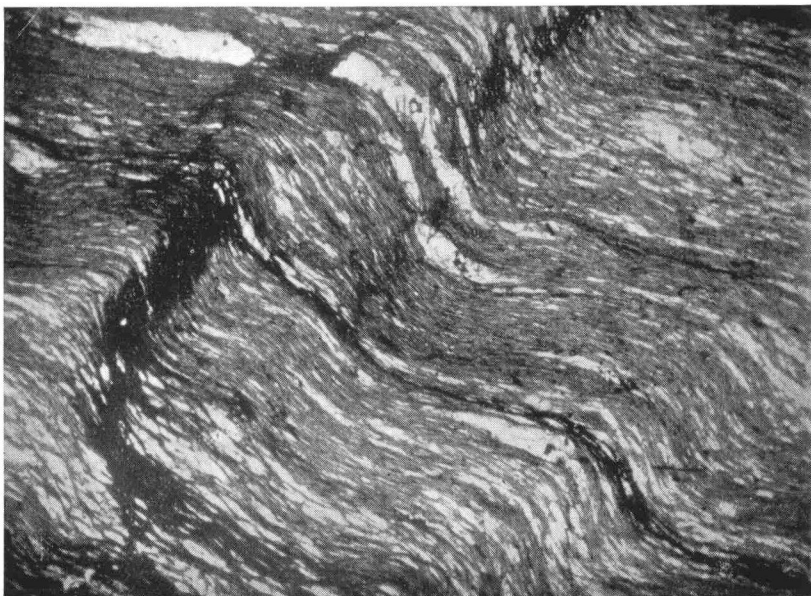
Microphotographie 15 lame E 44 / affl. 124
 Cornéenne quartz-chloritoïde-épidote; le chloritoïde fond en
 grandes plages d'épidote. Cette roche est située à 30 m des
 bords du massif granitique de Chombio.
 Lumière naturelle blanche × 40



Microphotographie 16 lame E 45 / affl. 132
 Phyllite muscovite-chlorite-quartz. Grands feuillets de
 chlorite assimilant la chlorite primitive et en englobant de
 fines lamelles. On est à 40 m des bords du massif de Chombio.
 Lumière naturelle blanche × 22



Microphotographie 17 lame E 46 / affl. 133
 Cornéenne muscovite-chlorite-chloritoïde-quartz. Tous les
 éléments à l'exception du chloritoïde-relique sont recrystallisés et
 la structure orientée est effacée. A 25 m des bords du massif
 granitique de Chombio.
 Lumière naturelle blanche × 22



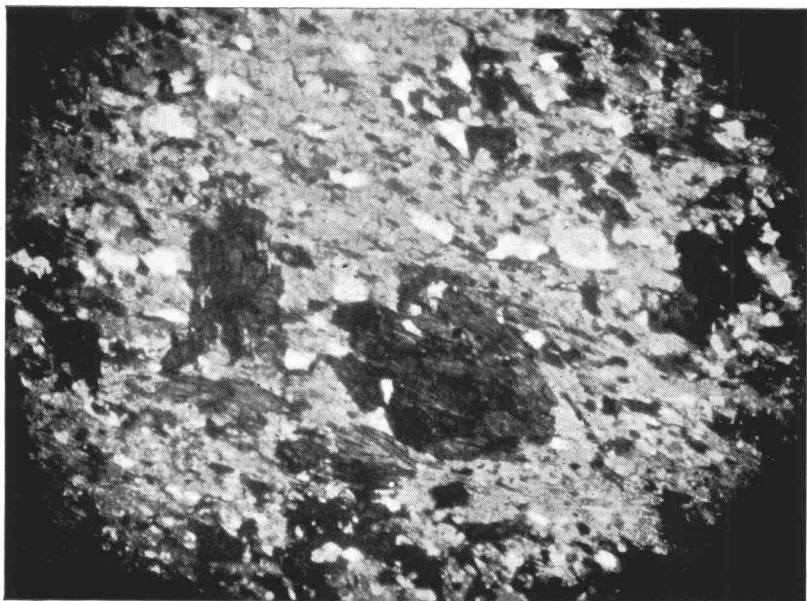
Microphotographie 18 lame E 53 / affl. 184
 Phyllite muscovitique pauvre en quartz, roche normale de
 l'assise. Microplissements.
 Lumière naturelle blanche × 22



