

Contribution à l'étude géologique du Maniema méridional

par RENÉ VAN AUBEL

(2 planches annexes.)

Introduction

C'est au cours d'une mission effectuée pour le compte de la Société Coloniale et Minière (Colomines), que nous avons recueilli les observations faisant l'objet de ce mémoire. La zone étudiée est comprise entre la Lulindi, le haut cours de la Luama, les 4° et 5° parallèles Sud.

Dans les zones où nous n'avons pu séjourner, les limites géologiques sont indiquées en pointillé. Pour éviter que les détails topographiques ne nuisent à la clarté des tracés géologiques, nous nous sommes bornés à figurer les rivières principales et à numéroter les chaînes montagneuses, sans en indiquer les noms ou en tracer les contours. Une liste des sommets — où les sommets sont groupés par région — sera donnée plus loin. Nous n'avons pas suivi la rivière Luama et figurons le cours de cette rivière d'après les documents officiels existants.

Nos échantillons ont été déposés au musée géologique de l'Université de Liège.

Nous tenons à adresser à M. le professeur Fourmarier l'hommage de notre reconnaissance pour les encouragements qu'il nous a prodigués et les observations critiques qu'il a formulées, au cours de la rédaction de ce mémoire. Nous remercions également Messieurs les Membres du Conseil d'Administration de la Société Coloniale et Minière (Colomines), qui ont bien voulu autoriser la publication de ce mémoire.

Liste des sommets

1. Atjalala.
2. Mulala Kasaka.
3. Ngala.
4. Mboio Ngolo.
5. Ite.
6. Mulimundiu.
7. Atendekeshi.
8. Iluka.
9. Munianga.
10. Kalenga.
11. Musembelo.
12. Mazeba.
13. Muniga.
14. Kitondo.
15. Luanga.
16. Pungwe.
17. Misolo.
18. Kalungulu.
19. Luongo.
20. Agulugulu.
21. Kivuma.
22. Kabukiti.
23. Mwakalongoshi.
24. Kiungula.
25. Tyani.
26. Mutonga.
27. Kamilungu.
28. Sambo.
29. Kawari.
30. Kalunga.
31. Mabenga.
32. Kaluba.
33. Kasangalawa.
34. Kibando.
35. Musesa Ngunju.
36. Mitondolo.
37. Kiliumabu.
38. Kitjitja.
39. Kolo.
40. Lubaga.
41. Kaneniama.
42. Karabu.
43. Mungubu.
44. Kabendja Masoro.
45. Lumbala.
46. Tuhulu.
47. Thongolo.
48. Kakebwe.
49. Kuigia.
50. Kikabutu.
51. Lumola.
52. Mabazi.
53. Tihungia.
54. Kilomo.
55. Munianga.
56. Lugulumulonge.
57. Baragulu.
58. Kiamba.
59. Kihunga.
60. Milunge.
61. Muhema.
62. Avanga.
63. Lugulu Mironga.
64. Muhiundu.
65. Nongo Mukasi.
66. Zimbugulu.
67. Muhema.
68. Kambundu.
69. Kamambo.
70. Bamangulu.
71. Biza.
72. Kilundu.

- | | |
|---------------------------|-----------------------|
| 73. Ganga. | 110. Kalumia. |
| 74. Kasombo. | 111. Ongolo. |
| 75. Ginda. | 112. Bibala. |
| 76. Mulumba. | 113. Kindibi. |
| 77. Kuloto. | 114. Mugasa. |
| 78. Mwema. | 115. Kibanga. |
| 79. Migaga (Mont Dhanis). | 116. Kamihonga. |
| 80. Kamulala. | 117. Musombo. |
| 81. Lusasi. | 118. Mosi. |
| 82. Kalivumba. | 119. Kalungulugu. |
| 83. Lubimbi. | 120. Kaboko. |
| 84. Kabinga Mutima. | 121. Kasumbi. |
| 85. Kabulo. | 122. Lukamba Kilindi. |
| 86. Musengela. | 123. Muama. |
| 87. Bigombo. | 124. Kabongo. |
| 88. Mituitui. | 125. Kilimba. |
| 89. Miguguiu. | 126. Kilenge. |
| 90. Kiziba. | 127. Katangululu. |
| 91. Abeanguanga. | 128. Munoni. |
| 92. Kigundu. | 129. Soko. |
| 93. Kavongolubulu. | 130. Marabembo. |
| 94. Kakambe. | 131. Kihombwa. |
| 95. Ahala Atumbo. | 132. Mulungu. |
| 96. Mihihalugulu. | 133. Kalanga. Mwema. |
| 97. Luangulugulu. | 134. Kimi. |
| 98. Kiazi Asagala. | 135. Malombo. |
| 99. Kangondo. | 136. Kisalagulu. |
| 100. Musungu. | 137. Kitondo. |
| 101. Sungwe. | 138. Kalunga. |
| 102. Kabundi. | 139. Malundi. |
| 103. Mulita. | 140. Milagi. |
| 104. Kiliba. | 141. Muema. |
| 105. Luambagulu. | 142. Kibangala. |
| 106. Kimilundu. | 143. Malai. |
| 107. Kalukagulu. | 144. Mapasa. |
| 108. Musima. | 145. Mualaba. |
| 109. Kakungwe. | 146. Moema. |

Bibliographie

Nous devons à S. H. Ball et M. K. Shaler ⁽¹⁾ une étude des formations glaciaires triasiques, dans cette portion de la Colonie. La même question a été successivement étudiée par Th. Arldt ⁽²⁾, G. Passau ⁽³⁾, et E. Hennig ⁽⁴⁾.

En 1918, F. Behrend ⁽⁵⁾ publie une carte de l'Afrique Orientale et des régions du Congo Belge comprises entre le Lualaba, d'une part, le Luapula et le Tanganyka, d'autre part. D'après ce géologue, les couches du Kabele et les couches de Beaufort (série du Lualaba) seraient — à part le massif granitique de Kabundi, sur la Luika — les seules formations affleurant au Maniema méridional. Nos études détaillées nous conduisent à des conclusions très différentes.

Les tracés de M. le professeur P. Fourmarier ⁽⁶⁾ sont ceux qui se rapprochent le plus des nôtres.

Rappelons enfin que L. de Dorlodot ⁽⁷⁾ a récemment publié une vue d'ensemble sur la série lualabienne.

CHAPITRE I

MASSIFS GRANITIQUES

A. — Zone Piana Lusangi ⁽⁸⁾ - Kitete

1. — ROCHES GRANITOÏDES

1. Décrivons d'abord, de façon succincte, les divers types de granites et de pegmatites observés aux abords de Lusangi. La

⁽¹⁾ S. H. BALL et M. K. SHALER, A central african glacier of triassic age, *Journ. Geol.*, 1910, p. 681-701.

⁽²⁾ Th. ARLDT, Ein zentralafrikanischer Gletscher von triassischem Alter, *Petermann's Mitt.*, 1912, p. 343.

⁽³⁾ A. S. G. B., vol. 40, *Pub. Congo*, 1912-1913 ; A. S. G. B., *Pub. Congo*, 1921-1922.

⁽⁴⁾ Die Glazialerscheinungen in Aequatorial und Südafrika, *Geol. Rundschau*, vol. 6, 1915, fasc. 3.

⁽⁵⁾ Die Stratigraphie der östlichen Zentralafrika. *Beiträge zur geol. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete*, fasc. 15, Berlin, 1918.

⁽⁶⁾ Carte géologique du Congo Belge, *Revue Universelle des Mines*, 7^e série, tome 4, 1924, n^o 4.

⁽⁷⁾ A. S. G. B., *Pub. Congo*, 1926-1927, annexe au tome 50 des Annales, fasc. 2, p. c 95.

⁽⁸⁾ Un chef indigène (Lusangi) fonde-t-il un village, la localité prend le nom du fondateur : village Lusangi. A la mort de Lusangi, la localité est dénommée Mwana Lusangi (Mwana = fils, enfant, en dialecte Kingwana). Dans la suite le village prend le nom de Piana Lusangi (Piana = successeur).

description vaut, *dans l'ensemble*, pour toute la région étudiée dans ce mémoire.

A. — Granite

Les granites régionaux correspondent à deux types principaux : le granite biotitique (Gr) et le granite acide rosé (μ).

a) *Granites biotitiques* (Gr). — α) Le type Gr *normal* est une roche holocristalline, leucocrate, équigranulaire, sans phénocristaux, à petits éléments. Elle rappelle les granites de Vire et du Brocken. Nous désignerons cette variété de granite par la lettre Δ . Peu constante, la teneur en biotite modifie sensiblement la coloration et l'aspect de ce granite, suivant les lieux. Les sulfures inclus sont rares et d'occurrence locale.

Dans le granite (Gr), les feldspaths sont opaques ou translucides. Ils sont généralement *blancs*, (souvent laiteux); rarement verdâtres. De texture granitique uniforme, la roche est rarement euritique, sauf dans les digitations filoniennes de faible épaisseur. La muscovite est exceptionnelle dans ce type granitique; le type pegmatoïde est inconnu. On n'y rencontre aucune ségrégation tourmalinifère; ces ségrégations sont très fréquentes, au contraire, dans les granites rosés μ .

β . Le faciès *porphyroïde* (Ω) de Gr comporte de gros phénocristaux d'orthose *blanche*, aux contours rectangulaires réguliers, sans corrosion apparente. Ces phénocristaux sont enrobés dans une trame de fond, *phanéritique*, équigranulaire, aux grains plus volumineux que ceux du type Δ . Exceptionnellement, les phénocristaux d'orthose, d'habitude incolores, comportent une zone d'accroissement formée d'orthose rosée (Kawari).

Les cristaux feldspathiques du fond sont incolores ou blanchâtres. Ce sont : l'orthose, le microcline, l'oligoclase (¹). La biotite, abondante, est localement chloritisée.

Dans l'une de ces variétés, le granite Ω est aphyrique. Il se réduit alors à la masse de fond (dont les éléments sont plus volumineux que ceux du granite Δ).

(¹) Pour nous rendre compte de la proportion relative des divers feldspaths inclus dans les roches, nous avons fait usage, à plusieurs reprises, de la méthode de A. JOHANSEN et C. A. MERRITT (*Journ. Geol.*, vol. 34, 1926, n° 5, p. 462). Elle consiste à traiter la roche pulvérisée par HF1. L'orthose et le microcline sont plus facilement, attaqués que les plagioclases. On colore ensuite la poudre par le violet de gentiane qui accuse l'irrégularité de cette attaque.

Les structures orientées — gneissiques, rubanées, fluidales — sont macroscopiquement peu communes dans la région de Piana-Lusangi. La schistosité *primaire* ⁽¹⁾ localisée, est à peine esquissée. On observe, çà et là, une disposition des feldspaths parallèlement à leur direction d'élongation — face M (010) — ou une orientation générale des lamelles biotitiques.

En l'absence de ces caractères, l'orientation des enclaves xénolithiques ovoïdes ⁽²⁾ et celle des ségrégations fémiqques *protogènes* (schlieren) ⁽³⁾, sont précieuses pour l'évaluation du sens d'intrusion.

Aux abords de Lusangi, les schlieren des granites Gr sont orientés :

Pointe Sud Atjalala (croupe dominant Lusangi, an N.) :
D = N40°E ; *i* = E40°.

Sommet Mulala Kasaka (sommet dominant Lusangi à l'Ouest) :
D = N30°E ; *i* = subvertical.

Chaîne Ngala (pointe Nord) (prolongement W du sommet précédent) : D = N60W (structure fluidale).

Chaîne Ngala (pointe Sud) : D = N20°W.

Pied W. du sommet quartzitique Ite : D = N40°E ; *i* = subvertical.

Massif Kalenga (phénocristaux et schlieren) : D = N55°E.

Certaines enclaves xénolithiques sont enrobées dans des ségrégations biotitiques protogènes. L'âge relatif des deux inclusions du granite est ainsi déterminé.

Les schlieren pegmatitiques sont exceptionnels, les schlieren aplitiques peu fréquents dans les granites régionaux. Dans le massif de Lusangi, il semble que la répartition des schlieren protogènes n'obéisse à aucune loi définie.

Aux points où l'on perçoit une structure gneissique, les constituants du granite sont intimement enchevêtrés — comme dans

(1) Pour un exposé des particularités tectoniques, présentées par le granite, le lecteur voudra bien se rapporter à l'ouvrage du Prof. Hans Cloos : « Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge », 1921. Nous avons publié un résumé, en français des ces théories : La tectonique du granite, *Revue scientifique*, Paris, 1927, n° 13, p. 394.

(2) Leur composition *actuelle*, résultant d'actions endomorphiques, est celle des granodiorites, des diorites, des lamprophyres, des quartzites, des cornes biotitiques, des gneiss biotito-amphiboliques. Nombre de xénolithes ont la structure schisteuse des gneiss ou des micaschistes.

(3) Lentilles, fuseaux, rubans.

la plupart des gneiss. — Une gradation insensible relie les variétés massives aux types gneissiques, et ceux-ci à des gneiss finement feuilletés. Une biotite secondaire, logée dans les fissures des orthoses, se voit aussi dans les zones cisailées. Le granite porphyroïde aux éléments orientés se transforme en un gneiss œillé — auquel il passe normalement. Dans ce gneiss œillé, les phénocristaux de feldspath sont souvent ovalisés et disposés parallèlement, ainsi que les lamelles de biotite. Le granite et ces gneiss forment la série progressive des modifications subies par le même magma ; se sont les phases différentes de la même masse rocheuse. De fait :

1° le gneiss œillé passe graduellement au granite gneissique, de façon normale. La composition minéralogique de ces roches est identique. Celle des gneiss magmatiques est autrement uniforme que celle des gneiss sédimentaires (paragneiss).

2° le contact entre les deux formations ne présente aucun caractère intrusif.

3° la nature des inclusions, dans le granite gneissique et le granite franc, est identique.

4° pour d'autres zones que celle de Lusangi, la présence d'intrusions gneissiques, transversalement à la foliation des paragneiss.

Aux affleurements, les granites Gr se distinguent nettement des granites μ , même à distance. Car les granites Gr forment des blocs arrondis et irréguliers, des monolithes de couleur gris clair. Les affleurements μ , au contraire, dépassent à peine la surface du sol ; ils sont d'une teinte rosée caractéristique.

Nous avons trouvé au sommet Atendekeshi, une enclave de granite Gr dans une pegmatite d'origine du granite μ (N° 44). Au contact, le granite de l'enclave présente un faciès pegmatitique très net — où l'on distingue du quartz, de la muscovite et un feldspath séricitisé verdâtre. L'auréole pegmatitique montre un remplacement partiel de la pegmatite par du quartz automorphe. Ce quartz a, localement, une coloration rougeâtre, due à la présence d'hématite divisée.

b) *Granite acide rosé* (μ), — 1. Roche de granulation moyenne, où les feldspaths sont toujours colorés, de *rouge chair* à *rouge brique*. La proportion de feldspath est nettement supérieure

à celle du quartz; d'où, par réduction importante de la teneur en quartz, un faciès syénitique.

La biotite est clairsemée et généralement de dimensions réduites; la muscovite y est plutôt rare. Localement, la roche est épidotisée. Le faciès aplitique se développe fréquemment sur des étendues notables.

2. Aux abords de Lusangi (surtout vers le sommet Atendekeshi), le granite contient de nombreuses ségrégations quartzo-tourmalinifères. Celles-ci ont, habituellement, les dimensions d'un citron, mais peuvent atteindre 0 m. 60 × 0 m. 40. Le feldspath y cède la place au quartz. Occasionnellement, ces ségrégations comportent un peu de muscovite. Aucune structure zonaire ou fibro-radiée n'a été observée.

On ne peut assimiler ces ségrégations tourmalinifères aux schlieren biotitiques de Gr, et leur assigner le même rôle. De fait, les schlieren fémiqes ou acides de Gr sont des ségrégations *protogènes*, différenciées dès les premiers stades de la cristallisation du magma; le quartz du granite constitue, on le sait, le produit *final* de cette cristallisation. Or, pour μ , l'ordre de cristallisation étant inverse de celui de la fusibilité des éléments, la silice du magma s'est concentrée sous forme de quartz dans les ségrégations tourmalinifères. Ces dernières appartiennent donc à la phase de cristallisation des solutions magmatiques *résiduelles* et ne sont pas des ségrégations protogènes. Elles correspondent sans doute à la phase deutéritique (autopneumatolyse) des émanations granitiques ⁽¹⁾, conformément au « principe de réaction » ⁽²⁾; en tout état de cause, le rôle de ces ségrégations tourmalinifères comme indicatrices du sens d'intrusion de μ est problématique. Sans doute l'orientation de ces nodules est-elle parallèle en grand à celle des contours *actuels* de la masse μ . Il ne faut pas perdre de vue, toutefois, que ces contours dépendent de l'érosion; nous ignorons la forme réelle de μ , dissimulée en partie sous la couverture lualabienne.

A la pointe Sud du massif Atjalala, les ségrégations tourmalinifères sont orientées N30°W. Au nord et au sud du sommet

⁽¹⁾ R. J. COLONY, The final consolidation phenomena in the crystallisation of igneous rocks, *Journ. Geol.*, vol. 31, 1923, n° 3.

⁽²⁾ N. L. BOWEN, « The reaction principle in petrogenesis », *Journ. Geol.*, vol. 30, 1922.

Atendekeshi, les nodules en question sont particulièrement nombreux. Notons que les zones tourmalinifères sont aussi celles où abondent les pegmatites et les filons quartzeux; il y a là, nous semble-t-il, une relation commune de cause à effet. Même remarque pour les massifs μ de Muinga, Maziba, Musembelo.

