

## Âges de minéralisations pegmatitiques et filoniennes du Kivu méridional (Congo oriental).

### Indications préliminaires

#### sur les âges de phases pegmatitiques successives <sup>(1)</sup>,

par G. MONTEYNE-POULAERT <sup>(2)</sup>, R. DELWICHE <sup>(3)</sup>,  
A. SAFIANNIKOFF <sup>(3)</sup> et L. CAHEN <sup>(4)</sup>.

**SUMMARY.** — *The results presented here form the second part of a programme dealing with the ages of pegmatite and vein minerals connected with the Kibara-Urundi-Karagwe Ankleolean belt (see G. MONTEYNE-POULAERT et al., 1962). Ages of 12 minerals from Southern Kivu (Eastern Congo) have been obtained by the strontium-rubidium ( $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot y^{-1}$ ) and lead-uranium methods. Two results previously produced at the Geophysical Laboratory of the University of Toronto are also included.*

*The ages fall into four age groups : 1° Muscovite and microcline from a pegmatite of the Lugusha river are circa 1115 m.y. old ; 2° Muscovites and microclines from various pegmatites near Kamituga and the Lugusha river, have ages of circa 905 m.y. ; 3° Two uranium minerals from one of these pegmatites, at Kobokobo, are circa 845 m.y. old ; 4° The last event is dated at circa 550 m.y. and corresponds to post-tectonic intrusions of uranium-bearing veins and thin microcline, quartz, amphibole veins.*

*Group 1 is also represented in Northern Katanga, group 2 is found in Northern Katanga, Kivu and Rwanda, group 3 is at present restricted to Kivu and group 4 is represented both in Kivu and Rwanda.*

*The three first age groups are post-tectonic events of the Kibara-Urundi-Karagwe Ankleolean cycle, the orogeny is therefore older than 1115 m.y. ; the last is in the post-Katangan time range.*

*The pegmatites of Southern Kivu, the intrusions of which are post-tectonic events of the Kibara-Urundi belt, are known to occur in successive phases. Three of these are, at present, dated. The ages found are in the correct order of succession : 1° The first phase, corresponds to the emplacement of graphitic pegmatites (quartz and microcline with little muscovite) and belongs to age group 1 (1115 m.y.) ; 2° The next dated phase (or phases) is characterized by well developed muscovite and microcline crystals and corresponds to age group 2 (circa 905 m.y.) ; 3° The last dated phase is the uranium-bearing one of 845 m.y. (group 3). All phases are known to occur in the complex Kobokobo pegmatite.*

(1) Recherches entreprises dans le cadre du contrat n° 013-61-7 AGEC de l'Association EURATOM-U.L.B.-C.N.E.N. (Italie).

(2) Service de Géologie et de Géochimie nucléaires de l'U.L.B., chercheurs de l'Institut interuniversitaire des Sciences nucléaires.

(3) Compagnie Minière des Grands Lacs Africains, Kamituga (Congo).

(4) Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren.

*These preliminary data are discussed. It is concluded that in the Kibara-Urundi-Karagwe Ankolean belt the development of successive pegmatite phases forming the aftermath of one single orogenic cycle is drawn out over a very long period, of the order of 250 m.y.*

*Two other results are noteworthy. An A-K apparent age of 540 m.y. has been found on a microcline which is 1115 m.y. old. A similar age discrepancy occurs for another sample consisting of a single mica layer, one extremity of which is muscovite and the other extremity, biotite. The Sr-Rb age of the muscovite is 925 m.y. whereas the biotite is 550 m.y. The two « young » apparent ages are in excellent agreement and are also in agreement with the age of the youngest thermal event in the area. This is taken to show that this event was responsible for leakage of argon from the microcline and loss of strontium 87 from the biotite 550 m.y. ago from minerals respectively 1115 and 925 m.y. old. The strontium 87 lost by the biotite does not appear to have migrated to the muscovite.*

### INTRODUCTION.

Une première note a été consacrée à des minéralisations analogues du Rwanda et du Burundi (G. MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962). Cette deuxième note traite de minéraux pegmatitiques et filoniens de la région de la concession sud de la Compagnie Minière des Grands Lacs, au Kivu méridional. Cette concession est centrée sur Kamituga (28°05' E, 3°03' S) à 100 km à vol d'oiseau au Sud-Ouest de Bukavu.

### RÉSULTATS ANALYTIQUES ET ÂGES APPARENTS (1).

Des analyses par la méthode strontium-rubidium ou par la méthode uranium-plomb ont été effectuées sur douze minéraux de la région considérée. Les résultats analytiques en sont consignés aux tableaux 1 et 2. Les âges apparents figurent au tableau 3. Deux résultats déjà publiés, l'un par la méthode argon-potassium, l'autre par la méthode du plomb « commun », obtenus précédemment au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Toronto, sous la direction du Prof<sup>r</sup> J. TUZO WILSON, sont joints aux résultats obtenus à l'Université de Bruxelles.

Les techniques employées pour les déterminations de rubidium et de strontium sont presque identiques à celles décrites par L. T. ALDRICH *et al.* (1956).

---

(1) Par G. MONTEYNE-POULAERT et R. DELWICHE.

Les constantes employées pour la méthode Sr-Rb sont :  $\lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ ; Rb<sup>85</sup> : 72,15 %, Rb<sup>87</sup> : 27,85 %; Sr<sup>88</sup> : 82,60 %, Sr<sup>87</sup> : 7,02 %, Sr<sup>86</sup> : 9,86 %, Sr<sup>84</sup> : 0,52 %. Pour la méthode U-Pb les âges apparents ont été lus dans les tables de L. R. STIEFF *et al.* (1959). L'âge conventionnel du plomb commun a été obtenu par la méthode HOLMES-HOUTERMANS en utilisant les tables de R. P. C. POCKLEY (1961). Le résultat par la méthode K-A a été recalculé en utilisant comme constantes :  $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \cdot a^{-1}$  et  $\lambda_{\alpha} = 0,585 \cdot 10^{-10} \cdot a^{-1}$ .

Les mesures isotopiques nécessitées tant pour la méthode Sr-Rb que pour la connaissance des rapports isotopiques du plomb ont été effectuées sur un spectromètre de masse dont les caractéristiques sont les suivantes : simple focalisation (1<sup>er</sup> ordre), angle de champ : 60°, rayon de courbure du séparateur magnétique : 32,7 cm, source solide, résolution réglable.

La plupart des mesures par la méthode Sr-Rb ont été réalisées deux fois sur des prises indépendantes et sont concordantes à moins de 3 %. Pour les autres méthodes, les limites d'incertitude sont indiquées au tableau 3.

Les âges apparents obtenus par la méthode Sr-Rb sont arrondis aux 5 m.a. les plus proches.

### 1. Résultats obtenus par la méthode Strontium-Rubidium.

TABLEAU 1.