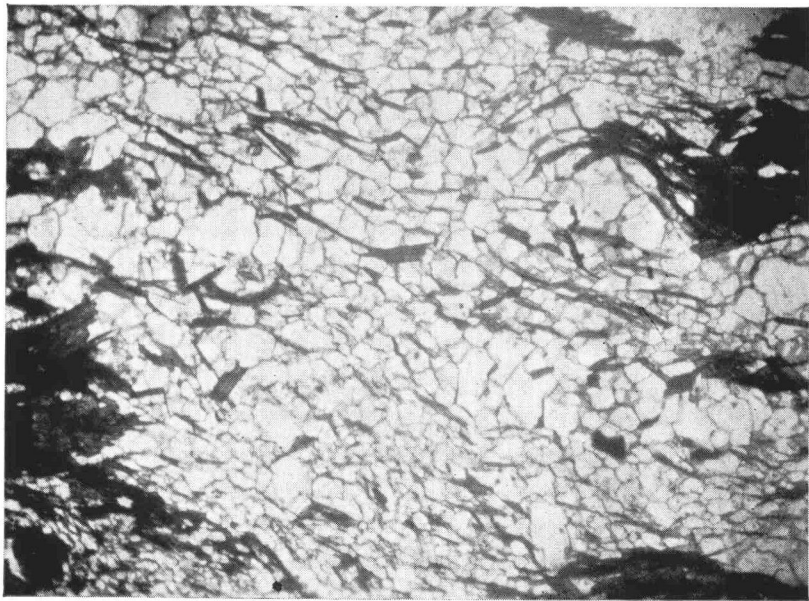
Microphotographie 19 lame E 52 / affl. 177
Quartzite très pauvre en éléments phylliteux, à gros chloritoïde,
de la crête Kansanse. Chloritoïde à disposition lamello-radiaire
et à structure en sablier.
Lumière naturelle blanche × 22



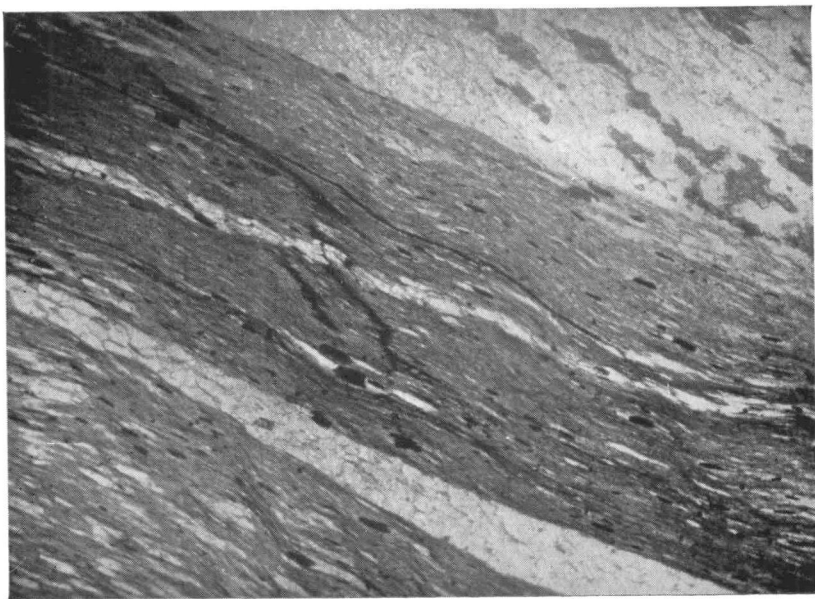
Microphotographie 20
Même plage que ci-dessus montrant les macles du chloritoïde.
Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés × 22



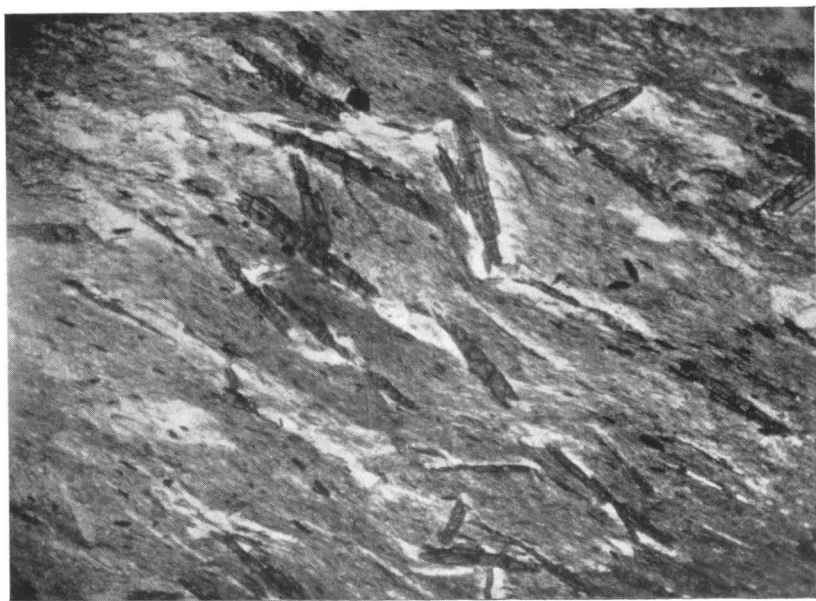
Microphotographie 21 lame E 53 / affl. 189
Schiste quartz-muscovite à porphyroblastes de chlorite.
Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés $\times 22$