3. Les structures orientées sont peu fréquentes et localisées; les faciès pegmatoïde et porphyroïde sont communs. Dans les variétés pegmatitiques, la roche est presque exclusivement feldspathique; la coloration des feldspaths y est plus accusée, la biotite s'y fait plus rare. Le granite μ prend souvent le faciès euritique dans les filonnets qu'il jette dans les granites Gr.

4. Le granite μ est certainement pré-lualabien. Car les couches lualabiennes sont horizontales près du contact des deux formations, nullement métamorphosées et de même faciès (à part les cailloux roulés caractérisant les zones bordières), qu'à distance notable de μ . De plus, le grès jaune lualabien, entre les villages Kaia et Kihila, contient des cailloux roulés de granite μ .

5. Mentionnons, aussi, la présence locale d'oligiste dans certains granites rosés, notamment à la pointe W. du sommet Mboio Ngolo, et entre le Kawari et le village de Mutingwa. (éch. 16).

B. — *Pegmatites.*

Les intrusions pegmatitiques sont fort répandues. Aux abords de Lusangi ce sont, en majeure partie, des produits différenciés, très feldspathiques et souvent tourmalinifères, des granites μ . Le quartz, automorphe, est moins fréquent que le feldspath. Généralement rougeâtres ou rosés, occasionnellement blanchâtres, les feldspaths forment parfois des phénocristaux de dimensions notables.

Certaines pegmatites sont micacées — muscovite, rarement biotite.

Outre les filons, qui peuvent atteindre une épaisseur de 2 m. 50, les pegmatites se présentent aussi sous forme d'extravasions irrégulières, dans les granites, surtout dans μ . Au contact des pegmatites, les lamelles de biotite de Gr paraissent mieux venues (? action exomorphe).

A la pointe méridionale d'Atjalala, des filons pegmatitiques

tourmalinifères recoupent Gr et forment un réseau conjugué.
On mesure :

- D = N70°E ; i = N60° (dominantes).
- D = N40°E ; i = S60°.
- D = N10°W ; i = W60°.
- D = N60°W ; i = SW70° (fréquentes).

Les relations angulaires existant entre les directions de ces filons et l'orientation de leurs inclinaisons sont suggestives.

Au sommet Mulala Kasaka (NW de Lusangi), les filons pegmatitiques recoupant GR sont orientés :

$$\left. \begin{array}{l} D = N70^\circ W ; i = S50^\circ \\ D = N45^\circ W ; i = NW70^\circ \end{array} \right\} \text{différence angulaire : } 25^\circ$$

Au sommet Mulimundiu (SW de Lusangi), les filons de pegmatite recoupant μ sont orientés :

$$D = N20^\circ W \text{ à } N40^\circ W.$$

Au sommet Atendekeshi, les filons de pegmatite dans μ sont orientés :

$$D = N20^\circ W ; i = W60^\circ.$$

Des filons pegmatitiques, N-S à N10°W, recoupent le granite μ de la chaîne Muinga-Maziba-Musembelo.

* * *

Les filons quartzeux sont relativement peu nombreux dans les masses granitiques. Un peu au Nord de Lusangi, on reconnaît dans le granite μ , des filons quartzeux orientés : D = N40°W ; i = NW60°.

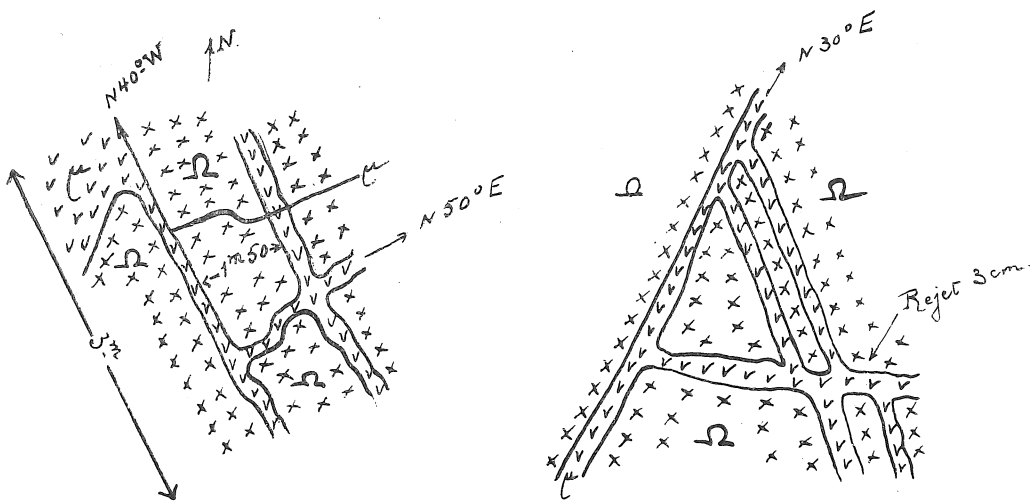
C. — Relations entre les venues granitiques Ω , Δ et μ .

a) Gr et μ . — Au voisinage de Lusangi, le granite Gr est recoupé par μ , ses apophyses latérales et ses produits différenciés. Le croquis 1 montre les relations *intrusives* existant entre les deux venues, dans la portion orientale du massif Atjalala.

Un peu à l'est du point où ce croquis fut relevé, on voit, dans le granite Δ , des filons μ orientés :

$$D = N70^{\circ}W ; i = NE30^{\circ}.$$

Le faciès pegmatitique, dans μ , est plus fréquent au voisinage des contacts Gr. C'est, d'autre part, aux abords de ce contact que ces filons μ et les pegmatites dérivées de μ sont surtout développés dans Gr. L'âge relatif des deux venues Gr et μ est ainsi précisé. (1).



CROQUIS 1.

Sur le terrain, la complexité des relations entre Gr et μ est frappante. Au voisinage de Lusangi, on constate que Gr se présente en plages, allongées et orientées, dans la masse du granite μ . L'orientation de ces plages est voisine de la ligne NW-SE, c'est-à-dire une orientation conjuguée de celle, (N45°E), qui carac-

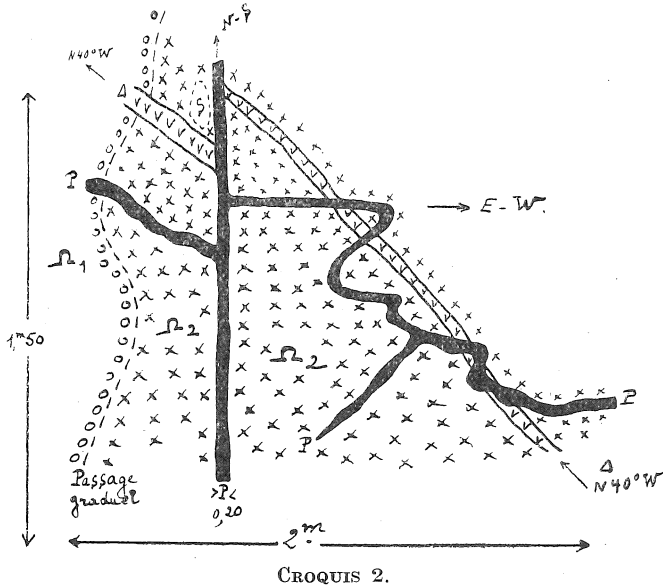
(1) L'allure *intrusive* de μ ne permet pas de voir, dans les trainées Gr enclavées dans μ , des produits de segmentation *in situ* de ce granite.

Ajoutons que la rareté du type gneissique, pour le granite μ , est un autre argument en faveur de l'antériorité de Gr. Le faciès gneissique caractérisant Gr sur de grandes étendues (en dehors de la zone de Lusangi) résulte non seulement de l'âge de ce granite mais aussi, comme nous le verrons plus loin, du fait que l'intrusion de ce granite est intimement liée aux actions orogéniques affectant la région. Quant à la localisation du faciès gneissique de l'intrusion μ , au voisinage du contact Gr. — μ , il paraît indiquer une intensité plus prononcée des actions tectoniques suivant la trace de dislocations préexistantes — associées à la phase tectonique principale.

térise les éléments du granite Gr et ses schlieren protogènes. Ce point fera l'objet d'un autre chapitre. Disons, dès maintenant, que les faits notés dans la région de Lusangi sont d'application générale : l'intrusion transversale μ sectionne Gr, et les schistes cristallins associés, suivant une direction NW environ, conjuguée de l'orientation d'intrusion de Gr et de la foliation des schistes cristallins.

b) *Relations entre les types Gr : Ω et Δ .* — A la pointe méridionale de la chaîne Atjalala, où ces deux types voisinent, le granite porphyroïde Ω comporte des enclaves (0 m. 10 \times 0 m. 25) du granite biotitique normal Δ . A 300 mètres de là, des filonnets de granite biotitique Δ sillonnent la masse du granite porphyroïde Ω ; ils sont orientés : D = N75°W; i = subvertical (1). Au contact des deux roches, se voit un mince liseré feldspathique blanc (0 m. 02).

Dans le massif Mulala Kasaka, les deux types granitiques passent graduellement de l'un à l'autre.



- Ω 1 = type Ω habituel.
- Ω 2 = type Ω à feldspaths blancs et rosés.

(1) C'est-à-dire que la direction des filonnets et l'orientation moyenne des éléments et schlieren de Gr. font un angle de 60° (chiffre suggestif).

Un peu au nord du village Kabungu, sur la route de Lusangi à la Luama, un filon de granite gris Δ (biotite clairsemée) recoupe le granite porphyroïde Ω . Les biotites de Δ sont orientées parallèlement aux épontes du filon. Ce dernier est sectionné, à son tour, et déplacé par des filonnets d'une pegmatite formée essentiellement de feldspath rosé.

Que déduire des observations précédentes ?

Les types granitiques Ω et Δ sont *contemporains*. Ce sont les *modalités d'une même intrusion*.

Le type Δ , aphyrique, plus finement grenu, représente un magma cristallisé à une distance moins grande de la surface. La vitesse de cristallisation étant accrue, par suite de l'abaissement de température et de pression, la cristallisation par rassemblement est contrariée : le grain obtenu est plus fin. Ce granite Δ paraît correspondre au premier stade de la consolidation du granite Gr. La poussée tellurique provoquant une ascension nouvelle, la masse pâteuse empiète, à chaque instant, sur l'espace précédemment occupé par la masse différenciée déjà consolidée. Au cours de cette ascension, les conditions dans lesquelles s'effectue la cristallisation doivent se modifier sensiblement. D'autre part la masse cristallisée Δ se fissure ; ces cassures sont envahies par le magma en mouvement (ascensionnel ou latéral). Le faciès porphyroïde réapparaît. Voilà, nous semble-t-il, pourquoi la roche Ω (deuxième stade), présente, au contact de la première phase, des relations *intrusives* qui semblent lui assigner un âge plus récent. Tout arrêt du mouvement ascensionnel correspond à une cristallisation suivie de fissuration. Le granite Ω se lézarde, à son tour, et, c'est un granite finement grenu (variété Δ) qui vient se loger dans les cassures du granite Ω .

Remarquons, incidemment, que l'on ne peut considérer le type granitique Ω ni comme un faciès de bordure de Gr., ni comme le résultat d'une action endomorphique de l'intrusion μ sur le granite Gr. En effet :

1° Nous verrons que le type porphyroïde Ω caractérise des massifs étendus.

2° le granite normal Δ forme des filonnets bien individualisés dans le granite Ω .

3° le granite μ présente le faciès pegmatitique aux abords de Gr. (faciès de bordure).

4° le granite porphyroïde Ω subsiste à plus de 100 mètres des contacts Gr- μ . Une action endomorphe, aussi étendue, n'est pas vraisemblable.

Nous verrons au cours de cette étude que le granite Gr. prend localement un faciès syénitique ou dioritique. La roche est alors mésocrate ou mélanocrate. Au voisinage des sédiments métamorphisés — dont on ne trouve pas de vestige à Lusangi — ce faciès correspond à une assimilation probable des sédiments en question; il a dû exister également au contact originel de la roche ignée et du sédiment. L'absence de ce faciès primitif, à Lusangi, résulte peut-être d'une destruction du dit faciès, au cours du mouvement ascensionnel du magma. Toutefois, certains xénolithes basiques, reconnus dans la masse Gr. pourraient avoir cette origine.

2. — EPIDOTITE.

Une autre catégorie de roches (18-24), rencontrées dans la région de Lusangi, mais aussi ailleurs, mérite une attention spéciale.

A première vue, on dirait une diabase verdâtre, semée de gros phénocristaux de feldspath rosé. Elle forme — à la manière des extravasions pegmatitiques — des amas plus ou moins allongés, aux contours capricieux. On la rencontre surtout au voisinage immédiat du contact des granites Gr- μ . Très localisée, parfois hématisée et tourmalinifère, cette roche présente un faciès holocristallin et un faciès cryptocristallin. Les dimensions longitudinales des amas ne dépassent pas 5 mètres. Massive, sans la moindre trace de schistosité, la roche est de composition minéralogique peu constante : tantôt les éléments clairs dominant; ailleurs, les constituants sombres sont en majorité. À la loupe ($\times 16$), on y distingue du quartz, du feldspath, des amas d'épidote, des traînées de chlorite lamellaire.

Les caractères pétrographiques et les relations géologiques de cette formation sont ceux des *cornéennes* de contact. La formation d'épidote ⁽¹⁾ paraît impliquer la recristallisation d'une

(1) Plus ou moins clinozoïsite, dont la présence est décelée par des variations dans la valeur de l'indice de réfraction (frange de Becke).

roche marneuse, au contact du granite. D'autre part, la présence des phénocristaux de feldspath rosé, dans cette épidotite, — disposition dépourvue d'arrangement linéaire — évoque l'idée d'une injection granitique, au sein d'une enclave xénolithique (partiellement calcareuse ?) résorbée ⁽¹⁾. Les variations de composition et la répartition apparemment capricieuse des constituants cadrent bien avec l'idée d'une corrosion et d'une assimilation d'enclaves, par un magma en mouvement. Une transition graduelle du granite à l'enclave est plus fréquente qu'un contact abrupt. L'irrégularité des contours, aux affleurements, résulte de refusions partielles, de l'action endomorphe et exomorphe du magma granitique. Enfin, la roche en question n'a rien d'une ségrégation protogène du granite. On ne peut y voir davantage un faciès basique du granite μ , au contact de Gr. ; la nature pétrographique de la roche, ses phénocristaux, les relations entre Gr. et μ , s'y opposent.

Notons, en passant, que les affleurements en question, dans la zone de Lusangi, paraissent jalonner un alignement N45°W — ligne Kabungu, Atjalala, Mulala, Kasaka. La discontinuité des affleurements et leur très faible étendue ne permettent pas d'en dire davantage.

A la suite d'altérations hydrothermales ou atmosphériques, cette roche épidotique prend un aspect caverneux et moucheté. Corrodés, les phénocristaux de feldspath se décolorent ; les cristaux feldspathiques du fond se transforment en une substance vert olive, translucide ou opaque. Les autres éléments fournissent une masse brunâtre ou violacée, fréquemment chloriteuse ou limonitisée.

3. — QUARZITES ANCIENS.

La présence, entre Lusangi et Kitete, d'îlots allongés de quartzites est l'un des traits saillants de la géologie régionale. Peu étendus, ces îlots sont entourés de granite μ . La roche quartzreuse est massive ; la granulation est visible ou oblitérée. Par leur aspect, les quartzites de Lusangi rappellent les quartzites

(1) J. DE LAPPARENT, Leçons de pétrographie, Paris, 1923, p. 151.

de N'Zilo ou ceux du Kabele. Hématifères suivant des alignements définis, ces quartzites le sont aussi de façon très irrégulière suivant ces alignements. Des filets quartzeux — hématifères ou non — recourent l'ensemble. Aucune assimilation possible, toutefois, avec les banded-ironstones de Rhodesie (série des Basement schists ⁽¹⁾), les quartzites ferrugineux du Lomani ⁽²⁾ ou du Kasai ⁽³⁾, les schistes itabiritiques (Uele). L'allure bréchoïde la granulation de la roche et l'épaisseur de la formation ne permettent pas davantage d'y voir une phase tardive de la différenciation des granites régionaux.

Ces quartzites forment des collines allongées N60°W à N80°W, surgissant brusquement de régions plus basses. La hauteur est couronnée par d'innombrables blocs quartzitiques, de toutes dimensions, mais généralement parallélépipédiques. D'actives recherches, pour déceler des traces de stratification, ont échoué. Sans doute, a-t-elle été oblitérée par l'intrusion quartzo-oligistifère, qui affecte ces roches ; de gros filons de quartz et des veines quartzo-hématifères sillonnent la masse. Des actions hydrothermales ultérieures altèrent la formation ; elles ont donné lieu à la cristallisation de quartz fibroradié, dans des géodes.

Il ne m'a pas été donné d'observer le contact *direct* du granite μ et de ces quartzites eux-mêmes. Toutefois, le quartzite comporte quelques petits phénocristaux de feldspath rosé au voisinage du contact (Mboio Ngolo, Muinga) — et le fait ne se produit pas ailleurs dans la masse. C'est bien là une action de contact, établissant l'âge relatif des quartzites et du granite μ ⁽⁴⁾.

Au sommet Mboio Ngolo (S-E de Lusangi) l'hématite forme, dans les quartzites, des zones d'imprégnation, orientées N60°W. Elles paraissent résulter du remplacement partiel des quartzites encaissants et du remplissage des fissures qui sillonnent ces roches. Généralement très siliceux, le minerai englobe des fragments feldspathiques rosés (plus ou moins séricitisés) et des restes,

⁽¹⁾ H. B. MAUFE, An outline of the Geology of Southern Rhodesia (second edition), *S. Rhodesian Geol. Survey*, short report, n° 24, juillet 1929.

