

Les gisements de Cassitérite et de Columbo-tantalite du Nord Lugulu, Kivu, Congo Belge

par Nicolas de KUN

Avec des analyses aux rayons X par C. O. HUTTON
et des analyses spectrographiques par A. HAINE

TABLE

	Pages
TABLE	81
SUMMARY	83
RÉSUMÉ	86
1. — INTRODUCTION	88
2. — SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE	91
3. — GÉOLOGIE GÉNÉRALE	95
31. — Le Karroo	95
32. — Les roches granitoïdes	96
33. — Les schistes métamorphiques	98
34. — Les amphibolites quartzzeuses	99
35. — Le métamorphisme	102
351. — La diagénèse	102
352. — Le métamorphisme	102
353. — L'anatexie	103
36. — La structure géologique	103
4. — MÉTALLOGÉNIE	105
41. — Répartition de la minéralisation	105
411. — L'aire granitique	107
412. — L'aire pegmatitique	108
413. — L'aire filonienne	110
42. — Les pegmatites	111
421. — Les pegmatites homogènes	111
4211. — Les pegmatites feldspathiques	111
4212. — Les pegmatites à spodumène	113
422. — Les pegmatites zonées	113
4221. — Tshonka	114
4222. — Niambembe	118
4223. — Bionga	119
4224. — Autres pegmatites	121
43. — Les formations de quartz-mica	123
44. — Les filons	124
45. — Les greisen	126
46. — Les veines de cassitérite	128

	Pages
47. — Les minéraux lourds primaires	129
471. — La cassitérite	129
4711. — Généralités	129
4712. — La cassitérite granitoïde	130
4713. — La cassitérite filonienne	132
472. — La columbotantalite	132
48. — Influence de la structure	134
49. — Les phénomènes de transformation des roches	135
491. — La séricitisation	135
492. — La silicification	135
493. — La tourmalinisation	135
494. — L'argilisation des épontes des filons	136
495. — La kaolinisation des pegmatites	136
5. — MINÉRALOGIE DES DÉPÔTS DÉTRITIQUES	137
51. — Disposition des dépôts	137
52. — Influences du gîte primaire et du relief	139
521. — Influence du gîte primitif	139
522. — Influence hydrographique	140
523. — Cas mixtes	141
53. — Mode de dépôt	141
54. — Forme des minéraux	144
541. — Eluvions	144
542. — Alluvions	145
543. — Les columbotantalites	145
544. — Angulosité	146
55. — Composition des concentrés	147
56. — La cassitérite	150
561. — Couleur	150
562. — Magnétisme	150
563. — Propriétés optiques	153
564. — Faciès cristallin	154
57. — La columbotantalite	155
571. — Distribution de la columbite	155
572. — Propriétés physiques de la columbite	158
573. — Faciès cristallin	158
574. — Densité des columbites	159
575. — Composition de la columbite	161
576. — Radioactivité des columbites	166
58. — Les autres minéraux des concentrés : amblygonite, apatite, béryl, bismuth, bismutine, bismutite, brookite, chrysobéryl, corindon, diamant, galène, grenat, hornblende, ilménite, ilménite-pyro- phanite, leucoxène, limonite, magnétite, martite, monazite, oligiste, or, pyrite, pyromorphite, rutile, scheelite, scorodite, galène, titane-hématite, topaze, tourmalines, wolframite, xénotime, zircon	169
59. — Provenance des concentrés	179
6. — CONCLUSIONS	181
RÉFÉRENCES	189

Summary

North Lugulu is the world's principal producer of tantalum, third producer of niobium. Its tin output is third in Congo (fig. 1 and 2). Its placer belt 3 miles wide and 100 miles long, lies between the contact line of the Kasese batholite and the Karroo transgression of the Lugulu valley (fig. 4). From the roof till the aureole of the main massif regional zoning of tin and niobium deposits is quite distinct. On the periphery of the secondary massifs, in the most important deposits, the Sn/Nb-Ta ratio is 15 : 1. There are seven ore-formations, arranged in concentric but overlapping zones : granites, pegmatites often not distinctly zoned, quartz-mica dykes, cassiterite veinlets ; quartz reefs and greisens (fig. 3). The richest of the various ore formations are telescoped in a thin ribbon before the contact of the secondary massifs.

Pegmatitic and vein cassiterite may be prismatic or pyramidal in habit and shows several colours. A statistical study of a large number of crystals is necessary to distinguish cassiterites of various origins. Pegmatites carry both tin and niobium. In some lenses or dykes the apex is rich in coarse cassiterite, while the core carries some fine grained columbite, in others the inner zone is poor and the wall zone rich in tin. The other ore formations, excepting granite, do not carry niobium. Most cassiteries show important traces of Fe, Nb, W, Ti. Niobium, probably as sub-microscopic columbite, appears to be the colouring agent of dark varieties. Magnetic cassiterite shows higher percentages of Nb and some Ta ; it is more frequent in deposits where concentrates carry less free columbite.

The average Ta_2O_5 grade of columbite-tantalite is 28 %, the mineral contains traces of tin, titanium and uranium. The principal accompanying minerals are the tourmalines, green and black, ilmenite, xonotime, hafniferous zircon, spodumene, some beryl and bismuth. A yellow coating of the latter gives the same diffraction pattern as the artificial bismuth-carbonate.

The different ore formations were deposited conformably in pre-cambrian schists, striking parallelly to the contact line and showing low dips. The strata belong to the large Lugulu-Ulindi synclinorium which starts west of the Rift valley with an east-westerly trend and turns to the north-west on the periphery of the Congo basin.

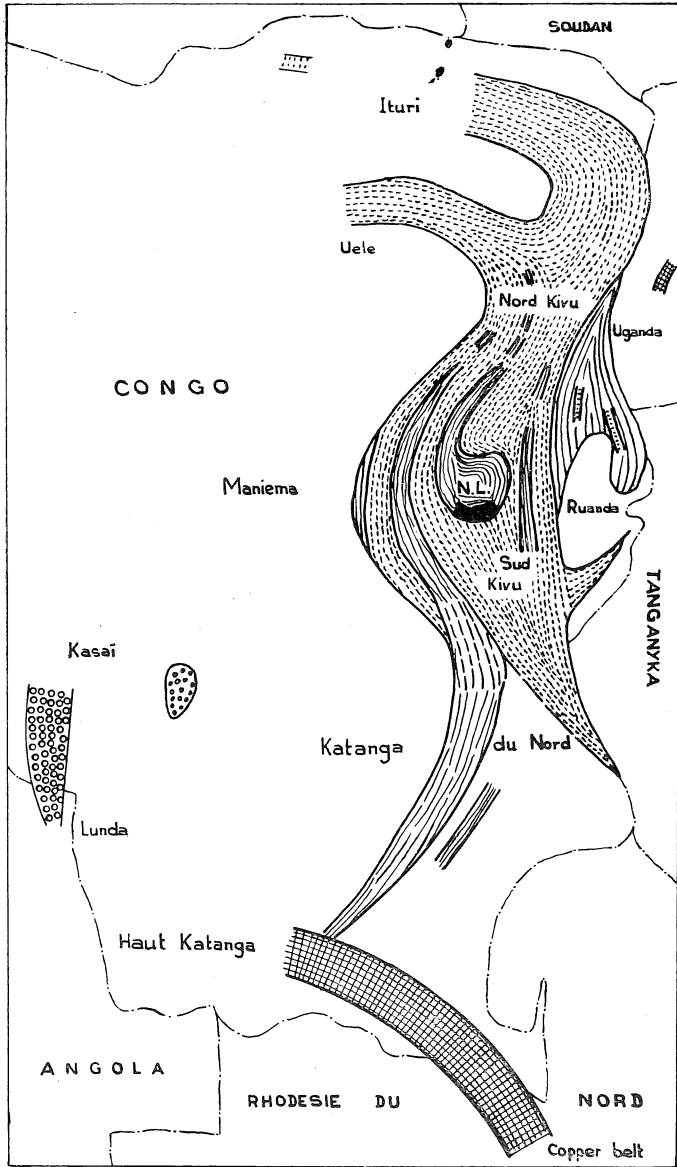
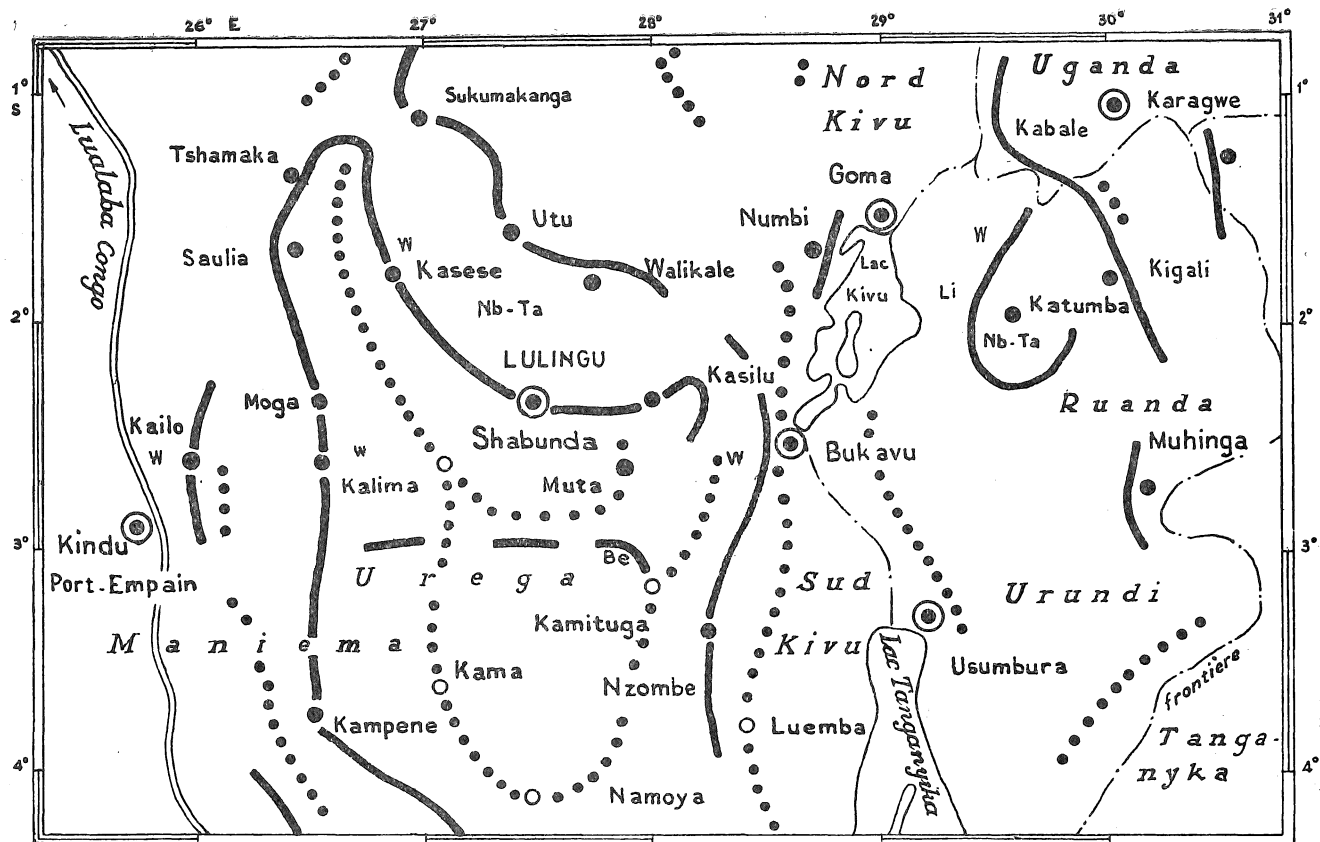


Schéma de la province métallifère de l'Afrique Centrale :
Situation du Nord Lugulu

- Au, Ag, (Pt) Sn, Nb, Ta, W, Be, Li, Y, Ce
- Cu, Co, U, Zn, Ge, Ra, Pb, Pt, Pd, Au diamant
- Nord Lugulu

0 100 200 300 400 500 km

FIG. 1.



Situation du Nord-Lugulu dans la région minière. Maniema - Uregu - Kivu - Ruanda - Uganda

● ville, districts métallifères: ● Sn, ○ Au axes: — Sn ... Au autres métaux Nb, Ta, W, Be.



FIG. 2.

The primary mineralization might be middle pre-cambrian, as in other parts of the Central-African tin province. The much more important placers were deposited during three alluvial periods, in valleys some of which existed already during the permian. The latest form of the placers would date however from the Holocene.

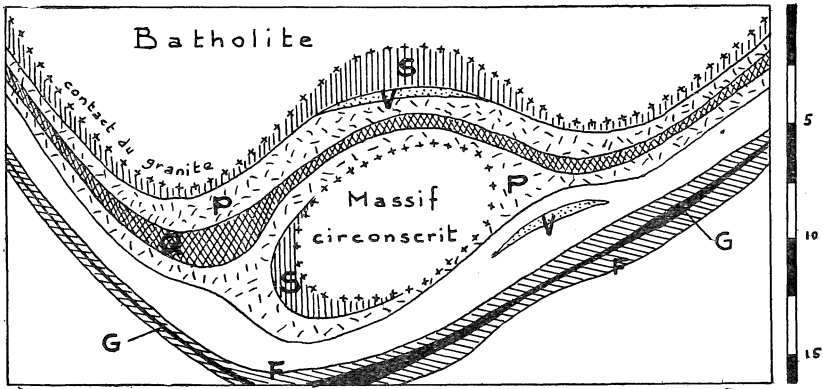


Schéma de la minéralisation primaire.
Zones: S pegmatites à spodumène, P pegmatites kaolinisées à Sn-Nb, Q formations de quartz-mica à Sn, V veinules d'SnO₂, F filons de quartz à Sn, G greisen à Sn.

FIG. 3.

Résumé

Le Nord Lugulu est le premier producteur du monde de tantale et le troisième de niobium. Troisième producteur d'étain du Congo, il constitue un des principaux gisements de la province stannifère centre-africaine (fig. 1 et 2). Cette première contribution à sa géologie décrit les gîtes primaires et secondaires découverts à ce jour. La ceinture de placers a 5 km de large et s'étend sur une longueur de 150 km entre le contact du batholite de Kasese et la transgression Karroo de la Lugulu (fig. 4). Les différentes zones de niobium et d'étain se succèdent du toit vers l'auréole. Autour des massifs satellites, dans les gisements les plus importants, le rapport Sn/Nb atteint 15 : 1. On compte sept formations métallifères : des granites, des pegmatites homogènes et zonées, des formations de quartz-mica, des veinules de cassitérite, des filons et des greisen. Ces gisements forment des ceintures ou zones concentriques qui débordent les unes

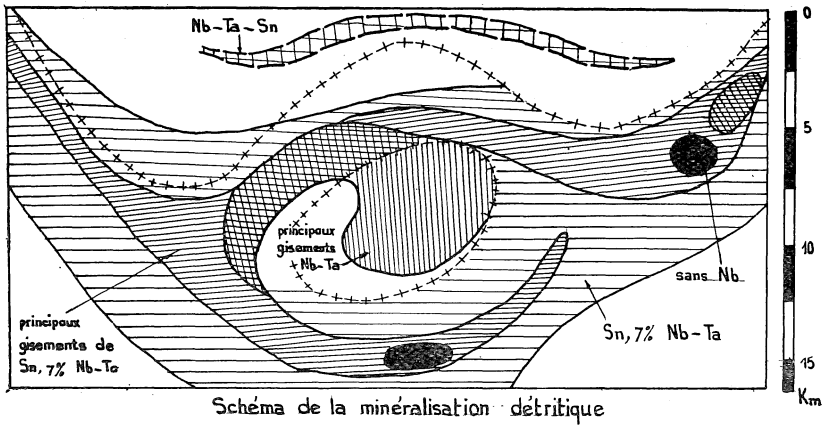


FIG. 4.

sur les autres (fig. 3). Les plus importantes se superposent dans un mince ruban au front des massifs circonscrits.

Dans les pegmatites et les filons, on trouve la cassitérite presque indistinctement en cristaux prismatiques ou pyramidaux de teintes variées. Seule une étude statistique d'un lot de cristaux permet d'en distinguer l'origine. Les pegmatites contiennent aussi de la columbite. Dans certaines, la cassitérite est abondante dans l'apex, tandis

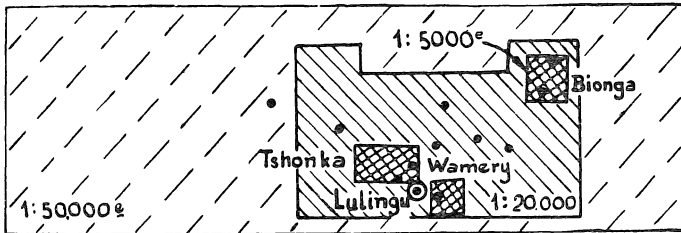


FIG. 5. — Echelle des levés du Nord-Lugulu.

que la columbite se loge au cœur de la lentille, ailleurs la zone extérieure montre l'étain et l'intérieur est stérile. Les filons et greisen ne contiennent que de la cassitérite. La columbite accuse une teneur moyenne de 28 % de Ta_2O_5 et contient des traces d'étain, de titane et d'uranium, tandis que la cassitérite montre toujours des traces de fer, de tungstène, de titane et les variétés foncées de niobium. Les cassitérites magnétiques accusent de plus fortes teneurs de ce

dernier élément et du tantale ; on les rencontre surtout dans les zones où les concentrés contiennent moins de columbo-tantalite libre. Parmi les principaux accompagnateurs on compte le spodumène, le xénotime, le zircon, les tourmalines et l'ilménite.

L'âge des couches est pré-cambrien. Leur direction est concordante aux contacts granitiques. Les pendages, particulièrement dans les zones minéralisées, sont faibles. Les différents gîtes métallifères sont presque toujours conformes aux schistes et amphibolites encaissants. On distingue trois époques d'alluvionnement dans les vallées dont certaines ont acquis leur forme avant le Karroo. Les derniers placers sont holocènes.

1. — INTRODUCTION

Le premier explorateur de l'Urega méridional fut le Docteur LIVINGSTONE qui pénétra dans la région de Kampene en janvier 1870. Mais ce vaste pays resta généralement inexploré jusqu'au passage de la colonne expéditionnaire du Commandant DOORME, du Docteur MEYERS et des lieutenants ADLESTRÄHLE, MELAERTS et TOMBEUR. Ceux-ci arrivèrent à Shabunda en 1897 et traversèrent péniblement les forêts s'étendant au nord de la Lugulu au mois de septembre de la même année.

La Compagnie des Chemins de Fer du Congo Supérieur aux Grands Lacs Africains (C. F. L.) fut créée par décret du Souverain Léopold II. Dans son domaine minier qui s'étendait du fleuve aux lacs, une douzaine de missions de prospection se succédaient avant la première guerre.

D'après HODISTER, les arabes esclavagistes auraient connu l'existence de l'étain au Maniema occidental. L'ingénieur LALLEMAND y découvrit ce minerai en 1923. La même année fut constituée la Compagnie Minière des Grands Lacs Africains (M. G. L.) société-sœur du C. F. L.

En 1929, CHABOT, prospecteur de M. G. L. venant de Kamituga découvrit le gisement du Nord Lugulu. SAFIANNIKOFF, chef de la mission d'abornement de 1931-1933 fut le premier géologue qui y pénétra. Nous conservons de lui les premières esquisses géologiques de la partie septentrionale du gisement. Ses notes mentionnaient pour la première fois les différentes roches du Nord Lugulu. Lors d'une visite en 1957, SAFIANNIKOFF détermina

le béryl de Niabesi. A la première mission appartenait les prospecteurs DUFASNE, CHAUDOIR, BRISBOIS, MICHEL et HUBERTY. En 1940, pendant une brève période, LOHEST dirigea ensuite les études. BURGERS a dressé la première carte de la basse Lubilokwa.

D'autre part en 1932, ULLENS de la Société Minière de Kindu (SOMIKIN) découvrit les gisements de « KINORETAIN », notamment celui de Swiza, extensions orientale et occidentale du Nord Lugulu. En 1933, KARLEN, chef de mission de la Société Minière du Lualaba (MILUBA) à Shabunda reconnut pour la première fois la présence de la columbotantalite au Maniema. En 1934, fut constituée la Compagnie Minière de l'Urega (MINERGA), filiale du C. F. L. et de M. G. L., qui reprenait les gisements de cette dernière. La dernière phase de la prospection systématique des gisements et leur exploitation ont été confiées à la Compagnie Belge d'Entreprises Minières (COBELMIN).

C. R. HOFFMANN dirigeait la mission générale de prospection de la COBELMIN. Sur place, JACOBS était chef des nombreux prospecteurs de M. G. L. puis de COBELMIN.

Nous lui devons, ainsi qu'à BOULANGER, le développement des principaux gisements et le dessin de leur contact granite-schiste. La prospection systématique dura jusqu'en 1952. Remplaçant alors JACOBS, KAZMITCHEFF fut le premier géologue qui résida au secteur, se chargeant de la direction des prospections. Depuis 1949, il avait également rédigé des notes pétrographiques sur trois lames minces et continua plus tard la détermination de concentrés minéraux. Compilant les tracés de contacts dessinés par les prospecteurs, KAZMITCHEFF établit en outre un croquis géologique provisoire et approximatif du Nord Lugulu. PREUD'HOMME a découvert la première spodumène à Nietubu.

En 1955, CHESAUX étudia le massif central et les pegmatites de la Makulumabili. Nous lui devons la découverte du rutile à Kiezi.

La route arrivait à la Lugulu en 1942, quand A. CLAISSE, directeur au secteur, commença l'ouverture des groupements. La première mise en valeur fut Tshonka, suivie en 1943 par Wameri, Lolo et Bionga. Les autres exploitations commencèrent à produire les deux années suivantes, Nietubu en 1951 et Lokolia en 1953. D'autres mines restent à ouvrir.

Des milliers de cartes, rapports, observations, notes, feuilles de fouilles des missions de prospection de M. G. L. et de COBELMIN, des exploitations et de l'auteur (3) (1) sont classés dans les archives du secteur et ont servi aussi dans l'élaboration de ce mémoire. L'auteur tient à rendre hommage ici aux pionniers.

Il a effectué des itinéraires dans le Territoire de Shabunda en 1948 et a commencé l'étude systématique des gisements du Nord Lugulu en 1953 (3).

Le degré de précision des levés augmente vers les gisements primaires, cartographiés à l'échelle du 1/100^e au 1/1000^e. Les mines de Bionga-Niambembe, Wameri et Tshonka-Niabesi, ont fait l'objet de cartes au 1/5000^e et l'ensemble du Nord Lugulu a été cartographié au 1/20.000^e, encadré par trois levés itinérants (fig. 5). Trois cents lames minces et polies, préparées au laboratoire et au Service Géologique du Congo belge à Bukavu ont été étudiées. Une série représentative d'échantillons a été déposée au Musée Géologique à Bukavu. Plusieurs milliers d'échantillons constituent la collection géologique de Lulingu.

Avant de commencer, l'auteur tient à exprimer sa profonde gratitude envers feu M. LEFRANC, Président, et le Général LESCORNEZ, Vice-Président de la COBELMIN, pour l'intérêt qu'ils ont toujours témoigné aux recherches géologiques et pour l'autorisation de publier ce mémoire.

Les Professeurs PABST, de l'Université de Californie et HUTTON, de Stanford University, ont obligeamment soumis des minéraux du Nord Lugulu à l'examen aux rayons X. On trouvera dans le texte les schémas des diffractions établis par le Professeur HUTTON.

L'auteur a pu profiter des appareils de radiométrie du Département des Mines de Berkeley, pour déterminer la radioactivité des columbites. M. HAINE, du Centre de Recherches Minières de Bukavu, a soumis les cassitérites à l'examen spectrographique, donnant d'intéressants résultats nouveaux. La reconnaissance de l'auteur va à L. et N. BAN pour les nombreuses corrections et suggestions prodiguées pendant la lecture critique du manuscrit. Il remercie A. KAZMITCHEFF pour le même genre de services.

L'auteur a été heureux de pouvoir s'entretenir de ce mémoire avec les Professeurs M. LEGRAYE, président de l'Académie Royale

(1) Les chiffres renvoient aux références en fin de texte.

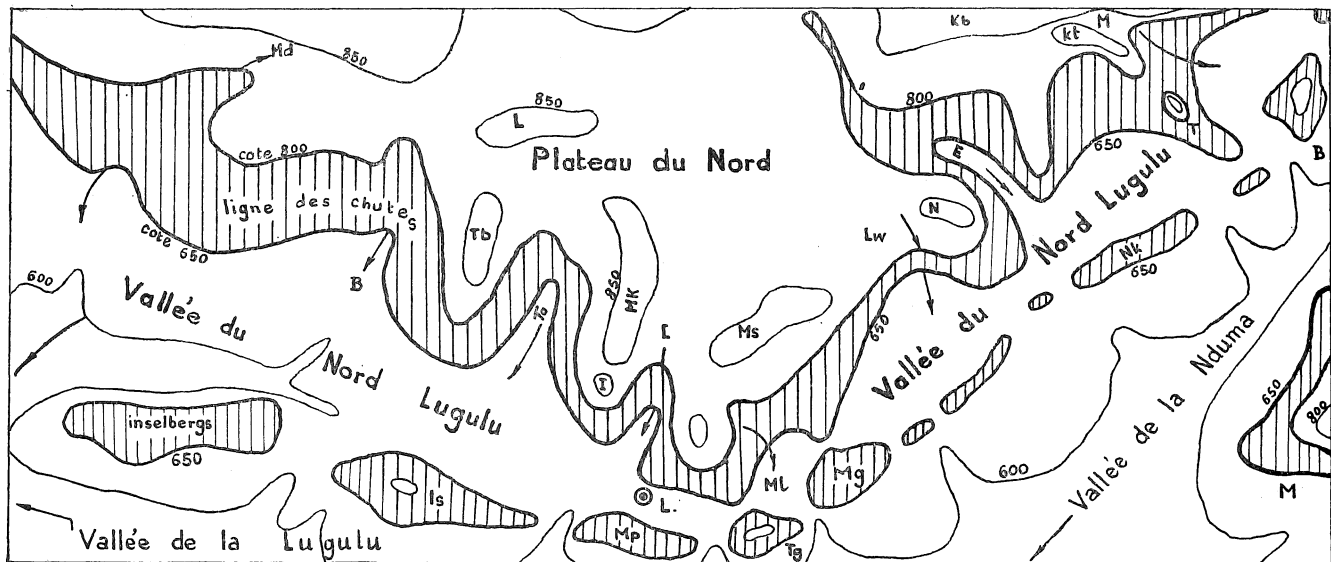
des Sciences Coloniales, et I. DE MAGNÉE, ainsi qu'avec M. BURNOTTE, vice-président de la Compagnie Minière des Grands Lacs Africains et M. PREUD'HOMME, ingénieur conseil de cette société, qui ont très obligeamment revu le texte, et avec les Professeurs SCHNEIDERHÖHN et BORCHERT. L'auteur a également profité des entretiens organisés dans le cadre des réunions de la Société Géologique du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Le directeur et les membres du Service Géologique du Congo belge et Ruanda-Urundi, MM. CORIN, GOSSEYE, ROUMACHE, VERHAGHE et BURETTE, lui ont rendu de nombreux services. M. ANTUN, Professeur à l'Université d'Astrida, a aimablement photographié des lames minces. M. CAHEN, directeur du Musée Royal du Congo belge, a fait exécuter des photographies de cristaux. Les premières analyses géochronologiques des minéraux du Kivu-Maniema ont pu débiter grâce à l'impulsion donnée par M. CAHEN.

Le plan de cette note se conforme au modèle établi par M. LEGRAYE (16) ; : 1^o récapitulation de la géologie générale du district ; 2^o description des différents gisements primaires ; à ces deux s'ajoute 3^o un chapitre relatif aux gisements détritiques. Les conclusions se limitent à l'essentiel. L'auteur n'a l'intention de présenter *ici* ni une hypothèse génétique concernant le gisement, ni une comparaison détaillée avec d'autres districts du Congo, de Malaisie, d'Indonésie (6) et du Nigeria (7), qu'il a également visités. Le but de l'ouvrage est une description analytique du Nord Lugulu.

2. — SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIE

Administrativement le territoire de Shabunda relève du district du Sud-Kivu. L'extension occidentale du gisement se trouve dans le territoire de Lubutu qui fait partie du district du Maniema. Le Nord Lugulu est situé dans la région des Bakondjo, dans le nord-est de l'Urega, à la limite des montagnes qui longent le graben et de la Cuvette congolaise (5). Lulingu se trouve à mi-chemin entre le lac Kivu et le fleuve Congo-Lualaba. La Lugulu (ou Lukulu), sous-affluent du Lualaba, draine la région.

La zone orientale d'étain du Maniema longe sur 400 km le contact extérieur du batholite de Kasese depuis le nord Lowa



Morphologie du Nord Lugulu

Montagnes : B. Busika, I. Isele, Is. Isongo, Kb. Kibumba, K. Kitindi, L. Lumpumpa, Mk. Malunyekakwame, Ms. Masenga, M. Mikabo, Mp. Mpesu, Mg. Mugombano, Nk. Nkoni, N. Nkuba, Tb. Tubero, Tg. Tungira, T. Tuku

Rivières : B. Bilabise, E. Ezeze, L. Lubilu, Lw. Lubilokwa, M. Makulumabili, Ml. Mulongodima, Md. Mundu

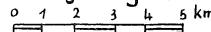


FIG. 6.

jusqu'à Kigulube. Le Nord Lugulu constitue la partie méridionale et la plus importante de cette zone et s'étend d'est en ouest sur 100 km. Kasese constitue sa prolongation au nord-ouest et Kamin-tonko-Kasilu à l'est. Sa largeur moyenne atteint 10 km. Parallèlement, à quelques kilomètres au nord, s'étend un ruban d'autres gisements (fig. 7).

Bionga, Niambembe et Lolo forment le groupe est. Ezeze et Wameri sont au centre, Lubilokwa, Nietebu et Lubilu constituent le groupe nord, tandis que Niabesi, Tshonka et Kibugiri forment celui de l'ouest. A l'est de Niambembe, le gisement se divise en deux : vers Bininza-Kanzuzu au nord-est et vers Swiza (Swissa ou Sussa) à l'est. A l'ouest de Lokolia s'étend le bloc Megne-Lutokokoi (Menye-Lutokokwa). Si l'on prend en considération la région de Ngola au nord, Kanzuzu et de Tutwa au nord-ouest de Megne, la zone minière forme un arc de 150 km.

Les gisements de Lubilu-Lubilokwa se trouvent au bord du batholite de Kasese, sur un plateau entre les cotes 800 et 850. Les plus hauts sommets sont à 1200 m. Une ligne de chutes entre les cotes 800 et 650 sépare ce plateau de la cuvette allongée du Nord Lugulu, où la plus grande partie des réserves est concentrée. Les plus hauts sommets bordant la cuvette sont à la cote 1000, de sorte que la dénivellation entre le fond des vallées et les montagnes reste toujours de 400 m. Des cols-bas à l'altitude 700 divisent la cuvette en plusieurs tronçons. Au sud de celle-ci s'échelonnent des inselbergs à crête d'amplibolite qui la séparent de la vallée parallèle de la Nduma-Lugulu, 5 à 10 km au sud (fig. 6).

Les grands affluents de la Lugulu ont leurs sources dans le batholite. Ils coulent du nord vers le sud et dévalent dans la plaine qu'ils traversent perpendiculairement, la divisant en plusieurs tronçons ou bassins. Les rivières s'écoulent ensuite entre les monadnocks vers la Lugulu. Stériles aux sources, ces rivières se chargent ainsi de concentrés dans la région du contact, elles les déposent ensuite dans la cuvette et redeviennent stériles au sud de celle-ci.

Depuis le début du Karroo, l'évolution morphologique a été régulière. Le réseau hydrographique par contre a subi plus de changements. La cuvette est orientée est-ouest et il est possible que l'écoulement primitif se soit fait tout au moins en partie dans

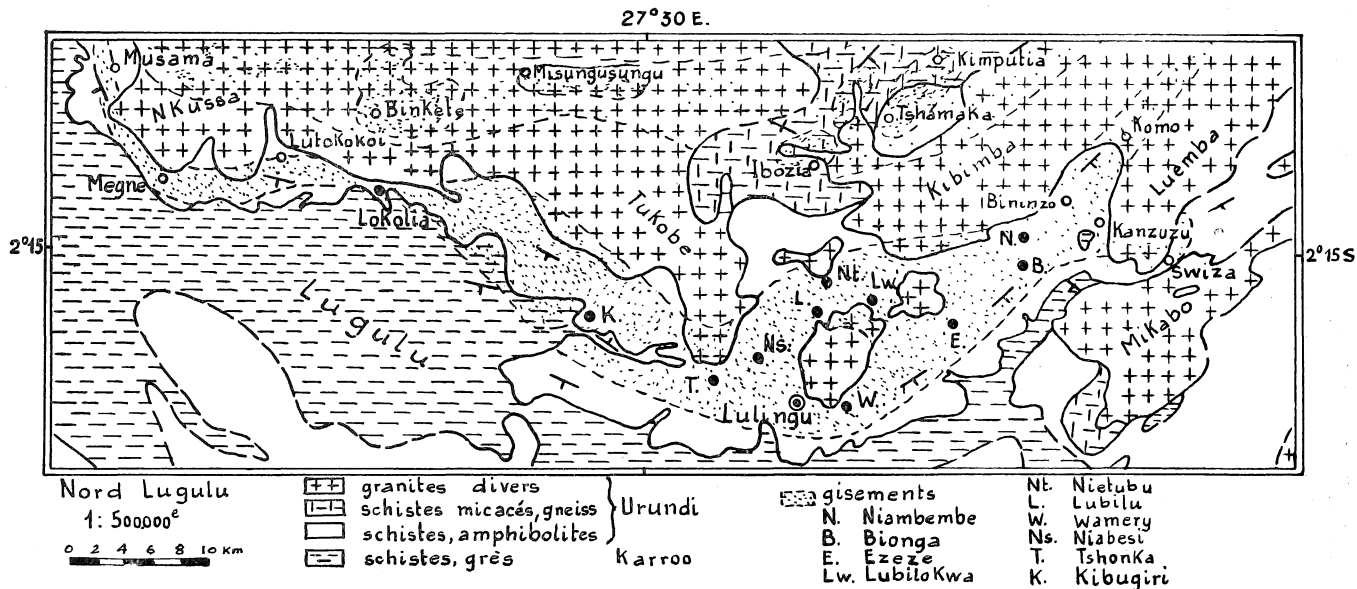


FIG. 7.

cette direction. La Tshonka, dans la partie la plus basse du gisement, s'écoule encore vers l'ouest, mais son cours moyen, près de la Niabesi, est menacé de capture, là où les affluents droits de la Lubilu s'en approchent de plus en plus. La plupart des grandes rivières, comme la Lubilu, la Mulongodima, la Lolo, ont un cours supérieur et inférieur perpendiculaire à la cuvette, mais elles forment des coudes brusques dans leur cours moyen, en adoptant la direction sur une certaine distance.