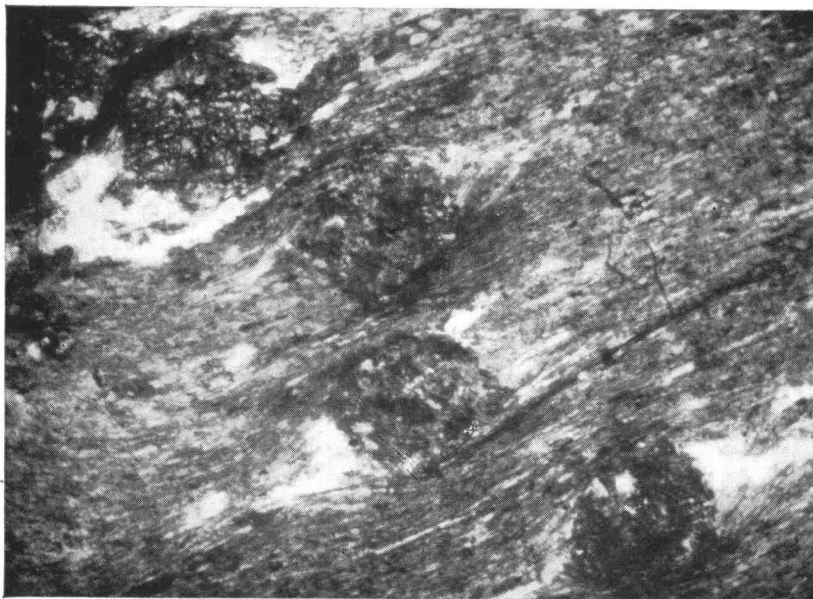
Microphotographie 22 lame E 58 / affl. 165
Schiste quartz-muscovite-chlorite à quartz prédominant
(quartzite schistoïde).
Lumière naturelle blanche $\times 22$



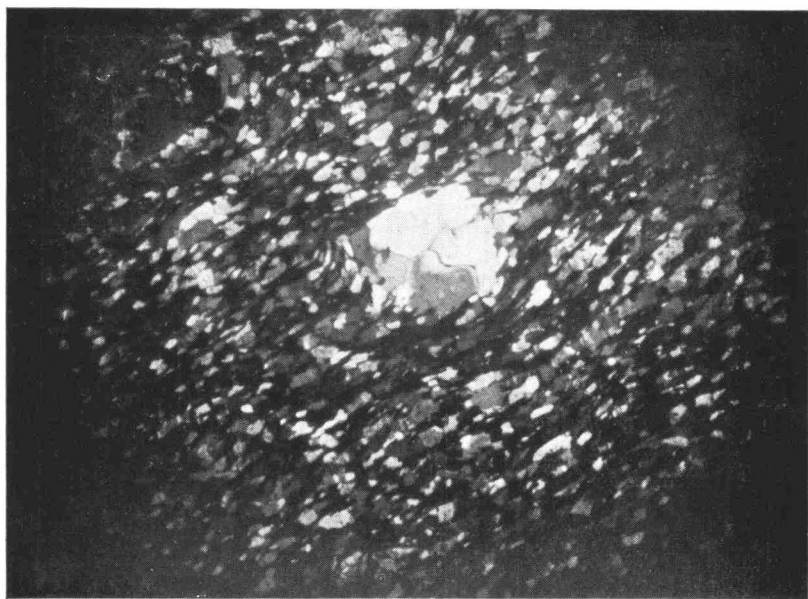
Microphotographie 23 lame E 8 / affl. 12
Schiste finement foliacé quartz-muscovite-chlorite, quartz
et éléments phylliteux se disposant en straticules séparées.
Aspect macroscopique de quartzophyllade.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