N°, localité et nature des spécimens	Rb	Sr	Sr <sup>87</sup> rad	$\frac{\text{Sr}^{87} \text{ rad}}{\text{Sr}^{87} \text{ tot}}$
	ppm	ppm	ppm	%
RG. 6216 Kobokobo, muscovite ... ..	2700	5,1	10,2	96,6
RG. 8748 Grande Mobale, muscovite ...	3685	3,6	13,7	97,5
RG. 4760 Grande Mobale, microcline ...	5420	16,1	20,4	94,8
RG. 8693 Petite Mobale, microcline ...	6678	13,8	25,4	94,9
RG. 3658 Lugusha 1, muscovite ... ..	1250	1,5	5,8	98,2
RG. 3658 Lugusha 1, microcline ... ..	491	124	2,3	21
RG. 3660 Lugusha 2, muscovite ... ..	1580	16,3	6,1	84,3
RG. 3660 Lugusha 2, biotite .. ... ..	3340	0,54	7,7	99,5
RG. 4757 Kasika, microcline .. ... ..	527	11,9	1,19	59

## 2. Résultats obtenus par la méthode Plomb-Uranium.

TABLEAU 2.

Localité, n° et nature des spécimens	U/Pb	Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>
Kobokobo : RG. 6190 Cyrtolite	$(0,725 \pm 0,002)10^{-2}$ g U par $(1 \pm 0,02)10^{-3}$ g Pb	0,0139 $\pm 0,005$	92,54 $\pm 0,13$	6,41 $\pm 0,09$	1,009 $\pm 0,009$
Kobokobo : RG. 6198 Uraninite	$(0,800 \pm 0,008)10^{-2}$ g U par $(1 \pm 0,02)10^{-3}$ g Pb	—	92,97 $\pm 0,04$	6,204 $\pm 0,015$	0,836 $\pm 0,003$
Makenda : RG. 6117 Fergusonite	$(0,947 \pm 0,002)10^{-2}$ g U par $(1 \pm 0,02)10^{-3}$ g Pb	0,282 $\pm 0,005$	70,07 $\pm 0,05$	8,25 $\pm 0,08$	21,40 $\pm 0,09$

Pour la cyrtolite de Kobokobo, le plomb de correction employé est celui de Petite Mobale (voir ci-après); pour la fergusonite de Makenda, la correction de plomb commun a été faite au moyen du plomb de Nyamakubi de constitution isotopique : 1; 18,42; 15,98; 38,52. Les corrections ont été effectuées à partir du Pb<sup>204</sup>.

Pour l'uraninite de Kobokobo, tout le Pb<sup>208</sup> correspond à la teneur en thorium. Celle-ci a été déterminée par colorimétrie (V. I. KUZNETSOV, 1944) et trouvée égale à  $(2,44 \pm 0,07) \cdot 10^{-2}$  g Th par gramme d'uraninite. L'âge Pb<sup>208</sup>/Th<sup>232</sup>, basé sur cette valeur, est de  $591 \pm 31$  m.a. C'est un âge nettement discordant et trop faible, ainsi qu'il arrive fréquemment pour les âges par Pb<sup>208</sup>/Th<sup>232</sup>.

Les rapports U/Pb des trois spécimens ont été mesurés par la méthode du RaD (F. G. HOUTERMANS, 1951). Pour RG. 6198 les teneurs en uranium et en plomb ont été également obtenues par voie chimique (A. HOLMES et A. SMALES, 1948). Les valeurs absolues de ces teneurs par gramme d'uraninite sont : U :  $(65,4 \pm 0,3)10^{-2}$  g et Pb :  $(7,59 \pm 0,23)10^{-2}$  g.

## 3. Rappel de deux résultats antérieurs.

Le plomb de la galène de Petite Mobale a été analysé par R. M. FARQUHAR au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Toronto (R. T. RUSSELL et R. M. FARQUHAR, 1960) :

RG. 3648 (Toronto n° 621) : Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup> : 17,70;  
Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>204</sup> : 15,77; Pb<sup>208</sup>/Pb<sup>204</sup> : 37,37.

Le microcline d'une pegmatite de Lugusha de même facies que Lugusha 1 a été analysé par la méthode K-A, au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Toronto par H. A. SHILLIBEE et K. WATSON. Les valeurs données pour la mesure d'argon et le rapport argon-potassium sont la moyenne de deux mesures concordantes (voir A. HOLMES et L. CAHEN, 1957, p. 150) :

RG. 3361 (Toronto n° 1218-A) :  $K^{20} \%$  :  $10,1 \pm 0,4$ ;  
 $A^{40} \text{ rad} \%$  : 90;  $A^{40}/K^{40}$  : 0,03675.

#### DONNÉES GÉOLOGIQUES ET MINÉRALOGIQUES (1).

La région autour de Kamituga, concession sud de la Compagnie minière des Grands Lacs Africains, peut être subdivisée en quatre grandes unités (voir fig. 1) : 1° tout à fait à l'Est, une région occupée par les couches ruziziennes; 2° à l'Est, le synclinal urundien de l'Itombwe; 3° au centre, une région, dont les couches sont essentiellement dirigées ESE-ONO, à micaschiste et gneiss dominants appartenant au Ruzizien; 4° à l'Est, une région, dont les couches, à prédominance schisteuse, sont essentiellement dirigées SO-NE; elles sont considérées par A. SAFIANNIKOFF (1950) comme appartenant au Ruzizien, mais L. CAHEN (1952 *a* et *b*) les range dans l'Urundien. Dans ce cas cette région 4 serait séparée par faille de la région centrale alors que le contact du synclinal de l'Itombwe sur le Ruzizien est une discordance stratigraphique.

Les pegmatites et filons dont proviennent les minéraux étudiés dans cette note affleurent soit dans la région 4, soit dans la région 3 près du contact avec le synclinal de l'Itombwe. Les observations de terrain conduisent à les considérer tous comme postérieurs au plissement urundien (A. SAFIANNIKOFF, 1950).

#### PEGMATITES ET FILONS DE LA RÉGION 4.

##### 1. La pegmatite de la Kobokobo et ses minéraux (RG. 6216, 6190, 6198).

Cette pegmatite est exploitée en carrière pour le béryl et la columbite. Elle se présente comme une masse longue de 120 m

(1) Par A. SAFIANNIKOFF.

TABLEAU 3.

	t. Sr <sup>87</sup> /Rb <sup>87</sup>	t. K <sup>40</sup> /A <sup>40</sup>	t. Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	t. Pb <sup>206</sup> /U <sup>238</sup>	t. Pb <sup>207</sup> /U <sup>235</sup>	t. Pb commun
	m.a.	m.a.	m.a.	m.a.	m.a.	m.a.
1. Pegmatite de la Kobokobo :						
RG. 6216 Muscovite .. ...	890	—	—	—	—	—
RG. 6190 Cyrtolite ... ..	—	—	856 ± 12	657 ± 30	713 ± 24	—
RG. 6198 Uraninite ... ..	—	—	845 ± 8	822 ± 25	822 ± 23	—
2. Pegmatite de la Grande Mobale :						
RG. 8478 Muscovite .. ...	895	—	—	—	—	—
RG. 4760 Microcline .. ...	900	—	—	—	—	—
Pegmatite de la Petite Mobale :						
RG. 8693 Microcline .. ...	910	—	—	—	—	—
Filon de D3 de la Petite Mobale :						
RG. 3648 Galène ... ..	—	—	—	—	—	935 (*)
3. Pegmatites de la Lugusha :						
1. RG. 3658/3661 Microcline ...	1130	540 ± 50 (*)	—	—	—	—
RG. 3658 Muscovite .. ...	1100	—	—	—	—	—
2. RG. 3660 Muscovite .. ...	925	—	—	—	—	—
RG. 3660 Biotite ... ..	550	—	—	—	—	—
4. Filon pegmatitique de la Kasika :						
RG. 4757 Microcline .. ...	540	—	—	—	—	—
Fergusonite alluvionnaire de la rivière Makenda :						
RG. 6117 Fergusonite ... ..	—	—	536 ± 40	495 ± 30	502 ± 25	—

(\*) Analyses effectuées au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Toronto. Les résultats en ont été recalculés au moyen des constantes utilisées dans ce travail.