Aux biefs qui relient le cours moyen et supérieur des rivières par le niveau des chutes (880-650), le relief est juvénile. Les vallées d'abord sont encaissées, pour s'évaser ensuite dans la plaine. Les rivières qui, dans leur cours inférieur, coulent dans les anciennes vallées Karroo, comme la Mundu, la Lokolia, l'Ubaka, se sont creusé de petits canyons de 3 à 5 mètres de profondeur dans les grès et argillites horizontaux.

L'ensemble de ces observations semble suggérer un abaissement de la vallée de la Lugulu pendant ou après le Karroo supérieur.

3. — GÉOLOGIE GÉNÉRALE

31. — Le Karroo

Le conglomérat de base du Lukuga, si bien connu dans les régions de Kasese et de Shabunda, est rare au Nord Lugulu. On connaît des grès conglomératiques à Lokolia. Les premières couches Karroo conservées sont, de l'ouest vers l'est, à Kibugiri des grès psammitiques, à Tshonka des schistes, à Niambembe des schistes siliceux, près de la Nduma le conglomérat.

Les grès occupent une assez grande étendue dans la vallée de la Lugulu. Leur puissance est de l'ordre de 50 m au sud-ouest de Kibugiri. Des schistes noirs ou des argillites constituent la très grande partie du Karroo. Au-dessus s'étaient généralement des argillites évoluées, rougeâtres et gris-blanc.

Au confluent Niambembe-Nduma, des schistes noirs silicifiés mesurent 10 m de puissance. C'est là la couche supérieure du Karroo. A 3 km en amont, au confluent de la Kanzuzu, cette couche est constituée d'argillites zonaires qui se superposent habituellement aux argillites noires en paquets.

De l'aval (ouest) vers l'amont (est) la couche de base est :

- 1^o grès conglomératiques,
- 2^o grès,
- 3^o schistes « en paquets »,
- 4^o schistes silicifiés,
- 5^o conglomérat,
- 6^o argillites rubanées.

On constatera que l'ensemble de ces couches pourrait correspondre à la série de Walikale et de Lukuga.

32. — Les roches granitoïdes

Le batholite de Kasese s'étend sur 500 km. Près de son centre ou « apex », des migmatites entourent des lambeaux de toit. Au sud de ces migmatites, une grande partie du massif est constituée de granites-granodiorites à biotite. La composition de ces derniers approche de celle des trondhjémites, une granodiorite acide commune des plateformes précambriennes. Au centre-ouest de cette zone s'étend une grande plage porphyrique à microcline. La composition de cette roche correspond, d'après DENAEYER (8), à celle des quartz-monzonites. A partir de 5 à 10 km du contact granite-schiste, la muscovite commence à remplacer la biotite pour devenir prédominante dans la bande des deux derniers kilomètres.

Cette région du contact ainsi que des massifs généralement circonscrits joue un grand rôle dans la minéralisation en étain. Dans les massifs isolés, on retrouve le noyau de granite à biotite, qui y occupe beaucoup moins de surface que dans le batholite, parce que l'érosion est moins avancée. Le granite à deux micas, qui l'entoure, montre souvent des plages de luxulianite. Une partie de l'auréole de granite à muscovite est constituée par du granit porphyrique. Tout porte à croire que les massifs circonscrits sont reliés entre eux en dessous des roches de couverture du batholite. Des promontoires du relief granitique qui se raccordent au batholite ont du reste une structure comparable et ils jouent un rôle analogue dans la minéralisation.

La trondhjémite est, d'après ESKOLA (5), le reliquat acide de la cristallisation des roches moyennes et basiques, qui ont absorbé une partie de la potasse disponible, laissant une granodiorite. La

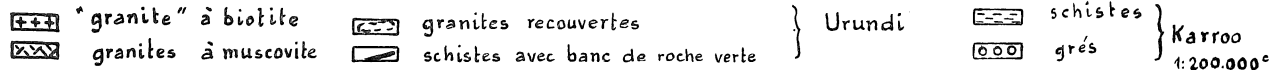
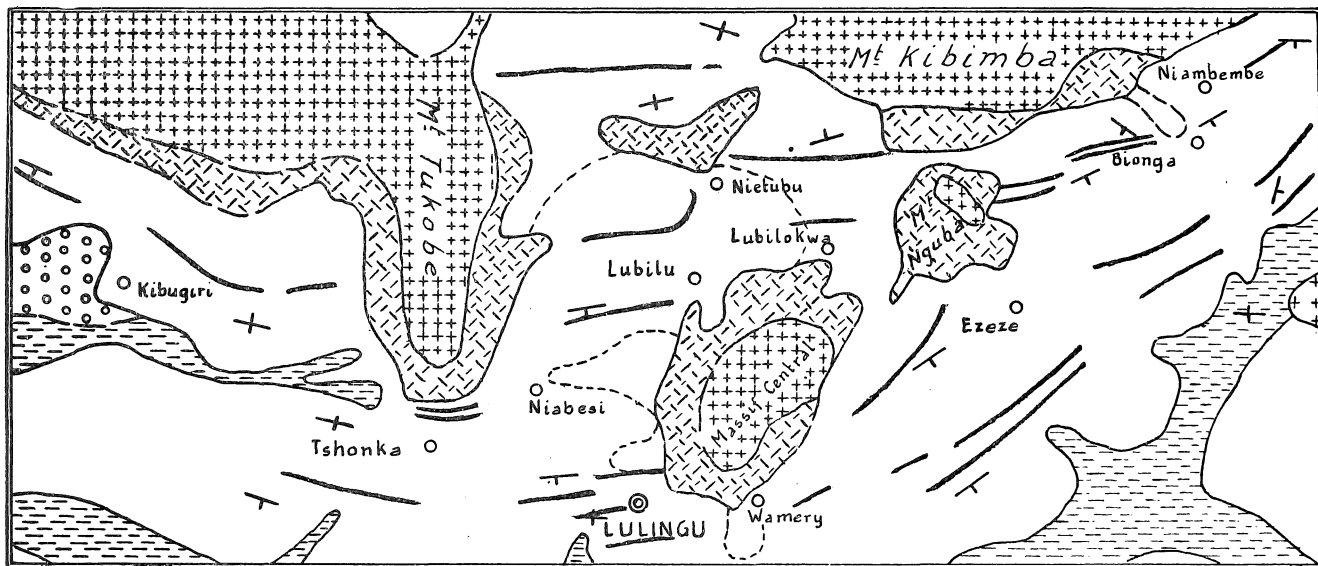


FIG. 8.

minéralisation en niobium et tantale est étroitement liée à cette roche et aux lambeaux de toit qui y restent. Dans les trondhjémites proprement dites, il ne subsiste que des traces de feldspath potassique, le mica principal est la biotite. Dans les granites du batholite de Kasese, on trouve du microcline et du plagioclase qui est une albite calcique ou un albite-oligoclase. Il y a toujours des traces d'amphibole.

33. — Les schistes métamorphiques

Dans la plus grande partie de la zone minéralisée, la couverture de schistes semi-métamorphiques subsiste. Ces schistes s'altèrent rapidement en surface et on ne les connaît pas à l'état frais. Dans d'autres régions, par exemple à Kamituga et Kalima, on trouve souvent des schistes et quartzophyllades à biotite à une trentaine de mètres en dessous de roches altérées d'aspect semblable. Au Nord Lugulu on peut en distinguer deux catégories :

1° Des schistes phylladeux, pauvres en quartz de gros grains, de couleur grise, avec des diaclases basales fortement développées. Le dernier produit d'altération de ces schistes aux bed-rocks des rivières est une argile grise.

2° Des schistes micacés contenant de la tourmaline brun-rouge, et probablement de la staurotite, plus riches en quartz. La granulation de ces schistes est plus grossière, ils sont fibreux et leur lamination est moins marquée. Les aiguilles de tourmaline s'étalent en éventail sur les plans de schistosité. La proportion des paillettes de mica est variable.

Les schistes gris de la première catégorie sont les plus fréquents dans la partie méridionale du gisement. Au sud de cette région, dans la région aurifère de Shabunda, des bancs épais de schistes gris et rouges alternent. Au Nord Lugulu, en milieu granitique, la séricitisation et la tourmalinisation, décrites plus loin, compliquent le tableau. On connaît en effet des complexes tourmalinisés dans l'auréole de pointements granitiques recouverts, entourés de schistes gris peu transformés (Mont Tukutu à Bionga, Mont Tungira à Wameri).

Les schistes graphiteux, qui font partie du Ruzizien supérieur, au Sud Kivu dans le synclinorium de l'Itombwe, sont présents dans la région de Shabunda, mais ils manquent au Nord Lugulu.

On connaît des grès et quartzites au Maniema occidental. Quelques bancs de schistes gréseux affleurent à Wameri.

Au Mont Busika, à Niambembe et à Kikira à l'est de Kibugiri, on trouve des schistes à oligiste spéculaire fin. Des schistes œillés avec des amygdales plus quartzieuses forment le contact de certains bancs d'amphibolite, notamment à Lolo et à Bionga. Les quartzites proprement dits, répandus dans le Maniema occidental, à Kalima, Moga et à Kaïlo, sont très rares au Nord Lugulu. De nombreuses amphibolites quartzieuses contiennent 70 à 90 % de quartz. Nous les décrirons, ainsi que les biotitites, dans le chapitre suivant.

Des schistes verts, chloriteux, ou foncés avec biotite ou paragonite, des amphiboles diverses se trouvent dans les environs des amphibolites et pegmatites au nord de Niambembe, à Niabesi et à Tshonka.

D'autres types de schistes plus métamorphiques forment le bord du batholite au nord du massif central. Ce sont surtout des micaschistes riches en tourmaline, avec une foliation plus prononcée que les schistes micacés précédents, des schistes lustrés, à chlorite, à grenat, etc...

34. — Les amphibolites quartzieuses

Les bancs d'amphibolite sont interstratifiés dans les schistes. Dans une coupe stratigraphique de 1000 mètres, on trouvera 10 à 20 bancs d'amphibolite. La puissance habituelle de ces dernières varie entre 50 et 200 cm. Des couches amphibolitiques presque ininterrompues sur 300 m recourent la moyenne Lolo et la Niambembe. D'un autre côté, on trouve des lits minces, de 5 à 30 cm, non-assimilés, dans le granite d'Ezeze, de Bionga, et d'Ibozia au nord de Nietubu.

Tout comme les autres formations pré-cambriennes, ces bancs ont en général un pendage de 15° à 40°. Quand l'ensemble des couches devient sub-horizontale, les amphibolites peuvent adopter deux aspects :

- a) sur des crêtes, les amphibolites forment des plateaux peu inclinés ;
- b) dans les bassins, elles émergent sous forme de dômes plats résultant de l'érosion différentielle.

Les bancs constituent souvent des groupes parallèles. Ils se pincent après 1 à 10 km. D'autres se divisent ou réapparaissent dans la même direction. La plupart des feuillets sont rectilignes, d'autres montrent des arcs très étirés. Bien que les schistes forment localement des plis assez serrés, jusqu'à présent on n'a pas encore mis en évidence des bancs d'amphibolite courbés ou pliés.

Dans certains feuillets hétérogènes, une amphibolite de granulation plus fine et plus résistante forme des lits de 2 à 10 mm, créant l'impression d'une straticulation. Une matrice semblable peut également constituer des amygdales de 5 à 8 cm de diamètre. Dans un quartzite amphibolique de la route Kibugiri-Lokolia, des lits de 1 à 8 mm de quartz arrondi ou peut-être de métapsamnite alternent avec des lits d'amphibolite à trémolite-actinote. Ailleurs, des veinules trémolitiques recourent l'amphibolite commune. Des cristaux de pyrite néogène croissent parfois dans les diaclases ouvertes (p. ex. sur la route Ezeze-Nguba II). Au nouveau poste de Lulingu, KAZMITCHEFF a observé des imprégnations de pyrrhotine, de bornite et de sulfures du cobalt qui tapissent certaines diaclases de l'amphibolite.

En rive droite Lugulu, à l'embarcadère du bac, KAZMITCHEFF a découvert une masse de roche verte qui n'entre pas dans les types énumérés. Il s'agit d'une dolérite à pigeonite, semblable à d'autres dans les régions de Shabunda et de Kampene. Ce dôme émerge du Karroo et sa position stratigraphique est incertaine.

L'étude des metabasites intéresse tout le Maniema-Kivu et dépasse le cadre de cette note. On trouvera ci-dessous une description sommaire des amphibolites du Nord Lugulu.

Les constituants principaux sont l'amphibole et le quartz. On pourrait distinguer deux générations de ce dernier. L'amphibole le plus répandu est la hornblende commune. La trémolite-actinote et un pyroxène incolore s'observent également. Dans plusieurs lames minces on aperçoit encore les vestiges de microcline et de plagioclase, rarement de perthite, remplacés par le quartz et la hornblende. Dans les champs pegmatitiques et filoniens, la roche se charge rapidement de biotite, de séricite et de tourmaline, et devient un quartzite mélanocrate. L'ordre complet de cristallisation d'une amphibolite typique pourrait être :

- 1° Microcline,
- 2° plagioclase,

- 3° ou 4° quartz,
- 4° ou 3° hornblende, pyroxène,
- 5° trémolite-actinote,
- 6° pyrite,
- 7° biotite,
- 8° séricite,
- 9° tourmaline.

On distingue deux textures principales : hypodiomorphe grano-blastique et porphyroblastique. Dans ce dernier cas, c'est toujours l'amphibole qui forme les porphyroblastes. Les textures orientées particulièrement marquées sont rares. La grandeur des cristaux est variable, entre 5 et 200 microns. Suivant la composition, on peut distinguer plusieurs catégories :

- 1° Amphibolite à hornblende,
- 2° Amphibolite quartzeuse,
- 3° Quartzite à hornblende,
- 4° Quartzite à trémolite,
- 5° Biotitite.

1° Les amphibolites contiennent une moyenne de 70 % de hornblende, la majeure partie consistant en porphyroblastes. On observe souvent encore quelques cristaux de microcline ou de plagioclase, dans certains cas de la trémolite et de la pyrite. La longueur des prismes de hornblende peut atteindre 300 microns. Des cristaux de hornblende ont parfois des inclusions de quartz, ailleurs ils recourent ce dernier.

2° Les amphibolites quartzieuses contiennent 60 à 75 % de quartz. La dimension des cristaux de hornblende est plus petite. La longueur des plus grands prismes n'atteint pas 200 microns. L'altération de l'amphibolite est plus avancée. Les vestiges de microcline, de perthite et de plagioclase sont rares. Dans quelques lames, on voit de la trémolite et de la pyrite. Les grains de quartz sont ahédraux ou sub-hédraux ; la hornblende les recoupe assez souvent.

3° Les quartzites à hornblende contiennent une moyenne de 90 % de quartz, dans la pâte aussi bien que sous forme de cristaux plus grands (100 microns). Les rares prismes de horn-

blende adoptent souvent une orientation. Dans quelques lames, on aperçoit de la microcline et un plagioclase à macle d'albite.

4° Les quartzites à trémolite contiennent 90 à 95 % de quartz, dans la pâte et en plus grands cristaux. La trémolite forme de longues spatules étalées en éventail. Son angle d'extinction varie entre 14° et 21°, le situant entre la trémolite et l'actinote. Le clivage basal atteint 53°. Dans quelques lames, on voit de la rare hornblende. Dans un cas, la hornblende, la trémolite-actinote et la biotite se présentent ensemble. Dans quelques lames, un à deux cristaux de feldspath restent conservés.

5° Les biotites contiennent une quantité variable, mais plus ou moins égale de biotite et de quartz. La biotite a évolué à partir de l'amphibole, dont il ne reste le plus souvent que des vestiges. La grandeur des cristaux de biotite ne dépasse guère 50 microns, le quartz ahédral est parfois plus grand.

35. — Le métamorphisme

351. — *La diagénèse*

Le degré d'évolution des couches du Karroo est variable. Les grès sont peu compacts et contiennent du feldspath. Les argillites ont évolué davantage et ressemblent dans certains cas aux roches précambriennes altérées. A l'est de Niambembe, on trouve un facies fortement évolué du Karroo avec des schistes siliceux.

La silicification régionale qui caractérise l'auréole d'altération des gisements résulterait peut-être de processus comparables à la diagénèse.

352. — *Le métamorphisme*

Les conditions PTS ⁽¹⁾ de la grande partie des roches précambriennes sont déterminées par un métamorphisme moyen de 1° pression moyenne, 2° « stress » plus marqué, 3° température peu élevée. L'altération rapide des schistes en surface en oblitère la composition originale. Dans d'autres régions voisines, des schistes et quartzophyllades à foliation marquée correspondent en profondeur à ces schistes altérés.

(1) Pression, température, stress.

Dans le métamorphisme thermal, la zone de biotite s'insère entre celles caractérisées par la muscovite et l'almandin. Des schistes micacés à grenats et des lits de chloritoschistes apparaissent plus près du batholite de Kasese.

Les amphibolites contenant de la hornblende commune et du quartz pourraient indiquer le métamorphisme régional de grès calcaireux. Les amphibolites à trémolite auraient évolué à partir de calcaires impurs. Les quartzites, qui apparaissent au sud de la Lugulu résulteraient de grès plus purs ou feldspathiques.

La plupart de ces roches appartiendraient au faciès amphibolite-hornblende-gabbro d'Eskola (9). Le synclinorium de l'Ulindi-Lugulu a été constitué d'argiles avec des lits arénacés et calcaireux qui ont subi le métamorphisme et en partie la métagénèse de haute mésozone.

353. — *L'anatexis*

Dans la région des Idibas, entre Kasese et Lulingu, toute la gamme des migmatites affleure. Au Nord Lugulu, les phénomènes palingénétiques sont plus rares. Les trois cas cités concernent tous les contacts d'amphibolites et de granites :

1° Au pont de la Kalumya, au nord de Nietubu, l'amphibolite a été complètement digérée par le granite et on pourrait en suivre la transformation jusqu'à la roche résultante, une quartz-monzonite ou quartz-diorite.

2° A la Bwege, à Niambembe, le granite porphyrique est transformé dans le voisinage des amphibolites en une roche mixte migmatique à texture porphyroblastique de microcline-quartz-biotite-muscovite.

3° Sur la route de la centrale hydroélectrique, au voisinage d'un banc d'amphibolite, le granite à muscovite se transforme en un granite fortement laminé, riche en biotite.

36. — La structure géologique

A l'échelle du Nord Lugulu, les couches précambriennes desinent une allure monoclinale. Elles couvrent le versant sud du long batholite anticlinal de Kasese. Les levés fait dans cette partie du Maniema sembleraient indiquer la présence d'une structure synclinale dans la cuvette de la Lugulu-Ulindi. Le Nord

Lugulu ferait partie du flanc septentrional de ce synclinorium, orienté est-ouest. Dans la prolongation occidentale du gisement, l'axe synclinal semble tourner vers le nord-ouest.

La puissance des couches précambriennes semble être importante. La structure synclinale interrompue par le horst du Mont Nembe totaliserait une largeur de 60 km. Il y a peu d'indications sur l'âge des roches appelées habituellement urundiennes au Maniema. Au Kivu, on attribue au « Ruzizien » les schistes noirs graphiteux, les gneiss et les migmatites. Ce Ruzizien occupe du reste la partie occidentale du Sud-Kivu. Jusqu'à présent on n'a pas encore observé de discordance entre ces terrains et les roches en partie moins évoluées du Maniéma oriental. Les schistes graphiteux disparaissent entre Shabunda et Lulingu et les migmatites apparaissent au toit du batholite entre Lulingu et Kasese.

Le groupe de la Lindi, d'âge Katangien (précambrien supérieur) manque au Nord Lugulu ; aussi désignerons-nous simplement les couches « Urundiennes » ou « Ruziziennes » de la région par le terme Pré-cambrien.

Ces couches sont subhorizontales sur le plateau granitique de Nietubu-Tshamaka sur le bord du batholite et au sud des gisements, au bord du synclinal. Dans la région d'Ibozia, au nord de Nietubu, on peut localement prouver le renversement des couches, dont la racine a été granitisée. Au contact du batholite et des massifs circonscrits, les couches sont concordantes et montrent un pendage de 30° à 45°. De plus, le métamorphisme, important au toit du batholite, est insignifiant à sa périphérie. Aussi faut-il se demander si les massifs secondaires et les pegmatites horizontales ne proviennent pas de granites laccolithiques ou stratoïdes. Des anticlinaux locaux plus ou moins évasés se dessinent autour des pointements de Tukutu (masqué) et de Nkuba. Leur axe plonge perpendiculairement à l'orientation du synclinal.

La Swiza, à l'est de Niambembe, et la Ngola-Kanzuzu, au nord-est, coulent dans des couloirs de schistes suspendus dans le granite. Le premier de ces couloirs a 1,5 km de large et 12 km de long, le second a 100 m à 3 km de large et une longueur de 8 km. Les levés itinérants faits dans ces régions n'ont jusqu'à présent pas révélé l'existence de failles importantes, plutôt une zone de flexures et de petites fractures.

La seule faille importante reconnue est parallèle à la haute Lolo entre Bionga et Ezeze, et décale les roches vertes de 700 m. Les autres failles sont d'importance locale et la tectonique de rupture est rare ou oblitérée. La tectonique du granite domine les grandes lignes de la structure du Nord Lugulu. Les principaux systèmes de diaclase sont au nombre de quatre. Leur ordre chronologique pourrait être : 1. N 60 W ; 2. N 70 E, N 5 W ; 3. N 20 E ; 4. N 60 W (réouvert).

Les schistes et grès Karroo se sont donc déposés sur un relief évolué subhorizontal avec une discordance angulaire de $\pm 15^\circ$. Le conglomérat manque généralement. La faible pente du terrain pré-cambrien a pu réduire la taille et la quantité des grains transportables, ainsi que la puissance des couches du Karroo.

Dans la vallée de la Tshonka, le Karroo est légèrement à contre-pente de la rivière, accusant de plus forts pendages que les couches pré-cambriennes. La vallée a peut-être été inondée par les sédiments Karroo venant du bassin Lubilu par le coude de la moyenne Tshonka. Ceci cadrerait avec des mouvements de bascule post-Karroo.

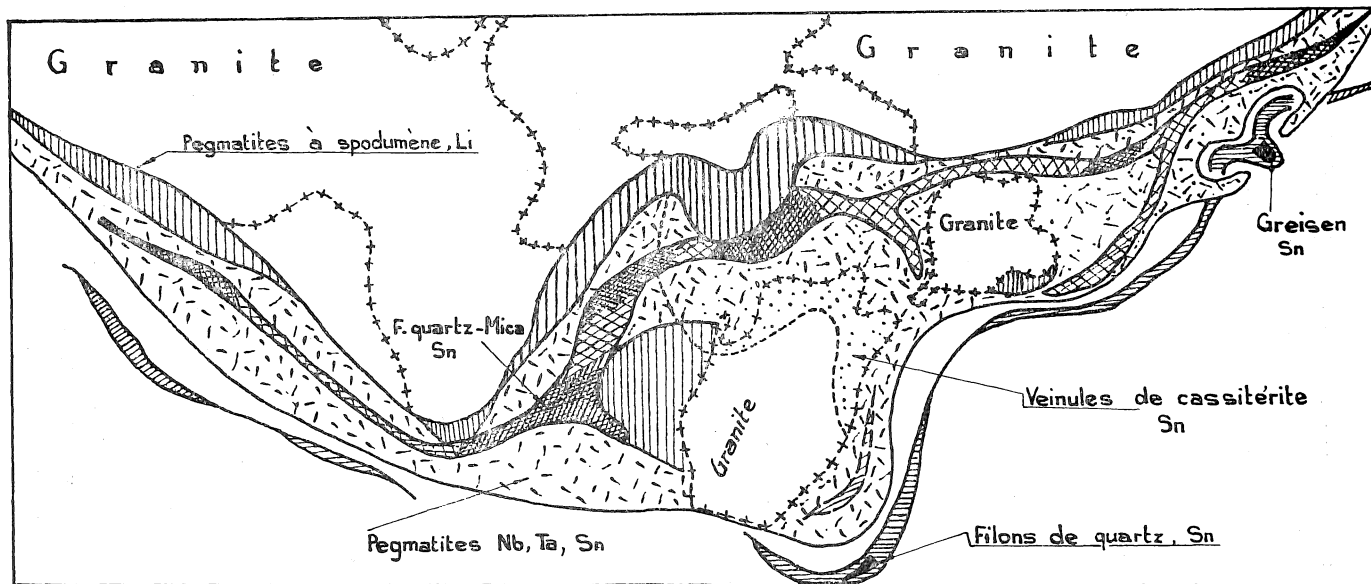
4. — MÉTALLOGÉNIE

41. — Répartition de la minéralisation

Partant du sommet du batholite, trois aires ou régions se succèdent :

- I. granitique,
- II. pegmatique,
- III. filonienne.

Chacune des aires déborde sur la précédente. Pour faciliter la compréhension de la géologie du Nord Lugulu, celles-ci ont été subdivisées à leur tour en « zones ». Les zones sont généralement discontinues et se recouvrent en partie. Toutes ont plus ou moins contribué à la minéralisation. Les deux tiers de la cassitérite proviennent cependant des pegmatites, des formations de quartz-mica et des filons concentrés dans un ruban d'un kilomètre de largeur le long du contact granitique, où l'on retrouve la plupart des formations minéralisées (fig. 9).



Zonéographie des formations minéralisées

0 1 2 3 4 5 km

FIG. 9.

411. — *L'aire granitique*

1. zone des migmatites,
2. zone du granite à biotite,
3. zone du granite à deux micas,
4. zone du granite à muscovite,
5. zone des schistes micacés.

La région migmatitique des lambeaux de toit du batholite est caractérisée par une minéralisation diffuse en columbotantalite, et par de petites lentilles de pegmatite et de quartz. Le rapport Sn/Nb-Ta égale 1 : 20. Aux roches semi-métamorphiques du contour des lambeaux de toit correspondent de petits dépôts à prépondérance de cassitérite (1°).

Cette zone est entourée par une large bande de granite à biotite (2°) presque stérile. Il semblerait en effet que la teneur en Nb-Ta de cette roche n'atteigne pas 0,001 % (10 g/t) restant inférieure à la moyenne indiquée par RANKAMA (22 et 23). Ces régions font partie des Idiba et se trouvent en dehors de la région décrite dans cette note.

Vers le sud commence à apparaître la muscovite. Ce granite à deux micas est minéralisé en columbotantalite et en cassitérite, mais moins riche que le granite des contacts. Le rapport Sn/Nb-Ta est moins stable qu'au milieu du batholite. Il oscille entre 1/7 et 3/1 et atteindrait en moyenne 1 : 3.

L'auréole de granite à muscovite (4°) est étroite. La prépondérance du mica blanc correspond à un rapport Sn/Nb-Ta de 1 : 1 et à une augmentation des teneurs de cassitérite et de columbite.

A l'échelle des massifs circonscrits et des promontoires granitiques, on observe les mêmes phénomènes. L'auréole muscovitique occupe, dans ces dômes moins érodés, une aire proportionnellement plus grande que dans le batholite. Le granite à muscovite tourmalinifère est souvent porphyrique et montre une augmentation des teneurs, qui n'atteignent cependant pas les maxima des granites à biotite du Nigeria (WILLIAMS, 29).

Les schistes micacés de l'auréole (5°) ont une composition analogue aux luxulianites à tendance porphyrique qu'ils recouvrent d'un mince manteau. Leurs teneurs restent inférieures à celles du granite voisin.

412. — *L'aire pegmatitique* (fig. 10)

6. zone des pegmatites intérieures,
7. zone des pegmatites marginales,
8. zone des pegmatites extérieures,
9. zone des formations de quartz-mica.

L'aire granitique déborde sur l'aire pegmatitique (de KUN, 4). Dans les massifs, les pegmatites intérieures sont nombreuses (6°). Leur dimension est petite et elles remplissent souvent des fractures du granite ou forment de petites lentilles (« fish-bodies »). Ces pegmatites sont pauvres, mais par leur nombre elles ont contribué à la minéralisation. Elles sont homogènes, constituées de quartz, de mica, de microcline et d'albite.

Les pegmatites marginales (7°) sont parfois plus riches et plus volumineuses. Elles sont homogènes comme les précédentes. La plus grande partie des pegmatites à spodumène appartient à ce groupe, bien qu'on en trouve quelques-unes à une distance d'un kilomètre du contact granitique. Les gisements de spodumène du Nord Lugulu sont presque aussi importants que celui de Manono. La première pegmatite à spodumène fut découverte en 1951 par PREUD'HOMME et KAZMITCHEFF à Nietubu I. On connaît à présent une douzaine d'affleurements dans presque toutes les mines.

La zone des pegmatites extérieures a une largeur de 5 km (8°). Les pegmatites les plus riches occupent un mince ruban entre les zones 7° et 8°. Ce ruban a environ 1 km de large, à partir du contact du batholite ou des massifs circonscrits vers l'extérieur. Dans cette bande, les pegmatites peuvent représenter des dizaines de pour cent de l'ensemble des roches. Il en reste très peu au-delà de 5 km. La majeure partie est formée par des lentilles plates, légèrement convexes, concordantes aux schistes. L'altération profonde des feldspaths a généralement effacé toute trace de zonage pour autant qu'il y en ait eu une. La teneur en minéraux lourds varie entre 0,01 et 0,1 %. Dans la plupart des pegmatites peu minéralisées, le rapport Sn/Nb-Ta est 1 : 2. Par contre, dans les champs riches, ce rapport est inversé et élevé.

Dans la zone riche, on trouve également des pegmatites zonées. La majeure partie de celles-ci comporte un noyau feldspathique

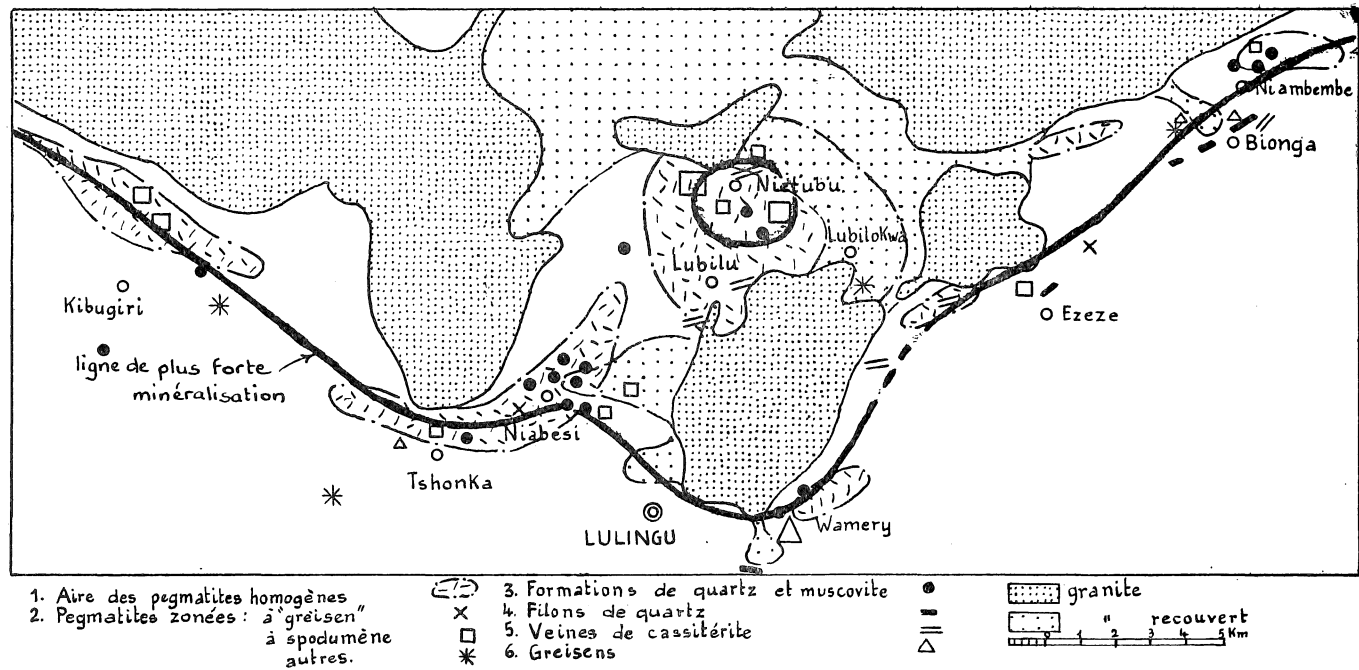


FIG. 10.

altéré du type précédent et une zone extérieure de quartz-muscovite-cassitérite, avec des teneurs allant jusqu'à 0,5 %. Cette formation s'est développée surtout au toit, rarement au mur. Bien que le noyau contienne de la columbite, la zone extérieure en est exempte. Ces formations de quartz-mica peuvent aussi se détacher de la masse centrale en formant des veines individuelles (9°).

Il y a également quelques autres pegmatites zonées à microcline ou à perthite. Chacune de celles-ci représente un cas d'espèce.

413. — *L'aire filonienne* (fig. 10)

10. veinules de cassitérite,
11. filons de quartz,
12. greisen.

Cette aire concentrique occupe la partie extérieure de la précédente et s'étend quelque peu au-delà. Elle est discontinue.

Des veinules de cassitérite (10°) affleurent au plateau de la Lubilokwa entre le batholite et les massifs circonscrits. Elles forment généralement des placages ou remplissent des diaclases sur la paroi ou dans des xénolites d'amphibolites suspendus dans le granite. Tout porte à croire que les veinules minuscules dans la partie marginale du granite jouent un rôle plus important dans la minéralisation qu'on ne le croit. On rencontre plus rarement de longues veinules de cassitérite dans le schiste. Dans la région des greisen, la cassitérite forme de courtes veinules entre des parois de tourmalinite. Dans d'autres cas, les cristaux de cassitérite croissent sur les plans de foliation des schistes tourmalinifères.