⁽²⁾ R. VAN AUBEL, Itinéraires au Lomami, *A. S. G. B.*, tome 50, *Pub. Congo*, 1926-1927.

⁽³⁾ S. H. BALL et M. K. SHALER, Contribution étude géol. de la partie centrale du Congo belge, *A. S. G. B.*, *Pub. Congo*, 1911-1912, fasc. 3.

⁽⁴⁾ D'après F. BEHREND, *loco citato*, p. 46, quelques filons de granite acide (second) recourent les quartzites du Kabele aux « Portes d'Enfer », (Lualaba, au Nord de Kongolo).

transformés, de la roche remplacée. On note, localement, la présence de petites aiguilles noires de tourmaline associée à l'oligiste. Le minerai est massif et se débite en blocs parallépipédiques bien délimités.

Si l'on tient compte des caractères indiqués, et du fait que μ lui-même est semé de paillettes d'oligiste à faible distance du Mboio Ngolo, on est porté à voir, dans les filons quartzeux disloquant les quartzites et les minerais associés, le résultat d'émanations magmatiques, dérivées de μ , mais postérieures à cette intrusion, qu'elles affectent. La formation hématifère pourrait être contemporaine de la cristallisation des pegmatites rosées (dérivées de μ), elles-mêmes oligistifères.

Notons que dans toute la masse du Mboio Ngolo, du Mulimundiu, etc., on ne rencontre pas trace des minéraux silicatés, habituellement observés dans les zones métamorphiques de contact granite — roches calcareuses.

Au sommet Ite affleurent des quartzites ferrugineux dont les quartzites du Mboio Ngolo forment le prolongement occidental.

A la pointe septentrionale d'Atjalala, la formation ferrugineuse est allongée N60°W. Au sommet Ikula (S-W de Lusangi), elle est N40°W. Elle est E-W, à la pointe orientale du massif Muinga. Ici s'observent un faciès bréchoïde de la roche quartzo-ferrugineuse et des indices de dislocations (plans de faille striés), dans le granite μ . Le contact des quartzites et du granite μ semble orienté E-W, mais n'apparaît pas en affleurements. On note, toutefois, (éch. 28), une pénétration de μ dans les quartzites, qui comportent de petits phénocristaux disséminés de feldspath, près du contact.

Signalons également l'existence, un peu au sud du sommet Atendekeshi, du petit massif quartzitique de Kalenga, orienté N20°W. La roche qui y affleure est analogue à celle des autres massifs quartzitiques, mais comporte des mouches de chlorite.

Remarques. — 1. Un coup d'œil jeté sur la carte montre que les sommets Ite, Mboio Ngolo, Iluka, Muinga..., jalonnent un alignement N60°W. La position du Mulimundiu paraît extérieure; peut-être ce sommet se rattache-t-il à un alignement parallèle, dissimulé sous les formations lualabiennes. Une disposition orientée des collines quartzo-ferrugineuses est évidente.

2. Des flots quartzitiques sont enclavés dans le granite μ de la chaîne Muinge-Maziba-Musembelo. Nous avons constaté, dans la portion orientale de cette chaîne, que les pegmatites, qui sillonnent μ et dont la direction est transversale à l'allongement des traînées quartzitiques, ne pénètrent pas dans les quartzites. Ces derniers, par contre, sont hachés par les filons et les filonnets de quartz qui, d'habitude, recoupent la formation quartzitique, sans toutefois, semble-t-il pénétrer dans les granites μ .

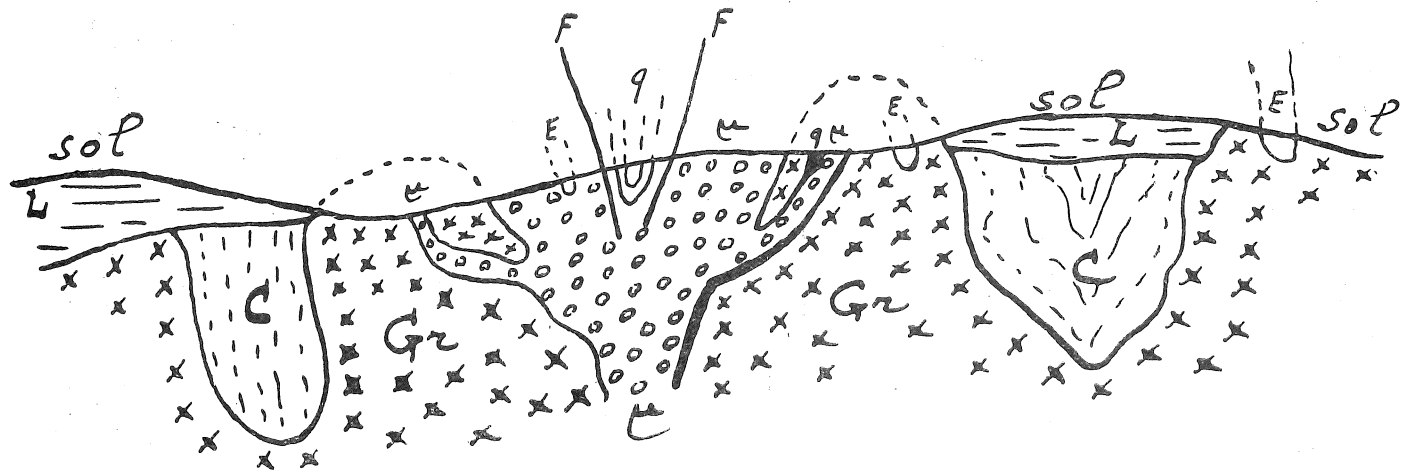
Les faits énoncés paraissent indiquer que le contact entre les quartzites et le granite μ , dans les divers massifs quartzitiques, est marqué tantôt par des caractères intrusifs, tantôt par des caractères mécaniques. Granite et quartzites seraient séparés l'un de l'autre par des failles NW, NWW, NE. Quant aux filons quartzeux, ils paraissent bien être les produits de différenciation extrême des pegmatites et, pour la même raison qu'elles, ne passeraient pas des quartzites dans le granite μ . Il semble donc que la forme et l'alignement des sommets quartzitiques soient, en majeure partie, conditionnés par des failles et les effets de l'intrusion μ .

En étudiant la localisation des quartzites dans la partie occidentale de la région étudiée, on remarque que les plages quartzitiques isolées semblent aussi jalonner des alignements N45°E environ. Il se pourrait donc que les quartzites se présentent, dans le granite, comme des vestiges d'une formation sédimentaire, orientée comme les schistes cristallins régionaux, mais dont les contours et les localisations résultent du jeu de failles et des suppressions que provoque l'intrusion transversale μ . Les observations faites aux abords de Piana Pani, au Sud de la Luama, et à faible distance de confluent Lualaba-Luama, nous incitent à le penser.

4. Dans la région de Lusangi, les relations entre les sédiments reconnus et les deux granites peuvent être schématisées comme l'indique le croquis 3.

Source thermale. — Une source thermale — Kalingusi (1) —

(1) Nous donnons aux sources thermales le nom du ruisseau qu'elles forment. Les indigènes désignent toutes ces sources thermales par un mot unique : « avugula ». En dialecte kibangu-bangu, le mot signifie « eau chaude ».



CROQUIS 3.

Gr = granite biotitique.
 E = — acide rosé.
 C = cristallophyllien.

E = enclaves xénolithiques.
 q = quartzites anciens.
 L = lualabien.

existe à 5 kilomètres au S-E du village de Kabangu (E. Lusangi). Cette source se trouve en zone granitique, dans une portion disloquée par des pegmatites et des filons de quartz. L'eau est claire; température 30° aux points d'émergence. On perçoit, au voisinage immédiat, une légère odeur de H₂S. A part la présence de pegmatites, rien ne faisait prévoir, à cet endroit, l'occurrence d'une dislocation.

4. — DÔMES GRANITIQUES ISOLÉS.

L'érosion met à nu, à l'est de Lusangi et sur la rive gauche de la Luama ⁽¹⁾, de petits dômes granitiques. Ce sont des croupes boisées, d'étendue restreinte, intercalées dans les plages herbeuses lualabiennes. En thèse générale, le granite Gr. domine dans ces plages granitiques; les intrusions μ jouent un rôle de second plan.

A) C'est d'abord l'enclave de *Munionga*, à l'est de la Luama. Les deux types Gr. y voisinent: Ω et Δ . Le type porphyroïde Ω jette des apophyses dans Δ , y forme des extravasions diffuses ou en renferme des enclaves. C'est un contact *intrusif*, dont la nature réelle nous est connue. Assez rares, les schlieren basiques sont orientés N40°E à N50°E. Localement s'observe une structure rubanée onduluse, pseudo-fluidale; les rubans ont même orientation que les lamelles de biotite du granite voisin. Une foliation gneissique locale (D = N65°E) se voit également dans le granite Gr.

Les deux types Gr. sont recoupés par des filons aplitiques:

N35°E, N80°E (diff. angulaire: 45°).

On rencontre également, *dans Gr.*, des amas et des digitations diffuses d'une apélite tourmalinifère, très différente du granite Gr., au point de vue pétrographique. La biotite est absente; les feldspaths sont les mêmes (couleur et composition) que ceux du granite Gr., avec cette différence, toutefois, qu'on ne voit pas de phénocristaux d'orthose dans l'apélite tourmalinifère. Cette dernière contient d'assez nombreuses paillettes dissé-

(1) Dans la région de Lusangi, la rivière Luama porte le nom de « Bahari ». En dialecte kingwana, le mot signifie « mer, lac, grande étendue d'eau », sans doute parce que la rivière, qui n'atteint nulle part la largeur de la Meuse à Liège, est le cours d'eau le plus important de la région.

minées de muscovite, sans que ce caractère s'étende à toute la masse de l'aplite. Un examen attentif du contact n'a fourni aucun indice décisif quant au caractère *intrusif* du granite tourmalinifère. Nous n'avons pu établir davantage, par l'étude des conditions locales, qu'un certain laps de temps se soit écoulé entre les deux venues ignées ⁽¹⁾. Il nous semble que la composition de ce granite à tourmaline, aplitique, non biotitique, résulte d'une différenciation *in situ* du granite Gr.

Des pegmatites tourmalinifères recoupent Gr. Les filons sont orientés N10°E et N80°W (différence angulaire : 90°).

En comparant ces données à celles des deux alinéas précédents, on constate que la différence angulaire entre les directions des diverses cassures, affectant le granite, est sensiblement : 20°, concordance qui n'est pas due au hasard ⁽²⁾.

On rencontre, dans le massif Munionga, d'autres pegmatites dignes d'intérêt. D'abord, une pegmatite zonaire : les éléments volumineux sont répartis, en zones parallèles (D = N60°E environ) dans une masse pegmatitique aux éléments de dimensions plus réduites. Ensuite, des rubans de roches claires, rougies aux affleurements, enclavées dans Gr. ; elles sont compactes, de composition aplitique, microgrenues ou aphanitiques. Localement, ces roches ont l'aspect des séricitoschistes ; elles paraissent formées de la substance, fine et recimentée, de produits broyés et marquent la trace de dislocations dans Gr. Au voisinage de ces accidents, la pseudo-foliation du granite montre une orientation différente (D = N65°E) de celle (D = N40°E à N50°E) des schlieren basiques. On conçoit que les ségrégations protogènes du granite aient une orientation différente de celle de structures gneissiques, surimposées et secondaires.

De grosses enclaves, de couleur gris brun, se voient (éch. 85) dans le granite Gr. Ces enclaves comportent, en certains points, des filets de biotite résultant de la diffusion, suivant leur foliation, d'émanations granitiques et des recristallisations de la masse injectée. A la périphérie de l'enclave existe une couronne de corrosion, de nature granitique, plus basique que le granite encaissant et formée d'éléments plus volumineux.

⁽¹⁾ Par exemple, si un filon *intrusif*, recoupant Gr., était sectionné et rejeté par le granite tourmalinifère.

⁽²⁾ Ellipsoïde de tension (C. K. LEITH, *Structural Geology*, p. 23-31).

B) Le ruisseau *Mwasivagongo*, au S-W de Mwarabu, est alimenté par une source thermale qui sourd au contact d'un filon de pegmatite (disloquant le granite Ω) et des roches lualabiennes. Le filon de pegmatite ne métamorphise pas le lualabien et lui est antérieur. C'est un contact, par faille. Les schistes lualabiens bigarrés plongent de 4° vers le granite. Il s'agit d'une cassure récente, suivant la trace d'une fracture ancienne.

L'eau thermale, très claire, possède une saveur légèrement saline; sa température est comprise entre 45° et 50°. Aucun dépôt thermal aux abords des points d'émergence.

5. — ZONE KITETE-LULINDI.

a) Aux abords du village de Kitete, et un peu au S-E de ce village, se voit une source thermale (*Kifilo*). L'eau sourd au contact du granite Ω et de grès lualabiens. Ces derniers sont fort indurés au point d'émergence; ils ont l'aspect et la dureté des grès-quartzites ou des schistes argileux silicifiés.

La dislocation, post-lualabienne et récente, marquée par cette source thermale paraît être une dislocation ancienne réactivée. De fait, le granite Ω est fort disloqué, au voisinage de la source, par des amas et des filons de pegmatites.

Dans le granite Ω , les phénocristaux d'orthose sont orientés N20°E à N30°E. Les amas pegmatitiques comportent de l'orthose gris jaune, du quartz et (ou pas) de la muscovite. Les types granitiques Ω et Δ sont enchevêtrés, ici, de façon inextricable.

Au point d'émergence, la température de l'eau est 44°. On perçoit une odeur de H₂S appréciable; la saveur de l'eau est légèrement acide. Des algues vertes vivent dans le lit du ruisseau Kifilo, formé par l'eau de la source.

b) La chaîne de *Pungwe* domine, au NW, le village de Kitete. Elle est formée de granite biotitique, équigranulaire et moyennement grenu; la teneur en biotite varie suivant les points. Localement, le granite passe à l'aplite, jamais à la syénite. Quelques rares phénocristaux d'orthose blanchâtre se voient dans la masse. Les éléments sont généralement bien orientés ($D = N30^\circ E$; $i =$ subvertical); la roche, toutefois, ne présente pas le faciès schisteux des gneiss.

Dans sa partie centrale, ce granite est largement disloqué

par des venues pegmatitiques : filons (D = N-S ; D = N60°W), amas filoniens irréguliers, lentilles allongées. Au point culminant du Pungwe, la surface occupée par les pegmatites est notablement supérieure à celle réservée aux granites. Vers le sommet, aussi, s'observent dans Gr., des nodules tourmalinifères orientés N10°E. Ils sont en tout semblable à ceux rencontrés dans le granite acide μ . Mais ici ces nodules jalonnent de fines cassures quartzo-tourmalinifères et ne peuvent être considérés comme des ségrégations du magma originel. Les cristaux de tourmaline de ces nodules sont fréquemment sectionnées et la cassure cicatrisée par du quartz. C'est l'indice de dislocations ultérieures ou le résultat des mouvements, dont la cassure est le siège, avant la consolidation complète du nodule (structure protoclastique).

Les pegmatites recoupant Gr. présentent des faciès fort différents, composition et texture. Une pegmatite intéressante est formée de petits cristaux d'orthose blanchâtre et d'une profusion de petits grains de zircon jaune brun. Un autre type comporte, comme masse de fond, un enchevêtrement graphique épidotisé (orthose rouge et quartz) ; on y voit des amas ou des filets d'une pegmatite formée de feldspath crème, quartz muscovite et tourmaline. Une zone d'écrasement, orientée N10°E (orientation des nodules tourmalinifères dans Gr !), affecte cette pegmatite. Dans la bande disloquée, (épaisseur : 0 m. 70), la roche prend le faciès feuilleté des gneiss ou l'aspect felsitique des roches cataclastiques recristallisées ; elle se débite en plaquettes limitées par des surfaces striées, planes ou courbes.

Sur la pente orientale du Pungwe, le granite passe au type Ω . Il compte des intercalations sériciteuses, compactes, localement épidotisées, témoins d'écrasements et de cisaillement. Ces zones disloquées servent de voies d'accès aux solutions hydrothermales résiduelles, qui modifient la composition des roches affectées. L'épidotisation des roches s'effectue à partir de la dislocation séricito-épidotique. Les zones d'écrasement sont marquées, dans Ω , par des joints de friction entrecroisés, ondulés. Ailleurs, des stries sensiblement horizontales s'observent dans les diaclases transversales du granite.