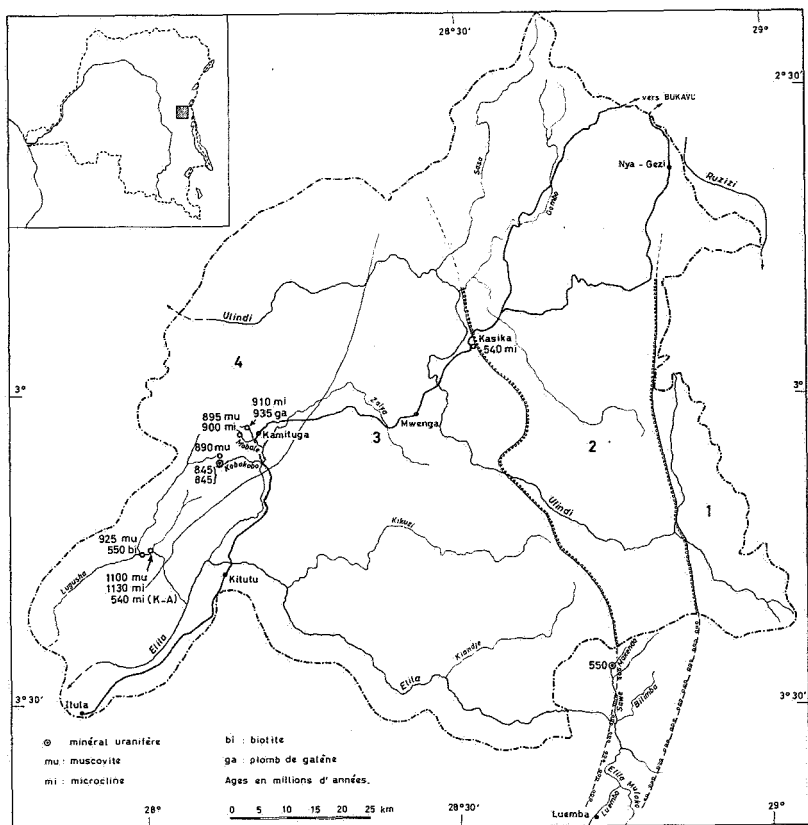


FIG. 1.

et large de 80 m environ, affleurant entre une amphibolite d'origine intrusive d'un côté et des schistes métamorphiques de l'autre.

Notons également qu'un important banc de quartzite affleure à une certaine distance au Nord du gisement. Les schistes métamorphiques de la région renferment une certaine proportion de biotite et parfois, mais d'une façon tout à fait occasionnelle, un peu de grenat et de staurotide.

La pegmatite de Kobokobo est l'une des très nombreuses pegmatites affleurant dans la région et appartenant à différentes phases de l'activité magmatique, liées vraisemblablement

à une seule venue granitique. Ainsi se rencontrent dans les environs immédiats :

- 1° des pegmatites graphiques;
- 2° des pegmatites à microcline, muscovite et grosse tourmaline noire;
- 3° des pegmatites à béryl;
- 4° des pegmatites albitiques à cassitérite.

Parmi les pegmatites à béryl, une seule, celle de Kobokobo, présente un intérêt économique. Il s'agit d'une pegmatite complexe cumulant toutes les phases pegmatitiques représentées dans la région. Dans cette pegmatite, de très nombreux minéraux sont rencontrés, qui se sont déposés au cours de phases successives se superposant l'une sur l'autre. Parmi les minéraux primaires nous pouvons citer : quartz, microcline, muscovite, albite, tourmaline, béryl, columbite, cyrtolite, mica vert lithique, gilbertite, loellingite, apatite, triphylite, amblygonite, uraninite, cassitérite, bismuth natif et opale.

Sur un côté, le gisement de Kobokobo est constitué par de la pegmatite graphique qui forme une zone relativement restreinte au Sud-Ouest de l'affleurement. Il s'agit là de la première mise en place du magma pegmatitique et qui a été suivie par de la cristallisation de quartz, de microcline, de muscovite et de tourmaline noire. Cette deuxième phase est caractérisée par une pegmatite relativement grossière où tous les éléments cités sont plus ou moins régulièrement répartis dans la masse. On y rencontre occasionnellement un peu d'apatite. Ce genre de pegmatite se soude à la pegmatite graphique.

Postérieurement à ces deux phases, la cristallisation des minéraux devient plus sélective et permet la formation de masses importantes de minéraux purs. C'est ainsi que la cristallisation de la muscovite se produit par bandes ou par poches et ce minéral est localisé surtout aux abords des épontes et de préférence à celle de l'Ouest. Le microcline forme des bandes ou bien se présente en masses compactes de grande étendue qui se localisent dans la partie ouest du gisement où d'ailleurs tous les autres minéraux sont également représentés par de gros cristaux.

Le quartz, à part sa répartition normale en grains et veines, se présente sous deux modes de formation différents. On rencontre d'abord de grosses lentilles ou bandes de quartz



grenu, renfermant dans sa masse de gros cristaux bien formés de tourmaline noire qui peuvent atteindre 15 cm de long et 3-4 cm de diamètre. Ces masses de quartz grenu ne renferment jamais rien d'autre que la tourmaline noire et leur formation devra être située tout à fait au commencement de la cristallisation sélective des minéraux. L'autre variété de quartz est contemporaine de la cristallisation du microcline et est représentée par un quartz vitreux formant des blocs ou des bandes cristallisées au milieu de microcline massif.

Très souvent, ce quartz est accompagné par le béryl et la columbite; toutefois l'interpénétration de ces minéraux avec le quartz ne se produit pratiquement jamais, bien qu'ils soient voisins. Par contre, on observe souvent que le béryl renferme des inclusions de loellingite et occasionnellement de la columbite. La cristallisation de la tourmaline noire s'est développée surtout avec le quartz grenu, toutefois sa formation a continué d'abord avec le microcline et ensuite, bien qu'en diminuant, jusqu'à la phase albitique.

Le béryl forme, dans la zone ouest de la carrière, des masses parfois considérables pouvant atteindre le volume de plusieurs mètres cubes. Par contre, dans la partie est, celle à prédominance d'albite, les cristaux de béryl sont bien plus petits. On doit donc conclure que la cristallisation du béryl commence par la formation de grosses masses, déposées simultanément avec le microcline et le quartz vitreux, et qu'elle diminue progressivement puis se tarit au moment de l'apparition de l'albite.

Le dépôt de columbite débute avec le gros béryl, et, dès l'apparition de cyrtolite, elle forme de véritables agglomérats avec ce dernier et les deux ensembles pénètrent dans les cassures du microcline.

La cristallisation de la cyrtolite s'arrête rapidement, tandis que celle de la columbite continue encore pendant toute la phase lithique, représentée par de grosses accumulations de mica vert lithique contenant de la columbite et de la tourmaline. La formation de mica lithique précède celle de l'albite et il semble que, vers la fin de ce dépôt de mica, la tourmaline et la columbite disparaissent, tandis que le mica vert fait place à un mica blanc très fin, genre gilbertite.