Les filons sont rares et localisés dans des structures anticlinales devant les massifs circonscrits ou masqués par la couverture (11°). Ils sont exempts de columbite et tous ne contiennent pas de la cassitérite. La teneur varie entre 0,05 et 0,3 %. Plusieurs filons ont des épontes greisenifiées d'où provient la grande partie de la cassitérite primaire.

A Wameri, les greisen (12°) forment des poches dans les tourmalinites avec des nids de cassitérite atteignant parfois plusieurs centaines de kilogrammes. Ces nids sont irrégulièrement répartis dans l'auréole de massifs masqués.

42. — Les pegmatites

421. — Les pegmatites homogènes

4211. — Les pegmatites à prédominance de feldspath.

Les pegmatites plus ou moins homogènes sont très fréquemment interstratifiées avec les schistes précambriens. Dans d'autres cas, les pegmatites s'intercalent entre les bancs d'amphibolite, comme au nouveau poste de Lulingu. Les roches vertes ne sont jamais éloignées des lentilles. On peut diviser l'aire de ces pegmatites en quatre zones: 1^o Niambembe, 2^o Lubilokwa-Lubilu, 3^o Tshonka, 4^o Kibugiri.

La dimension des pegmatites est fort variable. Une lentille typique serait légèrement convexe, concordante ou sub-concordante dans des schistes ayant un faible pendage; elle aurait une longueur de 4 m et une largeur de 2,5 m. Sa puissance, plus difficile à apprécier, pourrait être de l'ordre de 1,5 m. L'altération a oblitéré les vestiges de la structure interne, peut-être zonée. On observe parfois une concentration de mica séricitique aux épontes. D'autres fois, on n'y trouve que des minéraux argileux avec un indice de réfraction de 1,5 à 1,6, ne conservant plus les structures des feldspaths ou des micas. Ces masses kaolineuses renferment souvent des veinules ou des grains de quartz diffus, des paillettes de mica, ou plus rarement des vestiges de spodumène décomposé.

Les minéraux lourds, la columbite, et un peu moins la cassitérite sont réparties dans toute la pegmatite. La teneur en Sn-Nb-Ta combinés atteint parfois 0,01 %. La cassitérite des pegmatites homogènes est brune.

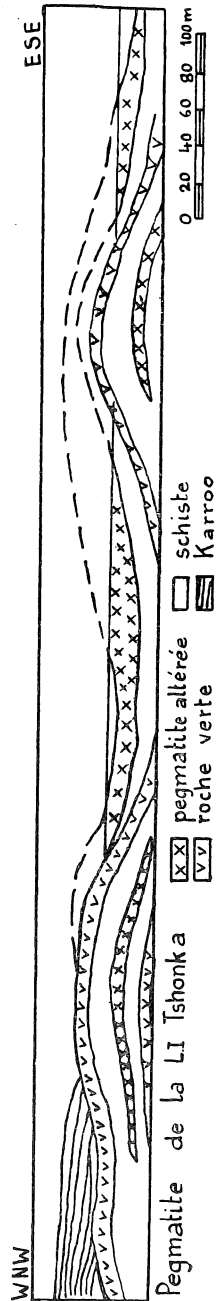


FIG. 11.

Les zones prismatiques et pyramidales sont d'égale importance, tandis que les autres facettes sont moins développées. La columbotantalite est noire, opaque. Les pinacoïdes constituent presque toutes les facettes ; les cristaux épousent la forme de plaquettes ou de paillettes, de 0,3 à 1 mm. La tourmaline noire en est l'accompagnateur normal, bien qu'on trouve également de la tourmaline vert-brun (dravite).

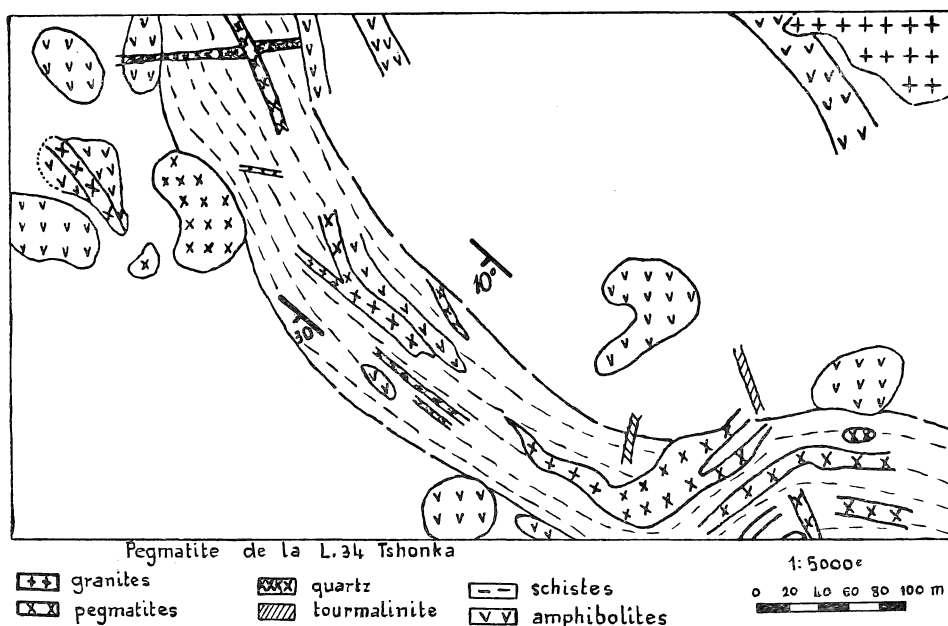


FIG. 12.

Les plus importants champs de pegmatites kaolinisées occupent des surfaces considérables entre Tshonka-Niabesi, à Niambembe et sur le plateau de la cote 800. Leur rôle dans la minéralisation est des plus importants. La décomposition limite malheureusement les possibilités d'études. Cas exceptionnels : à la L 18 Mundu, à 1 km au NW de Kibugiri, les pegmatites sont en *recoupe*. Les veines de pegmatite de la L 82 Lubilokwa, à 1 km au nord du camp du même nom, contiennent, peut-être anormalement, une cassitérite claire, mate, où les prismes du premier et du second ordre sont mieux développés que la pyramide ditétragonale. Elles ne renferment par contre que des traces de columbotantalite.

4212. — *Pegmatites à spodumène.*

Les pegmatites à spodumène sont vaguement zonées ou homogènes. On en connaît à Niambembe, Ezeze, Niabesi (4), Nietubu (6), Kibugiri (2) et à Tshonka. A la Tshamasingu, à 2 km au NW de Niambembe, un dyke de deux mètres de puissance est composé de 70 % de spodumène, le reste étant du microcline et de l'apatite avec des traces de mica. Les deux plus importantes pegmatites à spodumène à Nietubu couvrent une surface considérable. La roche encaissante de l'une d'elles, à la L 8 L u b i - l o k w a à 500 m à l'ouest de Nietubu, au contact des schistes et du granite, est un microgranite. Elle contient en moyenne 55 % de spodumène, le reste étant de la perthite, avec un peu d'apatite et de mica. La teneur en minéraux lourds est faible. La paragenèse comporte du grenat almandin incolore, de la cassitérite, de la pyrite et des traces de columbite.

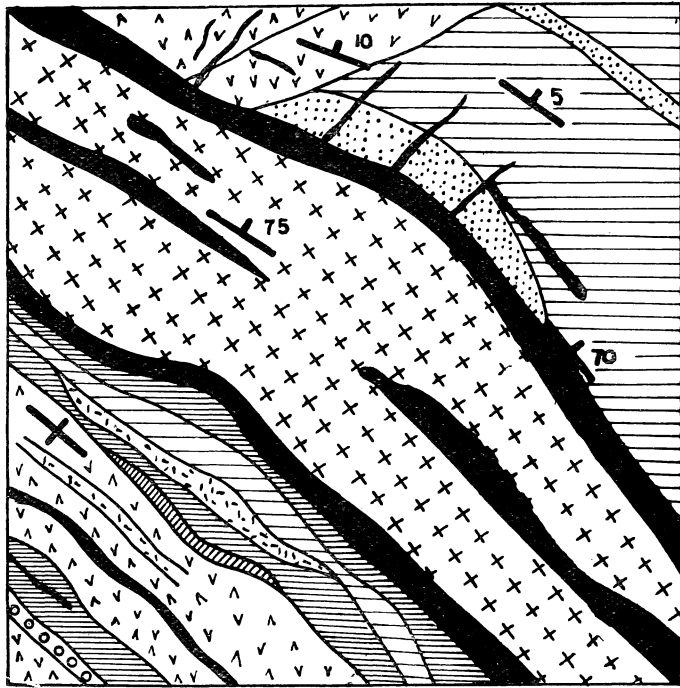
A 3 km de cet affleurement, au D 7 Nietubu (à 2 km au SE du camp de Nietubu), la pegmatite s'étale entre cette rivière et son affluent de droite n° 11. Elle contient 35 % de spodumène, le restant est la perthite et l'albite.

A Niabesi, les pegmatites à spodumène dérivent du massif recouvert du Mont Malunyakakwame. Elles se trouvent à \pm 500 m du granite et atteignent la zone des formations de quartz-mica.

A Tshonka, la pegmatite à spodumène recoupe la lentille kaolinisée. A K i b u g i r i, près du contact granite-schiste, on trouve le spodumène le mieux conservé. Sa texture porphyroïde diffère sensiblement de celle des précédentes. Des lattes ou spatules de spodumène vert, qui atteignent en un cas 30 cm de longueur, forment des phénocristaux. La pâte est constituée de microcline et de petites lamelles de spodumène.

422. — *Les pegmatites zonées*

On n'a pas encore observé dans le district toutes les zones décrites par JAHNS (14). Le plus souvent on ne voit qu'un grand noyau entouré des formations de contact. La plupart de ces lentilles se rencontrent en séries ou familles. Elles consistent 1° en une zone intérieure de feldspath altéré et 2° en une zone extérieure soit a) de quartz-mica bien développé au toit, soit



Pegmatite de la L I Tshonka

- | | |
|----------------------------------|----------------|
| pegmatite à microcline muscovite | schiste gris |
| pegmatite kaolinisée | amphibolite |
| séricitoschiste à tourmaline | terrasse |
| roche microgrenue | schiste violet |
| | latérite |

FIG. 13.

b) d'un feldspath moins altéré de quartz et de mica. Comme en Uganda, l'altération hydrothermale est intense (PARGETER, 20).

Dans d'autres cas, surtout à Niabesi, la formation de quartz-mica s'individualise en veines rectilignes, à quelque distance des lentilles de pegmatite altérée. Nous traiterons de ces dykes au chapitre suivant. En plus de ce type, on trouve des pegmatites niobo-stannifères dont nous citerons comme exemple les lentilles de la Key à Bionga et le dyke de la Ketumba à Lubilokwa.

4221. — *La pegmatite de Tshonka.*

Le grand champ pegmatitique de Tshonka-Niabesi s'étend sur 7 km de longueur. Vers l'extrémité occidentale de ce champ,



Coupe de la pegmatite de la L. I Tshonka









- | | | | | | |
|---|---|---|-------------------|---|-------------|
|  | pegmatite à microcline, quartz
muscovite > SnO ₂ < (zone bordure) |  | roche microgrenue |  | amphibolite |
|  | pegmatite Kaolinisée < SnO ₂ < |  | schiste violet |  | latérite |
|  | séricitoschiste à tourmaline |  | schiste gris | | |



FIG. 14.

entre les lignes I et III, affleure une série de pegmatites dont le développement total est de 600 m sur 200 m. C'est une suite de lentilles qui se pincent, tantôt disparaissant, tantôt reparaissant entre les schistes et amphibolites subhorizontaux, avec lesquels elles sont concordantes.

Dans la partie occidentale de cette série apparaît une importante pegmatite zonée, dont la direction, N 60° W, correspond à l'orientation des couches. Son pendage atteint 70° N et ce dyke montre des contacts nettement intrusifs. La puissance de la pegmatite dépasse 20 et localement 25 mètres. L'altération intensive des feldspaths a oblitéré la structure initiale de la pegmatite. On peut néanmoins distinguer encore nettement deux zones : 1° les zones extérieures, relativement minces, mégacristallines, constituées de quartz, de muscovite, de ce qui était probablement du microcline et accessoirement de tourmaline et de béryl, 2° le noyau large constitué d'une masse « kaolinisée » semblable au produit d'altération des lentilles de pegmatite concordantes.

On observe également des pegmatites mégacristallines, moins altérées : *a*) au sein de la large zone centrale et *b*) sous la forme de veines ramifiées, en recoupe ou concordantes, dans les roches encaissantes. Celles-ci ont été influencées par la pegmatite, essentiellement par l'introduction orientée de feldspaths et de quartz. Dans certaines zones, on peut parler d'une véritable pegmatitisation.

Les lentilles renferment également des xénolites tourmalinisées. Au contact des amphibolites, on voit des lits micacés. Des fissures sont remplies de quartz dont on trouve aussi des grains diffus. A l'ouest, une veine de pegmatite à spodumène recoupe la partie kaolinisée. Les 98 % de la pegmatite sont constitués par un minéral blanc du groupe des argiles, avec un indice de réfraction de 1,5, qui appartient vraisemblablement à la série kaolinite-nacrite.

Le spodumène forme des spatules gris-verdâtre orientées indistinctement. Lorsque les veines de spodumène recoupent la pegmatite principale, l'axe *c* des cristaux est orienté perpendiculairement aux épontes.

Parmi les minéraux lourds, on note la cassitérite, la columbite, les tourmalines, le zircon. La cassitérite est brun-noirâtre à reflets gras à adamantins. Dans les petits cristaux de 0,5 à 1,5 mm, les zones pyramidales et prismatiques ont un développement égal.

La cassitérite de l'alluvion qui recouvre la pegmatite est semblable. Des débris de veinules de cassitérite et de quartz, trouvés entre le gravier et la pegmatite, montrent une cassitérite brun-clair.

La teneur, la granulométrie et la distribution de la columbite est différente dans les zones extérieures, intérieure et en alluvion. La cassitérite de la zone mégacrystalline est plus abondante, généralement moins foncée et fine :

TABLE I. — *Granulométrie des concentrés des zones pegmatitiques*

Zones mesh	Extérieure		Intérieure	
	Cassitérite %	Columbite %	Cassitérite %	Columbite %
+ 12	32	—	11	6
—12 + 20	28	—	14	9
—20 + 35	19	14	16	28
—35 + 70	17	63	53	41
—70	4	23	6	6
Total	100	100	100	100
Columbite %	3		9	

La teneur en columbite de la pegmatite dépasse sensiblement celle des placers et des terrasses. Ceci est dû à la moindre dureté et à la friabilité de ce minéral. On peut tabler sur un rapport Nb-Ta/Sn de 1 à 9 dans la pegmatite pour 1 à 19 dans le gisement secondaire. La columbite avec environ 30 % de Ta₂O₅ est noire avec un reflet plus brillant que d'habitude. Les facettes pinoïdales sont prépondérantes.

La tourmaline vert brun (en lumière transmise) forme des aiguilles effilées et constitue 20 à 60 % des concentrés. Le zircon et la tourmaline noire en prismes trapus sont plus rares. Les minéraux lourds, tout en étant présents partout, sont irrégulièrement distribués. Généralement la présence de veinules de quartz en forme de « lacet » (stringers) signale les plus fortes concentrations.

C'est une des plus importantes pegmatites de l'Afrique ; elle méritera une étude plus détaillée.

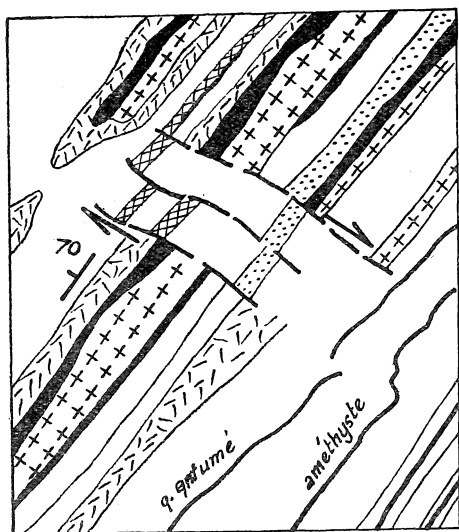
Sur environ 5 km, la cuvette de la Tshonka a pour fond un complexe de pegmatites et phyllades interstratifiées. Une structure analogue s'observe dans le bassin de la Makulumabili à Niambembe.

4222. — *Niambembe.*

Les quatre filons du D 13 (ou L 26) Makalumabili (13^e affluent droite de cette rivière) à 500 m au NW de Niambembe forment la transition entre les formations de quartz-mica et les filons de quartz. La veine principale a un mètre de puissance. Elle est zonée en rubans parallèles, qui n'ont cependant pas de contacts bien déterminés. Le quartz est prépondérant dans la zone intérieure, c'est-à-dire dans la zone centrale. Il forme avec la muscovite gris claire la zone intermédiaire. La zone du mur est constituée de grains fins de quartz, de mica et de microcline accessoire. Une grande partie de la cassitérite est concentrée dans certaines masses de la zone intermédiaire. La limite de cette dernière et du noyau est également minéralisée. La zone du mur est pauvre. Non loin, on observe une autre série de veinules, ondulées et rejetées, tantôt de quartz, tantôt de quartz et mica (fig. 15). Ces dernières sont plus riches. Les fouilles effectuées par CHESAUX ont révélé l'extension de ce champ auquel on pourrait appliquer le terme américain de « quartz pegmatitique ».

Les pegmatites de la L 62 1/2 Niambembe (à 62 1/2 × 100 m du confluent de cette rivière, à 1 km à l'ouest du camp du même nom), relèvent d'un tout autre genre. Dans cette région de schistes tourmalinisés et de roches vertes interstratifiées, on trouve des formations de quartz-mica, des pegmatites homogènes, un filon de quartz stannifère et la pegmatite (fig. 16) dont la description suit. Le grand noyau de la pegmatite est kaolinisé et sans intérêt économique. La lentille se loge dans un pli de schistes. Sa zone de contact est mince, le mica y est prépondérant. La zone extérieure est formée au toit par 20 à 60 cm de quartz-muscovite-cassitérite. Cette dernière représente 3 % du total. Sur une bonne partie de l'étendue de cette zone, des schistes tourmalinisés la séparent du noyau. La formation de quartz-mica s'individualise

en une veine et s'éloigne en formant un angle de 60° avec l'orientation de la pegmatite.



Pegmatite de la L.26 Makulumabili

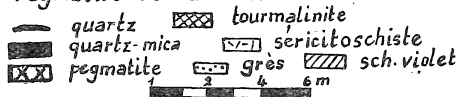
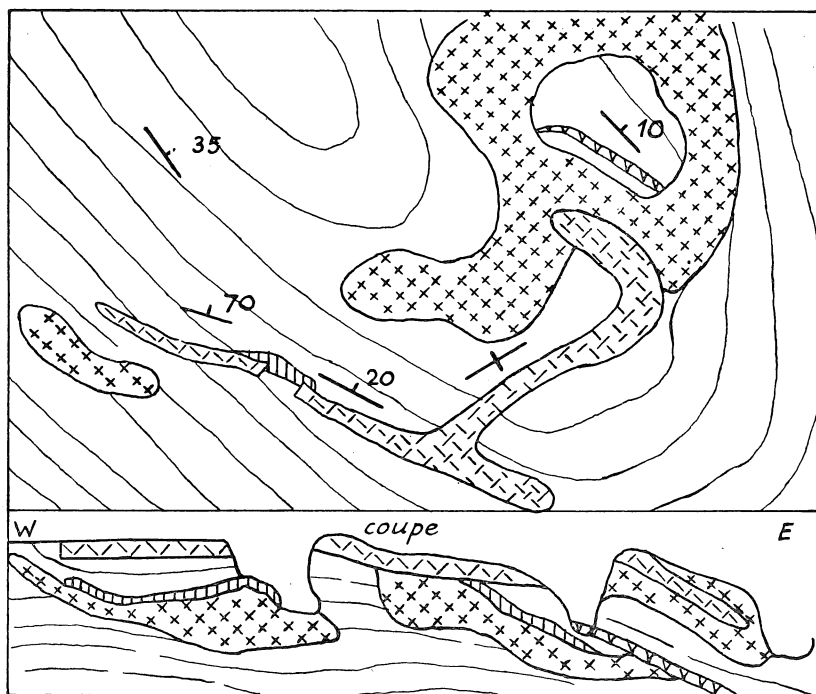


FIG. 15.

4223. — *Bionga*.

L'aire pegmatitique du *D 11 Key* situé à 4 km à l'ouest de *Bionga*, à l'ouest de la crête *Tukutu*, comporte également des veines de quartz, de greisen et des formations de quartz-mica, riches en cassitérite. Les deux unités les plus remarquables sont deux pegmatites vaguement zonées, minéralisées en Nb-Ta-Sn. Une lentille convexe (fig. 17) et un dyke de forme plus régulière sont interstratifiés dans des schistes tourmalinisés, bordés de deux bancs d'amphibolite. La puissance moyenne de la première atteint 6 m, tandis que le second mesure 3 m. Le zonage de la lentille est plus marqué. Le noyau de quartz (1) gris blanc forme une lentille avec des embranchements ; dans la zone (2) intermédiaire intérieure, le quartz accompagne encore le microcline qui est le constituant principal de la troisième zone, la plus importante de toutes. La zone de contact (4) montre par endroits du mica.



Pegmatite zonaire de la L.62½ Niambembe

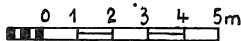
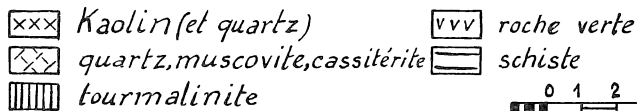


FIG. 16.

Presque toute la cassitérite mégacrystalline et la columbotantalite se sont concentrées dans la zone 2, tandis que la cassitérite à grains fins accompagnée de quelques paillettes de columbite est disséminée dans l'importante zone 3. Au sein même de la zone 2, les minéraux se cantonnent dans des nids ou poches. Si les plus grands morceaux de tantalo-columbite atteignent 5 cm de diamètre, la majeure partie ne dépasse guère 10 × 3 mm. Dans le dyke supérieur, parallèle au précédent, la cassitérite n'est pas disséminée et les nids sont encore plus irrégulièrement répartis.

On y trouve la cassitérite et la columbotantalite dans plusieurs associations peu fréquentes. En plus des formes libres des trois minéraux, il y a un grand nombre de cristaux mixtes (« ixiono-

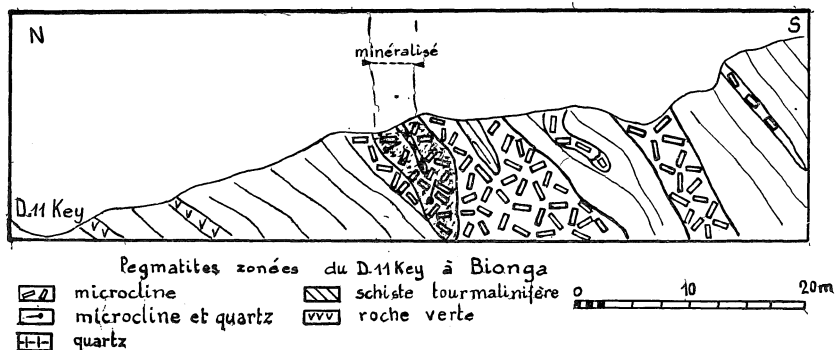


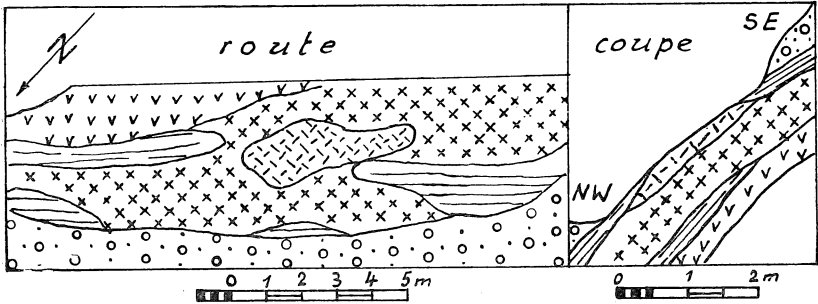
FIG. 17.

lite »). Bien que, d'après E. NIGGLI, la composition de ceux-ci corresponde à celle de la thoreaulite monoclinique, les schémas de diffraction ne montrent que la forme orthorhombique du tantalo-niobate. Ce dernier est brun, parfois couvert d'une pellicule pulvérulente brun jaune. Des mâcles superposées dessinent souvent une forme aplatie, concave en gradins. Les gros cristaux de tantalite sont noirs et ternes. C'est une des rares pegmatites où la tantalite et la columbite coexistent entre les densités de 7,2 et 5,8. L'enduit de certains cristaux de cassitérite est de l'« hydrocassitérite » varlamoffite ou souxite. L'accompagnateur principal est la tourmaline noire avec des traces d'almandin et de zircon.

4224. — *Autres pegmatites.*

Le banc de pegmatite de Musagi, à 3 km au NE d'Ezeze, s'allonge sur 200 m, avec deux interruptions. La perthite et le microcline en voie d'albitisation en constituent la plus grande partie. Les faces de {010} du feldspath sont perpendiculaires aux épontes. Une partie de la zone du mur est constituée d'une formation de quartz-muscovite avec 3,5 % de cassitérite. Cette dernière est brun terne et montre autant de facettes pyramidales que prismatiques.

Le dyke du 4^e affluent gauche de la Ketumba, à 2 km au sud de Lubilokwa, fait dévier les schistes tourmalinisés et micacés qui l'encadrent. La zone extérieure est constituée par un microgranite rose en voie de décomposition ; la zone intermédiaire par du quartz et du microcline, tandis que dans la zone intérieure on trouve également de la perthite rose. A tout prendre, la composition de la



Pegmatite de la route du G.2 aval Tshonka à Niabesi

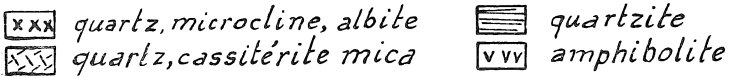


FIG. 18.

pegmatite correspond à celle des granites tourmalinifères porphyriques voisines dont elle dérive. Elle est aussi comparable à celle des schistes encaissants. Les cristaux de cassitérite diffuse mesurent entre 2 et 15 mm. Dans les environs immédiats de cette pegmatite, on trouve également des lambeaux de cassitérite filonienne de 4 cm.

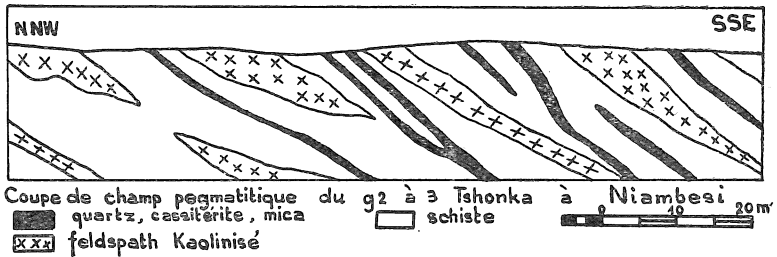


FIG. 19.

Les meilleurs exemples de formations de quartz-mica, situées à la zone extérieure du toit, se rencontrent à Niabesi (fig. 19). A la ligne 6 Tshonka, à 500 m au nord de Niabesi, un dyke kaolinisé de 4 m de puissance, peu minéralisé, a au mur une zone discontinue de quartz et de muscovite lithifère riche en cassitérite.

A la ligne 9 de Tshonka, à 1 km au nord de Niabesi, le toit d'une lentille kaolinisée est constituée de formations de quartz-mica. Cette zone n'est cependant pas continue et parfois la masse

kaolineuse du noyau est en contact avec les schistes tourmalinifères qui forment l'éponte. L'ensemble de la pegmatite a une structure en sablier — pinch and swell — ; des bandes de schistes tourmalinisés relient les lentilles.

Près du g 1 du G 2 de la Tshonka inférieure, à 2 km au sud de Niabesi, une pegmatite à perthite, quartz microgrenu et muscovite comporte, dans sa zone intermédiaire extérieure, des veinules de quartz. Au toit, les trois quarts de la surface sont couverts par un quartzite micacé à tourmaline, le restant par une formation de quartz-mica-cassitérite (fig. 18).

Le dôme de pegmatite de Kikira, à 4 km à l'est de Kibugiri, logé dans des schistes contenant de l'oligiste spéculaire, mérite de l'intérêt par la greisenification de ses épontes. Il s'agit là de véritables greisen de remplacement avec de fortes teneurs de cassitérite.

43. — Les formations de quartz-mica

On a vu plus haut que cette paragenèse forme parfois la zone extérieure des pegmatites. On la rencontre également sous forme de dykes individualisés. Les épontes de ces derniers sont parallèles et consistent souvent en tourmalinite noire, schisteuse ou non. Entre ces parois, la formation de quartz-muscovite-cassitérite peut être homogène ou hétérogène. Avant tout, le rapport quartz-muscovite est variable. On peut probablement affirmer que cette proportion est, en moyenne, de 1,5 à 1. Si l'on connaît plusieurs dykes où il y a encore plus de quartz, rares sont les cas où le mica devient prépondérant.

Dans certaines plages de Niabesi, des colonnes de muscovite lithifère occupent plus de la moitié du volume. Ailleurs, ce même mica forme des paquets en fibres de quelques millimètres d'épaisseur. Le quartz est transparent et partiellement arrondi. La granulométrie est comprise entre 0,5 et 2 cm.

Le plus souvent, la cassitérite est distribuée d'une façon uniforme. Les grains se logent généralement entre le quartz et le mica. Dans quelques rares cas, la formation conserve une texture orientée. L'axe *c* des paillettes est alors perpendiculaire aux épontes. Dans d'autres cas, la cassitérite forme de minces bandes

au sein même de la formation. Ces niveaux s'enrichissent en mica et la cassitérite y représente jusqu'à 10-20 % du total.

Toute la cassitérite se présente en grands cristaux de 5 à 15 mm, du type ordinairement attribué aux pegmatites, mais d'une teinte plus foncée. Les teneurs sont plus uniformes que dans les filons ou dans les pegmatites. La columbite est très rare.

On trouve de nombreux exemples de ces formations dans une zone bien déterminée au sein du ruban de pegmatites depuis Niambembe jusqu'à Kibugiri. La plus importante de ces plages à Niabesi-Tshonka couvre plusieurs kilomètres carrés.

44. — Les filons

Le plus important champ filonien se trouve à Bionga, dans l'est du Nord Lugulu. D'autres filons affleurent, souvent en série, à Ezeze, au Mont Tungira à Wamery et dans le granite de Lokolia, à l'extrême ouest.

Le Mont Tukutu, à 2 km au NW de Bionga, émerge dans le prolongement de la crête Kitindi. Cette dernière fait partie à son tour du massif granitique du promontoire Kibimba. Partant du contact, on trouve une zone pegmatitique. Des couches lardées de feuillets d'amphibolite séparent cette dernière de la zone filonienne. La distance horizontale entre les granites à muscovite et ces filons est de 3,5 km. La morphologie et la tourmalinisation laissent supposer un dôme de relèvement.

Les couches précambriennes forment un anticlinorium autour de la crête et du dôme. Les filons minéralisés en occupent la partie sud-est (fig. 20). Ils sont interstratifiés dans un paquet de schistes tourmalinifères qui ont 1 km de puissance et s'étendent du sommet du Mont Tukutu à la cote 905 jusqu'au D 15 Niambembe, à 2 km à l'est de Bionga, au niveau 640. Dans le sens latéral, le gîte s'étend sur 2 km au versant du Mont Tukutu et se rétrécit légèrement vers le piedmont. Les pendages, qui atteignent à Bionga 45° (fig. 21), diminuent jusqu'à 10° à Niambembe. Les couches sont pliées autour de l'axe principal de l'anticlinorium qui suit une direction de 30° W à l'échelle locale suivant des axes secondaires subperpendiculaires.

Les 3/4 des minéraux lourds se logent dans le greisen microgrenu qui forme l'éponte et entre ce dernier et le filon de quartz (fig. 21).

Le reste se répartit sur les diaclases des filons. Ce greisen est constitué de séricite et de quartz et il est limité par les épontes de tourmalinite, alternant parfois avec des lits micacés. Dans ces derniers, les paillettes de mica sont perpendiculaires à l'orientation du lit.

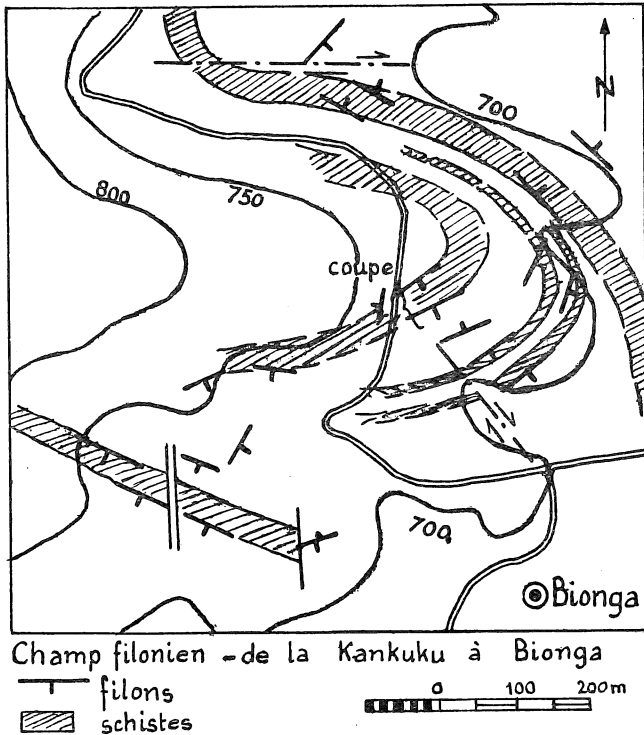


FIG. 20.

La cassitérite de Tukutu est brune, généralement terne, mais on trouve aussi des cristaux en partie blanchâtres. Les cristaux pyramidaux sont plus fréquents que les prismatiques. Dans quelques filons, les cristaux mâclés sont fréquents.