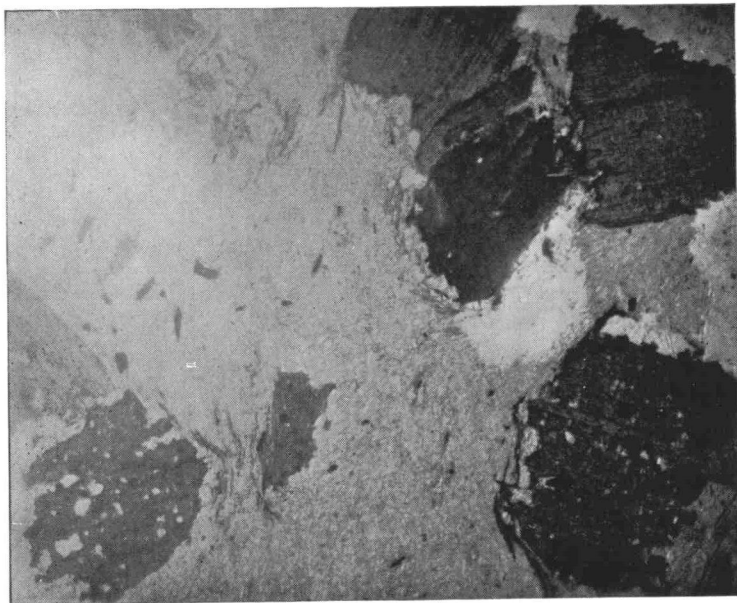
Microphotographie 24 lame E 9 / affl. 13
Dans le même horizon de quartzophyllades auquel appartient
la roche ci-dessus figurée, un banc à chloritoïde.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



Microphotographie 25 lame E 19 / affl. 38
Phyllite muscovite-chlorite-quartz, très finement cristallisée,
à petits nodules formés par un grenat.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



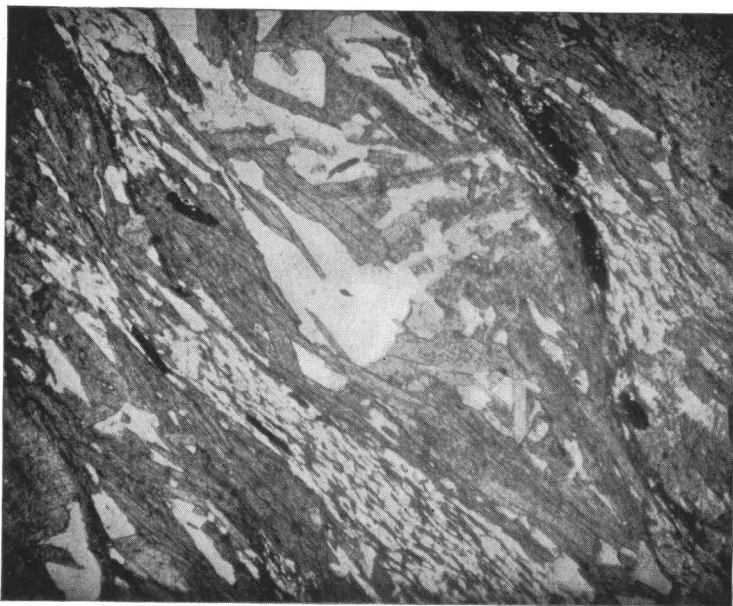
Microphotographie 26 lame E 33 / affl. 113
Schiste quartz-muscovite-chlorite, finement cristallisé,
à petits nodules de quartz.
Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés $\times 22$



Microphotographie 27 lame E 12 / affl. 18
Phyllite muscovitique très pauvre en quartz, à cristallisation
cryptocristalline; porphyroblastes de biotite, souvent
partiellement transformés en chlorite.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



Microphotographie 28 lame E 14 / affl. 23
Phyllite muscovite-chlorite pauvre en quartz; sections hexagonales
remplies par un fin agrégat quartz-chlorite ou par de grosses
paillettes de chlorite.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



Microphotographie 29 lame E 15 / affl. 24

Chloritoschiste zoné.