La cristallisation de loellingite commence avec le dépôt du béryl où on trouve ce minéral sous forme de mouches. Ensuite la cristallisation s'accroît en formant des poches ou des veines localisées souvent au voisinage du quartz vitreux.

L'apatite se dépose dès le début, c'est-à-dire dès la formation de la pegmatite graphique où on le rencontre déjà. Toutefois son dépôt principal se produit surtout avec le microcline, et même postérieurement à ce dernier, car de l'apatite massive se présente en veines traversant la masse de microcline déjà formée. Le dépôt de l'apatite se termine néanmoins bien avant la phase albitique.

Parmi d'autres phosphates primaires, il faut citer l'amblygonite et la triphylite. La première se rencontre avec les bandes de mica vert lithique et son dépôt doit se produire à la fin de la phase lithique en précédant immédiatement la phase à albite. Occasionnellement, l'amblygonite renferme les inclusions de mica vert, de gilbertite et parfois de cristaux brisés de tourmaline. La triphylite se rencontre presque uniquement dans la zone ouest de la carrière, en poches assez grandes qui se sont formées postérieurement à la mise en place du microcline. Toutefois de petits cristaux de triphylite sont aussi observés en petite quantité dans la masse de mica vert lithique. Il semble donc que le dépôt de la triphylite précède celui de l'amblygonite.

L'uraninite est rencontrée en poches dans la partie ouest de l'affleurement, c'est-à-dire dans la zone à prédominance de gros microcline. Sa formation paraît être contemporaine de celle de la cyrtolite et, par rapport à l'apatite, se situe vers la fin de la formation de cette dernière.

Après la fin de la phase lithique, toute la masse de la pegmatite a subi une albitisation qui a été particulièrement intense dans la partie est de l'affleurement, où l'albite devient le minéral prédominant. Dans la zone ouest, l'albite forme des bandes et veines qui passent à travers la masse de microcline. Au contact de ces veines, le microcline, tout en conservant la forme de ses cristaux, se transforme parfois en masse compacte d'albite. Un peu de cassitérite et de bismuth natif ont été trouvés dans la partie est de l'affleurement et ces minéraux ont dû être formés lors de la phase albitique.

Enfin, en tout dernier lieu, apparaît l'opale, rencontrée sous forme de petites veinules dans la zone albitisée, ainsi qu'une argile dure compacte se présentant aussi en veinules.

Parmi les minéraux secondaires on pourra citer :

la scorodite provenant de l'altération de la loellingite;

la lazulite formée sur l'amblygonite;

la gummite, la phosphuranylite, l'autunite, la torbernite et autres minéraux uranifères provenant de la transformation de l'uraninite;

la dufrenite, l'hétérosite, le ferrisicklérite, la strengite, l'huréalite, l'évansite et autres phosphates secondaires dérivant surtout de la triphylite.

## 2. Pegmatites et filons du bassin de la Mobale.

Microcline de la Petite Mobale (RG. 8693). — L'échantillon de microcline provient d'une pegmatite à spodumène et albite, contenant des cristaux de microcline. Des pegmatites de même type sont assez nombreuses dans la région. Une très faible minéralisation stannifère leur est liée.

La muscovite est relativement peu développée. Occasionnellement on rencontre un peu d'apatite bleue, et beaucoup plus rarement de la lépidolite. La tourmaline brun foncé, en fines aiguilles, est présente surtout dans des épontes tourmalinisées.

Toutes ces pegmatites sont liées à une venue granitique dont quelques pointements sont rencontrés dans la région. Granites et pegmatites sont très vraisemblablement d'âge post-urundien. En effet, il s'agit d'une venue granitique représentée par d'assez nombreux massifs affleurant surtout dans la série inférieure (Ruzizien), mais donnant lieu à une minéralisation stannifère et aurifère localisée non seulement dans la série inférieure mais aussi dans la série supérieure (Urundien).

Galène de la Petite Mobale (RG. 3648). — La galène a été prélevée dans des filons aurifères à sulfures qui sont exploités dans les environs de Kamituga sous forme de carrières et tailles souterraines. Ces filons aurifères, d'un quartz grenu, contiennent de nombreux sulfures et notamment le mispickel, la pyrite, la galène, la blende, la chalcopryrite, la pyrrhotine et la marcasite. Parmi les autres minéraux présents citons la tourmaline brun foncé en fines aiguilles et l'actinote. Les filons sont en relation avec le même granite qui a donné lieu à la venue des pegmatites à spodumène d'où provient la microcline et ils sont localisés dans la même zone.

Les divers cycles de la manifestation magmatique et hydrothermale, en relation avec la mise en place du granite, se sont déroulés de la façon suivante :

La mise en place du granite a eu lieu avant les mouvements tectoniques qui ont provoqué les plissements de toutes les formations métamorphiques appartenant au Ruzizien et à l'Urundien.

Dans la région de Kamituga, la plupart des intrusions en relation avec la mise en place des granites se trouvent dans des roches disloquées ou chiffonnées, c'est-à-dire où la résistance à la pénétration était moindre que dans les autres zones. C'est pourquoi les roches intrusives et les roches hydrothermales se trouvent toutes dans les mêmes zones restreintes où elles se superposent l'une à l'autre.

Les premières intrusions en relation avec les granites sont représentées par des roches vertes qui sont des amphibolites d'origine intrusive. Ces roches sont constituées par de la hornblende et des feldspaths calcosodiques; on doit les considérer comme une différenciation basique des granites. Tout autour de ces roches, on constate une zone où les schistes micacés environnants se chargent d'actinote, et il n'est pas exclu qu'à l'origine ces dépôts aient pu être constitués par de l'ankérite.

La mise en place des amphibolites est suivie immédiatement par la phase hydrothermale représentée par des filons quartzeux aurifères à sulfures et occasionnellement à actinote. La tourmaline est régulièrement présente et sa proportion est d'autant plus importante que la zone minéralisée se trouve plus proche d'un granite.

Comme déjà dit plus haut, les filons aurifères se localisent aux environs immédiats des intrusions de roches vertes en les recoupant ou en se plaçant au contact de celles-ci avec les roches encaissantes. Avant que l'activité hydrothermale ne se termine complètement, s'est produite la dernière phase, celle de la pénétration des pegmatites qui recoupent à la fois roches vertes et filons quartzeux.

En résumé, on doit considérer que les amphibolites, les filons quartzeux et les pegmatites sont toutes en relation avec la mise en place du granite, tout en représentant des phases distinctes de ses manifestations magmatiques et hydrothermales. Toutes ces formations ont été affectées, à une époque postérieure, par des failles qui sont généralement de faible amplitude. Parmi ces dernières, on pourra distinguer des failles anciennes et récentes. Les failles anciennes sont caractérisées soit par une recristallisation complète de leur remplissage qui devient semblable aux roches encaissantes, soit par le fait que ce remplissage est constitué par de la calcite. Certaines de ces failles anciennes, rejetant les filons quartzeux, peuvent être contemporaines de la pénétration des pegmatites, d'autres affectent

également ces dernières. En ce qui concerne les failles récentes, elles sont en relation avec l'activité volcanique cénozoïque représentée par des basaltes.