Entre le pied du Pungwe et le village de Kitete, le granite Ω se charge davantage de biotite ; le nombre des phénocristaux d'orthose (fort chargés d'inclusions) est aussi plus élevé. Des

filons de pegmatites, à feldspath gris et grandes lamelles de biotite, et de pegmatites tourmalinifères sillonnent le granite ($D = N20^{\circ}E$; $D = N80^{\circ}W$). En comparant ces orientations à celles des filons pegmatitiques, affectant le granite Δ de la partie centrale du Pungwe, on constate que le réseau pegmatitique a pivoté de 20° , à l'est de la direction N-S.

c) Au N-W. de Kitete, le pied oriental du Pungwe est marqué par de grosses bosses de granite Ω . Les phénocristaux d'orthose sont orientés $D = N30^{\circ}E$. Il existe, en ce point, un premier système de filons pegmatitiques *conjugués orthogonaux* : $D = NS$ et $D = EW$, dont l'épaisseur est plus forte que celle des autres filons. Les filons EW sont faiblement rejetés par les cassures NS. Un deuxième système *orthogonal* forme des filets orientés $N25^{\circ}E$ et $N70^{\circ}W$ — ces derniers tourmalinifères. Un troisième système *orthogonal* comporte des filets $D = N70^{\circ}E$; $D = N20^{\circ}W$. Aucun rejet observé pour les deux derniers systèmes. Il est, enfin, des filons pegmatitiques orientés $D = N40^{\circ}W$ et qui ne paraissent pas avoir de pendant orthogonal. Le diagramme des cassures montre les relations suggestives existant entre ces divers systèmes. En thèse générale, les veines dont l'orientation est comprise entre N-S et $N70^{\circ}W$ paraissent plus épaisses et comportent des cristaux plus volumineux. De fait, les cassures *longitudinales* ne peuvent rester longtemps ouvertes, les pressions dominantes s'y opposent; plus larges, soumises à des efforts d'un autre ordre, les fractures transversales restent béantes et la cristallisation du remplissage s'effectue plus lentement.

Le granite μ est absent du Pungwe.

d) Le petit massif de *Misolo* fait suite au Pungwe, au NE, et renferme une série pétrographique intéressante.

α) Sur le flanc méridional du Misolo affleurent des épiroches, dont le faciès, la tenacité et les produits d'altération sont bien différents de ceux des granites et des roches basiques, sous la seule action des agents atmosphériques.

Un premier type a même aspect que les affleurements altérés des épidotites de Lusangi, décrites plus haut, et a sans doute la même origine. Un autre type, de texture gneissique, est formé de cristaux oblongs d'orthose rosée, de lamelles lie de vin et de

serpentine. Il paraît avoir subi les mêmes transformations que la roche voisine. L'ensemble, localement épidotisé, est si délabré qu'aucune relation avec les granites voisins n'a pu être déterminée de façon certaine.

β) Vers le sommet Misolo et à 50 mètres environ des affleurements précédents, se voit une *épidotite* aphanéritique, non feldspathique, légèrement schisteuse, de couleur verdâtre. Le banc comporte un certain nombre de bandes schisteuses minces, séparées par d'autres bandes de roche massive. C'est une zone de cisaillement (sharing), où la roche est plus finement schistoïde aux points d'écrasement maximum. Toute trace d'inclinaison primitive a été oblitérée, si bien que le plongement mesuré coïncide avec celui des plans d'écrasement ($D = N20^{\circ}E$; $i = SE 85^{\circ}$).

A cette roche épidotique fait suite, au nord, un dyke de diabase (*roche saine*), qui sectionne transversalement les épiroches précédentes. (voir α).

Le granite Ω (type aphyrique) reprend immédiatement au nord de la diabase. Il est fort chargé de biotite et passe insensiblement au type porphyroïde Ω, puis à un type aplitique où la biotite se fait rare. Les éléments de ce granite sont orientés $N20^{\circ}E$. Le granite est recoupé par des filons de granite rosé μ, orientés $N40^{\circ}W$ et des pegmatites. Ces dernières sont légèrement tourmalinifères et comportent (ou non) de la muscovite.

e) Entre le Misolo et le village de Kitete Matongo affleure un granite Ω à grands éléments, auquel se mêle un faciès mésocrate de Δ. Au nord de Misolo, des filons Δ recoupent le granite Ω. Les éléments du granite Δ ont même orientation que les épointes du filon. Aucune orientation des éléments dans Ω. Le contact est marqué, sur l'une des épointes, par un mince liseré aplitique (0 m. 015) et la présence d'enclaves du granite Ω dans le granite Δ. Ces caractères indiquent un contact *intrusif*. Après l'intrusion, la ligne de contact constitue une ligne de faiblesse; elle livre passage à des solutions d'où cristallisent des filets quartzo-tourmalinifères, dérivés des pegmatites régionales.

Au bas de la pente septentrionale du Misolo, on aborde la limite *intrusive* du granite μ. Fort guilloché le contact Gr-μ est abondamment recoupé par des pegmatites de types divers :

D = N40°E; D = N70°E (différence angulaire : 30°). Le granite μ renferme des ségrégations tourmalinifères ; il comporte, aux abords du contact, des diaclases sériciteuses et des lentilles quartzo-oligistifères, en chapelets, orientées comme les pegmatites. A 200 mètres au NE du contact, se voit, dans μ , une zone disloquée où l'on rencontre, sur 5 m. 50, des roches quartzueuses de couleur sombre, semées d'aiguilles de tourmaline et dépourvues de feldspath. Des filets quartzo-épidotiques recoupent ces roches hybrides.

f) Au village de Kitete Matongo, le granite μ simule une disposition en bancs orientés : D = N60°W; i = N60°. Il est affecté par des cassures : D = N70°W. Ces alignements se rapprochent beaucoup de ceux des alignements quartzo-hématifères régionaux.

Le granite Ω est, ici, plus basique que vers Lusangi; il se charge d'amphibole.

g) Zone *Kayanganga-Yanga-Lulindi*.

Le croquis géologique indique la répartition des granites Gr. et μ dans cette région.

1. Vers Kitema, se rencontre un granite à deux micas, feldspath blanc et tourmaline; les biotites sont alignées D = N55°E; i = W70°. Des ségrégations quartzo-tourmalinifères, dont les traînées sont orientées comme les biotites, se voient dans la roche; elles ne paraissent en liaison avec aucune cassure et semblent résulter de la cristallisation de solutions résiduelles, ou d'actions autométamorphiques. Nous apparentons ces granites à Gr., non à μ ; de fait, on observe le passage *graduel* de ces granites au granite biotitique Δ , le feldspath des deux roches a même teinte et même aspect; aucune trace de contact intrusif, entre les deux roches ignées.

Ce granite à deux micas est remarquablement compact. Nous n'avons découvert aucun filon recoupant sa masse. Au nord de ce granite — et séparé de lui par des roches sériciteuses hybrides et des granulites altérées — affleurent des granites biotitiques Δ , à feldspath verdâtre, où se voient des amas irréguliers d'un granite porphyroïde Ω à feldspaths rosés (1).

(1) Ce dernier type de granite est assez répandu dans la zone du Kawari. Ici et là, les conditions de gisement sont sensiblement les mêmes.

La Lulindi, au passage de la route Lusangi-Kasongo, coule dans un creux dont les granites μ forment le seuil. La barre granitique provoque des chutes nombreuses, dans cette partie du cours d'eau.

2. Les massifs *Kabukiti*, *Kivuma*, *Agulugulu* ⁽¹⁾ sont formés de granite Δ , aux éléments orientés N50°E; la teneur en biotite est variable. Des filons pegmatitiques, peu nombreux, formés de feldspath blanc, de muscovite et de tourmaline, recoupent le granite; ils sont orientés D = N20°E; D = N60°E (diff. angulaire 40°). On rencontre également, dans ce granite, de minces filets felsitiques (D = N60°E; *i* = NW 30° à 45°), à petits cubes de fluorine violette, dans les portions drusiques. Des diaclases :

D = N10°W (dominantes).
D = EW.

recoupent également le granite.

L'occurrence, sporadique, du granite porphyroïde et l'absence totale de roches basiques sont les traits caractéristiques du pays. Faute de temps, l'étude de cette intéressante région pétrographique n'est qu'esquissée.

Au SW de Kayanga-Yanga, ce sont les granites biotitiques qui dominent, mais ici les éléments biotitiques sont orientés : D = N30°E.

Remarques. — Nous verrons plus loin que, dans le pays des Mukebwe (Kibangula), les éléments du granite et la foliation des roches cristallophylliennes sont orientés : D = N60° à 70°E.

Dans la chaîne de Pungwe-Misolo, nous avons constaté une orientation moyenne des éléments : D = N30°E. Dans celle de Kabukiti-Agulugulu : D = N45°E. On s'explique ainsi l'amplitude des érasements, séricitiques et épidotiques (Scherungszonen), qui caractérisent la zone de Pungwe-Misolo et dont

(1) Dans toute la zone Lualaba-Luama, le nom des sommets montagneux comporte fréquemment les syllabes « lugulu » ou « gulugu ». Ces syllabes forment un mot qui signifie « montagne », en dialecte kibangu-bangu. C'est le « berg » des allemands, le « lulu » des Baluba du Kisale.

l'orientation (N10°E à N20°E), oblique à celle des éléments du granite, fait avec elle un angle de 25° à 30°. (1)

**B. — Massifs Mwatalageshi-Kalunga-Mutonga-Kamilungu
Massifs Kasanga-Lawa-Kibando**

(zone Lubombolwa-Mutingwa-Bakungu)

1. Le massif Mwatalageshi-Kalunga-Mutonga-Kamilungu (2) est formé de granites biotitiques, abondamment disloqués par le granite acide μ et les pegmatites associées.

Au sommet Kawari, c'est le granite Ω qui domine ; la variété Δ est peu abondante. Aucune relation intrusive entre ces variétés différentes d'un même magma granitique Gr. Les éléments granitiques ne paraissent pas orientés ; la masse est recoupée par des diaclases. Peu abondants dans la portion occidentale du massif, les schlieren fémiqes sont très développés dans la partie orientale (sommet Kalunga), où se place, dirait-on, la zone de première consolidation. Les schlieren ont une composition minéralogique voisine de celle des kersantites ou des gabbros, et sont souvent pyriteux. Au voisinage de certaines pegmatites magnétitifères, le granite biotitique se charge de magnétite.

Le granite acide μ , peu tourmalinifère, fréquemment biotitique, rarement syénitique, est assez répandu dans cette région. Des diaclases N50°W le recoupe. Ces filons μ sont orientés D = N10°W et D = N55°W (diff. angulaire 45°). Nous avons rencontré un filon de granulite à tourmaline, sur la pente sud du Kawari.

On trouve, dans les granites du massif, une grande variété de pegmatites — filons ou lentilles à contours irréguliers. Ce sont des pegmatites microgrenues, des pegmatites graphiques (3).

(1) Dans deux travaux récents de géologie expérimentale, le Prof. H. Cloos, réalise des structures de ce genre, et d'autres aspects tectoniques dont nous trouverons des exemples plus loin. (*Künstliche Gebirge, Natur und Museum, Francfort, 1929, fasc. 5, p. 225-243* ; *Experimente zur Inneren Tektonik, Centralt. Min. Geol. Pal., 1928, Abt. B, n° 10, p. 609-621*).

(2) Pour désigner une région peu peuplée, nous ferons usage, de préférence, des noms des sommets montagneux qu'on y rencontre, plutôt que de faire intervenir le nom de villages, qui disparaissent ou changent d'emplacement.

(3) D'après W. T. Schaller (*Amer. Min., vol. 11, 1926, p. 66*) la texture graphique résulte du remplacement du microcline par du quartz.

des pegmatites à éléments géants. Leur orientation est $D = N5^{\circ}E$; $D = N70^{\circ}W$ (diff. angulaire 75°) ⁽¹⁾. Une intrusion de porphyre quartzifère recoupe le granite μ , au sommet Mulongoloi.

Dans le massif de Kalunga, le granite prend une structure gneissique ($D = NS$ à $N20^{\circ}E$; $i =$ subvertical). Les bandes gneissiques sont régulièrement réparties entre des bandes de granite franc et passent graduellement à la roche ignée.

2. Dans la partie centrale du massif court un sentier de montagne, qui en rend l'accès plus aisé. Les granites Ω et μ s'y rencontrent en bandes alternées, aux contours guillochés et indentés (contacts intrusifs). La variété granitique Δ fait presque défaut. Dans le granite Ω , les phénocristaux sont plus ou moins rosés. L'orientation des schlieren basiques et des éléments du granite est confuse. Un faible développement de la pyrite apparaît, dans le granite, aux abords de certaines pegmatites. Pour μ , les faciès pegmatoides et syénitiques sont fréquents.

Ici, encore, les pegmatites prennent une forte extension. Les dimensions des éléments sont peu constantes; le feldspath rosé, en gros phénocristaux, domine dans la composition de ces pegmatites.

L'orientation dominante des filons aplitiques et pegmatitiques recoupant les deux granites, est comprise entre $N50^{\circ}W$ et $N60^{\circ}W$.

On rencontre, aux abords du Kamilungu, une roche granulitique d'allure spéciale (N^o 102bis). Elle forme des masses irrégulières dans les pegmatites. La roche est surtout composée de mica blanc ou jaune verdâtre, de paillettes hexagonales d'oligiste et de graphite; elle renferme aussi un peu de quartz. Le mica ou l'oligiste domine dans certaines zones; la forme allongée et capricieuse de ces zones différemment colorées, fait songer à des « flammes » ⁽²⁾. Au premier abord, on dirait un faciès de ségrégation, la cristallisation de résidus magmatiques. La présence de graphite nous incite plutôt à voir dans cette roche le résultat de l'attaque et de l'injection d'un xénolithe, par les solu-

⁽¹⁾ Le faisceau des cassures pegmatitiques correspond au faisceau des cassures μ , mais avec une ouverture plus grande (15°), par rapport au plan vertical bissecteur $D = N 30^{\circ}W$.

⁽²⁾ C'est le nom : « Flammen »; que les Allemands donnent aux structures de l'espèce.

tions magmatiques (pas de pegmatites graphitiques dans la région ; absence de schistes cristallins, même à bonne distance).

3. — DE BAKUNGU A MUTINGWA.

Le granite Gr. domine sur le parcours, surtout le type Ω . Ce granite est recoupé par des filons de granite μ : D = N35°W, D = N80°W (différence angulaire : 45°), et les dérivés aplitiques de ce dernier. Les pegmatites apparaissent en plusieurs points. A hauteur du village de Mutingwa, se rencontrent quelques filons subparallèles (N30°W) d'un quartz améthyste pegmatoïde.

4. — ZONE KASANGALAWA-KIBONDO

Aux abords de Bakungu, on trouve, dans le ruisseau Katamboka, un banc de granite gneissique Ω à intercalations amphibolo-biotitiques. La foliation est dirigée N20°W ; les dimensions et la nature des éléments sont identiques à celles qui caractérisent les granites Ω régionaux. L'épidotisation avancée de la roche, alors que Ω est normal à faible distance, nous incite à voir dans ces roches les équivalents orthogneissiques d'un granite Ω fort biotitique, suivant la trace d'une dislocation. Les dits gneiss sont antérieurs aux filons de granite μ , qui les sectionnent. L'épidotisation est postérieure à l'intrusion μ , car elle affecte ce granite.

Remarquons que les passages amphiboliques de la Katambioka paraissent prolonger, au S-W, les traînées de même genre que nous signalerons dans la zone Mitondolo-Kitjitja.

5. A l'est du massif Kalenga, les granites μ et leurs dérivés sont assez parcimonieusement distribués (zone Kabumba). La composition du granite Gr. est ici plus constante qu'ailleurs. C'est un granite Δ , où s'observent, çà et là, de gros phénocristaux de feldspath laiteux.

La masse granitique paraît d'un seul tenant, sans cassures ou sensiblement telle. Nous n'avons vu, dans ce granite, entre Mwana Gesi et Kabumba, ni schlieren basiques, ni filons aplitiques, ni filons de pegmatite.

La source thermale de Nionga se trouve en bordure de la Luama. L'eau sourd entre les blocs de grès fauves ; eau claire ;

température 52°; saveur très faiblement saline; aucun dépôt thermal.

β) Deux petits massifs quartzitiques — Kasangalawa et Kibondo — forment au Nord et au SE du village de Bakungu, des collines dénudées allongées N30°W. Ils émergent brusquement de la plaine, s'élevant à 80 mètres environ au-dessus de son niveau. Ils ne sont pas dans le prolongement l'un de l'autre; le premier massif est ferrugineux, l'autre est formé de quartzites proprement dits. Ce quartzite est voisin des quartzites anciens de la région de Lusangi; les observations faites, dans cette dernière région, valent dans le cas présent. Massif, felsitique, bréchoïde, localement vacuolaire, la roche accuse l'influence de solutions hydrothermales ayant modifié la roche primitive. Ce quartzite est disloqué par des filons quartzeux branchés : D=N25°W; D = N80°W. Comme au Mboio Ngolo et au Muli-mundiu, la stratification est oblitérée. Il existe deux systèmes de joints (ou diaclases) : N30°E; N40°W. Le contact du quartzite et du granite n'a pu être localisé; Gr. n'est représenté que par des affleurements très disséminés. On remarque, tout au moins, que les apophyses de granite Gr. ne pénètrent pas dans les quartzites (μ est absent). Ici, encore, il semble que les collines quartzitiques soient limités par des failles.

C. — Massifs Mitondolo-Tihungia-Kiungia

(zone Tenge-Tenge, Makubuli, Mititi, Birika)

1. Au départ de Lufungula, vers l'ouest, le sentier traverse pendant une bonne heure, un plateau où affleurent les schistes lualabiens.

Aux abords de la rivière Ibu, sur la rive droite de ce cours d'eau, on rencontre d'abord des blocs de granite rosé μ , puis des blocs épars de quartzites *anciens*. Immédiatement à l'ouest des quartzites, affleurent des schistes noirs et bigarrés dont le pendage s'inverse à plusieurs reprises. Il semble que les couches lualabiennes présentent ici un contour périclinal : l'enclave granitique est dégagée par l'érosion.