Il y a peu d'accompagnateurs et la cassitérite marchande de Bionga accuse, avec celle de Tukombe (Kampene), un des plus hauts pourcentages d'étain au Maniema. Dans les filons de la source de la Bionga, à 300 m à l'ouest du d 2 Kankuku, KAZMITCHEFF a déterminé des grains de pyromorphite verte, compris entre 0,5 et 2 mm. Les dernières excavations ont révélé des filons

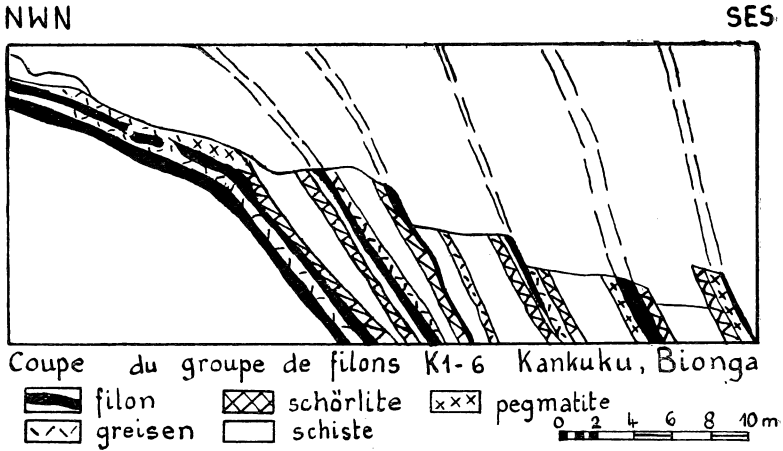


FIG. 21.

de baryte, strontianite, galène et covelline, en amont des formations stannifères. On a également trouvé plus en aval des grains de bismuth couverts de bismuthine. Une autre zone filonienne est à Bikiekie, Wameri (fig. 22).

45. — Les greisen

Ce terme désignait, pour le mineur du moyen-âge qui l'a inventé, à Zinnwald et à Schlaggenwald dans l'Erzgebirge, toutes les roches

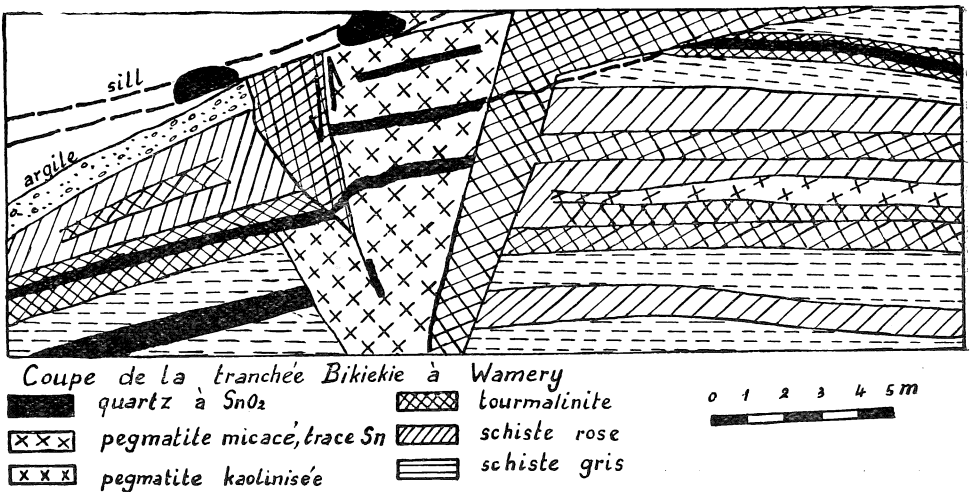


FIG. 22.

à éléments grossiers, constituées principalement par du mica et du quartz et riches en étain. Il pourrait, dans cette terminologie de mineurs, s'appliquer aux formations de quartz et muscovite que les Américains et Canadiens de leur côté appellent du quartz pegmatitique. Nous ralliant à l'avis d'AGASSIZ (1), nous préférons les dénommer d'après leurs constituants.

Les « Greisen » bohémiens et saxons ont subi un autométamorphisme et les géologues ont tendance à réserver ce terme à la variété metasomatique. Dans la même terminologie, la roche minéralisée, à grains fins, s'appelle « Zwitter »; ces derniers forment l'éponte des filons du Tukutu (fig. 21). Quelques autres affleurements existent à Niambembe, à Tshonka et à Kibugiri, mais le

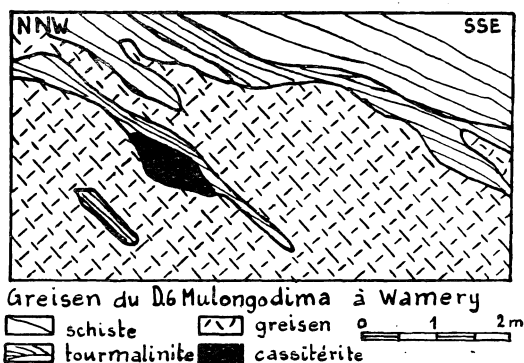


FIG. 23.

plus important est celui du Mont Tungira, à 1,5 km au sud de Wameri. Au pied de cette montagne, aux sources du D 6 Mulongodima, à 1 km au SE de Wameri, on a tiré de l'un de ces greisen une des plus grandes masses de cassitérite jamais découvertes (fig. 23). Elle pesait 1,5 tonne et était accompagnée d'autres morceaux, pesant des centaines de kilogrammes. La poche même, qui mesurait 15 m, a produit 12 t de cassitérite, correspondant à une teneur de 40 %. A 1 km de là, une masse de 300 kg de cassitérite a été extraite d'un greisen.

Contrairement à ce qu'il en est dans les formations de quartz-mica, la cassitérite est fort irrégulièrement répartie dans les véritables greisen de remplacement. Constitués de quartz et de muscovite-séricite plutôt fine, avec des aiguilles de tourmaline

noire, la granulation de la gangue est inférieure à 3 mm, tandis que la cassitérite forme des cristaux beaucoup plus grands. Ils sont bruns et ternes, comparables dans leurs habitus à ceux que renferment les filons.

Une intense tourmalinisation locale signale la présence de ces greisen. On trouve aux mêmes plages des cristaux de cassitérite collés sur le plan de feuilletage des schistes et des veinules de cassitérite accompagnées d'un peu de séricite.

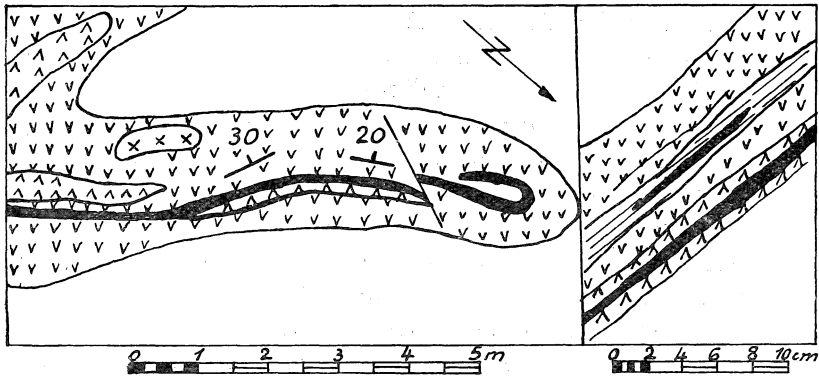
46. — Les veines de cassitérite

Plus souvent qu'on ne le suppose, la cassitérite forme de petites veines de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Celles-ci échappent souvent à l'observation à cause de leur dimension réduite. Dans les placers, on trouve de la cassitérite en plaquettes typiques détachées des veinules.

On peut ranger ces veinules en deux catégories : 1^o les veines irrégulières dans les schistes ; 2^o les plaquages sur remplissages de diaclases des roches vertes dans le granite.

La veine du confluent du D 15 Niambembe, à 500 m au SW du camp du même nom, constituée de cassitérite pure, rentre dans cette catégorie. La puissance varie entre 3 et 15 cm ; elle a déjà été suivie sur 20 m. Comme on l'a vu ci-dessus, cette plage comporte également des greisen et des filons, Les autres veinules en « lacets » (stringers), à Nkuba II, à 2 km au NW d'Ezeze, à Tshonka et à Wameri sont généralement plus courts.

Les plus beaux exemples de plaquage se trouvent au nord, à Nietubu, à Lubilu et à Lubilokwa. Au col Nietubu/Lubilokwa (tout près de Nietubu), comme au G 23 Lubilu, à 3 km à l'est de Lubilu, un xénolite de roches vertes subsiste dans le granite à muscovite, à quelques centaines de mètres du contact des schistes. La cassitérite s'est déposée à Nietubu dans une diaclase de schistosité de l'amphibolite (fig. 24) et à Lubilu sur la paroi de la roche verte. Partant de la veine de cassitérite, qui mesure entre 5 et 15 mm, on trouvera une zone où la cassitérite est mêlée à la biotite à Nietubu, et au quartz à Lubilu, puis une veine de quartz, suivie de l'amphibolite altérée, chargée de quartz et minéralisée encore sur 25 mm d'épaisseur. On trouvera ensuite la roche verte relativement fraîche, les diaclases ouvertes remplies de quartz.



Plaquage de cassitérite sur un xénolite de roche verte.
Source Nietubu | Lubilokwa

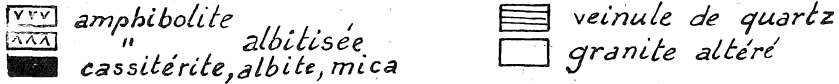


FIG. 24.

L'amphibolite est moins perméable et altérée que le granite, mais elle se délite facilement, formant dans ces dépôts le barrage sur lequel les solutions minéralisatrices ont déposé la cassitérite.

La cassitérite de plaquage est assez rapidement détruite, parce que la cohésion des grains est faible et parce qu'elle contient toujours des minéraux accessoires. Jusqu'à environ 10 mètres de leur emplacement original, ces plaquettes conservent leur forme plate ; on a pu déterminer ainsi la puissance des veines de Nyamitulamo (à 3 km au sud de Lubilokwa) et de Lubilu, respectivement 12 et 4 mm. La cassitérite des veinules n'est pas accompagnée de columbite, elle est de teinte grise ou brun clair, toujours terne. Les cristaux de 1 à 4 mm sont généralement pyramidaux, plus ou moins arrondis.

47. — Les minéraux lourds primaires

471. — La cassitérite

4711. — Généralités.

On retrouve au Nord Lugulu toutes les teintes, depuis le noir jusqu'à l'incolore, et toutes les formes, sauf l'oxyde d'étain amorphe.

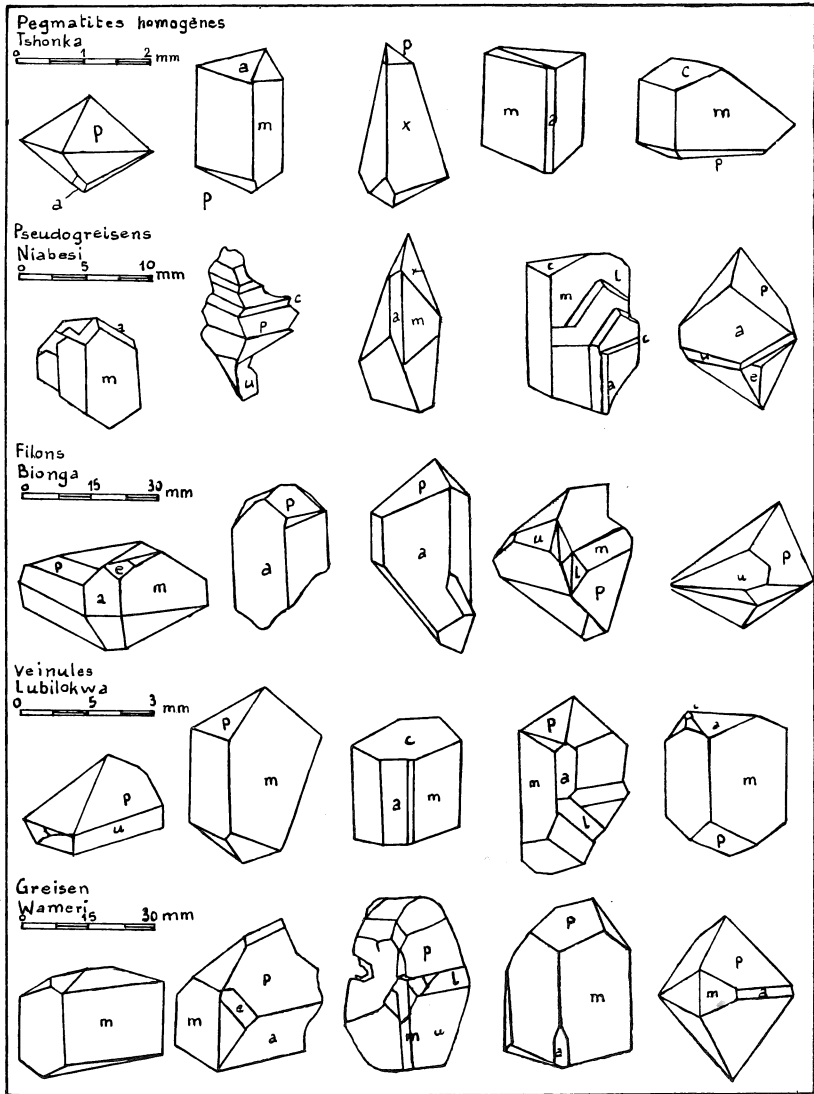
Les zones prismatiques sont généralement plus importantes que les pyramides. Les formes oblongues sont plus fréquentes que celles qui recoupent les axes à l'unité. D'autres cristaux sont étendus suivant le plan *a-b* par le développement déséquilibré des faces, qui fait loi ailleurs aussi. La base est peu commune. A l'étude statistique on constate que, contrairement à ce qu'on pourrait attendre, la différence entre les cassitérites d'origine diverse est variable ou faible. Au sein d'une même formation, les différences peuvent être marquées. La taille des cristaux est, certes, le critère le plus apparent; en effet, la cassitérite filonienne est plus grande que celle des pegmatites. La cassitérite trouvée dans les granites altérées est un minéral accessoire ou elle provient de micropegmatites et de filonnets. Si l'on prend en considération toutes les caractéristiques, on peut distinguer la cassitérite pegmatitique d'une part et filonienne d'autre part. Entre ces deux groupes, le comportement de la cassitérite des veinules est variable (fig. 25).

4712. — *La cassitérite pegmatitique.*

La cassitérite des pegmatites et granites est presque toujours d'une teinte plus foncée que celle des filons. Cette teinte peut être brune, bistre ou noire. En lumière réfléchie, la teinte devient plus claire et les cristaux deviennent translucides, même s'ils sont mégascopiquement opaques.

Tout comme dans les filons, on y trouve aussi un peu de cassitérite claire et bicolore. La couleur est beige-crème terne, par opposition au brun très clair, transparent, des plages claires de la cassitérite filonienne. Autre différence : les limites entre les deux couleurs sont nettes. Le dichroïsme va du rouge-vermeil au vert.

Dans les granites, les pyramides normales (111), (101), prédominent sur les prismes, tandis que dans les pegmatites, des prismes courts occupent plus de surface que les pyramides. Ici aussi les formes normales courtes sont généralement mieux représentées. Dans les formations de quartz-mica, on observe assez bien de cassitérite avec de longues pyramides aplaties (hkl). Deux longues et larges faces prismatiques tronquées forment aussi des plaquettes. Toutes ces formes favorisent des structures zonaires de cassitérite et de feuillettes de mica.



Vues de cristaux de cassitérite
prismes, m, a, l pyramides: p, e, u dipyramide x, base c

FIG. 25.

Les cristaux mâclés sont rares. Là où l'on en trouve, ils sont en forme de bec ou de genou. La striation est assez fréquente. Sa cause est la tendance au développement de prismes et de pyramides secondaires sur des faces planes.

4713. — *La cassitérite filonienne.*

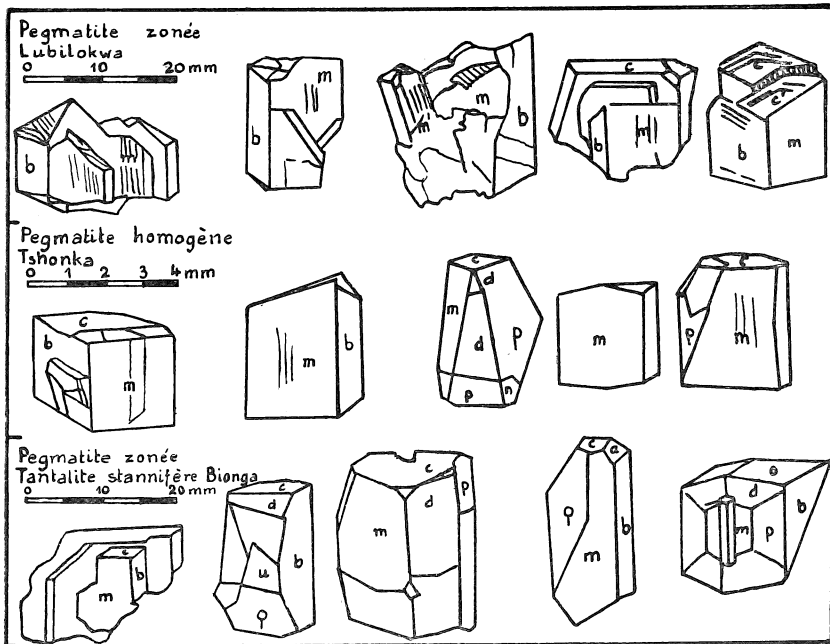
La cassitérite des veinules pures comportera le plus souvent autant de pyramides que celles des pegmatites ; quant aux cristaux croissant sur les schistes, ils consistent essentiellement en pyramides. La couleur de la cassitérite des veinules est noire à Nietubu dans la roche verte, brune à Lubilu, et crème à Lubilokwa dans le granite. Le reflet est généralement terne.

Quasi rien ne distingue la cassitérite des filons de celle des greisen. Les teintes vont du brun au jaune et, en lumière oblique, le coloris est jaune-miel avec des plages plus ou moins transparentes. Le reflet varie du vitreux au terne. Rares sont les cristaux mégascopequement translucides. Le zonage est en réalité un changement progressif des teintes avec des contours irréguliers. On ne l'observe que dans certaines coupes d'une partie des cristaux. Le dichroïsme est moins marqué ici.

La zone du deutéropisme est la face la mieux développée, suivie de près par les pyramides. Les facettes du type (hol), (hkl), recourent les axes à des distances inégales et occupent moins de surface que dans la cassitérite pegmatitique. A Bionga et à Wameri, les mâcles en forme de genou et de bec d'étain se retrouvent dans un cristal sur sept.

472. — *La columbotantalite*

La columbite des pegmatites rudimentairement zonées et celle des granites sont tabulaires (fig. 26). C'est un minéral noir et opaque, ayant un vif reflet sub-métallique ou adamantin. Le trait est brun-noir. Les plaquettes sont formées surtout des deux brachypinacoïdes. Les rapports d'allongement sont de l'ordre de 1 : 5 : 7. La plupart des terminaisons sont pinacoïdales. Des faces pyramidales tronquent parfois le pinacoïde de base. La striation va jusqu'à la formation de lamelles en biseau. De longues pyramides (hkl) remplacent parfois les pinacoïdes. La taille de cette columbite varie entre 0,2 et 5 mm.



Dessins de columbotantalites
 pinacoïdes: m, b, c, prismes: q dômes: d pyramides: p

FIG. 26.

Les plaques de la columbite en grands cristaux noirs ou gris foncé sont plus épaisses. Le reflet de cette columbite est plus terne et varie avec les facettes. Les mâcles de contact forment des paquets en escalier sur le pinacoïde. La striation affecte les macro- et les brachypinacoïdes. Le minéral est généralement homogène, mais il est parfois intercrystallisé en lamelles avec du quartz.

La tantalite de Mulongondima, entre Wameri et Lubilokwa, présente des formes aplaties. En plus des pinacoïdes, on observe également des dômes. Ce minéral est noir, avec un reflet terne ou brillant.

La tantalite de la Key, à 3 km à l'ouest de Bionga, est tantôt grise, tantôt brune. Elle a le même habitus pinacoïdal que les précédentes. La tantalite grise exhibe une plus grande variété de formes, où apparaissent les pyramides allongées et les prismes. Le trait est brun ou brun jaune. On n'observe pas d'hétérogénéité. La gamme des teneurs en tantale est étendue. Quelques cristaux

sont barrés de cassitérite, mais le schéma de diffraction est celui des columbotantalites communes.

48. — L'influence de la structure

A l'exception des greisen, la mise en place de toutes les formations minéralisées a été conditionnée par la schistosité et les diaclases de schistosité

Partout au Nord Lugulu, on trouve des pegmatites. Contrairement à ce qu'on pourrait attendre, les couches à faible pendage constituent très souvent le réceptacle des pegmatites. Les couches ne montrent qu'un pendage de 0 à 20° dans les deux principaux champs pegmatitiques, sur le plateau de Nietubu-Lubilokwa et à Tshonka, contre un pendage moyen de 20° à 40° au Nord Lugulu. Les lentilles sont concordantes et ne font dévier les couches que rarement et alors de quelques degrés.

En ligne horizontale, les massifs granitiques sont éloignés de 0,5 à 4 km. On ignore si les massifs se prolongent en dessous des champs pegmatitiques. Les nombreuses diaclases subverticales ne sont remplies ni de pegmatites ni de filons. Ces dernières ne recouperaient apparemment pas les pegmatites. Les pegmatites intérieures formées dans les massifs mêmes ne sont pratiquement pas minéralisées.

A Niabesi, la situation des dykes de quartz-mica est identique à celle des pegmatites. Ceux-ci sont conformes presque lit par lit dans les couches parallèles et subhorizontales et rappellent les cas d'interstratification des pegmatites, dans des milieux schisteux ; par contre, les schistes ont été fortement pliés. Le dyke de quartz-mica se détache du toit de la pegmatite au sommet des plis isoclinaux.

A une plus vaste échelle, le champ filonien de Bionga occupe le sommet des plis de l'anticlinorium de Tukutu. Par contre, les véritables greisen et les filons de quartz de Wameri ne semblent pas avoir été influencés par les conditions tectoniques.

En résumé, c'est la tectonique granitique qui a conditionné la concentration des champs pegmatitiques et filoniens dans un « ruban » minéralisé, où les pegmatites et filons ont invariablement adopté une position conforme dans les schistes encaissants.

49. — Les phénomènes de transformation des roches

Dans les districts minéralisés, les roches subissent une longue série de transformations, qui débutent avant et pendant la mise en place des massifs granitiques par la séricitisation et tourmalinisation. Les phénomènes dits du magmatisme tardif, hydrothermaux et hypogènes sont suivis par les altérations supergènes, qui sont encore en cours.

Parmi les phénomènes de transformation les plus importants, on compte la séricitisation, la silicification et la tourmalinisation. L'altération superficielle affecte plus les roches dans le climat tropical. L'argillisation des roches schisteuses et des épontes filoniennes est un de ces phénomènes. Le plus frappant est cependant la kaolinisation intense des pegmatites.

La plupart des processus de transformation se manifestent sur le plan régional et sur un plan restreint dans les environs des filons ou d'autres formations métallifères.

491. — *La séricitisation*

Ce phénomène affecte une aire considérable des schistes d'auréole et, dans les zones à minéralisation intense, s'étend à plusieurs kilomètres des pointements granitiques. La séricitisation régionale semble être typique aussi bien pour les zones filoniennes et pegmatitiques en général que pour les environs immédiats des filons ou lentilles de pegmatite.

492. — *La silicification*

Ce phénomène dépasse largement le cadre du district minéralisé. Il affecte aussi bien les schistes que les roches vertes. Le quartz forme aussi bien de courtes veinules que des noyaux diffus. La diagénèse superficielle aurait également contribué à la silicification. Les amphibolites semblent avoir subi deux vagues de silicification, l'une régionale, l'autre dans le voisinage des champs pegmatitiques. La silicification est particulièrement intense au plateau de Nietubu, où une mince pellicule de schistes couvre le granite, et dans la zone filonienne du Mont Tukuutu.

493. — *La tourmalinisation*

La tourmalinisation régionale affecte aussi bien la calotte supérieure des massifs granitiques que les schistes de l'auréole. La

tourmaline ferromagnésienne des roches métamorphiques s'étale en faisceaux de longues aiguilles violettes suivant les plans de schistosité. L'axe de ces éventails correspond à l'orientation générale du pendage. La tourmaline granitique, en plus grands cristaux, est répartie par poches, avec de la tourmaline diffuse autour de ces foyers.

L'auréole de tourmalinisation couvre de nombreux kilomètres carrés, atteignant son maximum d'intensité des deux côtés du contact. A l'intérieur de ce dernier, ce ruban s'étend sur 5 à 10 km. Les schistes hautement tourmalinisés se cantonnent à 1 à 2 km du contact.

La tourmalinisation locale affecte les épontes des filons, greisen et pegmatites presque invariablement sur quelques dizaines de centimètres, transformant la salbande en tourmalinite schisteuse ou massive. Dans les amphibolites et pyroxénites silicifiées des champs pegmatitiques, la tourmaline s'étale en étoile.

494. — *L'argillisation des épontes des filons*

Le quartz est résistant et se transforme peu, mais les minéraux de gangue et d'éponte et les remplissages de diaclasses s'altèrent rapidement. L'argillisation ne dépasse jamais les environs immédiats des filons ; elle est caractérisée par la formation de micas dégradés, d'illite, de montmorillonite et de séricite.

495. — *La kaolinisation des pegmatites*

La transformation des lentilles de pegmatites débute par l'albitisation pendant la formation même des zones. Les veinules tardives de quartz sont communes dans les pegmatites du Nord Lugulu, ainsi que les filets de séricite. Le phénomène le plus important est cependant la kaolinisation, qui transforme la pegmatite en une masse blanchâtre. En attendant une analyse différentielle thermique de ce minéral, celui-ci doit être considéré comme faisant partie du groupe kaolinito-nacrite. D'après les informations reçues du professeur DE MAGNÉE, la kaolinisation superficielle affecte particulièrement les parties précédemment albitisées de la pegmatite de Manono. Ceci pourrait expliquer le degré de kaolinisation variable de certaines zones de pegmatites de Lulingu.

5. — MINÉRALOGIE DES DÉPÔTS DÉTRITIQUES

La géologie économique des gisements secondaires, que les Anglo-saxons préfèrent appeler « pétrologie sédimentaire », a connu une application universelle dans l'étude des pétroles. On ne saurait en dire autant de son application dans la géologie des gîtes métallifères où l'on connaît cependant les ouvrages impressionnants de HUTTON (13) et de MILNER (18). L'importance de cette discipline dans l'étude des gîtes d'étain, pour la plupart détritiques, ne peut être assez soulignée.

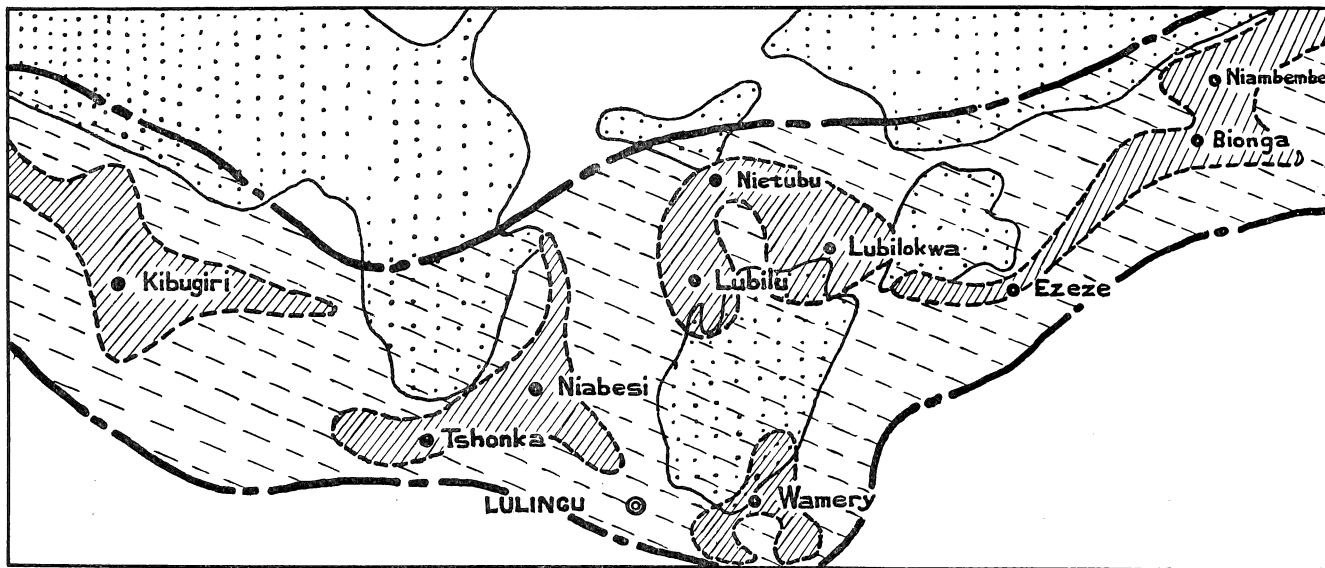
51. — Disposition des dépôts

Le Nord Lugulu forme un long ruban de gisements entre le batholite précambrien de Kasese et le bassin permien de la Lugulu-Nduma (fig. 4). Ce ruban s'élargit en hémicycle vers son milieu autour de son massif central. Les grandes rivières recouperont cette bande. En y creusant leur lit, elles déplacent, puis déposent les minéraux lourds à partir des zones du contact, pour redevenir stériles à mesure qu'elles s'écartent de l'auréole (fig. 27).

Le palier minéralisé correspond à leur cours moyen. Si l'on relie ces biefs, il se dessine une ancienne dépression parallèle au cours de la basse Nduma et de la Lugulu. Dans cette cuvette, des cols bas, qui n'émergent que peu du relief, séparent les bassins principaux.

Un autre groupe de gisements au centre-nord se trouve à un palier situé 200 m plus haut que le précédent, entre le batholite et ses massifs satellites. A l'intérieur du batholite, à quelque distance de son contact, se dessine un autre ruban de gisements de niobium et d'étain.

Minéralisé sans interruption sur une longueur de 100 km, le Nord Lugulu est un des gisements les plus remarquables par sa continuité. A l'intérieur de ce ruban, la minéralisation n'est pas uniforme. Les deux plus importantes concentrations se situent à l'est à Bionga-Niambembe et au centre-ouest à Tshonka-Niabesi. D'autres grandes concentrations existent à l'est de Bionga, à Swiza, entre Bionga et Tshonka, à Lubilokwa-Lubilulu et Wameri, et à l'ouest de Tshonka, à Kibugiri. Les aires intermédiaires sont remplies par d'autres gisements, parfois presque aussi grands, mais moins caractéristiques.



Les dépôts de cassitérite



 Les plus importants gisements
  autres
  granite

FIG. 27.

Si l'on examine successivement ces dépôts, on trouve :

1. Swiza, devant les massifs de la Luemba, drainé par les petits affluents de la Swiza (Sussa) et par l'Ibumba ;
2. Bionga-Niambembe, devant et autour de la crête et du dôme Tuku, avec d'importants éluvions, drainés par la Makulumabili, la Niambembe et la Bionga ;
3. Lubilokwa-Lubilu, constitué par le bassin supérieur des rivières du même nom, qui coulent sur le plateau à soubassement granitique entre le batholite et les petits massifs ;
4. Wameri, comprend le bassin moyen de la Mulongodima et de la Wameri, autour de l'arc fermé par le Mont Mugombano, le pointement méridional du massif central et le Tungira ;
5. Tshonka-Niabesi, comprenant toute la rivière Tshonka et ses affluents entre les monts Malunyekakwame, Isongo et Tubero ;
6. Kibugiri, devant le massif principal, drainé par des rivières perpendiculaires à ce dernier, qui se jettent dans la Mundu-Bilabise.

52. — Influence du gîte primaire et du relief

Les dépôts détritiques peuvent provenir d'un gîte primaire concentré ou d'un gisement diffus. Dans des bassins comme celui de Kinta (Ipoh), de Klang (Kuala Lumpur) et le Nord Lugulu, on ne saurait trop souligner l'importance de la morphologie et de l'hydrographie.

Suivant l'influence ou le « contrôle » de ces deux facteurs, on peut diviser ces dépôts en 3 groupes :

- 1^o prédominance du gîte primaire,
- 2^o prédominance du relief,
- 3^o cas intermédiaire ou mixte.

521. — Influence du gîte primaire

Bien que le gisement *Swiza* (appartenant à la Société « Kino-rétain ») occupe une vingtaine de kilomètres carrés, la grande partie de la cassitérite se trouve concentrée, comme dépôt marginal, entre le contact du batholite et une auréole de 1 km de large.

Les affluents de droite de la Swiza drainent le gîte primaire. Leur cours supérieur est peu minéralisé ; le dernier kilomètre dans le couloir de la Swiza est riche. La cassitérite de couleur brune et beige en proportion presque égale est pyramidale et anguleuse. La granulométrie ne diminue que *a)* aux sources, *b)* près des confluents. Ce gisement peut être considéré comme le type de la minéralisation dans l'auréole du batholite. Le cas de Wameri est plus compliqué. Le cours supérieur de la Mulongodima charrie des concentrés de cassitérite et de columbite en proportion presque égale. Au sud, au pied du massif central, cette rivière atteint la cuvette et, dans celle-ci, des pegmatites interstratifiées dans les phyllades. La cassitérite de cette aire est noire. Plus au sud, les éluvions du Mont Tungira proviennent de greisen et de filons. La cassitérite érodée de ces collines est brune.

Lubilu, Lubilokwa et Nietubu sont les seules mines qui ne sont pas situées dans la cuvette. Au nord des massifs central et de Nkuba, ces dépôts s'étalent sur le plateau de la cote 900, —150 à 200 m au-dessus des autres. Leur minéralisation n'a pas été entraînée de l'amont. Elle provient : 1° des pegmatites du plateau, 2° des veinules de cassitérite, 3° des formations de quartz-mica de Nietubu, 4° du granite-porphyre qui forme la bordure des massifs. La cassitérite, bien que pegmatitique, contient une proportion de cristaux bruns plus forte que d'habitude. La columbite y est plutôt rare.