Microcline et muscovite de la Grande Mobale (RG. 4760 et 8748). — Ces deux échantillons proviennent d'une même pegmatite constituée par de gros éléments de quartz, de microcline et de muscovite. L'albite est également présente mais en quantité moindre, au moins dans la pegmatite en question. Par contre, dans d'autres filons de pegmatites affleurant dans la même zone, l'albite est parfois prédominante.

La pegmatite recoupe un gisement primaire aurifère constitué par une série de filons et de filonnets quartzeux semblables à ceux de la Petite Mobale et qui sont encastrés dans les schistes métamorphiques de la série inférieure.

La seule différence entre les zones de la Petite et de la Grande Mobale consiste dans la nature de leurs pegmatites qui sont lithiques dans la zone de la Petite Mobale et appartiennent à une phase nettement plus chaude dans le cas de la Grande Mobale. Malgré la différence de leur composition, les deux variétés de pegmatites sont en relation avec le même massif granitique.

### 3. Pegmatites de la Lugusha ou Lugushwa (RG. 3658 et 3661, RG. 3660).

Les veines de pegmatite en question traversent non seulement le granite mais pénètrent aussi dans le schiste et peuvent même se rencontrer jusqu'à une distance de quelques kilomètres du massif granitique.

Bien qu'un gisement aurifère important se trouve dans le voisinage, il n'a pas été établi s'il existe ou non une relation entre cette activité plutonique et le gisement aurifère.

Des minéraux de deux types de pegmatites ont fait l'objet d'analyses. Le type dominant, que nous appelons Lugusha 1, est représenté par les échantillons RG. 3658 et 3661. Il s'agit de pegmatites graphiques passant à des pegmatites à éléments relativement petits de microcline rose et quartz. La muscovite est exceptionnelle au sein du microcline. Les deux échantillons correspondent à des points de prélèvement différents. Un autre type, plus rare, de pegmatite est celui que, dans les tableaux, nous avons appelé Lugusha 2. Il comporte de grands cristaux de mica. Le spécimen analysé (RG. 3660) consiste en un seul feuillet de mica constitué à une extrémité par de la muscovite et à l'autre par de la biotite.

## PEGMATITES ET FILONS DE LA RÉGION 3.

4. **Microcline de Kasika** (RG. 4757).

L'échantillon de microcline provient d'une veine pegmatitique affleurant dans le granite de Kasika près du contact de celui-ci avec les roches encaissantes, qui appartiennent principalement à la série métamorphique inférieure (Ruzizien), mais aussi localement à la série supérieure (Urundien).

La pegmatite d'où provient l'échantillon constitue une roche très spéciale, formée par de très gros éléments de microcline couleur saumon, de quartz et d'amphibole. Ce dernier minéral se rapproche par sa composition d'une hornblende et tantôt se forme en gros blocs, tantôt pénètre dans le quartz en gros cristaux allongés. La muscovite est absente. La puissance de cette pegmatite est généralement faible et dépasse rarement un mètre.

A d'autres affleurements filoniens rencontrés dans la même région, on trouve des associations soit de quartz, d'amphibole et d'ilménite, soit de quartz, d'amphibole et de thorite. Souvent les minéraux sont présents en très gros cristaux. L'ilménite est légèrement niobifère, mais la teneur en  $Nb^2O_5$  ne dépasse généralement pas 1 %.

Tous ces filons appartiennent vraisemblablement à une seule venue, caractérisée par la présence de quartz et d'amphibole, et accompagnée occasionnellement par l'ilménite, la thorite ou le microcline.

Le granite de Kasika représente un massif important d'âge incontestablement post-Urundien. A Kasika même, ce granite a donné lieu à une minéralisation en columbo-tantalite et en cassitérite qui est localisée surtout dans le Ruzizien mais avec empiètement sur l'Urundien.

Des pegmatites particulièrement nombreuses, appartenant à des phases différentes, affleurent autour de ce granite, mais, par suite d'un télescopage très prononcé, les pegmatites des différentes phases sont rencontrées dans la même périphérie couvrant la zone de contact. Ainsi, à part la pegmatite spéciale à amphibole déjà signalée, on peut noter la présence de :

- 1° pegmatite à microcline et grosse tourmaline noire;
- 2° pegmatite à microcline, albite et muscovite;

3° pegmatite à microcline et albite avec béryl, columbo-tantalite et cassitérite;

4° pegmatite albitique à cassitérite.

Enfin, à une certaine distance du granite on rencontre, dans la série métamorphique supérieure (Urundien), des gisements de wolfram et d'or dont la minéralisation pourrait être attribuée à l'influence du granite de Kasika.

#### 5. Fergusonite de la rivière Makenda (RG. 6117).

La fergusonite a été trouvée à l'état alluvionnaire dans la rivière Makenda, une des têtes de la Sawe, affluent de droite de l'Elila. Ce gîte est situé dans une concession du Comité National du Kivu (actuellement Société Belgo-Africaine du Kivu), juste au Sud de la concession de la M.G.L. Sud. Le gisement primaire est inconnu, mais l'aspect du spécimen fait penser qu'il est sans doute d'origine filonienne.

### DISCUSSION DES RÉSULTATS <sup>(1)</sup>.

#### 1. Existence de quatre groupes d'âges.

Les résultats groupés au tableau 3 permettent de constater l'existence de quatre groupes d'âges dont nous examinerons la validité, du plus âgé au plus jeune.

Premier groupe. — Pegmatite graphique de la Lugusha n° 1. Une excellente concordance a été obtenue, puisque le microcline (abondant) et la muscovite (exceptionnelle) prélevés sur le même spécimen ont respectivement comme âges apparents 1130 et 1100 m.a. Nous pouvons admettre que 1115 m.a. est une très bonne expression de l'âge de la pegmatite. La concordance est d'autant plus significative que les teneurs en Rb des deux minéraux sont très différentes. Cet âge est d'ailleurs soutenu par celui de la priorite (anciennement considérée comme ytthrocrasite) de Mitwaba au Katanga septentrional (D. LEDENT *et al.*, 1956), dont les trois âges apparents sont compris entre 1050 et 1130 m.a. et qui occupe dans le cycle kibaro-urundien une situation analogue à celle de la pegmatite de Lugusha.

(1) Par G. MONTEYNE-POULAERT et L. CAHEN.

Deuxième groupe. — Muscovites et microclines des pegmatites de Kobokobo, du bassin de la Mobale et de Lugusha 2. Ces minéraux ont des âges apparents compris entre 890 et 925 m.a. (à la Grande Mobale, microcline et muscovite ont respectivement 900 et 895 m.a.). L'incertitude sur l'âge moyen,  $907 \pm 18$ , étant nettement inférieure à l'incertitude maximum due aux mesures, ces minéraux peuvent parfaitement être contemporains. Ces âges sont d'ailleurs soutenus par d'autres, comparables, obtenus au Rwanda et au Katanga (G. MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962).

Troisième groupe. — Cyrtolite et uraninite de la pegmatite de Kobokobo. L'uraninite (RG. 6198) est concordante entre 837 et 845 m.a. Toutefois la répartition des différents âges apparents montre que la cyrtolite (RG. 6190) a certainement perdu du plomb, ce qui permet de penser que la légère différence entre l'âge t.  $Pb^{207}/Pb^{206}$  et les autres âges apparents de l'uraninite peut aussi s'expliquer par semblable perte, ici cependant très faible. Dans ces conditions, les âges apparents t.  $Pb^{207}/Pb^{206}$  sont probablement les meilleurs et les deux minéraux apparaissent comme contemporains avec un âge réel voisin de  $845 \pm 10$  m.a. Jusqu'à présent cet âge n'est connu qu'au Kivu méridional.