On aborde ensuite une nouvelle bande de quartzites, où la stratification est masquée au point que toute mesure d'orienta-

tion est impossible. De petites plages de schistes lualabien, s'intercalent dans ces quartzites. Pour déterminer les relations qui existent entre ces couches il faudrait pouvoir suivre, en direction, les bandes quartzitiques et les recouper transversalement. Le manque de temps m'interdisait ces recherches. Il s'agit en tout cas d'une zone failleuse, marquant le contact entre le cristallophyllien et les couches lualabiennes.

Des gneiss et des granites biotitiques affleurent entre la Kabumba et la Kihamu. Dans les gneiss orientés $D = N40^{\circ}E$, $i =$ subvertical, apparaissent des injections interfoliacées de gneiss granitoïde, semé de grenats et criblé de pyrite. L'ensemble est recoupé par des filons de quartz et des veines de granite μ . Une zone d'écrasement est décelée par des roches bréchées ou mylonitiques; le caractère bréchoïde est souligné par un lacis de veinules épidotiques. A signaler aussi, sur la rive droite de la Kabumba, une amphibolite mésocrate, zonaire et pyriteuse, noyée dans les granites Gr.

Quelques pegmatites et une roche diabasique ont été vues dans le lit de la rivière Shangai. La nature de l'arène et la présence de morceaux anguleux de granite dans le cailloutis latéritique, indiquent la persistance souterraine du massif granitique.

Les contreforts de la chaîne Musesa-Ngunju sont formés de granite biotitique. Des débris de pegmatites à feldspath rosés — dérivées de μ — se rencontrent au voisinage de la Kamema.

Un granite biotitique Δ , de faciès aplitique, forme la pointe SW du Musesa-Ngunju. La roche renferme localement de gros nodules grenatifères. Les biotites et les traînées grenatifères sont orientées $D = N20^{\circ}E$. Une pegmatite à feldspaths rosés, pauvre en biotite et dépourvue de muscovite, développe des filons et des amas irréguliers dans ce granite.

Au sommet du Musesa-Ngunju, le granite biotitique Δ est recoupé par de gros filons, très ondulés, de pegmatite. La structure de l'un d'eux est zonaire. Du centre aux épontes, il est possible de distinguer quatre zones différentes, à disposition symétrique par rapport à l'axe du filon. La partie axiale est formée de pegmatite aux éléments géants; vient ensuite, de part et d'autre de cette zone axiale, une bande occupée par des pegmatites graphiques; puis une pegmatite à petits éléments, comportant

un peu de muscovite; enfin, aux épontes, une pegmatite très chargée de muscovite. Cette disposition marque le passage graduel de la cristallisation de résidus magmatiques à celle de solutions purement hydrothermales.

2. Au Nord et à faible distance du village de Tenge-Tenge, se voient de grosses bosses de granite gneissique Ω . Les biotites sont disposées en bandes ségréguées, onduleuses, orientées $D = N40^{\circ}E$. Des nodules grenatiformes sont semés dans la masse. Celle-ci est recoupée par une pegmatite rosée, également grenatiforme.

Le granite biotitique Δ affleure à l'ouest de la Dinga, et le long de cette rivière. Il forme aussi la majeure partie des chaînes Musesa-Ngunju et Mitondolo; les affleurements sont rares et cachés par les hautes herbes. A la limite N-E du Mitondolo, émergent quelques monolithes de granite gneissique Ω et, sur la pente orientale, un granite aplitique grenatiforme passant à l'aplite normale. Des granites acides, criblés de spessartine et zébrés de veinules diffuses épido-pyriteuses, s'observent au bas de la pente, vers Yamba-Yamba.

3. Quelques affleurements Ω se voient entre Yamba-Yamba et la Kosi. Dans le lit de cette rivière affleurent de beaux gneiss biotitiques mélanocrates, localement amphiboliques. A première vue, on dirait un lamprophyre; la structure zonaire n'est discernable qu'à la loupe. Cette roche est injectée par des filets ondulés subparallèles, d'une aplice blanchâtre, chloriteuse, grenatiforme et pyriteuse, et par des veinules pegmatitiques rosâtres.

Sur la rive méridionale de la Kosi affleurent des granites μ et des pegmatites aux feldspath rougeâtres. On rencontre également, dans les environs, un granite μ pegmatoïde et une migmatite leptynitique, que ce granite injecte. L'orientation de la foliation est confuse. Un peu plus loin des granites Δ sont recoupés par un lacs de filets pegmatitiques et fortement épidotisés. Les blocs de ce granite présentent des joints courbes, polis, parfois finement striés.

Au pied oriental du Lubaga on aborde un banc zonaire gneisso-leptynitique. La roche, dont le mica est une biotite plus ou moins chloritisée, renferme des grenats, de l'oligiste, du sphène. La foliation est orientée $D = N80^{\circ}E$, $i = SE80^{\circ}$, et soulignée

par des bandes leucocrates interfoliacées, de nature pegmatitique, granitique ou quartzeuse. Il ne s'agit pas d'un simple passage gneissique dans Ω ou Δ et d'une injection ultérieure, suivant les plans de schistosité, du complexe laminé. Le contact *intrusif* est marqué par la présence de formations hybrides : blocs de leptynites, enclavés dans Δ , nombreux filons de pegmatites. Le contact est une ligne de faiblesse, ultérieurement redислоquée.

A l'est de la Muhondshwa, on aborde la zone granito-gneissique formant l'ossature des collines Muniangu. Ce sont des gneiss fort chargés de biotite, recoupés par des veinules de pegmatites muscovitiques ($D = N80^{\circ}E$; $i =$ subvertical), et des gneiss amphibolo-biotitiques œillés, à phénocristaux d'orthose blanche ou verdâtre — manifestement un faciès gneissique d'un granite amphibolo-biotitique porphyroïde. La foliation de ces gneiss est orientée : $D = N60^{\circ}W$, $i = SW60^{\circ}$. Le granite Δ , de faciès gneissique, affleure aux environs. En bordure de la Muhondshwa, le complexe gneissique est le siège d'une dislocation recimentée, mise en évidence : par un filon lamprophyrique, du type kersantite ; par une curieuse roche quartzo-feldspathique (? brèche éruptive) comportant des phénocristaux de feldspath rosé et de gros nodules noirâtres, anguleux, (quartz, amphiboles et oxydes de fer), où la loupe distingue une distribution zonaire. Les relations entre ces dernières roches sont assez confuses, du fait que les affleurements sont discontinus et disséminés.

4. Le massif de *Kitjitja* renferme une grande variété de roches granitiques. A sa bordure septentrionale, on rencontre un granite Δ , de faciès gneissique ($D = N80^{\circ}E$), et l'on observe le passage du granite Δ au granite Ω .

Au sommet — large croupe allongée — affleurent des granites Ω . Les phénocristaux quadrangulaires, très réguliers, d'orthose s'orientent, dans la roche à la manière des bâtonnets feldspathiques dans la texture trachytique ⁽¹⁾; ils sont orientés $D = N70^{\circ}E$ à $N80^{\circ}E$; $i = NW45^{\circ}$. Leurs dimensions longitudinales sont dans le rapport 1/5. Ce granite renferme peu de schlieren basiques.

(1) Nous verrons plus loin que la même structure s'observe au sommet Ginda. L'alignement Ginda-Kitjitja est orienté : $N 50^{\circ} E$.

Entre les sommets Kitjitja et Muku Kolo, on voit dans le granite des ségrégations formées de gros cristaux de feldspath gris brunâtre, auréolées de biotite. Au pied nord du Muku Kolo, affleure un faciès pegmatoïde de Ω — texture peu fréquente dans ces granites ; la roche comporte des cristaux allongés d'orthose *rouge*, plus ou moins orientés, très peu de biotite, mais pas de schlieren ; elle est zébrée de veinules épidotiques.

Le sommet Muku Kolo est formé de granite Ω , mais ici le plongement des plans d'allongement des feldspath a changé. On mesure : $D = N70^{\circ}E$, $i = S45^{\circ}$. La chaîne Kitjitja est donc marquée par une disposition *anticlinale* de l'intrusion granitique.

Remarquons incidemment qu'une traînée discontinue d'*amphibolites zonaires* est localisée au Nord de l'anticlinal, c'est-à-dire dans la dépression *synclinale* du granite (1).

Au SW et à l'ouest du Kitjitja (sommets Kiliamabu), on constate des passages gneissiques dans le prolongement $N40^{\circ}$ à $50^{\circ}E$ de zones disloquées déjà reconnues. Mêmes remarques pour les amphibolites.

5. Au N-E du massif de Mitondolo, affleurent (Rivière Mwamba) des aplites blanches ou verdâtres — ces dernières plus ou moins épidotisées. Un peu plus au nord, la rivière est barrée par des blocs d'une roche lamprophyrique (faciès gneissique, où la biotite remplace partiellement les pyroxènes et amphiboles), et d'une amphibolite zonaire pyriteuse. L'ensemble est recoupé par des filons épais de quartz (+ oligiste). Le lit de la Sabarundi est barré par des aplites grenatifères ; elles recourent des gneiss pourris, orientés $D = N50^{\circ}E$, $i = E80^{\circ}$.

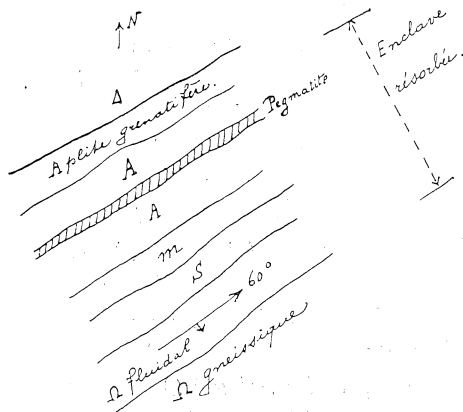
β) La colline *Mungubu* est hérissée de monolithes de toutes dimensions, formés de *granite rubané* Ω . Sur le banc, la structure fluidale est remarquablement indiquée par l'orientation d'une profusion de schlieren biotitiques — parfois arqués — et la présence de bandes onduleuses de composition minéralogique différente ; des rubans lamprophyriques alternent avec des rubans pauvres en mica. L'orientation des schlieren et des rubans décrits est :

(1) Disposition synclinale marquée par le sens du plongement des gneiss et des structures protogènes du granite, au voisinage des sommets Lubaga, Mugubu, Kiungia, Kabendja Masoro.

D = N60°E; $i = \text{SE}75^\circ$ à 50° .

Dans la masse granitique nagent quelques phénocristaux d'orthose *blanche* bourrés d'inclusions. De gros xénolithes rouges, fort acides, partiellement épidotisés, se voient aussi dans ce granite. Ce sont des enclaves siliceuses et schisteuses imparfaitement résorbées, et dont la nature originelle échappe. Enfin, des filons d'aplite grenatifère s'insinuent suivant la foliation du granite gneissique.

D'après J. J. Sederholm (1), les bandes micacées observées dans le granite rubané, correspondent aux fragments xénolithiques complètement granitisés (2). Les variations constatées dans l'orientation de ces bandes seraient dues non seulement aux ondulations possibles de la foliation, mais aussi au fait que la formation de ces migmatites granitiques comporte plusieurs phases. Le granite rubané Ω , passe, en direction et à l'est, d'abord au granite gneissique, puis insensiblement, au granite franc.



CROQUIS 4.

À sa bordure septentrionale, le granite gneissique Ω passe (croquis) à une roche syénitique (S), de texture granitoïde et de

(1) J. J. SEDERHOLM : On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland, 2^e partie, *Bull. Comm. Geol. Finlande*, n° 77, Helsingfors, 1926, p. 19.

(2) J. J. SEDERHOLM : On regional granitisation or anatexis, C. R. XII^e Cong. Géol. international, Canada, 1913.

couleur gris verdâtre (migmatite). Criblé de pyrite et fort peu quartzeuse, la roche S est bordée, au nord, par une bande irrégulière, de couleur gris sombre (m) : cornéenne biotitique, roche finement grenue, où se voient les nids d'une biotite à reflets ambrés; l'orientation des éléments y est confuse. Dans l'amphibolite zonaire (A), les cristaux d'amphiboles noires sont orientés comme les bandes onduleuses de Ω . Cette amphibolite est sectionnée — longitudinalement, semble-t-il — par une pegmatite d'un type rarissime dans la région (1).

Le fait de voir de gros filons aplitiques grenatifères jeter des apophyses dans le granite Ω et l'amphibolite zonaire (A), nous incite à leur attribuer un âge post-granitique (granites Gr). Leur présence en d'autres points (ex. à la pointe sud du Musesa Ngundju), à la limite des granites Δ , permet d'y voir un produit de différenciation, local et contemporain, des granites Gr. Il se peut que l'une ou l'autre interprétation varie suivant les cas.

La série de roches, que nous venons d'étudier, illustre de façon intéressante l'action du granite sur les xénolithes qu'il englobe, et résorbe. Il sera fait appel, dans la suite, aux conclusions de cette étude.

6. La région comprise entre le Mungubu et le village de Mititi (chaînes Kabendja Masoro et Mbowo) est montagneuse et boisée; elle forme crête de partage entre les eaux de la Luama et de la Lulindi.

Le long du sentier se voient d'abord des débris d'aprites et quelques affleurements de granite Δ . Puis, à la bordure méridionale du Kabendja Masoro, des gneiss pourris ($D = N15^\circ$ à $20^\circ W$; $i = NE75^\circ$). Dans ces gneiss se voient de nombreuses intercalations éruptives : hornblendites, amphibolites, diabases, granite aplitique grenatifère, granite Δ , filons quartzeux. La discontinuité et le délabrement des affleurements, en forêt, rendent toute mesure sujette à caution; les relations entre les diverses intrusions sont obscures pour les mêmes raisons.

Dans la partie médiane du Kabendja Masoro affleurent des micaschistes altérés et quelques gneiss. Les blocs sont en place, mais ont subi la poussée des terres.

(1) Elle est formée de quartz, de gros cristaux idiomorphes d'orthose crème, nids de muscovite, cristaux de tourmaline noire.

De nombreux blocs de granite Δ apparaissent au nord des micaschistes ; ce granite est localement porphyroïde et renferme des lamelles accolées de biotite ; à la loupe, on distingue une vague orientation des constituants de la roche. Celle-ci prend un faciès gneissique au voisinage des enclaves qu'elle enrobe. Même faciès dans les formations migmatitiques, dues à l'injection du granite dans les micaschistes voisins.

7. — ZONE MITITI-KIUNGIA.

a) Sur la rive droite de la *Kilwa* et jusqu'aux abords de la rivière Kabambiloro affleurent des granites Ω . Ils diffèrent sensiblement des Ω habituels. La roche est gris *foncé*. Elle comporte : de gros grains de quartz mauve et vitreux ; la biotite est locale et se présente généralement en lamelles accolées ; le feldspath gris (orthose) a mêmes dimensions que les grains de quartz, mais existe en gros phénocristaux quadrangulaires ; un plagioclase strié gris verdâtre, à éclat gras ; des traces de sulfures. Sur les blocs, aucune orientation des éléments n'est discernable. En bordure de la *Kilwa*, on observe, dans le granite Ω , les intercalations irrégulières (? filons) d'une roche dioritique sillonnée de veinules verdâtres. Au contact, les biotites du granite Ω sont chloritisées, sans que l'on puisse affirmer que cette chloritisation soit due à une action de contact de la diorite ou à l'action de solutions hydrothermales postérieures, suivant la ligne de jonction des deux roches. Des filons (D = N25°W ; D = N40°E) aplitiques ou diabasiques, recoupent le granite.

b) De gros filons de quartz, recoupés par des diaclases nombreuses se voient au sommet Tuhulu, et entre ce sommet et le village Motongo.

Le massif de *Tshongolo* est marqué par une forte intrusion dioritique. Localement cette diorite passe à la tonalite ou à des produits lamprophyriques. La roche quartzreuse, qui l'avoisine, est massive et pyriteuse ; les cristaux de quartz y montrent une structure vermiculée ; le feldspath est absent.

Au flanc des collines qui bordent le *Tshongolo* à l'est, apparaissent des affleurements de diabase pyriteuse et des quartzites saccharoïdes, peu schisteux, à peine feldspathisés et qui renferment, dans les cassures et joints, des agrégats rayonnés

d'actinote. Ces agrégats sont localement enrobés dans une substance talqueuse.

L'actinote, dans cette roche, ainsi que la pyrite des quartzites du Tshongolo, nous paraissent dériver de l'action de contact développée, par la diorite et ses produits différenciés, sur les roches quartzieuses encaissantes.

c) Le granite des sommets *Kakebwe* et *Kiungia* est une roche amphibolo-biotitique (K); les éléments ne paraissent pas orientés. Quelques phénocristaux de feldspath blanc se voient sur de gros monolithes isolés. La roche comporte encore quelques plagioclases gris qu'une lamellation très nette décèle à l'attention. Dans la masse, les schlieren ferro-magnésiens protogènes sont nombreux. Ils affectent la forme de volumineux grains de millet (les dimensions pouvant atteindre 0 m. 20 × 0 m. 03 × 0 m. 05); leur texture est granitoïde ou zonaire; ils sont orientés D = N30° à 40°E. On voit aussi, dans la masse, des enclaves quartzitiques auréolées de biotite; elles sont craquelées, fissurées et injectées par le granite K. Le granite K, dans ces portions injectées, a des tendances à la texture pegmatoïde. Ces enclaves sont donc bien des xénolithes. Des filons aplitiques, orientés D = N35°E; D = N45°W, (différence angulaire 80°) se voient dans ces granites.

d) Le croquis géologique donne toutes indications sur la zone Tshongolo-Tihungia-Kabendja Masoro. On remarquera l'alignement que jalonnent les amphibolites A.