522. — *Influence hydrographique*

La rivière Tshonka est abondamment minéralisée sur tous les 15 km de son parcours ; elle a tiré la richesse de ses alluvions : 1° des filons et pegmatites de sa source, 2° des formations de quartz-mica à Niabesi, 3° des pegmatites à l'aval de la Tshonka, et enfin 4° des greisen situés non loin de son confluent avec la Bilabise. Le gisement provient ainsi de différentes sources. Le tracé de la rivière, qui forme un coude à angle droit, est conditionné par l'orographie qui, au Nord Lugulu, correspond aux contours et aux pointements granitiques. Plusieurs cas semblables existent à l'ouest des mines en exploitation, à la Kananga, Kuakwa et à Megne.

523. — *Cas mixtes*

Ceux-ci sont sans doute les plus fréquents. Les gîtes primaires et le réseau hydrographique y déterminent conjointement la disposition des dépôts. Nous en examinerons deux variétés.

Le gisement de Bionga-Niambembe, un des plus concentrés et des plus riches du Maniema, étale sur une très faible superficie : 1^o un ensemble de dépôts contrôlés par le gîte primaire (éluvions et premières alluvions au sud du Mont Tukutu et des collines du pédiment), 2^o les dépôts détritiques déterminés par les réseaux de la Makulumabili et de la Niambembe, qui ont concentré les minéraux lourds de la zone essentiellement pegmatitique enveloppant les gîtes filoniens.

Le gisement de Kibugiri s'étend sur une douzaine de kilomètres devant le batholite. Un réseau hydrographique perpendiculaire au contact draine successivement : 1^o des concentrés entraînés de plusieurs kilomètres dans le massif granitique, 2^o les minéraux lourds dérivés des gîtes primaires de la zone de contact.

53. — *Mode de dépôts*

A partir des gisements altérés sur place et des colluvions, des éluvions et des terrasses, jusqu'aux dépôts alluvionnaires, la transition est complète.

Les pegmatites à origine feldspathique se décomposent sur place. Elles ne produisent pratiquement pas d'éluvions, les minéraux lourds concentrés sont directement entraînés vers les alluvions. Les pegmatites zonaires et les greisen produisent des manteaux éluvionnaires réguliers, étalés en éventail, quelle que soit la forme du gîte primaire.

A Tshonka, les basses éluvions sont recouvertes de sables de terrasse souvent minéralisés. Ces terrasses sont bien développées dans la cuvette centrale et dans certaines parties du plateau de la cote 800 où les rivières montrent un régime calme. En plus des terrasses bien définies et facilement identifiables, existeraient, çà et là, des terrasses plus anciennes, moins minéralisées.

Les alluvions des affluents ont une moyenne de 1,5 m d'épaisseur, avec une seule couche de gravier, minéralisées de l'overburden jusqu'au bed-rock. Les teneurs augmentent invariablement vers ce dernier. Dans les grandes rivières, les placers ont

plus de 4 m d'épaisseur et comportent : 1^o une couche de terre végétale, 2^o une épaisse couche de sable dont la composition correspond à l'arène granitique, 3^o une couche de gravier de granulométrie moyenne. Ce schéma est évidemment simplifié. On observe parfois plusieurs couches de sable séparées les unes des autres par des boues et bancs de silt. Les couches de sable sont régulières et ne renferment que des concentrés de cassitérite fine.

Une tourbe peu évoluée, pyriteuse, s'intercale à Niambembe entre le sable et le gravier. Dans les alluvions inférieures de Tshonka et de Kibugiri, du bois fossile est en voie de carbonisation et de pétrification.

On trouve également quelques dépôts de cassitérite à liant ferrugineux. La variété la plus répandue est constituée par des grains enrobés dans une masse limonitique, provenant en partie de chapeaux de fer. On en trouve des exemples à Bionga, Lubilu et à Niabesi. A Wameri, par contre, la limonite avec du quartz fin a ressoudé des fragments angulaires de cassitérite dépassant 100 kg.

En ligne droite, la ceinture alluvionnaire, partant du contact granite-schiste, mesure 2 à 5 km. En suivant les rivières, elle mesure 3 à 8 km. Les plus beaux dépôts se sont formés dans la cuvette, assez près du Karroo, où les schistes précambriens ne conservent qu'un très faible pendage. Au-delà de la ceinture des bassins alluvionnaires, on trouve encore des teneurs considérables dans les runs des larges flats. Dans les concentrés des biefs inférieurs, la cassitérite est accompagnée par 3 à 10 fois autant d'ilménite. A 7 à 8 km à vol d'oiseau des massifs granitiques, on ne trouve que des traces de cassitérite. La columbite plus friable disparaît en-deçà. En somme la morphologie fait correspondre la ceinture de placers à la bande de schistes précambriens s'allongeant entre le granite et le Karroo.

On ne dispose d'aucune indication précise sur les époques d'alluvionnement des terrasses, des sables et des graviers. D'après les travaux de KAZMITCHEFF, le conglomérat de base du Karroo, au pied des éluvions de Kaïlo dans le Maniema occidental, serait stérile. On ignore si les placers se prolongent en dessous du Karroo, mais les basaltes tertiaires ont recouvert des vallées avec des alluvions stannifères et aurifères au Kivu et notamment à Kamituga, au sud-ouest de Bukavu. On a trouvé sous le gravier

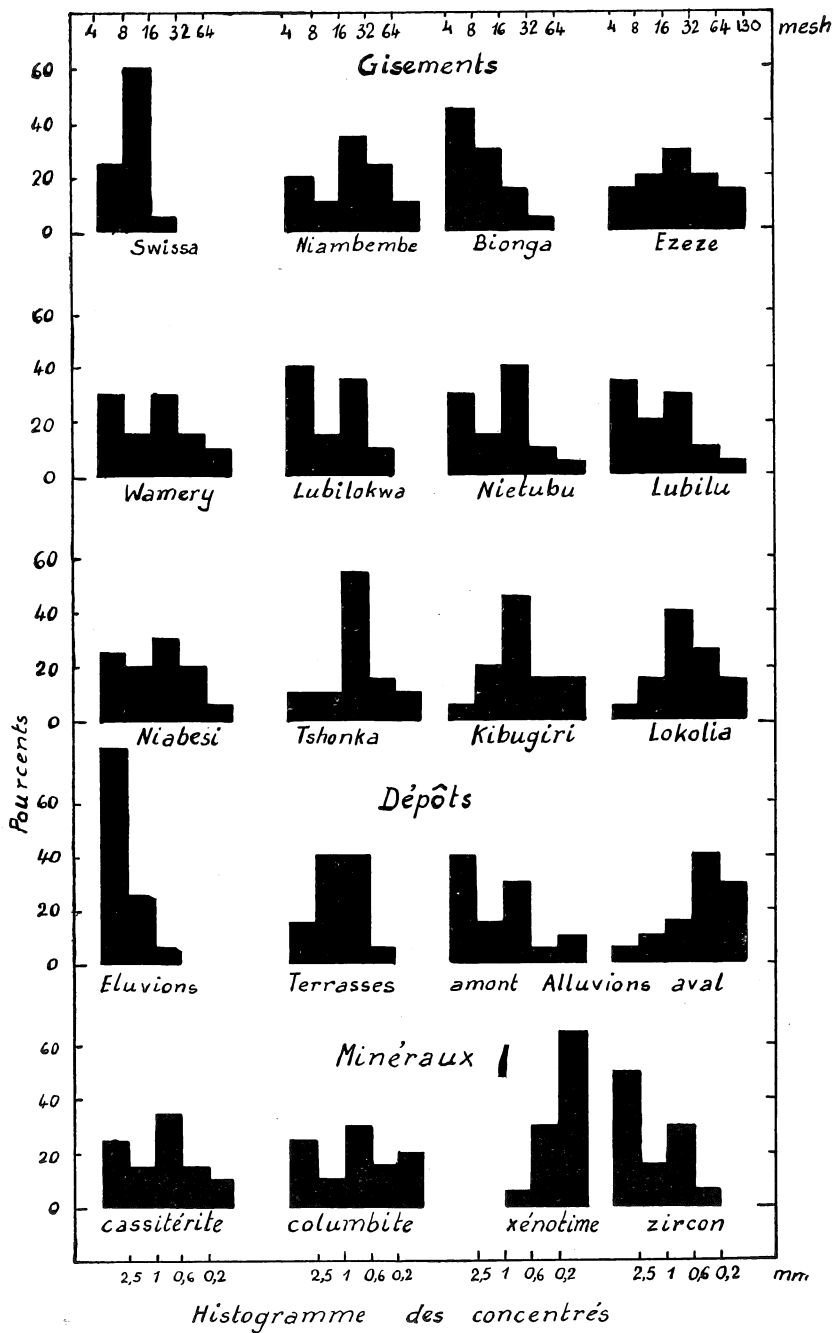


FIG. 28.

des placers des objets néolithiques, protohistoriques et subrécents : 1^o une « bola » à Kibugiri, 2^o une dent d'éléphant et une pointe de fer scoriacée à Tshonka, 3^o une hache polie d'amphibolite et un anneau d'esclave à Bionga. Ce dernier date de la pénétration d'arabe du XIX^e siècle. L'âge du fer débute dans l'est du Congo au V^e siècle de notre ère ; le Tshitolién (Magasien) néolithique remonterait à plus de trois millénaires. La tourbe de la Makulumbili, tout en étant jeune, a déjà évolué depuis un certain temps.

En résumé, la tectonique précambrienne conditionne la forme des vallées, colmatées aux biefs inférieurs par le Karroo. La plupart des gisements détritiques auraient été formés dans ces vallées au Quaternaire et, en partie, au holocène supérieur.

54. — Forme des minéraux

Deux facteurs déterminent l'ensemble des formes des minéraux : *a*) la granulométrie (fig. 28), *b*) l'angulosité. La granulométrie à son tour est fonction : 1) de la grosseur originale du cristal, 2) de la longueur du transport, 3) du régime du cours d'eau, c'est-à-dire essentiellement de la pente. A Lulingu, le premier facteur semble avoir eu une influence prépondérante.

541. — *Les éluvions*

Des deux principaux gisements, celui de Bionga a été formé aux dépens des filons, tandis qu'une bonne partie du gisement de Wameri l'a été à partir des greisen. L'origine semble avoir une influence marquée sur la criblométrie.

On peut estimer qu'au Mont Tukutu, à Bionga, la plus grande dimension de la cassitérite primaire a été environ 12 cm. A tout au plus 200 m des filons érodés, les grands cristaux éluvionnaires mesurent encore 8 cm. Le reste est plus fin, mais plus anguleux aussi. La cassitérite filonienne se logeant dans des diaclases se prête à la fracturation et à la comminution.

Par contre la cassitérite des greisen est entourée de mica plus tendre et moins résistant. La cassitérite de grandeur moyenne, débarrassée de ses accompagnateurs et réduite à la moitié de sa dimension originale, se dépose dans l'éventail éluvionnaire. Les plus grands grains de cassitérite restent sur place englobés de produits d'altération.

542. — *Alluvions*

Il semblerait que, dans les gîtes primaires, il y ait eu relativement peu de grands cristaux. Les dimensions moyennes de la cassitérite et de la columbotantalite intra-granitiques sont de $\pm 0,5$ mm ; celles provenant des pegmatites homogènes ont 1 mm environ. Dans les greisen les cristaux mesurent 5-10 mm et ceux des veinules de cassitérite 10 mm.

Les grains d'un millimètre sont beaucoup moins affectés par l'abrasion que les plus gros. Après 200 à 500 m de transport fluvial, même les grands cristaux d'origine filonienne sont réduits à cette dimension. L'équilibre est atteint entre 0,5 et 1 mm. Par après, sur les pentes habituelles de 1 à 5 %, la comminution du gravier est fortement ralentie. On constatera que, tout au moins au Nord Lugulu, le degré d'abrasion des grains est déterminé essentiellement par la distance de transport et beaucoup moins par les pentes.

A Bionga, on peut suivre, d'une façon exceptionnellement précise, le processus de diminution, rapide au début, puis de plus en plus lent. A la partie aval, un nouveau gîte primaire, avec des cristaux de 1-2 cm, offre un nouvel apport (fig. 29). De telles superpositions sont la règle pour les produits diffus, où l'érosion des champs pegmatitiques renouvelle continuellement l'apport en minéraux lourds (fig. 30).

543. — *La columbotantalite*

Le comportement de ce minéral est tout autre : il s'effrite suivant le macropinacoïde. La columbite en gros cristaux, originaire des pegmatites zonaires, ne descend pas plus loin que 100 à 300 m dans les ravins torrentiels. La grande partie de la columbite fine, provenant du granite même et des pegmatites indistinctement zonées, voyage plus loin. La dimension primitive des petites plaquettes atteint environ $1 \times 0,5 \times 0,2$ mm à Niambembe ; après 4 km, on retrouve encore des paillettes de 50 microns, tandis qu'à Niabesi, où la pente de la rivière est aussi faible, la columbite disparaît après 2,5 km de transport. La poussière et les paillettes les plus fines, restées en suspension, ont été emportées.

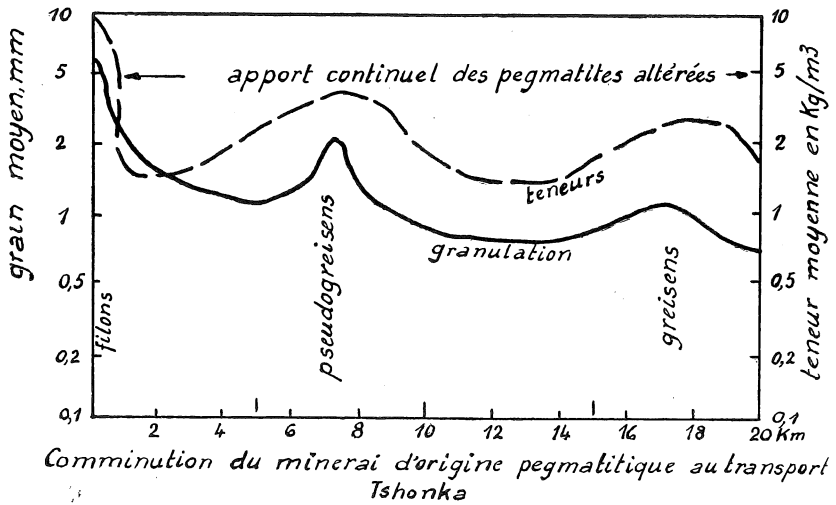


FIG. 29.

544. — *L'angulosité*

Avec le transport, l'angulosité des grands grains diminue plus vite que leur dimension. Les petits grains de 1 mm ont par contre tendance à conserver leur forme primitive. Le nombre des cristaux bien conservés dans les fractions les plus fines (200 mesh)

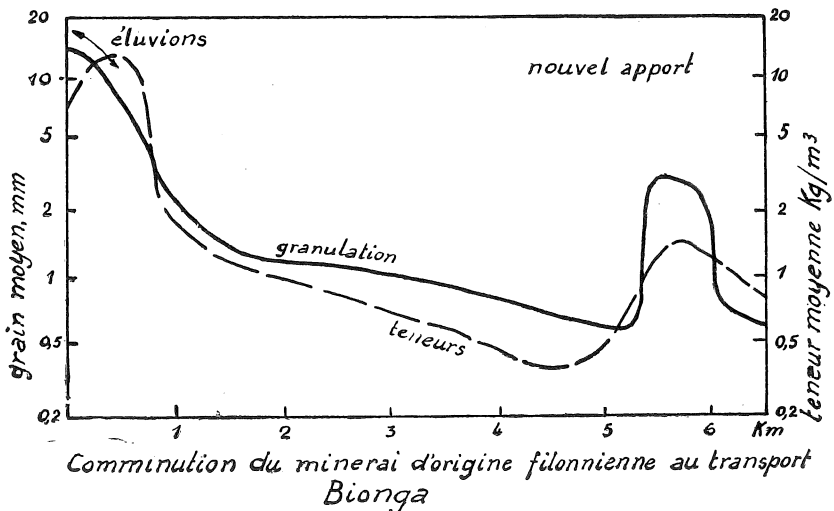


FIG. 30.

est étonnant. L'habitus pyramidal contribue à ce phénomène : le cristal roule sans être endommagé. Les rares zones de cassitérite prismatique montrent un arrondissement plus rapide des arêtes.

Il semblerait que les résistances à l'abrasion des cassitérites monochromes, claires ou foncées, soient plus ou moins identiques. Par contre, les cristaux bicolores qui sont plus rares se fractionnent plus rapidement, puisqu'on en trouve davantage dans les concentrés de source qu'en aval.

La répartition géographique des fractions de granulométrie et d'angulosité est schématiquement celle-ci : dans la cuvette du Nord Lugulu, le grain moyen mesure 1,25 mm ; dans les trois mines du plateau, les grains sont plus grands (± 2 mm). La cassitérite des affluents est plus anguleuse que celle des rivières-mères. Lorsque les sources primaires sont proches, on trouve de petites auréoles de gros grains anguleux, qui se dégradent rapidement.

On ne connaît qu'une seule zone importante de columbite anguleuse en grands cristaux, au versant sud de la crête Masenga, dans le massif central. La columbite perd plus vite son angulosité que la cassitérite, abstraction faite des toute fines paillettes de clivage, les seules qui restent après 1 km de transport. Dans les fractions fines, la majeure partie des cristaux est plus ou moins anguleuse à roulée.

55. — Composition des concentrés

Le concentré moyen du Nord Lugulu est formé de 92 % de cassitérite, de 7 % de columbotantalite et de 1 % de minéraux accessoires (fig. 31). Ceux-ci comprennent des tourmalines, de l'ilménite, de la martite et de la magnétite, de la pyrite, de l'almandin, du xénotime et d'autres accompagnateurs mineurs. Il s'agit, bien entendu, d'un concentré obtenu après un traitement gravimétrique. Le concentré géologique original comporte 5 à 30 % d'accompagnateurs (fig. 38), surtout dans les fractions fines, où ceux-ci constituent parfois la majorité.

La tourmaline vert brun, la dravite, généralement sous forme d'aiguilles fines, et la tourmaline noire, le schörl, sont présentes partout, mais les plus fortes proportions se rencontrent sur les champs pegmatitiques. Généralement la dravite est plus répandue, mais une zone de schörl grossier, obtus, s'étend au nord de Nietubu,

des deux côtés du contact du batholite. La tourmaline brun-rouge (rubellite) originaire des luxulianites, se rencontre entre les massifs central et de Nkuba.

L'almandin-spessartite est extrêmement répandu sur l'ensemble du plateau de la cote 800 et en débord de toutes les directions. C'est une aire de granite recouvert d'une mince et intermittente couche de schistes micacés. Dans ces régions, le grenat ne forme guère plus de 15 % des concentrés gravimétriques et sa moyenne ne dépasse guère quelques pourcent. Une autre zone

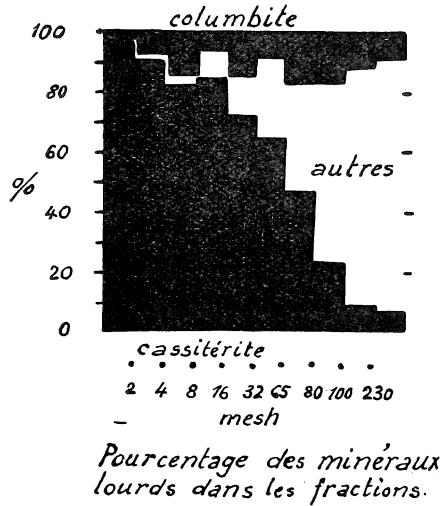


FIG. 31.

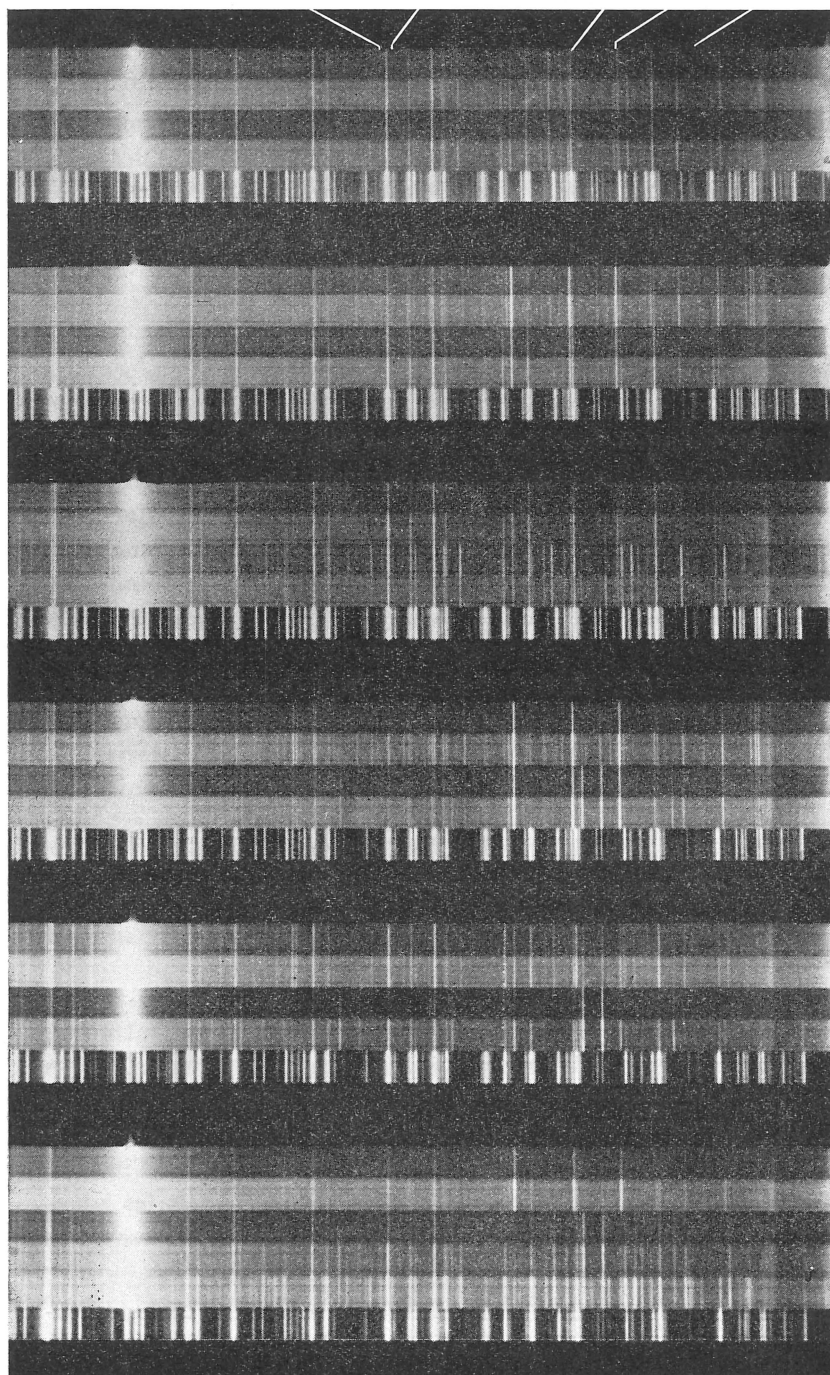
d'almandin s'étend au nord à Ibozia et de Kibugiri à Lokolia, à l'ouest, où ce minéral atteint localement 50 % du total du poids des concentrés. Le grenat est un minéral typique du contact intérieur et de l'aurole immédiate des granites du batholite, et l'accompagnateur caractéristique de la columbotantalite.

L'aire d'extension du xénotime, qui provient de la même zone, est plus limitée. Ce minéral n'a que des concentrations localisées, mais parfois fortes, surtout à l'ouest de Tshonka. Dans les régions granitiques, on rencontre des traces de zircon hafnifère et une concentration locale à l'est de Niambembe. On trouve de l'ilménite manganésifère dans le même milieu à l'est, comme au nord de Nietubu. L'ilménite devient progressivement prépondérante dans

COLORATION DE Sn O₂

raies : Nb 0,3 Fe 0,015 W 0,12 Ti 0,022 Nb 0,7

Couleur



1 brune

2 noire

3 brun-gris

4 rose

5 claire

6 noire

7a grise

7b noire

8 noire

9 translucide

10 noire

11 grise

Analyses spectrales de Woit du CRM

les concentrés au sud de la ceinture des placers et constitue la plus grande partie des sables noirs des tributaires du Congo-Lualaba.

La columbotantalite occupe une large aire dans les granites jusqu'aux massifs circonscrits. Ces derniers déterminent les concentrations importantes à Niambembe, au massif central et à Niabesi.

56. — La cassitérite

561. — *Couleur*

On connaît au Nord Lugulu les teintes suivantes de cassitérite : incolore, blanc, crème, brun clair, gris, vert, brun foncé, bistre, noir. Une bonne partie de la cassitérite a une couleur brun foncé ou noire en première apparence. Sur le plateau à soubassement granitique, la cassitérite incolore est représentée dans quelques millièmes des concentrés. La cassitérite blanc-sale se rencontre dans quelques mines du plateau, dans la partie attenante de Wameri, à Lokolia à l'ouest et au nord-est de Niambembe à Kanzunzu. Le minéral à couleur crème forme la moitié des concentrés à Swiza, à l'est. La cassitérite brun clair est plutôt rare, sauf dans les gisements filoniens et greisenisés de Bionga et Wameri. Une autre variété brun clair, mais terne, caractérise les cristaux provenant des veinules. La cassitérite éluvionnaire est brune sans exception. La cassitérite franchement noire est plus rare. On en rencontre dans les grandes alluvions d'origine pegmatitique à Niambembe, Wameri et Niabesi. Dans la Luliba à l'ouest de Lokolia, on a découvert récemment de la cassitérite verte, mate.

La cassitérite bicolore, blanc crème à brun foncé, existe dans les éluvions remaniées des filons de Bionga et au contour du batholite, à la haute Lolo, entre Wameri et Lubilokwa et à Lokolia. Dans ces cristaux, les limites des deux teintes sont assez rectilignes et franches. Il n'y a aucune transition entre les deux. Dans quelques cas, la cassitérite blanche semblerait envahir la noire. A Nietubu, on a trouvé quelques cristaux straticulés, dans lesquels les zones gris-noir et de teinte claire alternent. Les clivages traversent les limites de pigmentation.

La partie prépondérante de la cassitérite a le reflet caractéristique mat, légèrement gras ou adamantin. Presque tout est mégä-

scopiquement opaque ou subtranslucide. Les rares cristaux translucides ne se cantonnent pas dans une zone bien déterminée.

Grâce aux analyses spectrographiques, semi-quantitatives, effectuées au centre de Recherches Minières de Bukavu, on peut probablement affirmer que la matière chromogène est une columbotantalite. On retrouve le niobium dans toutes les cassitérites brunes, grises ou noires du Nord Lugulu, comme du reste dans une série d'autres cristaux du Maniema et du Kivu. Les cassitérites de teinte claire en sont exemptes (fig. 32). D'une façon assez

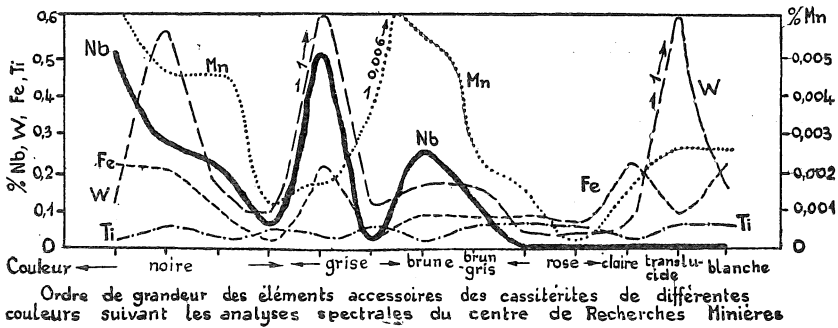


FIG. 32.

étonnante, le tantale n'a été que rarement identifié. La teneur en manganèse semble augmenter avec celle de niobium. Toutes les cassitérites contiennent presque autant de fer et de tungstène que de niobium, mais ces éléments ne semblent pas influencer la coloration. On rencontre également des traces de titane, mais le zirconium n'a pas été identifié. L'ensemble de ces impuretés n'atteindrait pas 1 % de la cassitérite, d'après des estimations qualitatives ou semi-quantitatives exécutées par la méthode des raies ultimes.

Ces résultats confirment ceux de NOLL (19) et de GRIGORIEFF et DOLOMANEVA (10) en partie. Les deux derniers auteurs attribuent aussi des propriétés chromogènes à la wolframite, elles n'ont pas été mises en évidence au Nord Lugulu. On attribue d'habitude le niobium des cassitérites à un minéral quadratique de la série tapiolite-mossite. Cette série a une affinité pour le tantale et le minéral niobifère est douteux. L'échantillon de Moss qui a servi à la description de la « mossite » serait un mélange de columbite

et de tapiolite d'après HUTCHINSON. A l'état libre, la « mossite » n'existe pas au Nord Lugulu et l'affleurement le plus proche de tapiolite est à 50 km près de Kasese.

562. — *Magnétisme*

On connaît au Nord Lugulu des cassitérites magnétiques. Les gisements à faible teneur de columbite comme Lolo-Ezeze et les mines du plateau contiennent, d'après RAUCQ du Laboratoire Cobelmin à Kailo, jusqu'à 10 % de cassitérite magnétique. Les autres gisements qui montrent soit plus de 5-6 % de columbite, soit moins de 1 %, accusent moins de cassitérite magnétique. De même, dans le Maniema occidental, le pourcentage de cassitérite magnétique est généralement insignifiant. Les gisements de cette région appartiennent à la paragénèse Sn-W, probablement de plus basse température.

D'après les essais effectués au laboratoire, l'« attirabilité » (TAGGART) des cassitérites magnétiques, tout en restant inférieure à celle de l'ilménite, dépasse dans les champs d'électro-aimant celle du grenat et pourrait être de l'ordre de 0,45 (fer = 100). On n'observe pas de transition entre la susceptibilité des cassitérites paramagnétiques et la partie prépondérante de cassitérite diamagnétique. Par contre, le magnétisme disparaît dans les champs magnétiques de haute intensité. La cassitérite magnétique détritique de Nigérie qui a une large gamme de susceptibilité perd cette propriété au chauffage et celle du district de Semiling en Malaisie au traitement à l'acide chlorhydrique. Pour le minéral de Lulingu, on n'a pas encore observé pareille chute d'hystérèse, et la cassitérite magnétique primaire du plateau de Jos conserve cette caractéristique même après le chauffage (communication personnelle de WILLIAMS).

Jusqu'à présent, on n'a pas encore établi de relation entre la densité et la perméabilité magnétique de la cassitérite. Des microphotographies du schéma de diffraction électronique, établies à la demande de RAUCQ à l'Université de Bruxelles, ne montrent pas non plus d'anomalies importantes. Toutes les cassitérites magnétiques sont noires ou de couleur foncée et les analyses spectrales semiquantitatives réalisées par le Centre de Recherches Minières à Bukavu ont démontré la présence de quatre fois autant d'impuretés que dans les cassitérites foncées, mais diamagnétiques. On

note la présence du tantale, qui n'a pu être mise en évidence dans les autres cassitérites noires, des pourcentages plus importants de W, Fe, Pb, Nb et des traces de zinc qui n'apparaissent pas ailleurs, avec de faibles traces de Ag, Bi, Co, Be, Mn, Mg.

Les analyses effectuées par la méthode des raies ultimes donnent, pour les 3 échantillons, d'abord le dernier pourcentage correspondant à la ligne encore perçue, puis la teneur correspondante à la ligne qui n'a plus été observée par HAINE :

TABLEAU II

N°	1	2	3
Elément	%	%	%
W	+1,1	+1,1	+1,1
Pb	1,9/ 6,9	1,9/ 6,9	1,9/ 6,9
Fe	1,5/ 1,9	1,9/ 5,8	1,9/ 5,8
Al	0,2/ 4,5	0,2/4,5	0,2/ 4,5
Nb	0,2/ 0,3	0,2 /0,3	0,2 /0,3
Cu	0,1	0,1	0,1
Ta	+0,08	+0,08	+0,08
Zn	0,03/0,07	0,03/0,07	0,03/0,07
Ti	0,02/0,09	0,02/0,07	0,02/0,09

563. — *Propriétés optiques*

En lumière réfléchie, toute la cassitérite, sauf la variété blanche, a un reflet ambre clair, foncé ou gris. De grandes variations apparaissent et les plages monochromes sont rares. Quelques cristaux comportent des fragments anguleux gris-acier ou noir. Les reflets intérieurs sont le plus souvent dans les teintes miel pour les parties ambrées et albâtre pour le gris. La biréflexion est peu ou pas marquée. Le relief et probablement la dureté d'abrasion des plages foncées semblent dépasser ceux des parties plus claires. L'effet d'anisotropie et le dichroïsme n'apparaissent pas très clairement.

Peu de clivage ou de striation apparaissent, mais les traînées allongées ou discontinues sont répandues. Les inclusions de mica ou de quartz sont rares. La transition entre les différentes teintes est progressive dans les cristaux de Lokolia, mais elle est nette

no	formation	prismes courts, longs	pyramides courts, longs	rappor ^t d'allongement	grandeur mm.	teinte	cristaux bichromes	reflet	opacité	strié	zoné	inâlé	reflet intérieur	dichroïsme
1	granite	+	+	1:1,1	0,1-0,5	noir	-	gras	opaque	rare	rare		ambre (gris)	marqué
2	pegma- tites } homogènes	+	+	1:1,2	0,2-5	gris	+	terne	+ opaque	+				+
3	tites } zonées	+	+	1:1,2	2-10		-	gras						
4	pseudogreisen	+	+	1:1,5	5-20	bistre	-			+				
5	veinules			1:1,1	1-2	variable	rare	adamanin	variable				brun	faible
6	filons	+	+	1:1,2	5-50	brun	+	grai	+ trans-lucide				jaune miel	
7	greisens		+	1:1,5	5-100		+							

Caractéristiques de la Cassitérite

FIG. 33.

dans les cristaux de Wameri. Le pouvoir d'absorption des cristaux blancs ne reste pas inférieur à celui des bruns.

En lumière transmise, le dichroïsme est peu marqué. Les teintes varient entre le jaune et un gris très clair. Dans quelques cristaux de Tshonka, on aperçoit un dichroïsme rose pâle. Certains cristaux bistres provenant des formations de quartz-mica montrent un dichroïsme caractéristique suivant l'axe *c* dans les teintes vives du vert et du rouge-carmin. La straticulation et la striation sont fréquentes. Dans les sections prismatiques, ces directions sont inégalement développées.