Quatrième groupe. — Fergusonite de la Makenda, microcline de la Kasika, etc. La fergusonite de la Makenda, bien qu'elle puisse être concordante à  $512 \pm 15$  m.a., a vraisemblablement perdu du plomb. Elle paraît avoir le même âge que la microlite uranifère de Buranga (G. MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962). En établissant un graphique « Concordia » (G. W. WETHERILL, 1956) (voir fig. 2), il apparaît que la fergusonite et les deux spécimens de microlite sont probablement âgés de  $550 \pm 10$  m.a., la perte de plomb affectant ces minéraux étant très récente, ce qui est conforme au fait qu'il s'agit de minéraux alluvionnaires (fergusonite) et éluvionnaires (microlite). Cet âge doit être rapproché de celui du filon de microcline de la Kasika (540 m.a.) et de deux âges apparents d'origine « secondaire ». Le microcline de type Lugusha 1, dont l'âge est 1115 m.a., analysé par la méthode potassium-argon, conduit à un âge apparent de 540 m.a. et la biotite de Lugusha 2, à un âge par Sr-Rb de 550 m.a. On constate que les quatre âges sont concordants entre les limites de précision de chaque mesure.



## 2. Ces quatre groupes d'âges sont-ils distincts ?

S'il est évident que le quatrième groupe (550 m.a.) est tout à fait séparé des trois autres, il reste à examiner si les trois premiers sont nettement distincts l'un de l'autre.

La différence entre le plus jeune des âges apparents du premier groupe (1100 m.a.) et le plus vieux du deuxième groupe (925 m.a.), soit 175 m.a., est telle que même si on affecte ces âges de leur incertitude maximum, et ce dans le sens le plus défavorable, il subsiste une différence substantielle. Ces deux groupes sont donc bien distincts.

La différence entre les âges du deuxième groupe et ceux du troisième est, si l'on considère l'âge moyen du deuxième groupe, de 60 m.a., ou, si l'on prend l'âge du plus jeune minéral de ce groupe, de 45 m.a. Cette dernière différence est à peine supérieure à l'incertitude maximum des âges individuels. On ne peut donc exclure a priori qu'entre l'âge de la muscovite de Kobokobo (890 m.a.) et celui des minéraux uranifères de la même pegmatite (845 m.a.) il puisse y avoir recouvrement dans le cas où les erreurs jouent dans le sens le plus défavorable. Nous pensons néanmoins que cette différence bien marquée correspond, au moins en partie, à une différence réelle. En effet l'âge de la muscovite de Kobokobo, qui a une forte proportion (96,6 %) de  $\text{Sr}^{87}$  radiogénique, a été obtenu deux fois sur des prélèvements tout à fait indépendants, la différence entre les deux mesures est de moins de 1 %. D'autre part, l'excellente concordance entre les âges t.  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$  des deux minéraux uranifères indique que 845 est un âge probablement précis à 5 ou 10 m.a. près. En appliquant les erreurs maximum trouvées, pour les minéraux intéressés, dans le sens le plus défavorable, il subsiste encore une différence de 25 m.a. environ.

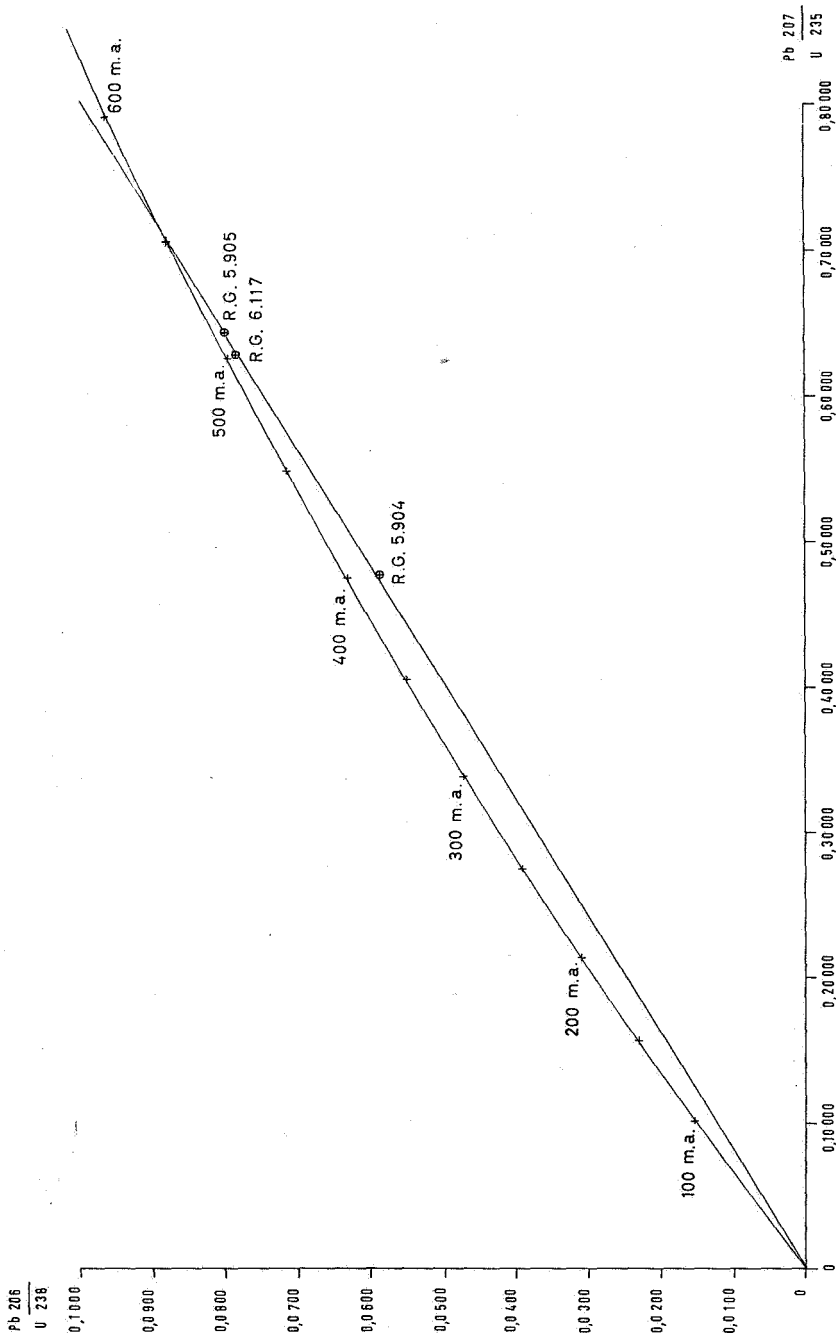
### SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE DES RÉSULTATS (1).

1. Les âges des trois premiers groupes sont ceux de pegmatites post-tectoniques du cycle kibaro-urundien. L'orogénèse kibaro-urundienne est donc antérieure à 1115 m.a.

2. Dans un travail précédent consacré à des pegmatites et filons du Rwanda et du Burundi (G. MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962), nous avons déjà conclu que la dispersion con-

(1) Par A. SAFIANNIKOFF et L. CAHEN.