Remarques :

1. Le *granite* Ω est localisé :

a) à l'est de l'alignement Kabumba-Kiliumabu-Kaneniama Lubaga-Tihungia-Mabazi. Il prolonge l'alignement Ω des chaînes Kawari-Kalonga (voir plus haut).

b) à l'ouest de l'alignement Musesa Ngundju, Mungubu, Tshongolo.

2. Le *granite* Δ est de règle entre les alignements mentionnés au § I. Idem, au Sud, entre Bakungu et Mutingwa. On l'observe localement dans les zones Ω .

3. Le faciès *aplitique* est fréquent entre les deux alignements mentionnés.

4. Les dykes et filons de *roches basiques* sont transversaux ; leur orientation est comprise entre N10°W et N45°W.

5. Les *pegmatites* sont localisées dans le massif Musesa Ngundju et à la pointe orientale du Mitondolo. Elles sont caractérisées par l'absence de minéralisateurs typiques : la muscovite y est rare, la tourmaline manque (sauf, sporadiquement, aux sommets Mungubu et Kiungia).

6. Le *grenat* est d'occurrence fréquente dans les granites, les gneiss et les aplites, à l'ouest du Lubaga.

7. Le *granite acide* μ , aux éléments non orientés, est sporadique. Il est beaucoup moins répandu que dans la zone de Lusangi.

8. On rencontre cinq *types de structure* dans les *granites* régionaux.

a) la structure *granitoïde*, hypidiomorphe ;

b) la structure *porphyroïde* : phénocristaux de feldspath noyés dans une masse de fond, phanéritique, hypidiomorphe. Aucune disposition des phénocristaux parallèlement à leur allongement.

c) une *structure orientée* se traduisant par une orientation plus ou moins nette des feldspath, suivant leur direction d'allongement [(001), (010)], des paillettes de mica, le parallélisme ou l'orientation uniforme des schlieren protogènes. La roche n'a pas le caractère schistoïde des gneiss.

d) une structure *rubanée, onduleuse, fluidale*, où les filets leucocrates alternent avec des filets lamprophyriques, ces derniers moins épais et plus ou moins continus (sommets Mungunbu). L'orientation des phénocristaux de feldspath donne lieu à la *structure pseudo-trachytique*.

La roche présente une schistosité relative et se clive plus ou moins bien parallèlement à l'allongement des rubans onduleux. Cette structure est due à des conditions spéciales :

1° ou bien de la cristallisation du magma. C'est alors une structure protogène ; le dynamométamorphisme pouvant, toutefois, accentuer cette disposition linéaire ou la modifier. La bio-

tite est relativement chloritisée dans les portions mécanoclastiques.

Exemple : à la bordure sédimentaire d'un batholite, les bandes verticales, de composition minéralogique différente, peuvent, dans les granites, résulter de courants de convection dans le magma, au cours de son ascension et de sa consolidation.

Cas particulier : la texture fusiforme des ségrégations basiques dans le granite (schlierige Struktur).

2° ou bien, elle résulte de la corrosion et de la résorption plus ou moins avancées de xénolithes par le granite (1).

e) une structure *gneissique*. Elle est protogène (2), si elle est due à une cristallisation sous pression orientée, et secondaire si les actions tectoniques, s'exerçant sur la masse consolidée, l'ont créée. Dans ce dernier cas, le microscope décèle des traces de cataclase.

9) Le *granite* Ω présente le faciès gneissique suivant des alignements définis, parallèles aux directrices tectoniques régionales.

1. Alignement Mutingwa, Tenge-Tenge (structure fluidale), Mungubu (structure fluidale), cuvette au nord de Mabazi-Tihungia.

2. Alignement Kabumba, Kiliumabu, Kitjitja (structure pseudo-trachytique), Lubaga, Munianga, Tihungia, Mabazi.

10. Les localisations *épidotiques* de la Katambioka, de la Kihamu, de Yamba-Yamba, du Tihungia, jalonnent un alignement sensiblement N50°E, c'est-à-dire une orientation se rapprochant beaucoup de celle des alignements épidotiques du massif de Kalambo (voir plus loin). Le prolongement méridional de l'alignement indiqué passe par les sommets Atjalala, Mulala Kasaka et Atendekeshi tous trois près de Lusangi). les sommets Pungwe et Misolo — où des épidotisations ont été signalées dans les pages précédentes.

11. La majorité des *gneiss* régionaux sont des orthoroches.

(1) U. GRUBENMANN, Die kristalline Schiefer, Berlin, 1910, p. 117.

J. J. SEDERHOLM : On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland, 2^e partie, *Bull. Comm. Finlande*, n° 77, 1926, p. 19.

(2) « Primäre Druckschieferung » : U. Grubenmann, Die kristalline Schiefer, 2^e édition, Berlin, 1910, p. 39 et 102.

Ils affleurent, en effet, au voisinage immédiat de roches éruptives qui, à part le faciès schistoïde, ont la même composition minéralogique — qualitative et quantitative — : granites, diorites, etc. Ils passent insensiblement à la roche éruptive ; celle-ci présente, elle-même, localement une schistosité *primaire* plus ou moins nette. Les minéraux caractéristiques des paragneiss semblent y faire défaut (staurotide, etc...). Par contre, le grenat est fréquent dans les gneiss et les roches éruptives associées.

Ces gneiss paraissent correspondre à des zones de compression locale et forment des alignements définis (passages gneissiques dans Ω et Δ).

12. A hauteur du méridien de Makubuli, la foliation des gneiss subit une inflexion notable. L'orientation passe de N20°E (Musea Ngunju) à N40°E (Mitondolo), puis N70°E (Kitjitja), ensuite N20° à 60°W (alignement Munianga-Kabendja Masoro), pour revenir enfin à l'orientation normale (N30° à 45°E) vers les sommets Tihungia, Mabazi, Kiungia.

Cette inflexion peut être due au passage d'une ondulation transversale, axée N40°W environ et que jalonnent les massifs Kabendja Masoro et Munianga.

13. Le manque ou la rareté de roches sédimentaires préservées, dans les régions cristallines, nous paraît dûs — comme cela se produit pour diverses zones précambriennes — au fait que ces couches ont subi une refusion régionale. Nous attribuons à une assimilation et à une granitisation étendues, la pénurie d'affleurements cristallophylliens, dans les mêmes zones.

14. L'origine des roches amphiboliques fera l'objet d'une étude séparée.

D. — Zone des Mukebwe (Kibangula-Mombese-Ginda-Kabambare)

1. — ZONE LUAMA-LUIKA.

a) *Source thermale de Maloshi.* — La route automobile, qui mène de Lusangi à Kongolo, coupe la Luama au village de Mwana Tambwe. A 4 kilomètres au SW de ce village, existe une source

thermale, en zone granitique. Elle sourd au contact d'un granite Ω mésocrate et de gros filons pegmatitiques tourmalinifères (paraissant orientés $D = N40^{\circ}W$; $i = W35^{\circ}$ à 70°). Des extravasations irrégulières de ces pegmatites se voient non seulement dans Ω , mais aussi dans μ ou ses produits différenciés qui apparaissent aux environs. L'eau thermale a une température de 45° . Elle sort, en bouillonnant, de petits cratères d'où se dégagent des bulles inodores. C'est la trace d'une cassure récente, vraisemblablement une ligne de faiblesse ancienne, réactivée.

Au voisinage de la source, la granite mésocrate Ω passe, localement et graduellement, à une roche aplitique tourmalinifère. Cette roche forme, dans Ω , des plages et des apophyses diffuses, sans contact intrusif. Aussi ce granite tourmalinifère est-il un produit de segmentation locale de Ω , non une intrusion postérieure.

Dans Ω , la direction des schlieren biotitiques est $D = N35^{\circ}E$.

A 5 mètres à peine du point d'émergence de la source, dans un gros bloc Ω , se voit une suite d'amygdales *isolées* d'un quartzite cristallin massif (en moyenne $0\text{ m. }30 \times 0\text{ m. }10$); les fissures du quartzite sont occupées par des filets granitiques. Une ségrégation, aplitique ou quartzeuse, de Ω ne présenterait pas ces caractères. Il s'agit bien d'un xénolithe isolé. La présence de cette suite d'enclaves marque le caractère *intrusif* de Ω dans des sédiments quartzitiques préexistants.

b) Le granite μ paraît former le sous-sol de la plus grande partie du pays situé entre la Luama et Mombese. Le manque d'affleurements est tel que les tracés sont théoriques dans cette région. De cette plage granitique émergent les sommets quartzitiques de Lugulumilonge, Baragulu, Ganga, Kilundu. Des filons de quartz améthyste ont été vus dans les quartzites du Ganga-Kilundu.

c) La zone gneisso-micaschisteuse de *Mombese* est le siège d'une virgation localisée.

La gerbe des directions divergentes s'ouvre à l'est de Mombese, à partir de la direction NE ou NNE, de façon à devenir E-W entre la Mukagai et la Mugaba, puis $N25^{\circ}W$ au SW de Mombese. Ensuite, les strates reprennent rapidement leur orientation primitive aux abords de massif de Kiamba-Kihunga,

d'une part, du massif Milunge-Muhema, d'autre part, Les directions de l'Est et de l'Ouest se raccordent donc en un Z à double courbure rapide — accidentée de contractions et de petits plis à rebours. Ce rebroussement local paraît devoir être rapporté au passage d'une *ondulation transversale*. Les dislocations transversales qui les accompagnent sont occupées par des diabaso-diorites (zone Kisangula) ou des filons quartzo-tourmalinologistifères (zone du Muhiundu). Granite biotitique et strates cristallophylliennes sont soumis à la même loi tectonique.

Les éléments lithologiques rencontrés entre Mombese et la Mugaba sont, du Nord au sud :

1° des micaschistes, des séricitoschistes, des micaschistes noduleux ;

2° des leptynites micacées et verdâtres, où l'on relève, à la Mukagai : $D = EW$; $i = N75^\circ$;

3° des gneiss biotitiques ou amphibolo-biotitiques, à intercalations quartzitiques parallèles ; gneiss peu schisteux, compacts, de foliation serrée, où les biotites sont partiellement chloritisées (indice dynamométamorphique), Ils sont orientés : $D = N80^\circ W$; $i = SW85^\circ$ et recoupés par des filonnets pegmatitiques orthogonaux, à feldspath blanc, dirigés : $D = N10^\circ E$; $D = N80^\circ W$.

4° le granite à tendances aplitiques. Les lamelles de biotite sont orientées $N30^\circ E$ aux sommets Milunge-Muhema, et E-W au voisinage de la route de Kongolo. Ces derniers affleurements présentent un faciès plus gneissique que ceux du Milunge. Le granite est recoupé par des pegmatites rosées, peu micacées, orientées : $N30^\circ E$; $N40^\circ W$; $N80^\circ E$.

5° des leptynites biotitiques sillonnées de filets quartzeux, de même orientation que la foliation : $D = EW$; $i = 80^\circ N$;

6° une sorte de hällflinta : roche zonaire constituée par des bandes alternées, d'épaisseur irrégulière, de quartz hyalin et d'un mélange laiteux de quartz vitreux et de feldspath ;

7° des gneiss zonaires, biotitiques et mésocrates, sans schistosité apparente ;

8° des micaschistes biotitiques.

Les micaschistes et paragneiss ne paraissent pas séparés des

gneiss granitoïdes par une faille ; ils sont concordants avec les bords des massifs granitiques. Gneiss et micaschistes ne sont guère injectés par le granite ; les points où l'on observe des amas ou des enclaves de l'une roche dans l'autre, sont plutôt rares. Il existe toutefois un faciès dioritique du granite, dû, semble-t-il, à une assimilation locale. Sur les bords, les plis paraissent impliquer, à la fois, le granite, les gneiss et les micaschistes, et déterminent le tracé en échelon dont le croquis géologique donne une idée générale. Mais il est malaisé de décider si la foliation des paragneiss est la reproduction fidèle de la stratification (structure primaire) ou si un autre facteur secondaire (par exemple, la poussée due à l'intrusion de granite) n'a pas aussi une certaine influence.

Un peu au nord de la Mugaba, une faille, soulignée par des pointements de diabase et des brèches siliceuses, met au contact les strates cristallophylliennes et les schistes siliceux blanchâtres de la série métamorphique, dont les plongements sont inverses.

d) Le massif *Kiamba-Kihunga* est formé de granites gris Ω , faiblement biotitiques, légèrement gneissiques, à muscovite secondaire locale. Les phénocristaux d'orthose blanchâtre montrent des surfaces de clivage séricitisées ; ils sont localisés suivant des bandes plus ou moins étroites, l'ensemble porphyroïde montrant une structure fluidale très nette. Bandes fluidales, xénolithes biotitiques, schlieren féminiques (rares), ségrégations orthoclasiques sont orientées $D = N50^\circ$ à $60^\circ E$; $i = NW75^\circ$ à 80° . Ce faciès, déjà vu au sommet Kitjitja, se retrouve au sommet Ginda. Les trois sommets Kitjitja, Ginda et Kiamba-Kiunga jalonnent un alignement $N55^\circ E$ (orientation même des structures protogènes du granite, aux trois sommets en question).

e) La zone comprise entre les sommets *Kiamba-Kihunga* et la chaîne *Zimbugulu* montre un sol rouge, arénacé, plus ou moins argileux, où l'on rencontre, de l'est à l'ouest : d'abord quelques gneiss et micaschistes biotitiques, puis des quartzites pyriteux, des quartzites zonaires et des quartzo-amphibolites.

Au voisinage du village Mukekwa, ce sont des micaschistes (biotitiques ou muscovitiques) et des quartzites qui affleurent. Ces roches forment également la masse du *Zimbugulu*.

Une zone de gneiss biotitiques fait suite, à l'ouest, à la série micaschisteuse du Zimbugulu. Le banc renferme de nombreux schlieren lamprophyriques, en tout semblables à ceux des granites régionaux. Il semble que ces gneiss soient des orthoroches. La foliation est orientée : $D = N75^{\circ}E$; $i = NW45^{\circ}$. Aucun filon n'a été vu recoupant les nombreux et volumineux affleurements de ce gneiss. Noté une enclave xénolithique (3 m. 10 × 1 m. 50); roche vert sombre, feuilletée, du type greenstone.

Aux abords de Kibangula, les affleurements sont rares. Ce sont des pointements isolés de granite biotitique, équigranulaire, non porphyroïde, dont les éléments ont les dimensions des Ω habituels. La biotite est fréquemment ségréguée et plus abondante que de coutume.

Entre Kibangula et Mwana Moasi, les roches basiques prennent une extension notable; ces diabaso-diorites ont une structure et une composition variées (D. moyenne : $N50^{\circ}W$). A un kilomètre environ, à l'ouest de la rivière Niange (Village Kikuiu), une ride de terrain est marquée par le contact (? $D = N60^{\circ}W$) du granite et de roches lamprophyriques. Ces roches ignées ont subi des transformations analogues à celles signalées au Misolo. La dislocation en question et celle du Misolo forment un alignement qui, prolongé vers le sud, passerait dans la zone de rebroussement de la Mukagai. Y aurait-il, là, une relation de cause à effet ?

Sur la rivière Niange, proche du village Kihuiu, on rencontre des granites Ω , des granites Δ , et un granite aplitique aux biotites chloritisées. Nous avons noté aussi un pointement de gabbro, mais sans pouvoir établir de relations certaines entre cette roche et les affleurements granitiques voisins.

f) On recoupe, au SW de Kibangula, le prolongement des orthogneiss de Mukekwa ($D = N70^{\circ}E$; $i = 60^{\circ}$ à $80^{\circ}NW$). A sa bordure méridionale, le gneiss est mélanocrate, zonaire et contient des lentilles quartzo-amphibolo-pyriteuses.

Un peu au nord de la limite septentrionale des gneiss, s'observe le contact du granite biotitique aplitique et d'une enclave dioritique. La bande métamorphique comprend 10 centimètres. A partir du granite franc, les biotites sont chloritisées. Au voisinage du contact, le granite est plus finement grenu; il se charge d'amphiboles d'un vert noirâtre et d'un peu de pyrite; de petits

cristaux de sphène apparaissent dans la masse. Vient ensuite une zone quartzo-dioritique zonaire formée d'une alternance de bandes ségréguées vertes (à grandes amphiboles) et blanches (quartz et feldspath). C'est la zone d'assimilation. On aborde enfin la masse dioritique de l'enclave.

g) *Zone Avanga-Lugulu Mironga*. — Le sommet *Avanga* est composé de granite biotitique, localement aplitique. Des phénocristaux d'orthose y sont parcimonieusement distribués.

La structure gneissique est à peine esquissée $D = N80^{\circ}E$ à EW ; $i =$ subvertical. Des bandes aplitiques, sans biotite mais à petits grenats rouges, y font leur apparition. On rencontre, dans la roche, des zones laminées et séricitisées, où la biotite est ségréguée; ces zones paraissent orientées comme les éléments du granite. Il nous semble que ce granite est une différenciation tardive du magma granitique; l'absence de schlieren fémiques est utile à noter.

Le granite est sectionné par :

1. des filonnets de pegmatite (orthose laiteuse) dirigés : $D = N65^{\circ}E$ (15° à 25° avec l'orientation de la foliation).
2. des filons basiques dirigés $N60^{\circ}W$ (30° à 45° avec l'orientation de la foliation).

Au sommet de la colline et sur le versant occidental, la roche granitique est plus ou moins écrasée et fortement épidotisée. Les passages épidotiques ont même orientation que l'axe du plissement régional.