564. — *Faciès cristallin*

La première étude comparative de la morphologie et de la provenance des cassitérites congolaises a été celle faite par VARLAMOFF pour le gisement de Kalima (26). Au Nord Lugulu, les cristaux provenant du granite et des champs pegmatitiques indistinctement zonés montrent un meilleur développement des deux pyramides quadratiques que des prismes. Mais la forme quadrocédrique est des plus rares (fig. 33). On en trouve du reste les plus beaux exemples dans les bipyra-

mides noires des filons de quartz de Kankuku à Bionga. La pyramide ditétragonale n'est pas fréquente.

Les proto- et deutéropismes acquièrent plus d'importance dans la cassitérite de la cuvette où les apports autres que pegmatitiques interviennent aussi. La cassitérite éluvionnaire provenant des filons et greisen montre des prismes courts couverts de pyramides. Les mâcles par accolement sont plus fréquents dans ce groupe. La cassitérite des veinules plus ou moins pures montre des formes équilibrées de prismes courts et des pyramides ordinaires. La cassitérite érodée des formations de quartz-mica a une morphologie comparable à celle des pegmatites, mais en plus grand. On observe parfois dans ce groupe une cassitérite lamellaire étirée entre des feuilles de mica.

Nos observations confirment plusieurs faits notés par POLINARD (21) et les conclusions de GRIGORIEFF et DOLOMANEVA (A. KAZMITCHEFF, traduction). Ces derniers estiment que la roche réceptacle a peu d'influence sur le faciès de la cassitérite, qui dépend du mode et de la liberté de formation des cristaux et des changements de température au cours de la cristallisation. Ils distinguent la cassitérite prismatique déposée à partir de solutions dans des fractures ouvertes et la cassitérite pyramidée résultant des phénomènes de remplacement dans les différentes roches.

Etablir des limites nettes entre les différents faciès de cassitérite du Nord Lugulu semble être irréalisable. Sur un nombre donné de cristaux, on trouve entre autres des formes bipyramidées dans les filons et prismatiques dans les pegmatites. Un seul cristal ne suffit nullement pour déterminer l'origine de la cassitérite : la distinction est purement statistique (fig. 33). Le trait le plus distinctif, la dimension des cristaux, permet trois divisions :

- 1° grande, 5 à 100 mm : greisen,
filons de quartz
- 2° moyenne, 1 à 20 mm : formations de quartz-mica,
pegmatites zonées,
veinules.
- 3° petite, 0,1 à 5 mm : pegmatites homogènes,
granites,
micaschistes.

57. — La columbotantalite

571. — *Distribution de la columbite*

En alluvion, la columbotantalite représente 5 à 7,5 % des concentrés. Les éluvions du Mont Tukutu à Bionga et du Mont Tungira à Wamery en sont exempts. Le gisement de Swiza à l'est et certaines parties de Lokolia, à l'ouest, n'en contiennent qu'un pour cent. Les zones les plus riches de ce minéral s'étendent à Niambembe, dans le massif central, à Niabesi et sur certaines parties de Kibugiri (fig. 34). On peut distinguer deux sortes de gisements :

- 1° au Mont Masenga, dans le massif central, ainsi que dans toute la zone au nord de Nietubu, la columbite provient du granite et de l'érosion des pegmatites à noyaux de quartz ;
- 2° les autres gisements énumérés qui drainent les champs pegmatitiques situés devant le contact granitique.

Le gisement de la Makulumabili à Niambembe est conditionné par l'hydrographie. La columbite provient du champ pegmatitique marginal. Les dépôts niobifères débutent à 2 km du contact granitique et s'étendent sur 5 km. La columbotantalite y représente 15 % des concentrés, mais on connaît de courts biefs où elle représente 40, voire 60 % du total. Les cristaux ne sont jamais gros. A l'origine, les paillettes mesurent 3 à 4 mm. Elles passent à travers le tamis de 80 mesh à l'extrémité du gisement.

La crête Masenga, orientée est-ouest, occupe la partie septentrionale du massif central. Autour de cette montagne, on trouve un fort pourcentage de columbite en assez grands cristaux qui proviennent des noyaux ou veines de quartz des pegmatites. La columbite fine provient du granite à muscovite dominante. La cassitérite qui l'accompagne est translucide. Les autres minéraux accessoires sont le grenat almandin et la tourmaline noire.

Cette zone se raccorde à la longue crête de Malunyekakwame, orientée presque nord-sud. C'est un long promontoire du relief granitique, recouvert de schistes, qui sépare la Tshonka de la Lubilu. La columbite de cette zone a une granulométrie intermédiaire entre celles de Niambembe et de Masenga.

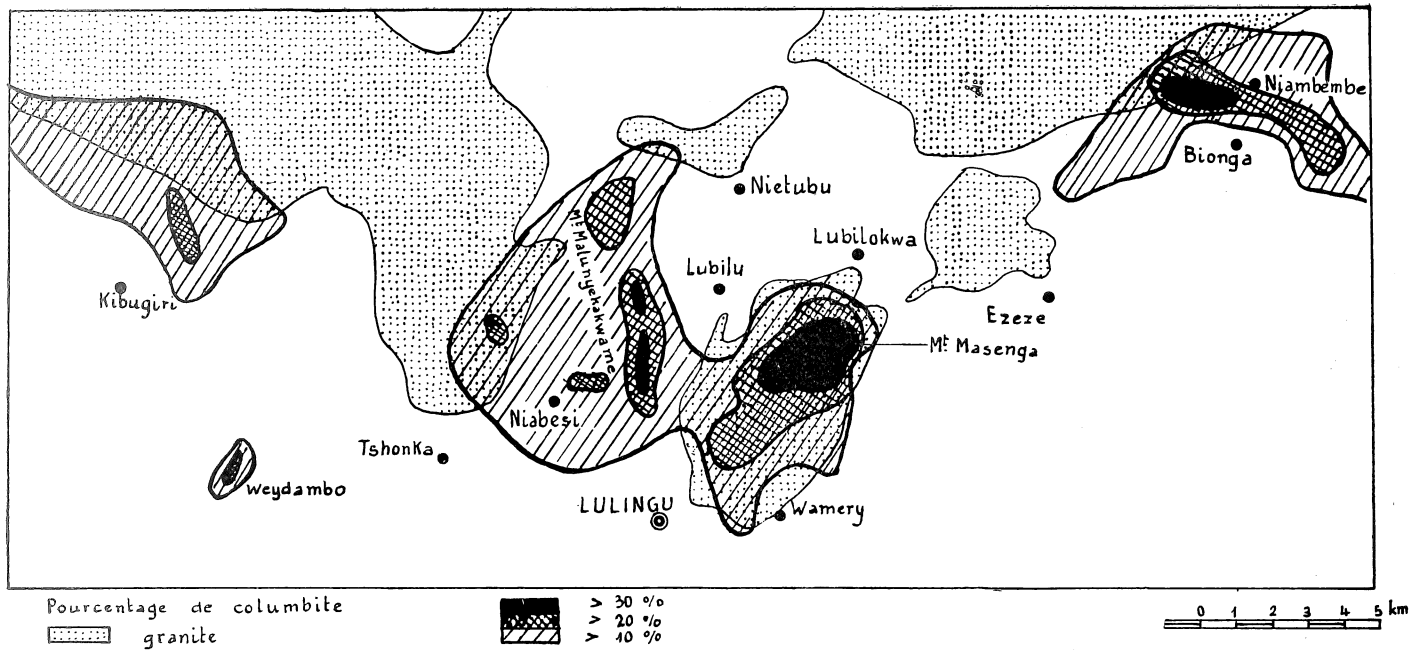


FIG. 84.

Sur la vaste étendue du Nord Lugulu, il semblerait que l'équilibre Sn/Nb-Ta reste toujours le même, c'est-à-dire environ 15 à 1. On ne connaît pas dans cette région des dépôts de columbite pure comme au milieu du batholite. Là, comme au Nord Lugulu les fortes concentrations de columbotantalite se signalent par la présence de grenat rose.

572. — *Propriétés physiques de la columbite*

La columbite est gris foncé ou noire, son reflet est terne. Quelques paillettes pinacoïdales noires ont un reflet tendant à l'adamantin. En lumière réfléchie, la teinte est grise, le reflet des cavités intérieures sont noir-poix. Aux grossissements habituels, le minéral est homogène; tout au plus aperçoit-on quelques changements de couleur parallèles au clivage.

Les columbites du Maniema sont paramagnétiques. L'attractibilité du grenat, qu'elles dépassent légèrement au Nord Lugulu, atteint 0,4 (fer = 100); la susceptibilité de volume de l'almandin est 0,000375. Les columbotantalites détritiques du Nigeria montrent un magnétisme plus variable entre ceux de l'ilménite et de la monazite (JACOBSON, etc (15), aussi travaux de WILLIAMS et de son équipe). Les columbites de Malaisie et les tantalites pegmatitiques de Madagascar (GUIGUES, 11) sont paramagnétiques également. Par contre, d'après les essais effectués par le Bureau des Mines des Etats-Unis, la columbotantalite des pegmatites des Black Hills, au Dakota du Sud, ne deviennent pas magnétiques, même après un chauffage à 1000° C (TAGGART).

Comme nous le verrons ci-dessous, la columbotantalite du Nord Lugulu est légèrement radioactive et elle est susceptible aux circuits électriques oscillants (type « détecteurs »).

573. — *Faciès cristallin*

Le macropinacoïde est de loin le mieux développé de toutes les faces. La terminaison en pinacoïde basale *c* (100) est moins fréquente que ne le sont les pyramides et les dômes. Le brachypinacoïde *b* est plutôt rare. La striation caractéristique du pinacoïde *a* est le résultat de l'alternance oscillatoire de cette face

avec des prismes de troisième ordre et peut-être des empreintes de micas. Ces surfaces ne sont pas planes, et donnent un certain éclat lustré. Parfois l'alternance des facettes produit des surfaces courbes. Les deux autres pinacoïdes montrent une striation moins marquée, correspondant au clivage (100).

On ne saurait observer ces phénomènes que sur les cristaux des hautes alluvions, la striation étant oblitérée par l'abrasion. Les paillettes des placers d'aval, plus brillantes, montrent parfois l'oscillation du prisme et des pinacoïdes.

Les gros cristaux contiennent des fragments de quartz subhédral disposés au hasard et plus souvent encore du quartz « lité » interstraticulé suivant le macropinacoïde. Quelques paillettes de mica subsistent parfois. Le feldspath, s'il y était primitivement, en a été lavé.

574. — *Densité des columbites*

La densité de 100 lots de 3 tonnes mesurée pendant la guerre varie entre 5,62 et 6,13. Précisons que 85 sur 100 se maintiennent entre 5,75 et 6,00 et la moyenne ne dépasse pas 5,975. Si l'on reporte les teneurs du Ta_2O_5 de ces lots sur la courbe de densité des abaques établies par le bureau des Mines des Etats-Unis par WINCHELL, SIMPSON, PAGE, MATHIEU (17) et JACOBSON (15), celles-ci ne correspondent pas aux prévisions et les dépassent de 10 à 50 % (fig. 35). D'autre part, on n'observe presque pas d'augmentation de la teneur de tantale entre 5,96 et 6,13.

La densité de 60 échantillons, prélevés chantier par chantier, et mesurée au tube gradué, est sensiblement plus élevée :

TABLEAU III

Mine	Densité	
	Maxima	Minima
Niambembe ...	6,1	5,8
Lolo-Ezeze	6,5	6,1
Lubilokwa	6,0	5,9
Nietubu	6,7	6,2
Lubilu	6,4	6,3
Niabesi	6,8	6,2

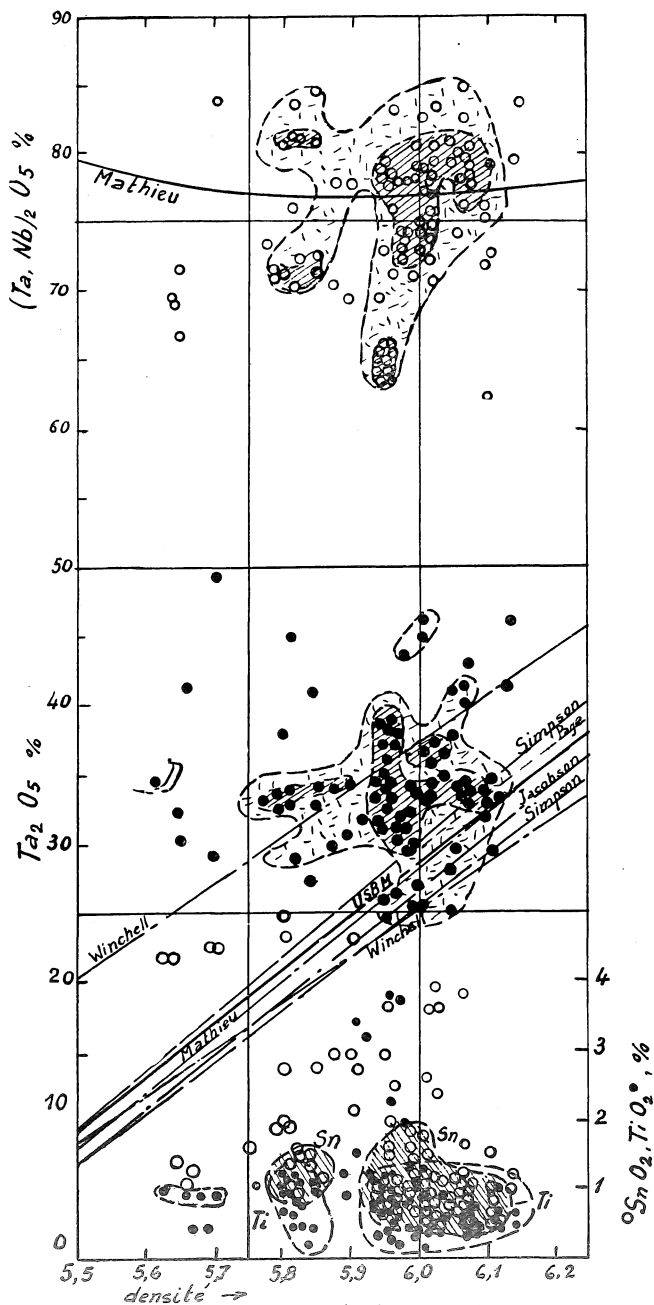


FIG. 85.

Les courbes de densité et 100 analyses de columbotantalite du Nord Lugulu.

Ceci correspond à une moyenne arithmétique de 6,25. Les trois quarts des échantillons mesurés donnent des densités comprises entre 6,5 et 6,0. La densité varie encore plus d'un cristal à l'autre, mais elle oscille moins dans l'ensemble des concentrés d'une rivière. LEVI, du Laboratoire de la Compagnie Minière des Grands Lacs à Kamituga, a trouvé des chiffres comparables pour les columbites du Nord Lugulu.

PRIGOGINE, du Service Métallurgique, estime qu'en affectant d'un coefficient la première série de 100 analyses, les teneurs s'approcheraient dans l'abaque des courbes de densité. Ce coefficient atteindrait environ 1,06. HERMAN et GASTELLIER (12), puis CAMPBELL et PARKER (2) ont encore récemment démontré l'applicabilité des courbes de densité pour des cristaux homogènes. Il est probable que la composition de la columbite du Nord Lugulu y est aussi conforme dans les grandes lignes. L'emploi des abaques pour des différences de densité de quelques décimales ne semble cependant pas être indiqué.

575. — *Composition de la columbite*

Les lots de columbite contiennent en moyenne :

42 %	Nb ₂ O ₅
35 %	Ta ₂ O ₅
14 %	FeO
5,5 %	MnO
2 %	SnO ₂
1,5 %	TiO ₂

La teneur moyenne des pentoxides combinés atteint 77 %, une sur cent 85 % ; une autre 86 % et quinze dépassent les 80 %. On compte par contre onze teneurs de concentrés impurs avec moins de 65 % :

TABLEAU IV

62 à 70 % (Nb, Ta) ₂ O ₅	11 lots sur 100
70 à 75 % (Nb, Ta) ₂ O ₅	31 lots sur 100
75 à 80 % (Nb, Ta) ₂ O ₅	41 lots sur 100
80 à 86 % (Nb, Ta) ₂ O ₅	17 lots sur 100

La teneur en pentoxides atteint en théorie 86 et 82 % pour les ferro- et mangano-columbites. En réalité, dans les différents gisements du monde, la moyenne reste plutôt inférieure à 75 %.

Les teneurs de Ta_2O_5 varient entre 49,5 et 25,68 %. Les quatre cinquièmes sont compris entre 30 et 40 %. Les pourcentages les plus élevés sont :

TABLEAU V

Ta_2O_5 %	Nb_2O_5 %
49,50	55,64
47,60	54,79
46,75	54,43
45,58	52,98
45,50	52,00
45,43	49,61
44,63	49,59

Le rapport Ta/Ta-Nb métal, exprimé en pour cent, est le meilleur critère pour décider de la composition (fig. 36). Ce facteur atteint :

TABLEAU VI

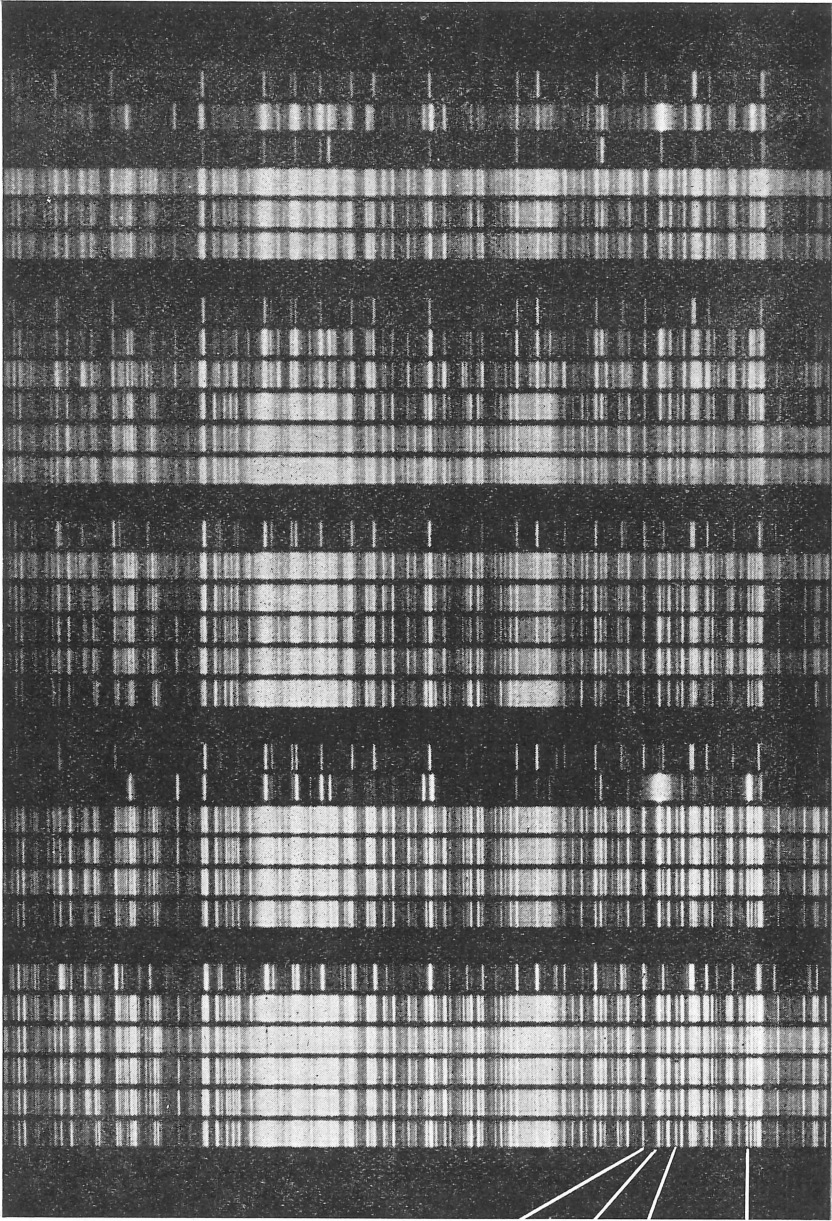
Ta/Nb-Ta %	Minéral	Nombre d'analyses
62-50	Tantalocolumbites	20
50-40	Columbotantalites	65
40-30	Columbites	15
62-30	Total	100

D'une mine à l'autre, la composition varie peu. Voici quelques exemples :

TABLEAU VII

Mine	Nb_2O_5 %	Ta_2O_5 %	SnO_2 %	TiO_2 %	Ta/Nb %
Bionga	44,10	34,60	1,98	2,30	1,27
Bionga	48,50	35,60	0,88	0,32	1,30
Niambembe	44,00	33,85	1,55	1,10	1,30
Niambembe	36,90	47,60	1,48	0,45	0,77
Niambembe	38,05	34,95	1,08	0,80	1,09
Niambembe	44,50	38,50	0,96	0,20	1,15
Lubilokwa	38,15	45,50	1,08	0,40	0,84
Lubilokwa	43,77	31,64	3,84	1,04	1,38
Lubilu	39,35	33,45	1,17	1,26	1,17
Lubilu	46,85	31,10	2,14	1,50	1,50
Tshonka	41,90	34,15	5,02	3,92	1,23
Tshonka	41,65	35,10	2,54	0,70	1,18

25 échantillons



raies :

Fe 0,53 Sn 0,008 Ti 0,09 Sn 8,09

Eléments accessoires des columbotantalites
Analyses spectrales de Haine du CRM

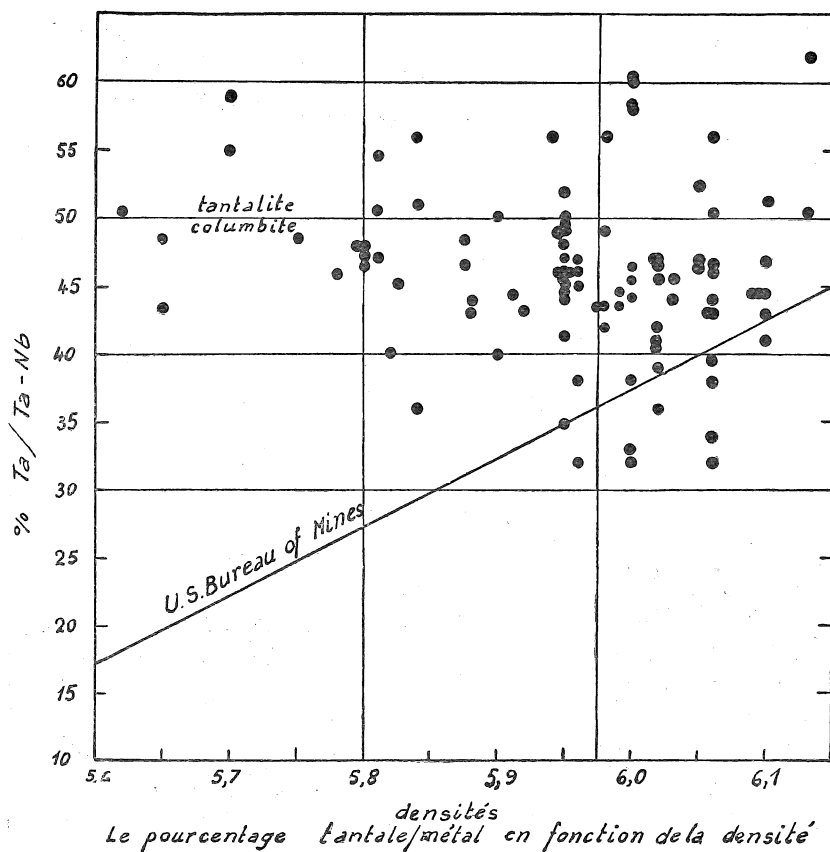


FIG. 36.

Les columbotantalites contiennent environ 3,5 % d'impuretés de Sn, Ti, W, U, Pb et des traces de Ca et Zr. La majeure partie de l'étain est due aux mélanges mécaniques, mais il resterait environ 1 % provenant des cristaux mixtes, des impuretés submicroscopiques, ex-solutions et peut-être aussi de l'étain en solution solide. La teneur en titane est plus régulière. Elle est à attribuer à un mélange mécanique d'ilménite, à des minéraux d'existence douteuse comme la strüverite et l'ilménorutile ou le rutile niobifère, ou au réseau cristallin même. Ces anomalies pourraient expliquer le paramagnétisme anormal des columbites. La présence de Zr et de Ca, ainsi que la radioactivité du minéral, laissent supposer l'existence submicroscopique de niobotantalates rares.

La détermination spectrale des impuretés se complique par la coïncidence de plusieurs raies : Bi, raie 3067 Å (0,002 %) avec l'étain ; raie 2898 Å (0,04 %) avec le niobium ; Mg 0,0004 à 0,11 % avec le fer et le tantale ; W-0,6 % avec le fer ou le tantale, 1,1 % avec le manganèse. On trouvera (en page 163) les premiers résultats obtenus par HAINE, du Centre de Recherches Minières.

Le Professeur PABST, de l'Université de Californie, a examiné aux rayons X la columbotantalite de Lubilokwa. Le schéma de diffraction montre une columbotantalite normale. La densité atteint $6,72 \pm 0,03$ et $6,54 \pm 0,04$. Le minéral, légèrement radioactif, n'est pas métamicté. L'examen d'autres échantillons montre également une columbotantalite ordinaire.

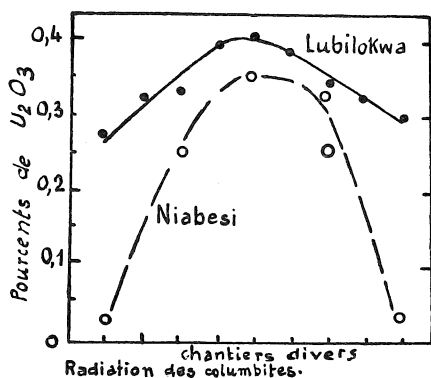


FIG. 37.

On connaît dans la région trois localités avec de la tantalite : à la rivière Key à Bionga, décrit au chapitre de la métallogénie ; à Mubilina dans l'extension de Kasese, où une partie est de la tapiolite et aux sources de la Mulongondima, dans le massif central. Un cristal de cette dernière a une densité supérieure à 7,3 ; il comporte, en plus du macropinacoïde, des brachypinacoïdes. Les longs macrodômes (301) se sont développés aux dépens du pinacoïde basal. Sur un des macropinacoïdes, on trouve des macles successives dans une excroissance de gradins. L'alternance de ces formes produit une forme ondulée de stries de 0,2 à 0,7 mm, et un reflet adamantin. Des cristaux de quartz subhédraux sont englobés dans le spécimen.

576. — *La radioactivité des columbités*

Beaucoup de columbotantalites, et notamment celles du Nord Lugulu, sont radioactives. Nous avons déterminé, au « pulse height analyzer » à Berkeley, la radioactivité de plusieurs columbités de Niabesi et de Lubilokwa. Par comparaison avec des sables uranifères standards, dont la teneur a été calibrée par la Commission à l'Énergie Atomique des États-Unis, on obtient en unités de U_2O_3 les pourcentages suivants qui forment une courbe de Gauss (fig. 37) :

TABLEAU VIII

N° de l'affluent	Nom de la rivière	N° de la ligne de prospection	U_2O_3 %
G 2	Tshonka	13	0,03
—	Niabesi	12	0,04
G 2	Tshonka	11	0,25
G 5	Tshonka	6	0,33
G 2	Tshonka	10	0,35
g 11 D 31	Lubilokwa		0,28
G 13	Lubilokwa	1	0,30
G 40	Lubilokwa	4	0,32
—	Lubilokwa	20	0,32
D 31	Lubilokwa	6	0,33
D 30	Lubilokwa		0,34
d 1 G 45	Lubilokwa		0,39
—	Lubilokwa	80	0,40
D 17	Lubilokwa	B	0,41

En pulvérisant des columbités, on ne libère que peu de radon. Trois essais effectués sur des concentrés des Idibas (Kasese) et d'Ezeze-Lolo donnent :

TABLEAU IX

Rivière	N° ligne ou affluent	bêta, cpm		gamma, mA	
		non broyé	broyé	non broyé	broyé
Kanzambi	L 1-3	4363	4581	80	80
Nkumua	D 15	5164	5422	115	115
Nusibwa	—	3055	3207	50	50

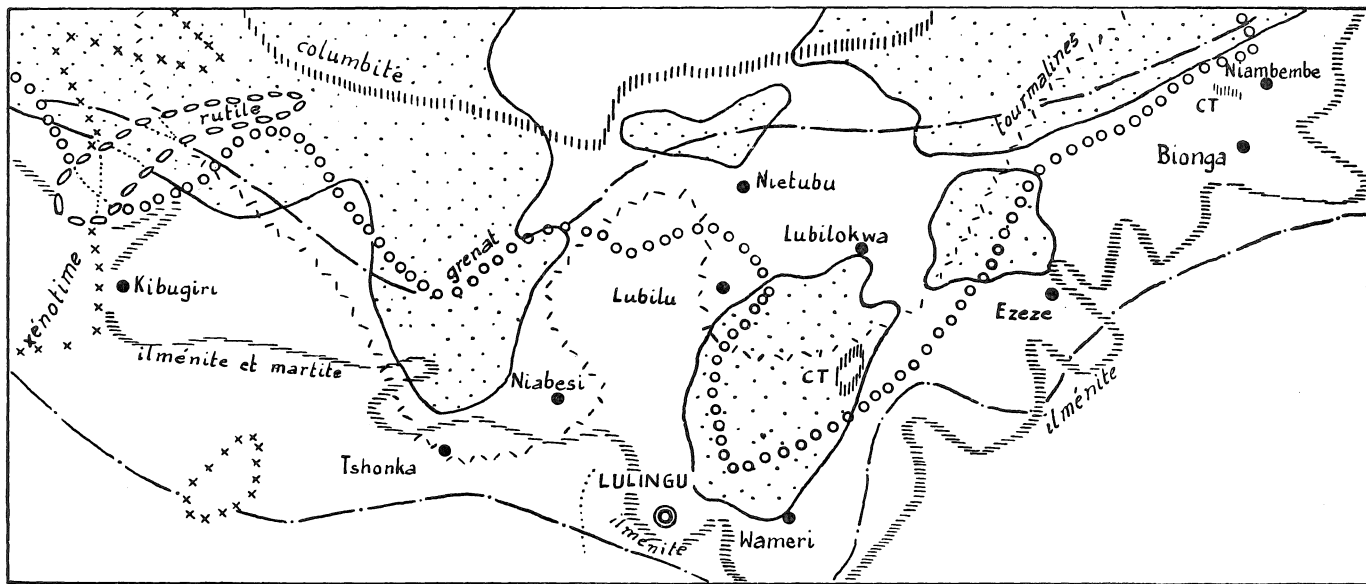
Un comptage de coïncidence a aussi été effectué sur ces échantillons pour déterminer la présence éventuelle du thorium et de ses dérivés ainsi que l'état d'équilibre entre les différents produits de l'urane. Les teneurs d'urane calculées à partir de la radiation bêta et gamma (maxima) sont voisines ; par conséquent l'urane et ses dérivés sont en équilibre et le thorium manque :

TABLEAU X

Rivière	% U ₂ O ₃	
	Gamma	Bêta
Kanzambi L 1-3	0,19	0,21
Nkumua D 15	0,28	0,27

D'après VAN WAMBEKE (25), l'uranium est distribué dans les cristaux de columbite du Nord Lugulu par zones ou plages. En section polie, la majeure partie des cristaux est homogène, tout au moins aux grossissements ordinaires. Les columbités avec des teneurs dépassant 0,4 % peuvent montrer des remplissages de fissures et des exolutions de teinte grise ou orange, plus radioactifs que la columbite environnante. La matière de celles-ci pourrait correspondre à des tantaloniobates de l'uranium et des terres rares ou à de l'uraninite. Jusqu'à présent, la columbotantalite uranifère, douteuse, la toddite, décrite pour la première fois par ELLSWORTH, n'a pas été repérée.

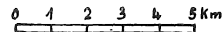
Tout comme les teneurs de tantale, celles d'urane varient d'un cristal à l'autre. A l'échelle des rivières, les teneurs diminuent de l'amont vers l'aval, c'est-à-dire des massifs granitiques vers le Karroo. D'un massif circonscrit à l'autre, la radioactivité des columbités varie aussi quelque peu. Les plus fortes teneurs ont été observées au versant Lubilokwa du massif central, tandis que la columbite du bief aval de la Niambe contient moins de 0,01 % U₂O₃. Les columbités du groupe ouest, associées aux minéraux thoriés, comme le xénotime et la monazite, contiennent moins d'uranium que la moyenne du district.