Fig. 2 Courbe "Concordia"



statée d'âges apparents, entre 870 et 1000 m.a., dépassant l'incertitude maximum des mesures individuelles, devait vraisemblablement indiquer l'existence de phases pegmatitiques successives. Dans la description de la pegmatite de Kobokobo nous avons rappelé que plusieurs phases pegmatitiques avaient été observées au Kivu méridional et que la pegmatite de Kobokobo cumulait à elle seule toutes ces phases.

La plus ancienne d'entre elles est celle des pegmatites graphiques, dont un représentant (Lugusha 1) a été daté par deux âges concordants et constitue le premier groupe d'âge vers 1115 m.a.

Puis viennent une ou des phases avec muscovite et microcline bien développés. Or tous nos âges sur de grands cristaux de ces minéraux sont compris entre 890 et 925 m.a. (soit  $905 \pm 20$  m.a.).

Une phase ultérieure est celle de la minéralisation uranifère (cyrtolite et uraninite) qui constitue le troisième groupe vers 845 m.a.

Il semble donc bien que certaines phases pegmatitiques, distinguées sur le terrain et en laboratoire, soient suffisamment séparées dans le temps pour être repérables géochronologiquement. L'étude plus détaillée de ces phases sera poursuivie.

Cette conclusion permet de penser que la différence d'âge apparent constatée entre muscovites lithiques et muscovites normales au Rwanda et au Burundi (G. MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962) pourrait être, au moins en partie, réelle.

3. Dans la région de la Mobale, nous avons vu que les pegmatites recourent (et sont donc postérieures à) des filons et filonnets de quartz aurifère à sulfures. L'âge conventionnel du plomb d'une galène d'un de ces filons (D3 de Petite Mobale, n° RG. 3648) est 935 m.a. Il paraît donc de 30-35 m.a. environ plus ancien que la moyenne des âges apparents des minéraux pegmatitiques du bassin de la Mobale (902 m.a.). La différence est donc dans le sens indiqué par les observations géologiques; nous pensons néanmoins qu'il vaut mieux ne pas y attacher de signification, la différence étant inférieure à l'incertitude sur l'âge conventionnel et ce d'autant plus qu'une seule galène a fait l'objet de mesures.

4. Le quatrième groupe d'âges, vers 550 m.a., indique l'existence d'un événement post-Katangien d'une certaine importance dans une région où l'on ne connaît guère de for-

mations katangiennes. Non seulement ce phénomène a-t-il comporté des manifestations hydrothermales (filons à fergusonite) mais aussi une veine pegmatitique de type très spécial (microcline, quartz et amphibole, sans muscovite) qui est de composition minéralogique différente des pegmatites post-urundiennes normales qui affleurent dans le voisinage immédiat.

5. Il y a, dans la région, deux générations de minéraux uranifères (845 m.a. et 550 m.a.).

**REMARQUES SUR LA SIGNIFICATION D'ÂGES APPARENTS  
PAR A-K SUR UN MICROCLINE ET PAR Sr-Rb SUR UNE BIOTITE (1).**

Outre deux âges qui représentent la formation de minéraux et, par extension l'âge de la mise en place des roches qui les contiennent, le quatrième groupe d'âges comporte deux âges apparents qui ne sont pas indicatifs de la formation des minéraux considérés mais bien de la réaction de minéraux plus anciens vis-à-vis de l'événement de 550 m.a. environ.

Le microcline de type Lugusha 1, d'âge 1115 m.a. par la méthode Sr-Rb, a un âge apparent de 540 m.a. par la méthode A-K. Les âges trop faibles des feldspaths potassiques, par cette méthode, constituent un phénomène maintes fois constaté. Il en est de même pour les âges trop faibles obtenus par la méthode Sr-Rb sur biotites.

Les résultats obtenus sur le spécimen de mica n° RG. 3660 de Lugusha 2 sont intéressants à ce sujet. Il s'agit d'âges obtenus sur un gros cristal de mica comportant, en alternances irrégulières, des feuillets de muscovite, des feuillets de biotite et des feuillets constitués à la fois de muscovite et de biotite. La mesure a été faite sur un feuillet séparé dont une extrémité est de la muscovite et l'autre est de la biotite. Le passage entre les deux est progressif; dans la zone de passage on observe parfois des plages de biotite dans la muscovite et réciproquement. Les clivages observés traversent indifféremment chacun des deux minéraux. Ils sont tous les deux déformés par les mêmes sollicitations. En aucun cas l'un des micas recoupe-t-il l'autre. Dans ces conditions il semble bien que les deux minéraux soient cogénétiques. Cependant, alors que la muscovite donne un âge de 925 m.a., la biotite accuse 550 m.a. Ceci nous permet de

(1) Par G. MONTEYNE-POULAERT et L. CAHEN.

compléter le raisonnement. Si la biotite, qui est plus jeune, épigénisait la muscovite après 400 m.a., cette épigénie devrait se faire dans des conditions de milieu au moins équivalentes à celles nécessaires pour la formation de la muscovite, ce qui impliquerait la recristallisation de la muscovite qui devrait posséder un âge voisin à celui de la biotite. Il est d'autre part évident que la muscovite (de 925 m.a.) ne peut pas avoir épigénisé la biotite à l'époque 550 m.a.; les âges trouvés s'y opposent.

On constate donc que l'âge apparent par K-A du microcline et celui, par Rb-Sr, de la biotite d'une pegmatite voisine, sont concordants et sont identiques à l'âge du dernier événement repéré par la fergusonite de la Makenda et le microcline de la Kasika.

Étudiant un cas similaire de couple muscovite-biotite, W. G. DEUSER et L. F. HERZOG (1962) énumèrent et discutent les explications possibles pour cette divergence entre les âges apparents de deux micas formant un seul feuillet. Notre exemple nous paraît peut-être plus significatif du fait que l'âge apparent de la biotite est clairement celui du dernier événement de 550 m.a., repéré par le quatrième groupe d'âge, et que ce nombre est obtenu par trois méthodes de datation sur trois espèces minérales différentes de la région examinée ici.

L'âge de la muscovite est confirmé par quatre autres déterminations par Sr-Rb sur des minéraux de pegmatites de la même région et, en outre, des âges assez voisins (par rapport à 550 m.a.) sont obtenus par la méthode Pb-U sur les minéraux uranifères de Kobokobo.

Il paraît donc clair que les deux minéraux, formés simultanément vers  $905 \pm 20$  m.a., ont résisté différemment à l'événement, largement postérieur, de 550 m.a. Celui-ci s'est manifesté dans la région par un certain plutonisme (pegmatite et filons) et donc par une élévation de température. Aucun événement tectonique important ne s'est produit entre 905 m.a. et 550 m.a. ni n'a accompagné le plutonisme de 550 m.a. La muscovite a conservé son âge de formation tandis que la biotite a subi intégralement l'influence de l'événement post-katangien, dernier événement important dans la région.

Du fait de l'excellente coïncidence des âges apparents de chacun des deux micas avec des événements contemporains repérés dans la région, la plupart des explications que l'on peut envisager (voir W. G. DEUSER et L. F. HERZOG, 1962) ne sont pas de mise et une perte de  $\text{Sr}^{87}$  par la biotite au moment

de l'élévation de température due à l'événement de 550 m.a. paraît être la cause de cette divergence d'âge. Il ne semble pas y avoir eu migration de  $\text{Sr}^{87}$  vers la muscovite. Celle-ci a bien un âge apparent de 925 m.a., légèrement supérieur à la moyenne des cinq âges compris entre 890 et 925 m.a. appartenant au même groupe, mais cet âge reste parfaitement concordant avec les autres, dans les limites d'incertitude de la méthode. Il est donc impossible d'affirmer que cette différence est réelle. Même si elle l'était, comme il existe plusieurs phases pegmatitiques successives avec développements de grands cristaux de muscovite, celle-ci, accompagnée de biotite, pourrait appartenir à une phase quelque peu plus ancienne que celle à laquelle appartiennent les autres muscovites.