Lumière naturelle blanche $\times 22$



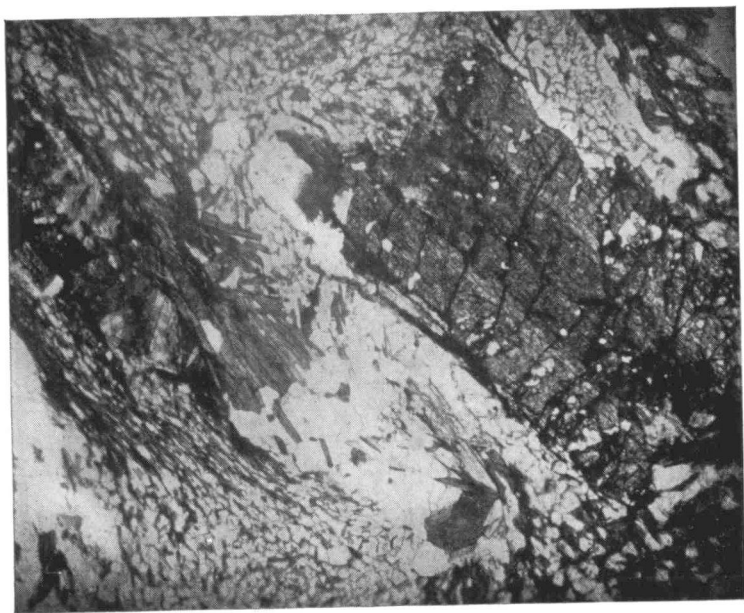
Microphotographie 30

Même plage que ci-dessus entre nicols croisés; la chlorite
(pennine) présente de très belles teintes bleues de
polarisation.

Lumière polarisée blanche, entre nicols croisés $\times 22$



Microphotographie 31 lame E 16 / affl. 27
Phyllite muscovitique microcristalline à nombreuses grosses
lamelles orientées de biotite verte, transformée par places en
chlorite.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



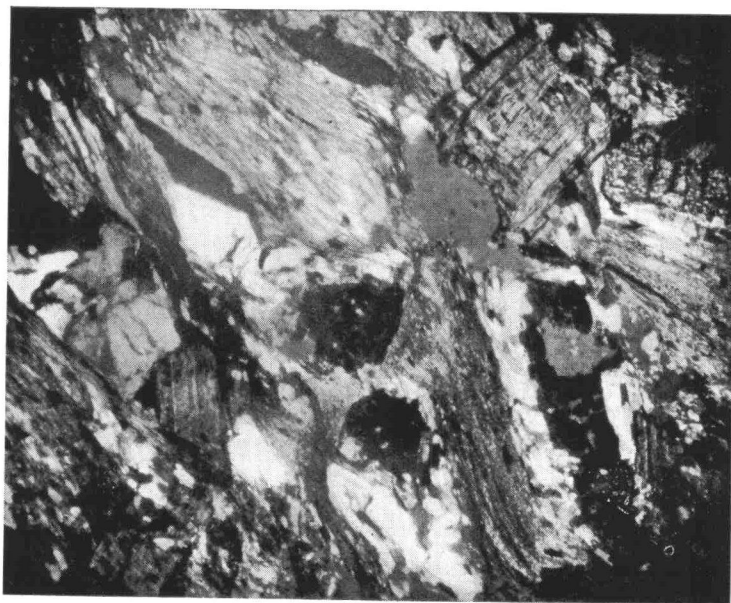
Microphotographie 32 lame E 18 / affl. 30
Schiste quartz-muscovite-chlorite, riche en quartz, avec chlori-
toïde en éléments orientés de dimensions beaucoup plus grandes
que celles du grain moyen de la roche.
Lumière naturelle blanche $\times 22$



Microphotographie 33 lame E 18 bis

Phyllite muscovite-chlorite-chloritoïde. Muscovite microcristalline ; chlorite en éléments un peu plus grands, tous orientés ; un grand élément de chloritoïde à la partie inférieure de la photo, parfaitement orienté suivant la schistosité d'ensemble et appartenant à un seul cristal (orientation optique uniforme).

Lumière naturelle blanche × 22



Microphotographie 34 lame E 24 / affl. 49

Schiste quartz-muscovite à schistosité irrégulière et à structure fusi-forme. Cristallisation très fine, cryptocristalline pour les straticules phylliteuses ; chlorite de recrystallisation à orientation quelconque, même perpendiculaire à la schistosité (un élément dans le coin nord-est). D'autres gros éléments constituent la matière de nodules déviant les feuillet phylliteux et sont formés par du chloritoïde ou de la biotite.

Lumière blanche polarisée, entre nicols croisés × 22