Les principales associations minérales

- = cassitérite prépondérante
- ||||| = columbite et grenat
- ooooo = grenat
- o o o = rutile et brookite
- x x x x = xénotime

- ~~~~~ = tourmalines
- ==== = ilménite (et martite)
- = massifs granitiques



1:200.000°

FIG. 38.

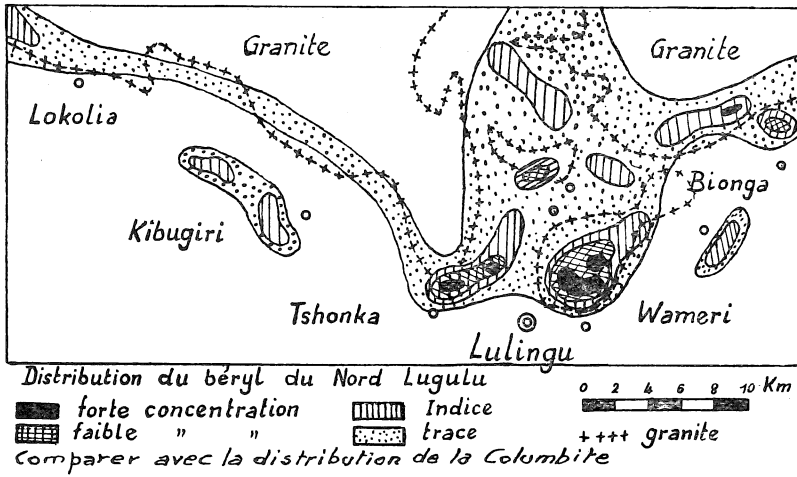


FIG. 39.

58. — Les minéraux lourds concentrés (fig. 38)

1. L'amblygonite a été déterminée par KAZMITCHEFF dans des échantillons de quartz-mica de Niabesi.

2. L'apatite est un constituant rare des concentrés; il est presque incolore ou vert très pâle à Niambembe.

3. Le béryl blanc altéré a été d'abord identifié par SAFIANNIKOFF dans des morceaux de quartz-mica de l'amont Tshonka, puis par AGASSIZ à Niabesi. C'est un élément accessoire standard des formations de quartz-mica de nombreux affleurements, ainsi que des champs pegmatitiques et massifs circonscrits. Sa zone d'extension correspond souvent à celle de la columbotantalite (fig. 39).

4. Le bismuth natif se rencontre dans les placers du plateau. On en a trouvé plusieurs morceaux de 0,5 à 2 km à Nietubu et à la Kiesi à l'ouest de Lubilu. La seule exploitation qui produit assez régulièrement du bismuth s'étend de la ligne 70 jusqu'à la ligne 90 de la Lubilu. Dans cette zone, les schistes et les pegmatites homogènes alternent. Le plus grand morceau trouvé pèse 4 kg. A Bionga, au champ filonien de Tukutu, on vient de trouver quelques petits morceaux de bismuth éluvionnaire. Quelques millièmes de bismuth sont un constituant normal de la plupart des concentrés stannifères sans qu'on en connaisse l'origine exacte.

Le bismuth est réticulé et malléable ; il s'effrite suivant un clivage basal de (0001). Sa couleur est jaune-argenté. La surface des morceaux alluvionnaires montre des creux et des protubérances caractéristiques épousant la forme de rhomboèdres arrondis. Le bismuth natif est toujours couvert d'une pellicule jaune ou noire.

5. La bismutine ou bismuthine est la patine noire, plus rare. BONNARENS, des Laboratoires de Cobelmin, a trouvé cette substance exempte de Te et de Se. Le Professeur HUTTON, de Stanford University, a identifié son schéma de diffraction qu'on trouvera ci-contre.

6. La bismutite constitue la patine jaune et, suivant l'étude de HUTTON, correspond au carbonate de bismuth artificiel qui semble être assez répandu sous cette forme dans les gisements congolais. Cette forme est déterminée pour la première fois à l'état naturel.

7. La brookite a été déterminée par KAZMITCHEFF dans les terrasses de la Kibugiri. Le minéral est noir avec une teinte brunâtre et ses grains angulaires-subangulaires atteignent 2 à 3 mm. Il y a quelques fissures couvertes de quartz et plusieurs grains montrent une pellicule de leucoxène. L'habitus est pyramidal, modifié par des prismes courts.

Récemment, une brookite fine de 32 mesh a été trouvée à la Mundu, à Kibugiri, associée à la cassitérite, au xénotime et parfois au grenat. Le minéral constitue 10 % des concentrés d'une passe, formant un gisement important. Sa densité atteint 4,2. Le minéral n'est pas magnétique.

8. Le chrysobéryl à Kibugiri et dans la Luliba, à l'ouest de Lokolia, forme quelques grains ovalisés vert-jaune.

9. Le corindon est un accompagnateur rare des concentrés de cassitérite provenant du voisinage du granite. On en trouve sur le plateau au nord de Nietubu, avec de la columbite et à Lokolia avec du zircon. Tous ces corindons sont blancs avec parfois une irisation bleue. Les grains oblongs suivant *c* ou plats suivant la base montrent des formes arrondies. Le corindon bleu pléochroïque de la basse Lubilokwa est intercrystallisé avec des morceaux de cassitérite, dont il remplit aussi des fissures.

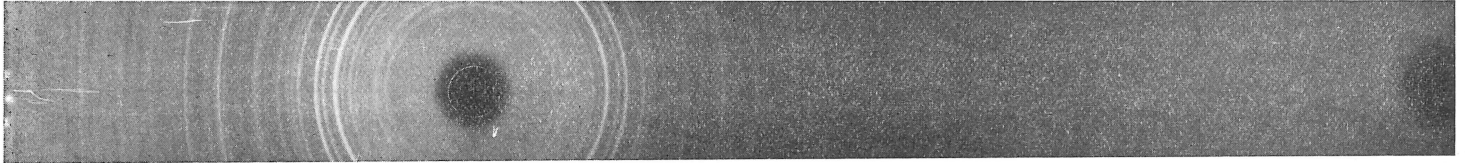
10. Le diamant, sous forme de trace, existe dans plusieurs parties du Maniema et forme même un gisement plus abondant. Un diamant a été trouvé au Nord Lugulu, à l'ouest de la cité

TABLEAU XI. — Raies des produits d'altération des bismuths, déterminées par le Professeur HUTTON, Stanford University

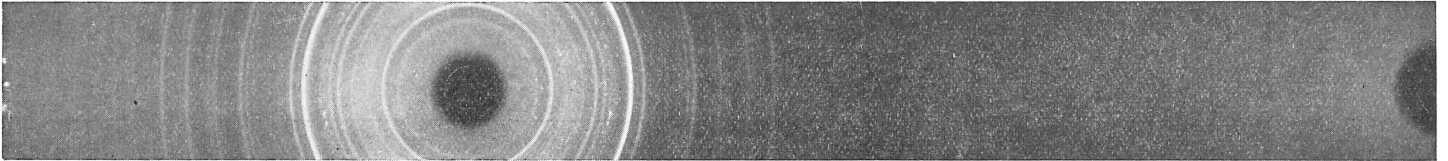
Patine noire		Patine jaune	
Bismutine		Bismutite, type synthétique	
Exposé 7,5 heures		Exposé 12,0 heures	
Radiation cuivre (1,5418 Å) filtre nickel			
d Å	Intensité relative	d Å	Intensité relative
6,04	2	6,90	3
5,04	2	5,67	8
4,13	1	5,33	1—
3,95	2	4,84	2
3,72	1	4,14	2
3,55	10	3,75	5
3,25	5	3,49	3
3,22	9	3,26	1
2,796	5	2,94	10
2,705	2	2,826	1—
2,635	1	2,734	7
2,507	4	2,530	1—
2,442	1—	2,425	1—
2,354	1	2,271	1
2,252	5	2,197	2
2,102	1—	2,143	5
1,983	2	1,982	1—
1,947	6	1,934	3
1,733	5	1,892	1
1,559	2	1,828	1
1,484	2	1,750	4
1,438	2	1,716	1—
1,379	1—	1,672	1—
1,349	1—	1,618	5
1,307	1	1,488	1—
1,140	2	1,469	1—
0,958	1	1,423	2
0,899	1—	1,371	1—
		1,339	1—
		1,298	1—
		1,269	1—
		1,240	1—
		1,224	1—
		1,154	1—
		1,143	1—
		1,080	1
		1,044	1

Schéma de diffraction

Bismutine noire



Bismutite jaune, correspondant au carbonate de bismuth artificiel



Professeur C. O. Hutton, School of Mineral Sciences, Stanford University.

Lubilokwa, non loin du contact des luxulianites et des mica-schistes, mais les conditions de la découverte sont douteuses.

11. La fluorine forme quelques millièmes des concentrés du groupe ouest. On en trouve des traces à Lokolia.

12. La galène est rare. On en a trouvé 2 morceaux angulaires à la moyenne Lubilu, à 1 km en aval du lieu de trouvaille du bismuth. Les formes cubiques habituelles prédominent. Le minéral est couvert d'une patine noire. Cette galène fait l'objet d'une analyse isotopique.

13. Le grenat almandin-spessartine est, avec l'ilménite et les tourmalines, le plus important des accompagnateurs. Ses teneurs sont fonction de la proximité : 1) des granites à biotite (Lokolia, Lubilokwa), ou 2) des granites à muscovite recouverts de lambeaux de schistes (Nietubu). Dans ces derniers s'intercalent des schistes à grenat et à chlorite. L'almandin est sans doute aussi un minéral accessoire du granite du batholite de Kasese, où il forme des placers. On connaît à Nietubu des microclines-pegmatites avec de gros grains de grenat rose, qui sont ensuite entraînés dans les concentrés.

En grosse majorité, la dimension du grenat est comprise entre 16 et 80 mesh. La plupart des grains ont environ 32 mesh, soit 0,5 mm, ils sont plus fins que le reste du concentré. Les trois quarts des grains montrent des formes arrondies. Dans le restant, le dodécaèdre occupe deux fois autant de surface que le trapézoèdre.

Dans un affluent de l'Ibozia, au nord de Nietubu, on a trouvé un almandin gris foncé avec des plages noires et blanches. La surface arrondie est ondulée et rugueuse. Les grains de 2,5 mm sont opaques.

14. La hornblende ordinaire se trouve en traces dans quelques concentrés de la cuvette, dans les zones lardées d'amphibolites.

15. L'ilménite est le minéral le plus important dans la moitié méridionale de la cuvette alluvionnaire et en aval de celle-ci jusqu'au fleuve. Cette ilménite, en paillettes fines, développées suivant le pinacoïde *a* ou dans un habitus prismatique, plus massif, provient des zones éloignées du granite. Noire, avec un reflet bleuâtre submétallique, elle ne dépasse jamais 1 mm de diamètre (16 mesh Tyler) et peut mesurer moins de 62 microns (230 mesh de l'échelle standard ASTM). Ses paillettes microscopiques ont l'habituelle teinte rougeâtre. Aucune exsolution n'y

a été observée jusqu'à présent, bien que certaines analyses de concentrés niobifères suggéreraient la présence de $(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$ excédentaire dans l'ilménite ou dans la cassitérite, tout comme en Malaisie et en Indonésie.

16. L'ilménite-pyrophanite est un minéral granitique ou plutôt pegmatitique. KAZMITCHEFF a déterminé la première ilménite manganésifère dans le massif Mikabo-Ngabi. Tout comme au Kivu, ce minéral semble former à lui seul certains placers torrentiels. A 10 km au nord de Nietubu, où les granites à biotite sont aussi couverts d'une mince couche métamorphique, on a également découvert plusieurs poches d'ilménite manganésifère. Le minéral en gros grains y est associé à du grenat fin. Dans le massif central, quelques grains de ce minéral accompagnent la columbite libérée des pegmatites.

La densité de l'ilménite de la Kamabondo au Mont Ngabi est de l'ordre de 4,75. On observe des macropinacoïdes tronqués par des prismes. Les grains subangulaires atteignent parfois 25 mm et mesurent en moyenne 10 mm. La molécule de pyrophanite semble être peu importante par rapport à celle de l'ilménite. Certains grains sont partiellement recouverts d'un produit d'altération rouge.

La densité du minéral de la Mutete, au nord de Nietubu, est voisine de 4,8. En lumière réfléchie, on aperçoit quelques traînées gris-noir dans une masse gris-acier. Des fissures microscopiques sont remplies de quartz, mais on n'a pas encore vu ce minéral intercrystallisé avec le quartz (à l'exemple de la columbite). La réflexion intérieure de cette ilménite est plus terne que celle de la columbite. Le minéral est anguleux, jamais roulé ; certaines facettes sont altérées.

17. Le leucoxène du rutile ou du sphène fins est un produit d'altération brun-jaune des ilménites manganésifères de la Mutete. On en observe également sur quelques grains de brookite de Kibugiri.

18. La limonite considérée *sensu lato* est évidemment un minéral alluvionnaire fort répandu. Elle forme : 1° le ciment de certains « duricrusts » renfermant de la cassitérite roulée, 2° des couches de conglomérat récent sur le plateau de la cote 800, 3° des grains

amorphes dans les zones pyriteuses, 4^o des chapeaux de fer volumineux à Nietubu.

19. La magnétite remplace une partie de l'ilménite dans la cuvette à l'ouest de Niabesi. Elle est évidemment présente dans la plupart des autres concentrés et toujours dans la gamme de 32 à 80 mesh. L'habitus d'octaèdres et de dodécaèdres combinés est le plus souvent oblitéré par l'alluvionnement.

20. La martite, déterminée par KAZMITCHEFF, se rencontre dans l'aile ouest. Elle est subangulaire ou roulée d'une couleur noir-acier avec un reflet submétallique. Les facettes cristallines sont arrondies. La martite provient de l'alluvionnement plus récent. En effet, elle est concentrée dans les grands flats et rare dans les terrasses.

21. La monazite est rare au Nord Lugulu, les terres rares étant plutôt yttriques dans la région. Dans la partie ouest, on trouve des grains brun gris subangulaires dans les fractions comprises entre 32 et 80 mesh. Elle forme aussi quelques petites plages sur les granites à biotite stériles.

22. L'oligiste constitue une partie des concentrés provenant des ravins du Mont Busika, à l'est de Niambembe, où des schistes hématitifères affleurent. Ses paillettes sont rouge-noir. L'oligiste est généralement rare dans les concentrés des placers stannifères. On en a cependant trouvé quelques morceaux roulés de 100-300 g à Niambembe, Lubilu, Nietubu, Tshonka et dans les élévations de Wamery et Bionga. Ces masses sont grises avec un revêtement rouge, parfois presque terreux. A Nietubu, Kibugiri et à Lokolia, on a récolté quelques spécimens sphériques.

23. L'or est une curiosité minéralogique dans ce gisement stannifère. Les traces les plus abondantes ont été décelées à Nietubu, zone schisteuse à soubassement granitique. On en trouve dans les mêmes conditions à Lubilu et Lubilokwa, à Bionga, Niambembe et dans les zones pegmatitiques de Tshonka et Lokolia. Il s'agit le plus souvent de quelques paillettes dendritiques d'or secondaire jaune-vif. Une pépite provenant de la Mibale, à Lokolia, pèse 8 g.

Il est malaisé d'identifier l'origine de l'or vu son comportement chimique. L'or est bien entendu un minéral accessoire de nombreux champs pegmatitiques et des sulfures typiques des roches

vertes. Toutes les traces se cantonnent au Nord Lugulu à 500-1000 mètres du contact granitique.

24. La pyrite des amphibolites accompagne les concentrés de la Makulumabili, à Niambembe, de la Tshonka, surtout à Niabesi et des affluents Swiza dans l'extension orientale. Dans les tourbes de la Makulumabili inférieure, la précipitation de FeS continue. La pyrite de Nietubu est par contre d'origine filonienne. Elle est subangulaire et grossière. Les facettes cubiques sont plus fréquentes que les pyritoèdres, tandis que, dans les pyrites fines provenant des metabasites, ces dernières sont tout au moins en équilibre.

25. La pyromorphite des éboulis filoniens de Tukutu a été décrite précédemment.

26. Le rutile est relativement rare, tout en étant présent dans beaucoup de concentrés à l'état de traces. CHESAUX en a repéré quelques gros morceaux mâclés dans la Kiesi, à l'ouest de Lubilu. Un autre gisement s'étend au nord de Kibugiri.

27. La scheelite est présente dans plusieurs concentrés, particulièrement au groupe ouest, sous forme de traces n'ayant que quelques dizaines de microns. La fluorescence des grains est vert bleu. Le tungstène est un élément accessoire de la plupart des columbites et des cassitérites foncées.

28. La scorodite provenant probablement de l'altération du mispickel a été déterminée par CHESAUX dans la Kiesi, à l'ouest de Lubilu. Le minéral alluvionnaire est terreux et s'effrite facilement. On en trouve également de petits morceaux dans les concentrés de Lubilu.

29. Le spodumène forme des morceaux plus ou moins grands avec d'autres minéraux pegmatitiques. On en trouve surtout à Niabesi.

30. La staurotide se rencontre surtout aux biefs inférieurs de certaines rivières et provient probablement du remaniement de terrasses plus anciennes. Tel est le cas au confluent des affluents droites de la Swiza et au confluent Luliba-Kananga, à l'ouest de Lokolia. On a récolté à Niabesi, dans de tout autres conditions, des mâcles en croix de St-André de 7-8 mm, qui proviennent sans doute des contacts du champ pegmatitique.

31. La « titanohématite » ou oligiste titanifère, ou un autre minéral de ce groupe, accompagne l'ilménite manganésifère dans la Tshonka, dans le massif Mikabo-Ngabi. Les grains prismatiques sont rouges avec un noyau gris foncé.

32. La topaze transparente en petits cristaux angulaires a été repérée dans des concentrés de pannage d'Ibozia, de Tshonka et de Weydambo, à l'ouest de cette mine.

33. Les tourmalines sont au nombre de trois : la tourmaline vert-brun ou dravite, le schörl noir et la rubellite carmine. Cette dernière ne s'écarte pas de l'aire des granitoporphyles et des schistes tourmalinifères dans la bordure septentrionale du massif central. Les aiguilles fines, prismatiques, comportent assez souvent les facettes de terminaison. Le dichroïsme marqué va du pourpre au rose pâle acqueux.

Les deux autres ont une plus grande aire d'extension, toujours dans la moitié amont de la ceinture minéralisée. La dravite couvre une aire presque ininterrompue devant le contact granitique. Ses aiguilles fines montrent un faible dichroïsme allant du brun-vert au vert-jaune. Les facettes de terminaison manquent généralement. Les aiguilles les plus longues ne dépassent guère 1,5 mm. Le gisement le plus caractéristique de dravite est le champ pegmatitique de Tshonka, où l'on trouve aussi du schörl.

Tout en étant présent dans la plupart des pegmatites et dans tous les champs de filons et greisen, le schörl ne forme que des concentrations locales et se répand moins au-delà de celles-ci. L'allongement des dômes est moindre que dans les deux autres variétés et les prismes se terminent par des fractures. Le dichroïsme intense va du noir au brun roux.

34. La wolframite est probablement responsable des traces de tungstène trouvées dans plusieurs cassitérites et columbites et semble être bien répandue sous cette forme dans le Nord Lugulu, bien qu'on ne la connaisse pas à l'état libre.

35. Le xénotime blanc crème en bipyramides zirconoïdes parfaites de 0,5 à 2 mm est associé au grenat et à la columbite de la Weydombo à l'ouest de Tshonka. Ce minéral thorifère fait l'objet d'une analyse isotopique.

Le xénotime, jaune, plus fin, accuse de fortes concentrations entre cette dernière mine et Kibugiri. Dans certains placers de la Mundu,

à Kibugiri, le xénotime représente 20 % des concentrés. Ce xénotime est plus roulé, et a subi un assez long transport partant du batholite. Sa teinte est jaune paille et les formes prismatiques s'ajoutent aux pyramides. De pareilles concentrations existent au nord de Kibugiri et de Lokolia également.

36. Le zircon laisse des traces dans la plupart des concentrés: Il forme très rarement de grands grains pyramidaux de 2 à 8 mm. On connaît une importante concentration de ce minéral sur la bordure du massif Ngabi à l'est de Swiza. Sur la périphérie de ce gisement, le zircon accompagne la columbite et le grenat, mais, dans sa partie la plus importante, les concentrés consistent tant en alluvion qu'en éluvion de zircon pur. Le corindon est un accompagnateur rare. Les cristaux mesurent 1 à 10 mm; ils sont angulaires-subangulaires. Les grains à reflet marqué, peut-être les plus durs, sont les mieux conservés, tandis que le malacon montre des formes arrondies. La pyramide dite zirconoïde est la forme la mieux développée. De nombreux grains exhibent une combinaison de pyramides déséquilibrées (211) ou (311) à $+c$ et (111) à $-c$. Les terminaisons basales comme les prismes sont très rares. Les cavités et les indentations sont de règle. La striation n'est pas fréquente. Les grains ont généralement une couleur brun mat, mais on en trouve parfois dont la couleur varie du brun clair à une vague teinte rougeâtre. Les malacons sont grisâtres.

En lumière réfléchie, les stries blanchâtres et ambrées alternent. Par contre, le malacon montre peu de changements de teinte. Les réflexions intérieures sont jaunes. Les inclusions sont plutôt rares.

Presque tous les grains sont fluorescents avec une teinte jaune or. Au sein même des grands cristaux, les plages fluorescentes alternent avec les parties qui ne réagissent pas. Les facettes pyramidales bien conservées sont les plus fluorescentes et il semblerait que le hafnium ait une distribution zonale suivant ces facettes. Les cristaux usés de malacon ne montrent que des taches fluorescentes. Presque tous les grains inférieurs à 1 mm sont fluorescents et moins arrondis.

La teneur en hafnium semblerait dépendre de la plage du cristal servant à l'analyse et peut varier depuis des traces (Radiation Laboratory, Université de Californie) jusqu'à 3 % (C. R. M., Bukavu). Le minéral est radioactif. La teneur combinée en tho-

rium et uranium atteint 0,24 %, exprimée en équivalence de U_2O_3 . VAN WAMBEKE (17) a démontré la présence de traces d'yttrium et de cérium et MINET, du Centre de Recherches Minières, a identifié à l'analyse spectrale des traces de fer, plomb et phosphore.

Le Professeur PABST, de l'Université de Californie, a déterminé la densité ($4,35 \pm 0,02$ et $4,39 \pm 0,02$) et les dimensions de la cellule de ce zircon précambrien. Ces dernières se rapprochent ainsi de celles d'un zircon alluvionnaire plus récent de Lincoln (Sacramento Cty, Cal.) :

TABLEAU XII

Lokolia	$a_0 = 6,613 \pm 0,006$	$c_0 = 6,003 \pm 0,012$	$c_0/c =_0 0,9077$
Lincoln	$c_0 = 6,604 \pm 0,003$	$c_0 = 5,980 \pm 0,006$	$c_0/a =_0 0,9055$

Le zircon de Lokolia est en partie métamicté. Ceci ressort de la diffusion des réflexions de grand angle correspondant sans doute à une variation des dimensions de cellule. Les dimensions citées se rapportent aux parties les plus foncées du milieu. La destruction de la cellule par la radiation (radiation damage) est remarquablement faible pour un zircon présumé précambrien (note du Dr PABST).

59. — Provenance des concentrés

La distribution primitive des minéraux lourds ne peut être déterminée avec certitude. L'hydrographie des gisements, la sphéricité des grains, leur faciès cristallin et leurs propriétés physiques suggèrent cependant l'origine probable.

Peu de rivières prennent leur source dans le massif granitique et il faut tabler sur une érosion et pénéplanation très importantes pour leur attribuer une grande partie des concentrés. La cassitérite granitique est de plus petit diamètre que celle des grands champs de pegmatites homogènes ou rudimentairement zonées. Les pegmatites zonées et les formations de quartz-mica ont une influence importante, mais locale. L'influence des veinules de cassitérite est difficile à préciser et probablement plus grande qu'elle ne paraît. Les filons de quartz et les greisen forment, par l'intermédiaire des éluvions, des placers volumineux, mais moins étendus que ceux des pegmatites.

Dans le tableau ci-dessous, un numéro d'ordre est attribué, pour chaque mine, à chaque mode présumé d'origine, suivant son importance (1, 2, 3, 4, 5) :

TABLEAU XIII

	Pegmatites homogènes, granite	Quartz-mica, pegmatites zonées	Filons de quartz	Greisen	Veinules de cassitérite
Swiza	2	3	4	5	1
Niambembe ...	1	2	3	4	5
Bionga	3	4	2	1	5
Ezeze	1	1	1	—	2
Lubilokwa	1	2	4	—	3
Lubilu	1	2	—	—	2
Nietubu	1	2	4	—	3
Wamery	3	5	2	1	4
Niabesi	1	1	—	—	2
Tshonka	2	1	5	2	4
Kibugiri	1	2	—	4	3
Lokolia	1	4	2	5	3
Kanonga	1	4	3	—	2

L'importance des différents modes d'affleurement ou de provenance dans les gisements primaires et détritiques serait donc différente. En voici les ordres présumés de grandeur en pour cent :

TABLEAU XIV

	Granite, pegmatites homogènes	Quartz-mica, pegmatites zonées	Veines de cassitérite	Filons de quartz	Greisen
	%	%	%	%	%
Gîtes primaires .	10	10		40	40
Éluvions		15	5	40	40
Alluvions	55	20	5	10	10

La répartition originale des terrasses, c'est-à-dire des premières alluvions, est comparable à celle des éluvions, mais elles contiennent aussi un peu de matière pegmatitique.