Dans cette région du Kivu méridional, il apparaît donc que c'est un phénomène thermique non tectonique, repéré chronologiquement par ailleurs, qui a provoqué une perte d'argon dans le microcline de Lugusha 1 et de strontium 87 dans la biotite de Lugusha 2.

### RÉSUMÉ DES CONCLUSIONS.

I. — L'orogénèse kibaro-urundienne est antérieure à 1115 m.a.

II. — Les phénomènes pegmatitiques postérieurs à la tectonique kibaro-urundienne s'étirent sur quelque 250 m.a.

III. — Parmi les phases pegmatitiques décelées par l'observation géologique, trois ont été datées. Leurs âges se succèdent dans l'ordre indiqué par l'observation : 1<sup>o</sup> pegmatite graphique vers 1115 m.a.; 2<sup>o</sup> pegmatites à muscovite et microcline bien développés vers 905 m.a.; 3<sup>o</sup> phase uranifère vers 845 m.a.

IV. — Un événement post-tectonique est d'âge post-katangien (550 m.a.); il se manifeste par des filons à minéraux uranifères et par des pegmatites d'un type différent de celles dont la formation s'étale de 1115 à 845 m.a. Il n'existe pas de formations katangiennes dans la région.

V. — Il y a, au Kivu méridional, deux générations de minéraux uranifères (845 m.a. et 550 m.a.).

VI. — L'événement thermique post-tectonique d'âge post-katangien a influencé un microcline dont l'âge réel est 1115 m.a. de telle façon que, par la méthode potassium-argon, son âge

apparent soit 540 m.a. De même une biotite, constituant une extrémité d'un feuillet de mica dont l'autre extrémité est une muscovite, possède un âge apparent de 550 m.a. Il semble probable que l'élévation de température due à l'événement post-katangien de 550 m.a. ait provoqué une perte complète de l'argon emmagasiné dans le microcline jusqu'à 550 m.a. et au même moment, dans la biotite, celle du strontium 87.

#### REMERCIEMENTS.

Les mesures ont été effectuées au Service de Géologie et de Géochimie nucléaires de l'Université Libre de Bruxelles, sous la direction de E. PICCIOTTO que nous remercions pour l'intérêt témoigné à ces recherches. Nous exprimons notre reconnaissance à l'Institut Interuniversitaire des Sciences nucléaires pour son aide financière. Les standards calibrés de Rubidium et de Strontium ont été préparés par E. JÄGER, Berne, et G. FERRARA, Pise; nous tenons à leur témoigner notre gratitude.

Tous les échantillons étudiés appartiennent aux collections de la Section de Géologie du Musée Royal de l'Afrique Centrale, à Tervuren, où a eu lieu la plus grande partie de la préparation des minéraux. Ils ont été récoltés par le troisième auteur ou par A. LHOEST que nous remercions vivement. Un échantillon situé peu au Sud de la concession M.G.L. Sud nous a été remis par le Comité National du Kivu (actuellement Société Belgo-Africaine du Kivu) à qui nous exprimons notre reconnaissance.

SERVICE DE GÉOLOGIE ET DE GÉOCHIMIE NUCLÉAIRES  
DE L'UNIVERSITÉ LIBRE DE BRUXELLES.  
SECTION DE GÉOLOGIE DU MUSÉE ROYAL  
DE L'AFRIQUE CENTRALE, TERVUREN.

Juin 1962.

## RÉFÉRENCES.

- ALDRICH, L. T., WETHERILL, G. W., DAVIES, G. L. and TILTON, G. R., 1956, Radioactive ages of minerals from the Brown Derby Mine and the Quartz Creek Granite near Gunnison, Colorado. (*Journ. Geoph. Res.*, vol. 61, n° 2, p. 215.)
- CAHEN, L., 1952 *a*, Esquisse tectonique du Congo belge et du Ruanda-Urundi au 1 : 3.000.000°. (*Commission de Géologie du Ministère des Colonies, Bruxelles.*)
- 1952 *b*, Les groupes de l'Urundi, du Kibali et de la Ruzizi au Congo Oriental et Nord-Oriental. (*Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 75, 1951-1952, Mém., pp. 1-72.)
- DEUSER, W. G. and HERZOG, L. F., 1962, Rubidium-Strontium age determinations of muscovites and biotites from pegmatites of the Blue Ridge and Piedmont. (*Journ. Geoph. Res.*, vol. 67, pp. 1997-2004.)
- HOLMES, A. et CAHEN, L., 1957, Géochronologie africaine, 1956. (*Acad. roy. Sc. col., Cl. Sc. nat. et méd.*, Mém. in-8°, t. V, fasc. 1.)
- HOLMES, A. and SMALES, A., 1948, Analysis of Bodmin Moor monazite for lead, thorium and uranium. (*Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, sect. B, 63, pp. 115-129.)
- HOUTERMANS, F. G., 1951, Ueber ein neues Verfahren zur Durchführung chemischer Alterbestimmungen nach der Blei-Methode. (*Sitz. Ber. Heidelb., Ak. der Wiss. Math.-Naturw. Kl.*, Jhg. 1951, pp. 123-136.)
- KUZNETSOV, V. I., 1944, cité dans THOMASSON, PERRY et BYERLY, 1949.
- LEDENT, D., PICCIOTTO, E., POULAERT, G., EBERHARDT, P., GEISS, J., VON GUNTEN, H. R., HOUTERMANS, F. G. et SIGNER, P., 1956, Détermination de l'âge de l'yttrrocasite de Mitwaba (Katanga) par la méthode au plomb. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LXV, pp. 233-256.)
- MONTEYNE-POULAERT, G., DELWICHE, R. et CAHEN, L., 1962, Ages de minéralisations pegmatitiques et filoniennes du Rwanda et du Burundi. (*Ibid.*, t. LXXI, fasc. 2.)
- POCKLEY, R. P. G., 1961, Longer Lead Model Age Table V. (Ronéoté.) (*Dept. Geol. and Miner.*, University of Oxford.)
- RUSSELL, R. T. and FARQUHAR, R. M., 1960, Lead Isotopes in Geology. (*Interscience*, New York-London, p. 158.)
- SAFIANNIKOFF, A., 1950, Les systèmes de l'Urundi et de la Ruzizi, au Kivu, et les intrusions granitiques. (*Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 73, 1949-1950, Mém. pp. 87-96.)
- 1954, Classification des pegmatites du Congo belge et du Ruanda-Urundi. (*Ibid.*, t. 78, 1954-1955, pp. 57-69.)
- STIEFF, L. R., STERN, T. W., SEIKI OSHIRO and SENFTLE, E., 1959, Tables for the Calculation of Lead Isotope ages. (*Geological Survey Professional Paper*, 334-A.)
- WETHERILL, G., 1956, Discordant Uranium-lead Ages. I. (*Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 37, n° 3, pp. 320-325.)
- 
-