Entre les sommets *Avanga* et *Lugulu Mironga*, existe une zone lithologique mal définie, où se rencontrent des gneiss hybrides (massifs, non schisteux, mal zonés) et des lentilles siliceuses rubéfiées, recoupés par de nombreux filons de pegmatite et de quartz. C'est là, vraisemblablement, le faciès confus que crée l'injection granitique intrusive. A l'ouest de cette zone affleurent des gneiss biotitiques mésocrates : $D = EW$; $i = N60^{\circ}$. Ces gneiss, légèrement épidotisés, sont recoupés par des diaclases : $D = N10^{\circ}E$ et $D = EW$.

Le *Lugulu Mironga* est bordé, au SE, par une paroi abrupte, sculptée dans des gneiss roses *granulitisés* ($D = N80^{\circ}E$; $i = N70^{\circ}$). Des filons et des amas de pegmatite orthoclasique (orthose blanche ou rosée) injectent ces gneiss; ils sont interfoliacés ou de même orientation que ces gneiss, ont un plongement

moins marqué ($i = 30^\circ$ à 50°N). Au contact entre les gneiss et les pegmatites s'observe une ségrégation biotitique. En certains points la pegmatite imprègne les gneiss, à la manière de l'encre filtrant dans un papier buvard. Ailleurs, la pegmatite comporte des inclusions gneissiques arrachées au banc qu'elle sectionne.

En dehors de la zone de pegmatitisation intense, au contact septentrional des gneiss granulitisés, s'observe des séricitogneiss épidotiques : $D = \text{N}70^\circ\text{E}$; $i = \text{W}75^\circ$. Ces roches, jaunâtres et zonaires, sont massives ou foliacées.

L'ensemble gneissique est encore recoupé par des filons transversaux de pegmatite graphique et de pegmatite tourmalinifère.

Un gros filon de diabase, aux épontes rubanées ($D = \text{N}60^\circ\text{W}$) recoupe les formations précédentes — gneiss et pegmatites. Aucune trace de diaclases autres que celles dues à la contraction de la masse en voie de refroidissement. L'intrusion diabasique est donc post-tectonique.

h) Les granites de Kibangula sont limités, vers Piana Pami, par une zone de brèches, auxquelles fait suite une plage de quartzites *anciens*. Ces derniers sont orientés $D = \text{N}50^\circ\text{E}$ et sectionnés par des diaclases et des filons quartzeux ($D = \text{N}20^\circ\text{W}$; $D = \text{N}60^\circ\text{W}$).

2. — ZONE MASEBA-MOMBESE.

a) Zone Maseba. — Au SE de Maseba se voient de grandes dalles de granite Ω , dont les éléments paraissent orientés $D = \text{N}45^\circ$ à 60°E . En bordure de la Tika, les phénocristaux de feldspath sont plus abondants dans Ω ; l'orientation des schlieren basiques y passe brusquement de $\text{N}40^\circ\text{E}$ à N-S. Des filets épido-pyriteux soulignent ces anomalies; leur présence marque la trace d'une dislocation ancienne ravivée.

Dans cette zone, les pegmatites ne sont pas représentées. On rencontre quelques filons aplitiques, dont l'orientation ($D = \text{N}30^\circ$ à 60°E) fait un angle de 30° avec celle des éléments granitiques.

Un peu au Nord de Maseba, les schlieren basiques du granite Ω sont orientés $\text{N}35^\circ\text{E}$. Un passage gneissique dans Ω a été relevé au voisinage du sommet Bamangulu. Les feldspaths et les schlie-

ren biotitiques sont orientés : $D = N60^{\circ}E$; $i =$ subvertical. Des filons d'aplite, foliacés aux épontes, recoupent le granite : $D = N50^{\circ}E$; $D = N85^{\circ}E$ (différence angulaire 35°).

Au SW du pic Biza : faciès mésocrate, basique, de Ω . Le granite Ω affleure ensuite largement entre les sommets Biza et Kambundui. A mi-distance entre les sommets Biza et Kalamba, nous retrouvons dans Ω un passage gneissique et des filets épidotiques; ces derniers, orientés $N50^{\circ}E$; $N70^{\circ}W$ (différence angulaire 70°) sont tourmalinifères.

On aborde ensuite une zone cristallophyllienne peu étendue; l'ensemble est orienté $D = N50^{\circ}E$; $i = NW70^{\circ}$. Il comporte des roches leptynitiques, épido-pyriteuses, des gneiss biotitiques, des intercalations d'une sorte de cornéenne feldspathique. C'est le prolongement septentrional d'une formation gneissique que nous rencontrerons le long des chaînes Ahala-Asumbo-Mihihalugulu.

b) *Zone Omari-Mombese.* — A proximité du village Omari, on trouve une source thermale (*Kabembe*). L'eau, ferrugineuse, sort d'un contact granite-pegmatite. La température est 25° ; l'eau dépose beaucoup d'hydrogels ocreux. Au passage de la Kabembe, se rencontre, dans Ω , des lentilles d'un granite aplitique tourmalinifère (granite θ), que bordent au nord des pegmatites muscovitiques à tourmaline. Localement, ce granite aplitique comporte des paillettes de muscovite. Aucune relation intrusive n'a pu être observée entre le granite Ω et le granite θ . Entre le Kabembe et le village Omari, la granitite se charge d'éléments colorés. A côté de la biotite, en lamelles accolées, apparaît une amphibole noirâtre, aux clivages miroitants (granite K). Les éléments granitiques semblent plus volumineux que ceux des granites Ω . Les schlieren féminiques, souvent mieux développés, sont biotito-amphiboliques ($D = N50^{\circ}E$); en nombre restreint, apparaissent des schlieren aplitiques. Des filons felsitiques ($D = N10^{\circ}E$; $i = SE60^{\circ}$ et des filons lamprophyriques ($D = N20^{\circ}$ à $30^{\circ}W$) recoupent le granite (différence angulaire 30° à 40°).

Le granite tourmalinifère θ réapparaît au sud d'Omari. Il se présente en plages orientées $N60^{\circ}E$, dans la granitite. C'est là, sans doute, le prolongement méridional des granites θ de la Kabembe. Des filons quartzeux, oligistifères, l'accompagnent.

Ici, le granite θ est assez chargé de muscovite. Au voisinage de la granitite, le granite θ semble plus acide. Je n'ai toutefois pu localiser le contact et en déterminer la nature. Faut-il voir, dans l'acidité périphérique, un faciès de bordure ou le résultat de l'attaque du granite consolidé θ , par les émanations du magma profond ? Il n'est pas possible de se prononcer. Des pegmatites tourmalinifères ($D = N80^{\circ}E$) sectionnent le granite θ .

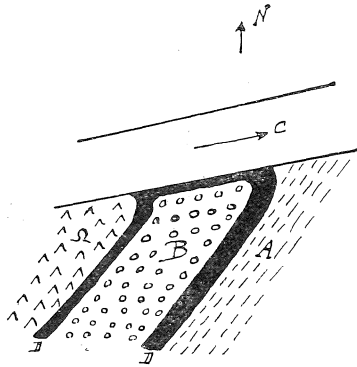
En bordure de la Musukoi se voient, dans le granite K, des plages de granite amphibolique (granite Γ) passant à la granodiorite. Des filets pegmatitiques, formés surtout d'orthose rosée, des filons de pegmatite muscovitique, des filons de granite Δ , des veines aplitiques recoupent le granite K en un réseau inextricable. Soulignons les relations des granites K et Δ : elles paraissent indiquer que le granite K n'est qu'un faciès des granites Gr., auxquels il semble passer latéralement. Dans le lit même de la Musukoi, on observe des blocs isolés d'une roche inhomogène, couleur lie de vin, localement foliacée ; on dirait une brèche éruptive. Un granite acide injecte ces blocs. Une dislocation importante, avec assimilation possible d'éléments sédimentaires, paraît exister en ce point. Les granites K et Γ ne sont peut-être que des faciès endomorphes des granites Gr., résultat de la corrosion et de la résorption de blocs sédimentaires.

Sur la rive gauche de la Zéhé affleurent des granites Ω et de nombreux filons quartzeux (orientés dans la direction Ganga-Kilundu !). Le granite K se rencontre ensuite jusqu'au passage de la Magoma. Sur les deux rives de ce cours d'eau affleurent des granites K, faciès gneissique ($D = N75^{\circ}E$; $i = NW75^{\circ}$). Les schlieren fémiqes sont fort répandus dans ces granites ; on y voit aussi quelques ségrégations quartzuses et pas mal d'enclaves xénolithiques. Celles-ci sont zonaires, schistoïdes, ou bien quartzuses et massives. Dans ce dernier cas, les diaclases recoupant les xénolithes sont parallèles à la foliation du granite encaissant et plus ou moins injectés par ce dernier. Le granite K est lui-même sectionné par des filets aplitiques sub-horizontaux, un système de filons aplitiques $N75^{\circ}E$ et $N80^{\circ}W$, et des filets lamprophyriques orientés $N30^{\circ}E$. Le diagramme des orientations observées montre des relations angulaires suggestives. Des filonnets pegmatitiques (à biotite) rejettent les

veinules aplitiques subhorizontales; ils sont orientés $N70^{\circ}W$; $i = NE80^{\circ}$. Les filons de granite μ sont sporadiques. Les observations faites à la Magoma permettent quelques constatations intéressantes :

1° certains schlieren basiques du granite Ω présentent une composition curieuse. Sur un fond mésocrate (formé, semble-t-il, de granite Δ) se rencontrent, aurolé d'un halo quartzeux, des lamelles de biotite, des enchevêtrements de hornblende noire, tous cristaux de même orientation que les schlieren eux-mêmes (éch. 162). Ces schlieren sont souvent pyriteux.

2° le croisement de trois filons A, B, C, recoupant Ω renseigne (éch. 164) sur l'âge relatif des intrusions étagées (croquis 5).



CROQUIS 5.

A est un granite Δ , dont les biotites ont même orientation que les hachures du croquis. B est une roche basique verdâtre; C un granite biotitique leucocrate, dont les biotites ont même orientation que la flèche. D est un lisscret de granite A, à petites enclaves Ω . Age relatif, du plus ancien au plus récent : Ω , A, B, C.

Au sommet Muhema, un peu au NE de Makombo, on retrouve le granite Ω , faciès pseudo-trachytique, plus ou moins gneissique, type Kitjitja. A noter également la présence de roches épido-quartzeuses, à muscovite.

Remarques :

1. Les granites amphibolo-biotitiques et amphiboliques se présentent suivant un alignement défini : $D = N50^{\circ}E$ (Muhema-Musukui-Omari-Kilabi).

2. Le granite Ω , type pseudo-trachytique du Kitjitja et du Ginda, se présente suivant l'alignement $D = N50^\circ$ à $55^\circ E$, jalonné par les sommets Kiambe-Kilunga, Muheme, Ginda, Kitjitja.

Ces relations ne peuvent être fortuites. Nous reviendrons sur ce point dans la suite. Quant aux granites tourmalinifères, type θ , nous manquons de données pour vérifier s'ils jalonnent aussi des alignements déterminés.

3. — ZONE GINDA-KASOMBO.

a) *Massif Kasombo*. — Au SE du village Mwarabu, sur la rive droite de la rivière Baia, s'étend une large traînée granitique, qui recoupe le cours inférieur de la Musukoi. C'est le granite Ω qui domine. On relève :

Orientation des schlieren basiques : $D = N30^\circ E$.

Filons aplitiques recoupant Ω $\left\{ \begin{array}{l} D = N10^\circ E ; i = NE70^\circ. \\ D = N40^\circ E ; i = NW70^\circ. \\ D = EW. \end{array} \right.$

Filons pegmatitiques dans Ω : $D = N80^\circ E$.

Nous n'avons pu voir le contact entre le granite et le grès fauve lualabien. Ce dernier, vu son orientation et son plongement, doit venir buter contre le granite et le contact serait marqué par une faille.

b) *Massif du Ginda*. — Le massif Ginda-Mulumba-Kuloto est formé de granite biotitique Ω . On y voit de gros monolithes de composition peu constante. La texture est pseudo-gneissique ou granitique ; les phénocristaux allongés d'orthose blanche sont disposés parallèlement les uns aux autres, en rubans ondulés (*structure pseudo-trachytique*). Une structure fluidale est accusée suivant certains alignements, où l'on distingue des bandes onduleuses, alternances de filets basiques et acides. La direction moyenne (résultat de 13 mesures, faites en divers points du sommet Ginda) des feldspaths, des schlieren basiques et des lignes de flux est $D = N50^\circ E$; $i = NW70^\circ$ à 80° . Ce granite est recoupé par des filons aplitiques ($D = N50^\circ W$), à 80° sur l'orientation de la foliation gneissique. Quelques filons et des enclaves pegmatitiques (+tourmaline) se voient aussi dans ce granite.

Sur la face occidentale du massif, les couches lualabiennes viennent s'adosser au granite par un terme moyen (schistes bigarrés). Des granites Ω affleurent encore entre Mwana Gongo et Muntu Peke.

4. — ZONE KABAMBARE-LUAMA-KILONGOI.

a) *Zone NW : Kabambare-Kibali-Musongela.* — La carte donne toutes données utiles entre Kabambare et Musongela.

La zone pegmatitique rencontrée au SE de Kibali mérite de retenir l'attention. Des pegmatites à grands cristaux d'orthose *rouge* y prennent une certaine importance. Ces roches comportent des plages d'une matière gris-verdâtre, à clivage indistinct, rayée aisément au couteau, chloriteuse et sériciteuse ; il s'agit, semble-t-il, d'une pseudomorphose de feldspath ou d'amphibole. De gros débris d'une pegmatite graphique et des pegmatites sans mica ont également été rencontrés. Cà et là, comme aussi dans la zone de Musongela, les épidotites de Lusangi (roches de contact) font une apparition sporadique.

Aux abords mêmes du village Kibali affleurent des granites Δ , dont un faciès syénitique (biotitique) et un faciès amphibolique. Peut-être s'agit-il d'une différenciation magmatique analogue à celle de Durbach, qui a produit la variété dite *durbachite* et se manifeste avant tout par l'enrichissement local de la biotite dans le granite.

Dans un ravin, à 400 mètres N20°W de Kibali, on rencontre une source thermale, en un point où des pegmatites et des filons μ recoupent Δ . Cette source se place sur l'alignement même d'autres sources déjà signalées. Température 20°, ni saveur, ni dégagement gazeux.

b) *Zone orientale.* — 1. Massif Lubimbi-Kabinga Mutima. — Ce massif est, dans sa partie occidentale, formé d'aplite biotitique. L'orientation des biotites est : $D = N45^\circ E$; $i = 60^\circ W$. Localement, la biotite forme des schlieren. Des nodules grenatiformes, enrobés de biotite, sont irrégulièrement distribués dans la roche. Celle-ci est découpée par des diaclases fermées, orientées N45°E et N50°W (différence angulaire 85°) et des filons de pegmatite magnétifère dirigés N20°W. A l'est, l'aplite passe à un granite Δ , mélanocrate et grenatiforme ; nous n'avons pu voir le contact.

A l'est de Dundundu — après avoir dépassé la plage gréseuse lualabienne qui enserre le village — on rencontre d'abord de gros blocs de granite Ω . Les phénocristaux sont de l'orthose ; on voit dans la roche quelques plagioclases striés verdâtres. La texture orientée est à peine esquissée sur le banc (D = N60°E). Ce granite est sectionné par des amas filoniens de pegmatite (orthose blanche) et des filets d'aplite orientés : N20°E, N80°W. De grandes enclaves schisteuses zonées, de nature siliceuse (filets rouges), se voient dans le granite. Au voisinage du village Kangumbe, on trouve quelques affleurements isolés d'une aplice biotitique, identique à celle du massif Lubumbi.

En bordure de la Lula se voient quelques affleurements disséminés : d'abord une étroite bande de quartzites *anciens* ; puis quelques blocs de granite μ ; ensuite un nouveau passage quartzitique. A l'échelle des croquis, il est malaisé de restituer ces particularités locales si peu étendues.

Le passage de la Lula est marqué par des chutes et des rapides, barrés de granite amphibolique Γ . La roche, dont la structure est identique à celle des granites Ω , renferme de gros phénocristaux d'orthose *rouge*, des amphiboles verdâtres, de gros grains de quartz vitreux ; pas de biotite. La prédominance de l'orthose et l'absence de feldspaths striés ne permettent pas de classer la roche parmi les diorites. La roche de la Lula est plus acide que les syénites ; la texture porphyroïde est exceptionnelle d'autre part dans les syénites (Rinne). En dépit de la pigmentation des phénocristaux (rouges, au lieu de blancs), nous croyons pouvoir rattacher ce granite à l'intrusion Gr. Des observations, faites au sommet Musongela (voir plus loin) nous y incitent. Un lacin de veinules épidotiques recoupe la roche (D = N70°E).

Sur la berge NE de la Lula, se voit une roche poudingueforme. Le contact, avec la granite Γ , ne paraît pas intrusif : nous n'avons découvert aucune apophyse granitique dans le poudingue ; la composition de cette roche n'est pas modifiée au contact. Par contre, le poudingue est bréché aux abords du granite (contact mécanique). Le dit poudingue n'a pas l'aspect habituel des tillites et du conglomérat de base de la série Lualaba-Lubilash. Dans la pâte, dure et aphanétique, de nature gréso-siliceuse, de couleur gris foncé de ce poudingue, se voient des galets roulés d'une granulite, (dont on retrouve les affleurements en place

au sommet Musongela), des débris feldspathiques, quartzeux, etc... La nature cataclastique de cette roche est certaine. Elle paraît avoir la composition d'une arkose ou d'une grauwacke, sans en avoir la structure. Aucune structure rubanée ni aucune variation zonaire, pouvant tenir lieu de stratification. C'est là, un tuff ou un conglomérat provenant de la désagrégation de roches acides et basiques. La présence de cailloux de granulites, dans le poudingue, lui assigne un âge postérieur à μ . Comme des cailloux de granulite ont été rencontrés dans les phyllades de la série métamorphique, il se pourrait que ce soit là l'assise de base de cette série. Il ne semble pas que l'on puisse y voir une transformation diagénique du conglomérat de base du Lualaba, dont les éléments sont généralement mieux roulés. Les observations effectuées sur le terrain ne permettent pas de préciser davantage.