L'effet de l'érosion varie avec la nature et la dureté des minéraux de gangue. La gangue dure des filons et des formations de quartz-mica est successivement morcelée et entraînée par l'eau. La cassitérite de ces gisements est mélangée dans les rivières à du gravier en partie stérile. Par contre, la cassitérite éparsée dans une matière tendre comme les pegmatites altérées feldspathiques se concentre dans le réseau hydrographique qui élimine et flotte le kaolin.

La partie prépondérante de la columbotantalite provient des pegmatites indistinctement zonées et du granite. Les grands grains intercrystallisés avec du quartz sont érodés probablement du voisinage du noyau de quartz des pegmatites zonées, particulièrement favorable pour la minéralisation en Nb-Ta. La littérature indique aussi quelques cas suspects de columbite dans les filons de quartz. Nous n'en connaissons pas au Maniema.

6. — CONCLUSIONS

Comme tous les gisements d'étain du monde, le Nord Lugulu est situé près du contact des massifs granitiques. Tout comme dans les autres districts du Maniema, à Kailo, Kalima, Moga, Saulia ou comme dans les vallées de Kinta et de Klang en Malaisie (DE KUN, 6), la cassitérite détritique dérivée des divers gîtes primaires se concentre devant les massifs circonscrits, devant les promontoires ou dans les baies du relief granitique. Il y a trois groupes de gisements suivant leur ordre de formation : 1^o primaires ou « granitiques », 2^o secondaires, pegmatitiques et filoniens, 3^o tertiaires ou détritiques. Le dernier groupe est le plus important, comme dans la plupart des gisements du monde appartenant à la paragenèse Sn-Nb-Ta ou Sn-W. On peut admettre, en effet, que 70 à 75 % de la production mondiale d'étain et 95 % du niobium proviennent des placers.

Le zonage régional est marqué (DE KUN, 5). Des zones niobifères, stériles et stanni-niobifères se succèdent depuis la région apicale et les lambeaux de toit du batholite (ou des massifs circonscrits) jusqu'au-delà du contact des schistes où l'étain devient prépondérant. Le rapport Sn/Nb-Ta augmente progressivement. Après la disparition de ces métaux, une nouvelle zone stérile s'intercale jusqu'aux gisements d'or. Les gisements diffus occupent de vastes régions, tandis que les plus importants gisements pegmatitiques

et filoniens se trouvent localisés au front des massifs circonscrits, à 0,5 à 2 km du contact. Leurs zones concentriques débordent les unes sur les autres et les plus larges renferment les plus minces (fig. 40). Une simple structure concordante au batholite a déterminé la mise en place des gîtes primaires de toutes les espèces, conformes ou non conformes à la stratification.

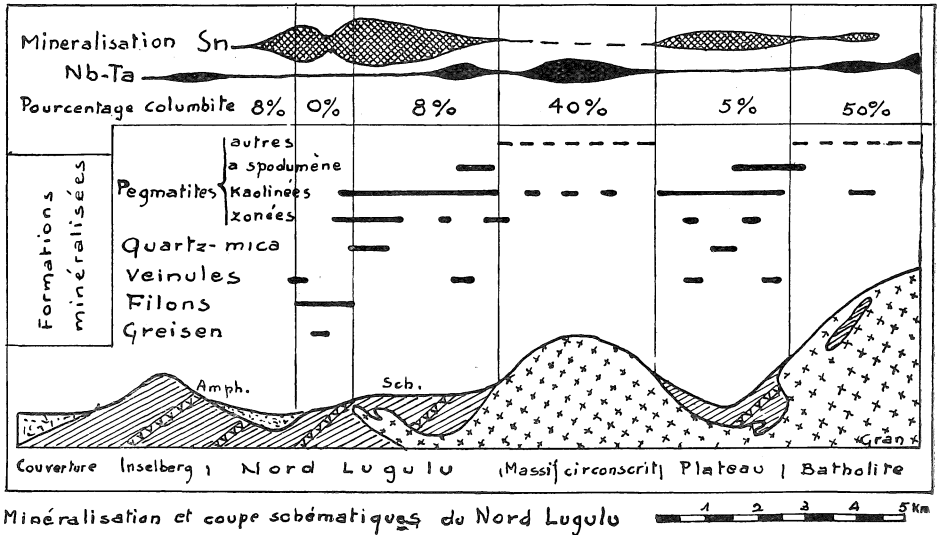


FIG. 40.

Comme dans les autres parties du Maniema, en Malaisie, à Bangka et au Nigéria (DE KUN, 7), plusieurs formations minéralisées, des pegmatites, du quartz-mica, des filons, greisen et des veinules de cassitérite coexistent dans la même zone et parfois au même affleurement. Les gisements du Maniema occidental : Kailo, Kalima, Moga-Messaraba, Kampene relèvent de plus petits massifs ; ils sont caractérisés par des filons et greisen, ainsi que par la paragenèse Sn-W. Au Kivu et au Ruanda, où le relief est plus accentué, les pegmatites jouent un rôle plus important. Le Nord Lugulu forme la transition entre ces types de gisements. Sa zonéographie s'insère entre les cas cités par VARLAMOFF (27, 28) (fig. 41).

Dépendant de la classification adoptée, on peut ranger le gisement en plusieurs catégories. Dans les classifications américaines de LINDGREN, d'EMMONS et de BATEMAN, le gisement appartienn-

Espèces	Types	Dénomination	Roches encaissantes	Largeur zone, km	Débordement	Minéraux principaux	Mineralisation	Teneur max. %	Rapport Sn/Nb, Ta	Puissance max, m	
III. Pegmatites à muscovite	5	pegmatites à muscovite et quartz (1) voir ci-dessous	granite à deux micas granite à muscovites access. biotite	15	-	quartz, muscovite, microcline,	Nb	trace	1/2	0,7	
				5	-	perthite	Sn-Nb	0,03	1/1	0,7	
	6	pegmatites à spodumène	schistes micacés schistes violacés et gris, accessoirement amphibolites silicifiées	13	ligne inclus dans 7	de contact -- microcline, spodumène, perthite,	forte Li Sn, Nb, Ta	0,3	7/1	6 3-20	
	7	pegmatite kaolinisées		5		quartz, apatite et de microcline veinules de quartz					Nb, Ta, (Sn)
	7-8	pegmatites zonées		1	inclus dans 7	et mica grand noyau de kaolin bordure apicale quartz-mica	Sn	4	1/0	0,4	
8	veines de quartz mica	1		7	quartz, muscovite, parfois lithifère	Sn	4	1/0	0,6		
IV. Filons et greisens	9	filons de quartz		2	10	quartz	} épontes de tourmalinite	Sn	2	1/0	1
	10	greisens		1	9	quartz muscovite		Sn	6	1/0	0,2-2
	11	veinules de cassitérite		9	6 à 10	cassitérite, quartz, rare muscovite		Sn	90	1/0	0,05

Zonéographie des formations minéralisées du Nord Lugulu

FIG. 41.

draît aux dépôts pegmatitiques et les différentes classes hydrothermales. D'après FERSMAN, ce type de gisement formerait la transition entre les pegmatites et « pneumatolytes ». Suivant la classification de SCHNEIDERHÖHN, le gisement appartiendrait à deux ou trois classes différentes (24). Une partie de la cassitérite et de la columbotantalite provenant du granite, on pourrait aussi attribuer la paragégnèse Sn-Nb-Ta-Y-Zr aux dernières phases de la formation de ces roches (Communication personnelle du Professeur SCHNEIDERHÖHN).

Les pegmatites interstratifiées ne sont pas en relation directe avec le granite ; leur structure en chapelet et leur disposition sub-horizontale suggéreraient plutôt un mode d'introduction latéral. D'un autre côté, toutes les zones à filons et à greisen se localisent sur ou près des pointements ou feuillets granitiques masqués. Dans plusieurs pegmatites zonées, la zone intérieure est pauvre et l'extérieure est riche en étain ; ailleurs le noyau contient du niobium, tandis que la bordure du toit est riche en cassitérite. Les formations composées de quartz et de mica peuvent aussi former des dykes séparés.

On trouve de nombreuses pegmatites à spodumène dans la zone de transition du niobium à l'étain, mais elles ne contiennent elles-mêmes que des traces de ces métaux. Des veinules de cassitérite déposées sur la paroi des xénolites d'amphibolite dans le granite affleurent aux contacts intérieurs. Des cristaux de cassitérite ou des veinules se sont développées aussi dans les schistes à séricite et à tourmaline. Les greisen forment des noyaux ou encore l'éponte des filons de quartz. Leur roche encaissante est la tourmalinite.

Dans le granite et dans les pegmatites, l'accompagnateur principal de la cassitérite est la columbotantalite et la tourmaline vert brun (et noire). Les concentrés de columbite sont caractérisés par le grenat almandin, la tourmaline noire et parfois par le xénotime. Les filons et greisen ne contiennent que de la cassitérite.

Malgré ses origines différentes, la cassitérite ne présente guère de variations importantes. Il existe, en effet, de la cassitérite pyramidale, filonienne, tout comme on trouve de la cassitérite prismatique, pegmatitique. Dans une étude statistique, les caractéristiques les plus distinctives sont : 1° la dimension, 2° l'allongement et la nature des prismes, plutôt que la présence ou absence des pyramides, 3° le dichroïsme.

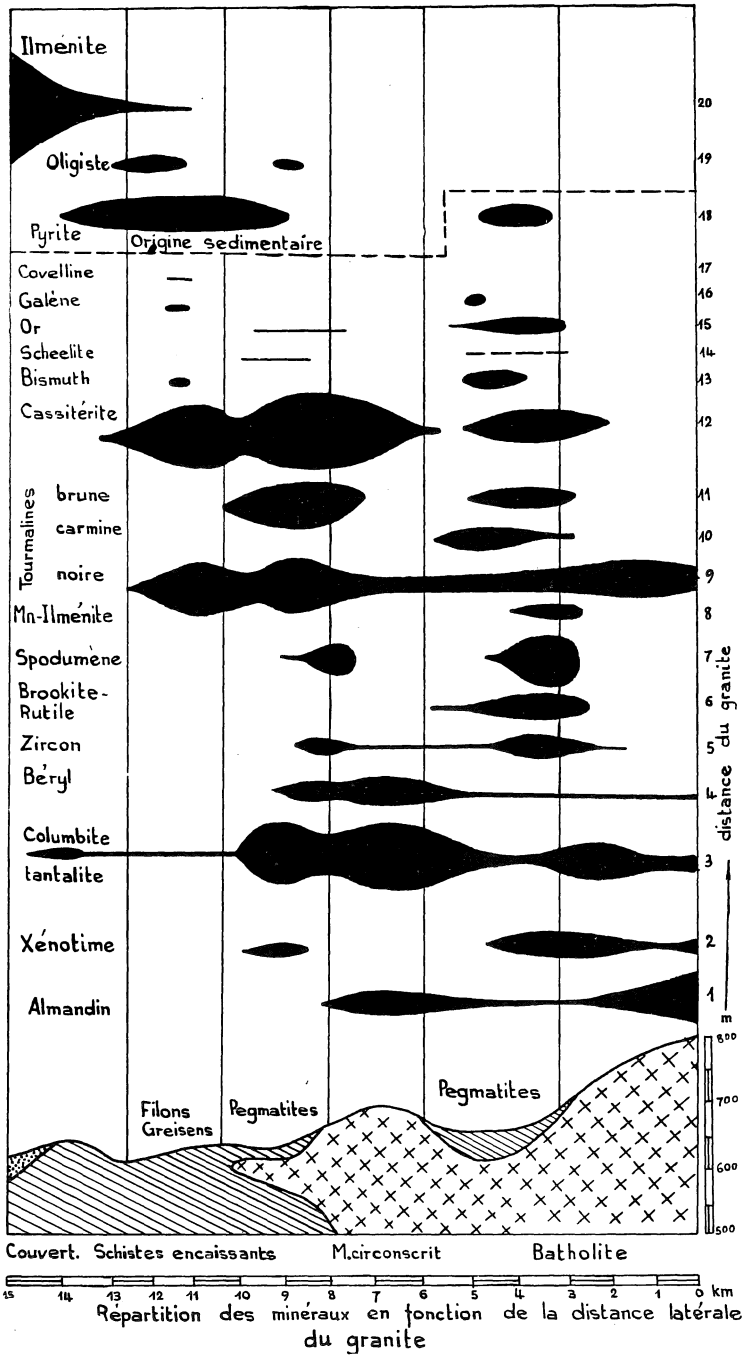


FIG. 42.

La columbotantalite montre l'habitus pinacoïdal et une striation marquée. Sa composition varie entre certaines limites. La teneur en Ta_2O_5 est comprise entre 25 et 50 %. Le minéral contient plusieurs matières accessoires et notamment de l'étain. Il est paramagnétique et radioactif.

On connaît également des gisements de spodumène, de xénotime et de zircon, ainsi que des dépôts contenant du bismuth natif ou du béryl. Dans la figure 42, on verra la distribution des différents minéraux en fonction de la distance latérale du granite.

La zone des placers forme un long ruban de 100 km entre le batholite de Kasese et le bassin de la Lugulu-Nduma. Une série d'inselbergs sépare la longue cuvette du Nord Lugulu de la Nduma et de la Lugulu, auxquelles elle est parallèle. Les rivières actuelles traversent perpendiculairement ce paysage. Il semblerait que l'écoulement primitif des rivières aurait pu suivre cette dépression. Les rivières ont leurs sources dans le batholite ou à son contact. Leur cours supérieur est peu minéralisé. Elles déposent les concentrés dans la cuvette, c'est-à-dire dans leur cours moyen, et redeviennent progressivement stériles à la sortie de celle-ci. Les concentrés ne subissent guère plus de 7 km de transport et la partie dominante se sédimente avant de s'éloigner de 2 km du gîte primaire.

Le gîte primaire ainsi que le relief déterminent le lieu du dépôt. Au début du transport, la dimension des grains et les teneurs diminuent rapidement, mais elles se stabilisent ensuite. Plusieurs rivières renouvellent leur apport de minéraux lourds en traversant des champs pegmatitiques, qui produisent des seconds maxima de teneur ou de granulation.

L'érosion des filons et greisen produit des éluvions, tandis que les pegmatites se décomposent sur place et que leurs minéraux lourds sont concentrés dans les alluvions.

On distingue : 1° une première époque d'alluvionnement avec formation des terrasses sablo-argileuses pauvres, 2° la principale période de minéralisation détritique des graviers, 3° le dernier cycle alluvionnaire des sables de l'arène granitique, pauvres.

L'érosion des gîtes primaires, probablement précambriens, continue jusqu'à notre époque. Les premières vallées dans lesquelles les placers se sont ensuite déposés ont commencé à se creuser avant le Permien, mais les dépôts alluvionnaires se seraient définitivement formés pendant l'Holocène.

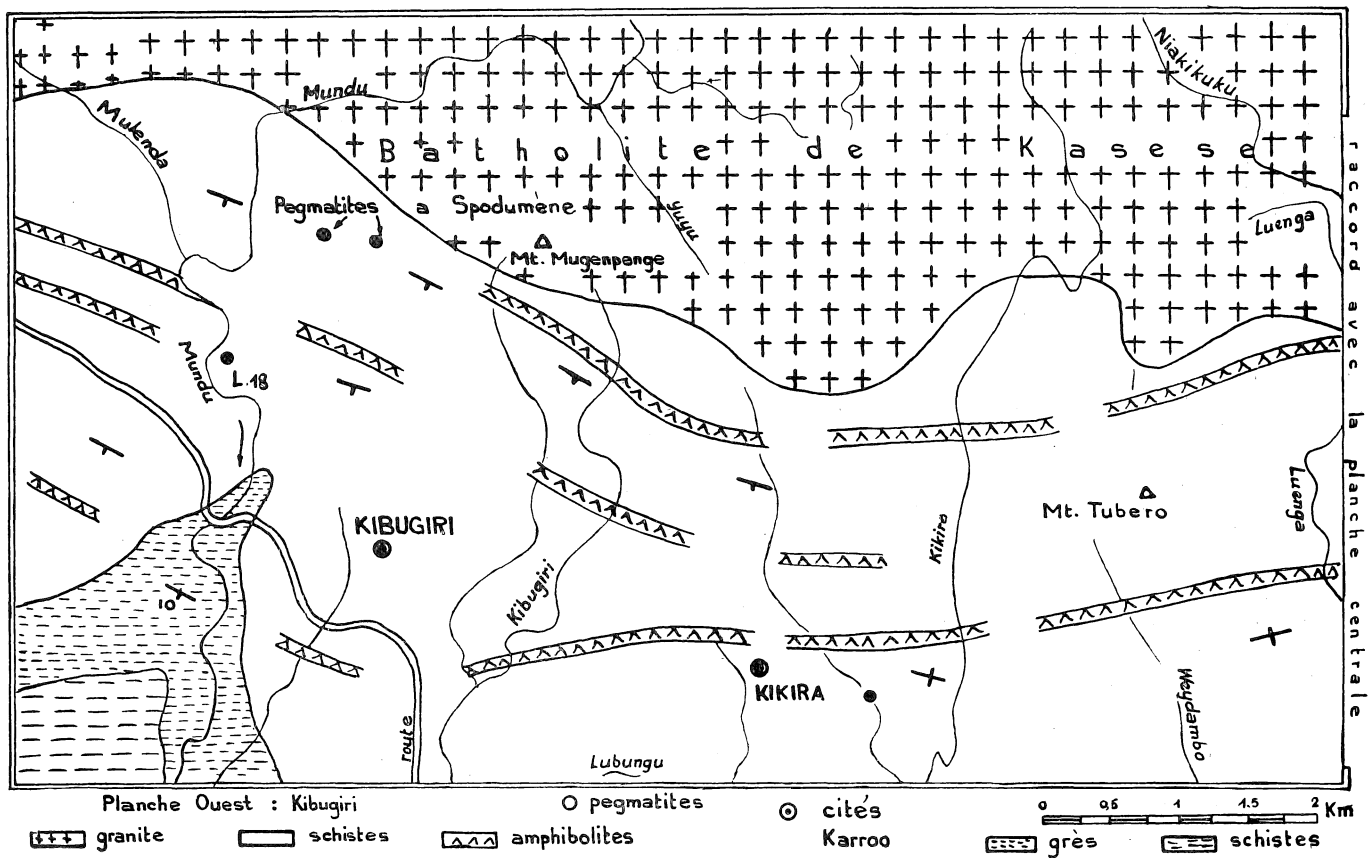


FIG. 43a.

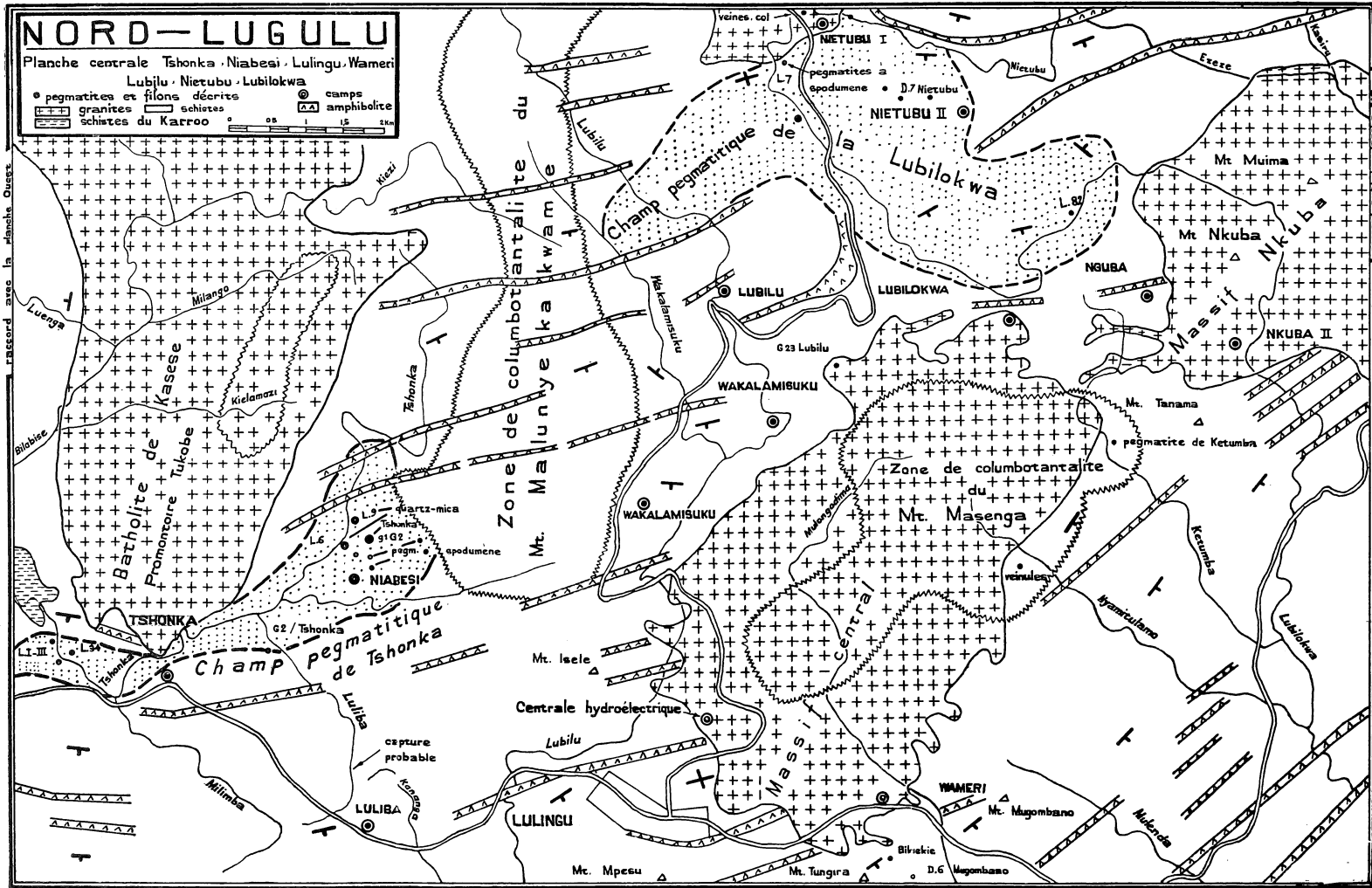


FIG. 43b.

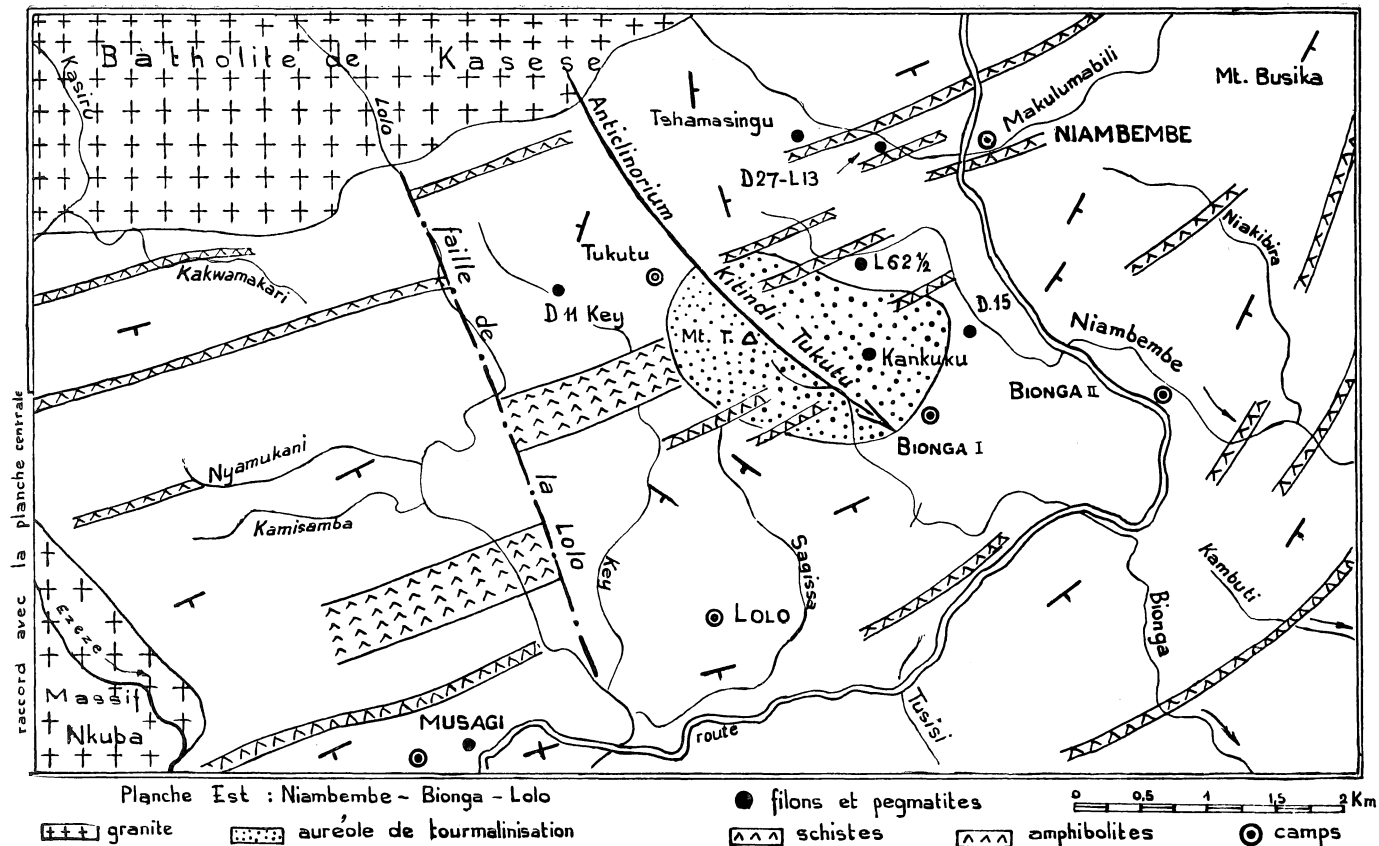


FIG. 43c.

RÉFÉRENCES

1. AGASSIZ, J. F., 1954. — Géologie et pegmatites de la région de Mumba. Numbi, Com. Nat. Kivu (C. N. Ki.), nouv. sér. 7.
2. CAMPBELL, W. J., PARKER, J. G., 1955. — Relation of density to composition in the columbite-tantalite series. *U. S. Bur. Min. Rep. Invest.*, 5150.
3. Compagnie Minière des Grands Lacs Africains et Compagnie belge d'Entreprises Minières. — Rapports, cartes, feuilles de fouilles et documentation des missions de prospection, des exploitations et de l'auteur.
4. DE KUN, N., 1955. — Les pegmatites du Nord Lugulu. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 73.
5. DE KUN, N., 1957. — On the central-african-metallogenetic province. *Geol. Rdsch.*, 46.
6. DE KUN, N., 1959. — Die Zinn-Niob-Tantal Lagerstätten von Süd-Ost Asien. *Neues Jahrb. Min. Mon. Hefte*.
7. DE KUN, N., 1959. — Die Zinn-Niob-Tantal-Zirkon und Lantaniden Lagerstätten von Nigerien. *Neues Jahrb. Min. Mon. Hefte*.
8. DENAEYER, M. E., 1949. — A propos des phases de la mise en place des roches granitoïdes au Kivu. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 73.
9. ESKOLA, P., 1920. — The mineral facies of rocks. *Norsk. geol. Tidsskr.*, VI, 1-2.
10. GRIGORIEFF, J. F. et DOLOMANEVA, E. J., 1951. — Nouvelles données sur la cristallogénèse et les propriétés typomorphes des cristaux de cassitérite de différentes origines, Acad. Sci. U. R. S. S. *Trav. Mus. Min.* I, 3. traducteur KAZMITCHEFF, A.
11. GUIGUES, J., 1955. — Etude des gisements de pegmatites de Madagascar. *Serv. Géol. Madagascar*, 67.
12. HERMANN, P. et GASTELLIER, S., 1946. — Détermination rapide de teneur de Ta_2O_5 et Ch_2O_5 . *Bull. Serv. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, 1, 2.
13. HUTTON, C. O., 1950. — Studies of heavy detrital minerals. *Bull. Geol. Soc. America*, 61.
14. JAHNS, R. H., 1955. — The study of pegmatites. *Econ. Geol., Anniv.* vol. II.
15. JACOBSON, R. R. E., CAWLEY, A. et MCLEOD, W. N., 1951. — The occurrence of columbite in Nigeria. *Geol. Surv. Nigeria, Occ. Pap.* 9.
16. LEGRAYE, M., 1951. — Les minéralisations de l'est du Congo belge dans leurs relations avec les roches magmatiques et la tectonique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 73.
17. MATHIEU, F. F., 1938. — Les gisements des minéraux de tantale et de niobium. *Publ. Assoc. Ing. Fac. Mons*, 1^o, 64.
18. MILNER, H. B., 1940. — *Sedimentary Petrography*, Londres.
19. NOLL, W. et NEUHAUS, A., 1949. — Zur Kristallchemie des Zinnsteins. *Naturw.*, 1.
20. PARGETER, R. C., 1950. — Mining and economic geology, The columbite-tantalite-beryl province. *Rec. Uganda Geol. Surv.*
21. POLINARD, E., 1947. — Cristaux de cassitérite du Kivu méridional et du Maniema, *Inst. Rpy. Col. Belge, Sect. sci. nat.*, Mém. XVI, 4.
22. RANKAMA, K., 1944. — On the geochemistry of tantalum. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 133.
23. RANKAMA, K., 1948. — On the geochemistry of niobium. *Ann. Acad. Sci. Fennicae*, Ser. A, III, 13.
24. SCHNEIDERHÖHN, H., 1959. — *Die Pegmatitlagerstätten*, Stuttgart.

25. VAN WAMBEKE, L., 1955. — Etude spectrographique de quelques minéraux radio-actifs des pegmatites congolaises. *Bull. Soc. belge Géol.*, LXIV, 3.
 26. VARLAMOFF, N., 1949. — Relations entre les faciès des cristaux de cassitérite de la région de Kalima et la géologie de leurs gisements. *Soc. géol. Belgique*, Bull. 7-8, 72.
 27. VARLAMOFF, N., 1957. — Considérations sur la zonéographie et le zonage interne des pegmatites africaines. *Cons. Coop. Techn. Afr.* (C. C. T. A.), Géologie, Conférence de Tananarive, éd. Serv. Géol. Madagascar, I.
 28. VARLAMOFF, N., 1959. — Zonéographie de quelques champs pegmatitiques de l'Afrique centrale et les classifications de K. A. Vlassov et de A. I. Guinsbourg. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 82.
 29. WILLIAMS, F. A., 1956. — The identification and valuation of decomposed columbite-bearing granites of the Jos-Bukuru younger granite complex, Nigeria. *Trans. Inst. Min. Met.*, 65, 1.
-

Rapports sur le mémoire de M. N. de Kun

Rapport de M. I. de Magnée, premier rapporteur

LES GISEMENTS DE CASSITÉRITE ET DE COLUMBO-TANTALITE DU NORD LUGULU, KIVU, CONGO BELGE

Le mémoire de M. DE KUN constitue une description précise, complète et détaillée d'une vaste région minéralisée du Maniema-Kivu. Une ceinture de placers stannifères, longue de près de 150 km, y borde au sud le grand batholite granitique de Kasese. La minéralisation primaire qui lui a donné naissance est complexe et l'auteur distingue sept types de gisements, localisés respectivement suivant des zones étroites emboîtées, avec un certain chevauchement des zones successives.

Les premiers chapitres situent les gisements dans leur cadre géographique et géologique et donnent une description pétrographique sommaire des granites et des schistes à lentilles d' amphibolite qui les enveloppent. L'auteur ne tente pas de situer ces dernières formations dans la légende stratigraphique générale. Ces descriptions sont accompagnées par des cartes morphologiques et géologiques d'ensemble, à petite échelle.

Le mémoire aborde ensuite la métallogénie des granites eux-mêmes et de leur cortège de pegmatites, zonées ou non, en y englobant les « formations de quartz-mica ». Plus loin du contact granitique, il distingue une zone filonienne, à filonnets de cassitérite, filons de quartz à cassitérite et greisens. Les pegmatites sont généralement kaolinisées et n'ont pas été reconnues sous la zone d'altération, ce qui rend leur étude difficile.

Le faciès minéralogique de la cassitérite, étudié par rapport au mode de gisement, ne conduit pas à une zonéographie nette, pas plus que celui de la columbo-tantalite.

Les pegmatites et les dykes de quartz-mica ont une tendance nette à se mettre en place parallèlement à la schistosité ou la stratification. L'auteur ne distingue pas nettement ces deux structures. La concordance généralisée explique l'allure très plate de la plupart des lentilles pegmatitiques.

Le mémoire passe en revue les phénomènes de transformation des roches : séricitisation, silicification, tourmalinisation, albitisation, suivies par la kaolinisation actuelle. Ce paragraphe est fort succinct.

Contrairement à des descriptions antérieures de gisements stannifères congolais, M. DE KUN consacre un chapitre très important à l'analyse détaillée des dépôts détritiques minéralisés. C'est certainement la partie la plus originale et la plus intéressante du mémoire. Elle établit les relations entre la disposition des placers et celle des gîtes primaires, la morphologie et l'hydrographie. Signalons en particulier, les considérations sur les longueurs de transport dans les alluvions et l'évolution concomitante de la granulométrie, des teneurs et des minéraux lourds accompagnateurs. A ma connaissance, c'est la première fois que dans une telle description figurent des cartes de répartition des principales associations minérales.

La dernière partie est une étude minéralogique de la cassitérite (couleur, magnétisme, propriétés optiques, faciès cristallin), de la columbotantalite (propriétés physiques, faciès, densité, composition, radioactivité) et des autres minéraux lourds des concentrés de placers. Les minéraux décrits sont au nombre d'une trentaine dont certains intéressants (béryl, bismuth, or, scheelite, diamant, xénotime).

Suit une tentative de raccord quantitatif entre la répartition primaire des minéraux utiles et leur répartition dans les placers.

Dans ses conclusions, l'auteur donne un tableau récapitulatif de la zonéographie telle qu'il la conçoit. Il y a des difficultés d'application à la répartition géographique réelle et l'auteur admet que « les zones les plus larges renferment les plus minces ». Il signale d'ailleurs que, dans les autres parties du Maniema, les différentes formations stannifères se superposent. Le Nord Lugulu a des caractéristiques intermédiaires entre celles des gisements du Maniema et ceux du Kivu et du Ruanda.

En définitive, l'étude de M. DE KUN est une importante contribution à la métallogénie du Congo oriental. Elle contient des aperçus très fouillés sur des aspects rarement traités, notamment sur les lois qui président à la répartition des gisements secondaires.

L'étude est essentiellement analytique et l'auteur ne sacrifie que peu et prudemment à l'ambition de bâtir une théorie métallogénique générale ou au désir d'insérer les gisements décrits dans l'un des schémas trop rigides proposés par d'autres géologues.

Je propose à la Société de publier le travail de M. DE KUN dans la série de ses Mémoires, avec les figures et planches qui l'accompagnent.

Rapport de M. A. Burnotte, deuxième rapporteur

J'ai examiné avec grand intérêt le mémoire de M. DE KUN sur la minéralisation du Nord Lugulu.

M. DE KUN a suivi de près pendant plusieurs années les travaux de prospection et d'exploitation de ce gisement.

Il nous en donne une description minutieuse, fruit de ses observations personnelles et des travaux de ses devanciers.

Cet exposé méthodique et objectif constitue une contribution fort intéressante à la connaissance des gisements stannifères du Congo belge.

La partie du mémoire consacrée à la minéralogie des dépôts détritiques — mieux connus que les gîtes primaires — présente un incontestable intérêt ; elle contient des renseignements détaillés sur les modes de dépôts ainsi que sur la composition et les propriétés des cassitérites, des colomboantalites et de leurs accompagnateurs.

Il faut souhaiter que des études analogues soient faites sur les divers gisements stannifères actuellement en exploitation au Congo belge et surtout qu'elles fassent l'objet de publication.

Je me rallie entièrement aux conclusions du premier rapporteur pour proposer l'impression de ce mémoire dans les Annales de la Société Géologique.

Rapport de M. M. Legraye, troisième rapporteur

Je fais miennes les considérations des deux rapporteurs précédents. Avant de pouvoir exprimer des considérations sur la genèse des gîtes métallifères, il importe de les étudier avec tout le détail possible, de comparer entre eux les gisements d'une même province métallogénique et, pour cela, de les décrire suivant des normes établies facilitant cette comparaison. Cette suggestion fut faite lors d'une séance de notre Société consacrée aux gisements du Congo belge. M. DE KUN s'en est heureusement inspiré et nous devons lui savoir gré de s'être attaché à une description soignée.

Comme les deux autres rapporteurs, je propose la publication de ce travail dans nos Mémoires avec les planches et figures qui l'accompagnent.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I.

1. — Zircons hafnifères fluorescents 0,5 cm de la Kasina (R. G. 8481) ⁽¹⁾
2. — Cassitérite bicolore 1 cm. D 24 Lobo (R. G. 8480)
3. — Cassitérite prismatique de couleur crème avec une plage brun foncé 2 × 1 cm.
617 Mulongodima (R. G. 8478)
4. — Cristal pyramidal de cassitérite bicolore 2 × 3 cm. Filons de Tukutu.
(R. G. 8477)

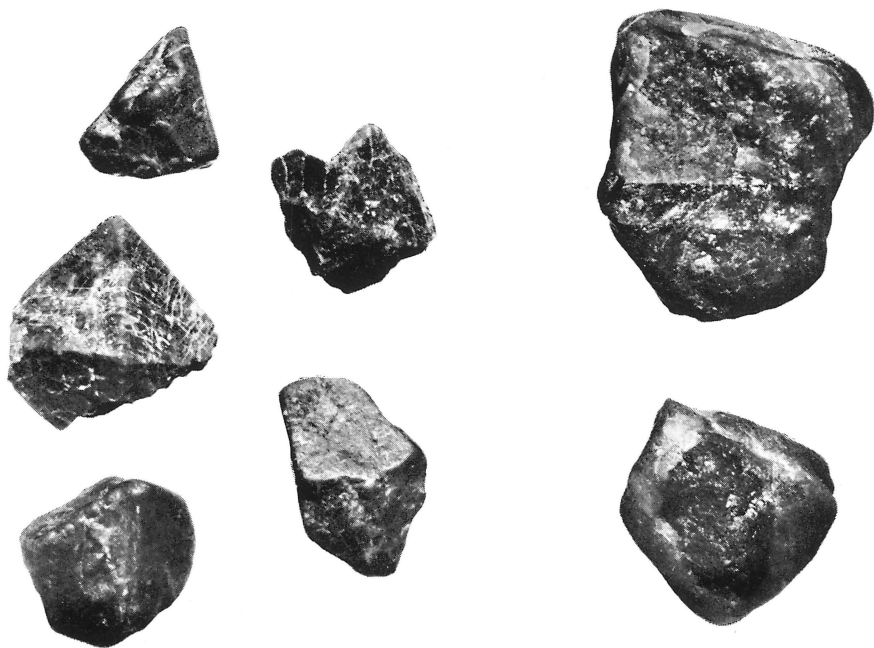
PLANCHE II.

1. — Cristal de cassitérite brune 6 × 4 cm. Terrasses de la L 20, Mulongodima.
(R. G. 8475)
2. — Cassitérite dans une formation de quartz-mica 6 × 3 cm. Niabesi.
(R. G. 8476)
3. — Veinule de cassitérite 5 × 4 cm. Col Nietubu. (R. G. 8483)
4. — Grains de cassitérite dans un bed-rock de l'arène granitique 8 × 6 cm.
L 20 du D 13 Jbumba. (R. G. 8474)

PLANCHE III.

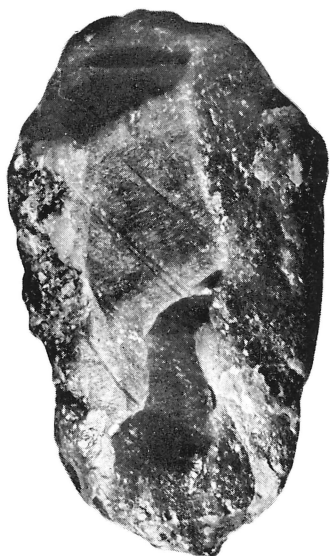
1. — Cristal de Columbo-tantalite intercrystallisé avec du quartz 3 × 3 cm.
Nyamitulamo. (R. G. 8485)
2. — Cristaux de columbo-tantalite alluvionnaire 0,5 cm. L 13 du G 2 Tshonka.
(R. G. 8482)
3. — Columbo-tantalite striée 1 × 2 cm. Katumba. (R. G. 8484)
4. — Rosette de Columbo-tantalite brune 1 × 2 cm. Pegmatite du D II Key.
(R. G. 8479)

⁽¹⁾ Numéros de la collection de Minéralogie du Musée royal du Congo belge.

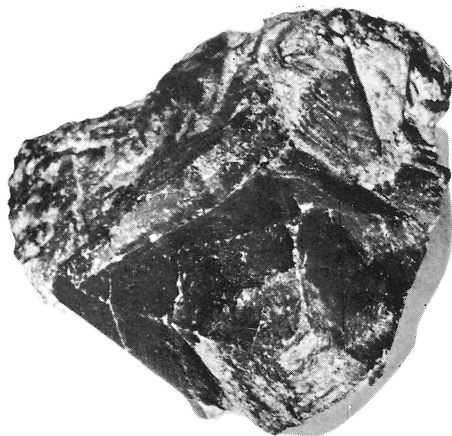


1

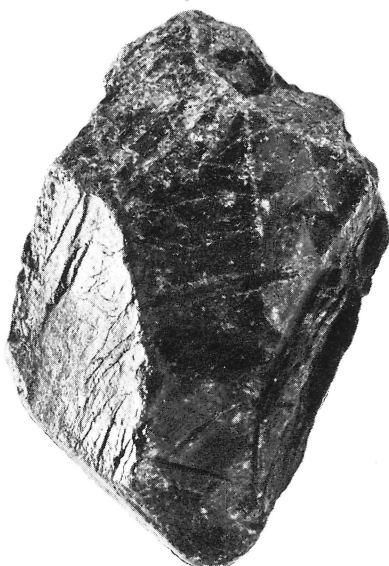
2



3



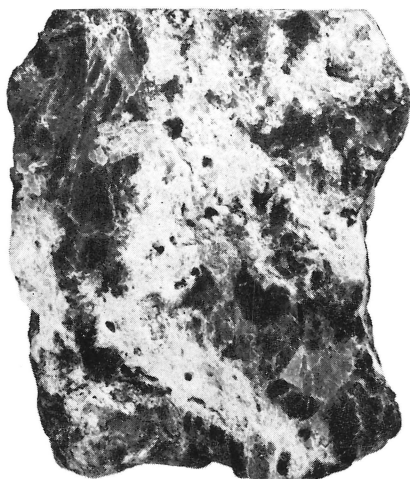
4



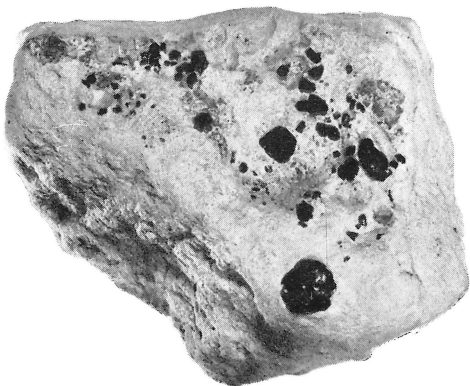
1



2



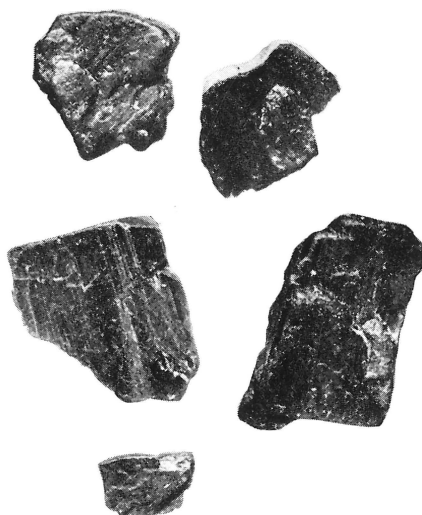
3



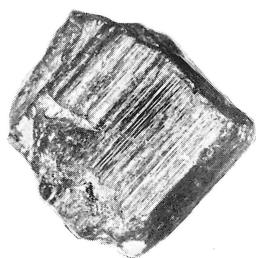
4



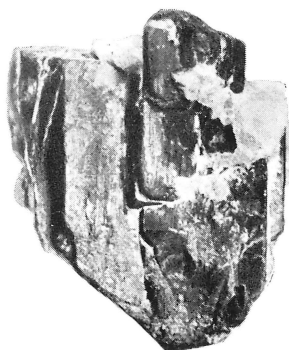
1



2



3



4