Entre la Lula et le village Kilamba se voient des débris d'aplite tourmalinifère et de gros blocs de granite Ω ; ces derniers sont sillonnés par des filets pegmatitiques, à grands cristaux d'orthose blanche, orientés $D = N70^{\circ}W$.

b) *Zone comprise entre le sommet Kabulo et la rivière Kilongoi.*
— α *Sommet Musongela.* Entre le massif Mwema et le sommet Musongela, on rencontre : des blocs d'aplite biotitique, fort grenatifère, qui affleurent dans le prolongement même ($N45^{\circ}E$) de ceux du Lubimbi; une roche zonaire, non micacée, que sillonnent des veinules aplitiques blanchâtres — sans doute une enclave peu étendue, car on ne trouve aucune trace de cette roche dans son prolongement ou sur les pentes du Kabulo.

Dans l'un des ravins qui dissèquent le Musongela, affleure un banc μ , à petits éléments. Epidotisée, fort altérée la roche est recoupée par des filons de la pegmatite à feldspath rouge rencontrée au voisinage de Kibali. Ces filons sont orientés $D = N20^{\circ}W$; $i = E10^{\circ}$. On retrouve cette pegmatite sur la pente W du Musongela, où elle sectionne le granite amphibolique Γ signalé sur la Lula. Ce dernier granite semble passer *latéralement* à un gneiss œillé grenatifère — une orthoroche ou une migmatite — où s'enclave une bande mésocrate de granite Δ . Le gneiss œillé passe lui-même; *latéralement et en direction*, à un banc de granite Ω , de faciès gneissique (D . foliation = $N60^{\circ}E$).

Une remarque. Le granite amphibolique Γ , le granite méso-crate Δ et le granite Ω présentent tous trois le faciès porphyroïde. Leurs phénocristaux d'orthose sont blancs, sauf ceux du granite Γ qui sont rouges; l'élément ferro-magnésien est représenté par la biotite, sauf pour le granite Γ , où il s'agit d'amphibole verdâtre. Sur la pente orientale du Musongela, le passage du granite amphibolique Γ au granite Ω s'effectue, de façon *continue*, par l'intermédiaire d'un granite porphyroïde à feldspath *rosés*. En dépit de son faciès aberrant, le granite amphibolique Γ nous paraît un faciès granosyémitique de Gr. et non une intrusion distincte.

A la crête du Musongela affleure une large bande μ , orientée $D = N30^{\circ}W$; $i = W70^{\circ}$ à 80° . Dans sa portion occidentale, le granite μ est faiblement biotitique ou dépourvu de mica. A l'est, il est granulitique et renferme des nids de muscovite et des aiguilles de tourmaline. Cette teneur en muscovite et tourmaline nous paraît acquise et non originelle. De fait, le faciès granulitique se présente uniquement au voisinage des pegmatites intrusives.

Des observations faites sur place, il résulte :

1° la bande μ , bien individualisée à la crête du Musongela, pénètre à l'est dans le granite Ω . Le granite μ est nettement intrusif; il développe dans Ω des filonnets branchés, terminés en biseau, et des amas irréguliers. Certains blocs Ω sont littéralement noyés dans le granite μ .

2° le granite μ est recoupé par la pegmatite rougeâtre de Kibali et par des filets aplitiques rosés, de texture felsitique. Ces derniers, le granite μ et la pegmatite rougeâtre de Kibali, sont sectionnés, à leur tour, par des pegmatites tourmalinifères.

3° le granite Gr. est essentiellement polymorphe.

β) *Massif de Kabulo*. — Au passage de la Kiovu se rencontrent des granites amphiboliques *porphyroïdes* Γ . L'élément ferro-magnésien est représenté par une amphibole noire, abondante; la biotite est absente. La roche est recoupée par des filons μ , orientés $D = N-S$ ou $D = N10^{\circ}E$ (directions quelque peu aberrantes).

Ce granite amphibolique Γ affleure le long de la Kiovu sur plus de deux kilomètres; il y passe, à diverses reprises au granite Ω . On y rencontre de nombreuses enclaves xénolithiques,

souvent volumineuses (4 m. 50 × 1 m. 10), d'un gneiss rubané. Dans une même enclave, les bandes individuelles du gneiss sont nettement dessinées ou seulement visibles à la loupe. Le fait semble indiquer une redistribution inégale des constituants de l'enclave; une certaine différenciation, suivie de liquation, paraît s'être produite après l'action, exomorphe et endomorphe, du granite Γ sur la matière de l'enclave.

Le sommet *Kabulo* domine le village Ngulube; il est formé de granite biotitique d'un type intermédiaire entre Δ et Ω . La roche comporte de petits phénocristaux d'orthose blanche; les biotites sont orientées: $D = N10^{\circ}E$; $i = W45^{\circ}$.

γ) *Massifs Miguguiu, Kiziba, Abeanguanga, Kigunda et Bihama*. — Le granite Ω est largement représenté de la Kiovu à la Kiziba, et dans les massifs indiqués,

Au pied oriental du sommet Kiziba, une aplite biotitique disloque le granite Ω . Elle forme, dans Ω , des filons qui s'anastomosent ou des amas *intrusifs* branchés. Aux épontes de ces filons aplitiques, Ω prend un faciès fibreux (Flasergranit). Des enclaves Ω se voient dans l'aplite.

Sur un autre affleurement (à 150 mètres au Sud), nous avons fait des observations intéressantes. Dans le granite Ω , les schlieren fémiques, les biotites et les phénocristaux d'orthose blanche sont alignés $N80^{\circ}W$. Cette orientation diffère sensiblement des orientations habituelles: $N45^{\circ}E$. Le granite Ω est recoupé par des filons d'aplite biotitique de 0 m. 15 d'épaisseur, orientés $N30^{\circ}W$. L'un de ces filons est sectionné transversalement par des rejets étagés; le passage d'un filon de pegmatite tourmalinifère (à feldspath blancs et grandes lamelles de biotite) marque l'un de ces rejets. Au contact Ω aplite, on n'observe aucune variation de texture et de composition dans Ω . Ces filons aplitiques sont vraisemblablement des digitations de la masse aplitique, qui forme l'ossature du pic Kiziba. Leur texture et leur composition sont identiques à celles des aplites de Lubimbi. L'orientation des biotites est peu constante; nous avons relevé: $D = N40^{\circ}W$; $D = N50^{\circ}E$. Des ségrégations biotitiques, non alignées, de la grosseur d'un noyau de pêche se voient également dans la roche. Un faciès grenatifère et magnétitifère (moins la biotite) se rencontre à mi-pente du Kiziba.

Le massif aplitique est haché par des filons et amas de gra-

nites tourmalinifères orientés : N20°E; N60°E; N20°W. Les relations angulaires sont suggestives. C'est un réseau de filons conjugués. Le feldspath de ces pegmatites est laiteux; la muscovite est rare ou forme des nids disséminés; la tourmaline est abondante. On y observe le passage graduel de la pegmatite aux éléments de dimensions moyennes (localisée aux filonnets) — au faciès à éléments de grandes dimensions — (partie axiale des amas). Des enclaves, non résorbées, d'aplite se voient dans les amas pegmatitiques.

Les considérations précédentes permettent d'établir la suite chronologique : granite Ω , aplites, pegmatites. Intrusives dans Ω , les aplites semblent former des alignements longitudinaux (N45°E, au Lubimbi). Leur tectonique est différente de celle du granite μ , dont les intrusions sont orientées N40°W. Ceci — et le fait que les aplites recoupant μ sont de texture felsitique et comportent des feldspath rouges — permet de considérer les aplites du Lubimbi et du Kiziba comme antérieures au granite μ . Leur intrusion se place entre celle de Ω , qu'elles recoupent, et de μ , qui les sectionnent. Il semble que les aplites soient surtout localisées dans les zones où la foliation de Gr. subit de brusques variations d'orientation.

Alignements aplitiques reconnus :

- 1° alignement Mukokela-Yamba Yamba.
- 2° alignement Lubimbi-Kilamba.
- 3° alignement Migaga (Mont Dhanis)-Kiziba.

Une petite colline, située au S-E de Kiziba, est formée de quartzites *anciens*, non minéralisés, fort disloqués par des filets quartzeux. Le granite μ et les aplites n'y pénètrent pas. Par contre, la pegmatite rouge de Kibali et du Musongela y forme une zone bréchée épidotifère. Nous avons cherché le contact quartzite apélite, mais n'avons pu le localiser à moins de 3 mètres. Aucun changement appréciable, dans les quartzites, à cette distance. Ici, comme à Lusangi, le dépôt des quartzites s'intercale, semble-t-il, entre la venue granitique Ω et la venue μ . Les observations faites au Kiziba permettent de resserrer les limites et d'écrire l'ordre chronologique : Ω , aplites, quartzites, μ , pegmatites.

Remarque. — Le poudingue de la Lula, qui comporte des ga-

lets μ , ne peut être le dépôt de base de la série quartzitique ancienne.

c) *Zone méridionale.* — 1. De Kiziba à Mapapaie, on rencontre d'abord le granite Ω , recoupé par des filons μ , des pegmatites à enchevêtrements graphiques, des aplites ($D = N10^{\circ}W$). Ensuite affleure le granite Δ , sectionné par des filons μ (faciès granulitique du Musongela). Un peu plus au Sud, des filons de pegmatites tourmalinifères et magnétifères disloquent le granite Δ , sur le versant S-E du massif Abeanguanga. Enfin, le granite Ω affleure largement sur le versant S-E du Bihama et au voisinage de Mapapaie.

2. *Zone Mapapaie-Lubondo.* — L'orientation des éléments du granite Ω , y est confuse. Celle des schlieren fémiqes ou la direction du plus grand axe des enclaves xénolithiques permet d'évaluer le sens d'intrusion ($D = N40^{\circ}E$). Au voisinage de Mapapaie, on rencontre une profusion de gros xénolithes dans le granite Ω . Sur la Kakubwe, l'orientation de Ω varie notablement. On mesure $D = N50^{\circ}E$, au passage de la route Kabambare-Tanganyka ; puis $N10^{\circ}W$ et $N40^{\circ}W$, en aval du passage.

A Mapapaie, on aperçoit quelques affleurements de la roche épidotique (cornéenne de contact), à grands cristaux d'orthose rosé, signalée à Lusangi. On constate aussi que le granite Ω se charge d'amphiboles (granite K). La variété Δ fait une apparition sporadique.

A la rivière Kakulwe, le granite K (faciès porphyroïde) passe à une granodiorite, où la hornblende noirâtre est abondante. Absence d'orthose ; le feldspath dominant est un plagioclase strié. Dans la masse, se voient de petits amas formés, soit de hornblende + biotite, soit de feldspath + biotite — et de fines veinules épidotiques. Localement, la roche est pyriteuse.

Vu le manque de termes de passage entre le granite Gr. et cette granodiorite, il ne semble pas que la roche puisse être considérée comme un produit de segmentation du granite biotitique. Entre Ω et Δ , d'une part, et la granodiorite, d'autre part, aucune relation intrusive permettant de distinguer deux intrusions différentes. Il ne peut être question, davantage, du contact entre Gr. et un dyke basique, car la granodiorite paraît bien enclavée dans le granite Gr. et qu'aucune roche basique n'affleure au voisinage.

La fréquence d'inclusions xénolithiques, dans la région, nous incite plutôt à voir dans cette granodiorite, une roche syntectonique, formée par la résorption complète de fragments xénolithiques, basiques ou faiblement calcareux.

Remarque. — Les enclaves xénolithiques de Ω , sont généralement des fragments schisteux résorbés, fort biotitiques; la structure est zonaire ou schistoïde, parfois granitoïde. Dans nombre d'enclaves, les bandes gneissiques conservent leur allure à la limite de l'enclave. Joint à l'homogénéité du faciès du bloc lui-même, ce fait semble indiquer que la structure est anté-granitique et acquise avant l'imprégnation par le magma igné.

3. *Zone Kabambare-Mapapaie.* — En bordure de la Kiandja, les éléments du granite Ω sont orientés : $D = N30^{\circ}E$; $i = E75^{\circ}$ à 80° .

On aborde ensuite une plage cristallophyllienne où affleurent des quartzites verdâtres, pyriteux, à nodules amphiboliques. Un peu plus loin, se voient des amphibolites, (monolithes isolés), dont les relations avec le granite n'ont pu être déterminées, de gros blocs de leptynites et quelques quartzites. Vient ensuite une zone accidentée, où affleurent largement les granites biotitiques.

Le long de la Dandalukala, on rencontre des phyllades de couleur claire; puis, dans la montée vers Kabambare, des roches diabasiques.

E. — Zone Kabambare-Luika-Lubile

1. — ZONE MAGOMA-BILA.

A l'est de Makombo affleurent quelques blocs disséminés de gneiss biotitiques, mésocrates et magnétifères.

La chaîne Ahala est constituée par des gneiss peu micacés. Massive ou localement schistoïde, ($D = N65^{\circ}E$; $i = NW60^{\circ}$ à 80°), la roche présente, aux affleurements, la surface vacuo-laire de certaines phonolithes. De couleur claire, blanche ou rosée, elle est sériciteuse et mouchetée de vert (altération de feldspath ou d'amphiboles). L'ensemble correspond aux gneiss sériciteux, avec intercalation de cornes feldspathiques. De petits filets quartzeux ou felsitiques, orientés à 75° sur la foliation ($D = N40^{\circ}W$) recourent le banc.

Au S-E du massif Ahala affleurent des orthogneiss biotitiques, à grands phénocristaux de feldspath blanc ($D = N75^{\circ}E$;

$i = NW80^\circ$). Des filets aplitiques ($D = N65^\circ E$; $i = SE45^\circ$) les recourent. Des gneiss amphiboliques verdâtres, à phénocristaux de feldspath rouge ($D = N75^\circ E$; $i =$ subvertical) et des gneiss syénitiques rubanés font suite aux précédents. Les premiers paraissent être les équivalents orthogneissiques du granite amphibolique K. Ces gneiss divers sont sectionnés par des filets pegmatoïdes, à rutilé et tourmaline.

Dans la partie NE du massif Atumbo-Muhihulugulu, l'ensemble cristallophyllien est orienté : $D = N75^\circ E$, $i = NW85^\circ$. L'orientation est la même qu'au sommet Ahala, mais le plongement est inverse. On rencontre, dans cette région : des hornfels biotitiques (faciès de contact du granite); des épido-gneiss muscovitiques; des gneiss zonaires, mésocrates, massifs, épidotiques; des séricitoschistes biotitiques, où s'intercalent des filets d'un gneiss gris mal foliacé, injecté de fines veinules de granite Δ (migmatite). Des filons de granite μ et des pegmatites rosées recourent le complexe. Ce dernier était plissé avant l'intrusion μ , dont ce granite sectionne transversalement les structures.

Le prolongement NE du massif Luangulugulu comporte des gneiss biotito-amphiboliques verdâtres, ceillés (orthose rouge bourrée d'inclusions biotitiques), non fissiles, localement pyriteux; des quartzites et des quartzo-micaschistes gris brun pyriteux, passant aux gneiss; des gneiss zonaires, leucocrates, faiblement micacés; des gneiss biotitiques mélanocrates, passant aux micaschistes biotitiques. L'ensemble est disloqué par de nombreuses veinules de pegmatites et de granite Δ .

En résumé, cette région comprend une masse de paragneiss disloquée par des venues éruptives, ces dernières aujourd'hui transformées partiellement en orthogneiss. Il est difficile de distinguer, dans le faciès de ces roches cristallophylliennes, la part due au métamorphisme régional et au métamorphisme de contact. Remarquons, toutefois, que la structure rubanée *régulière*, observée dans certains gneiss basiques régionaux — enclavés eux-mêmes dans les bandes paragneissiques — pourrait résulter de l'injection et de l'assimilation, par des magmas ignés, de sédiments ultérieurement transformés en migmatites (1).

(1) Le processus, auquel s'ajoute une différenciation locale, a été étudié en détail pour la série rubanée des syénites-granites des Adirondacks (W. J. MILLER, *Science*, tome 48, 1928, p. 560-563).

2. — MASSIF KABUNDI.

Il est formé de granite Ω . Le nombre des phénocristaux feldspathiques varie beaucoup d'un point à l'autre. Il existe aussi des variétés aphyriques, et des passages aux pegmatites, par l'intermédiaire d'un granite où le quartz affecte des allures automorphes. L'orientation des éléments du granite est confuse, sauf pour les schlieren biotitiques, qui sont dirigés : $D = N70^{\circ}W$. Le granite est recoupé par des filons d'orthoclase orientés $D = N20^{\circ}E$; $D = N40^{\circ}E$; $D = N75^{\circ}E$, et des veines pegmatitiques : $D = N25^{\circ}E$. De texture et de composition peu constantes, ces pegmatites sont fréquemment grenatifères; de beaux enchevêtrements graphiques y ont été également notés.

Si la tourmaline fait, dans les pegmatites, une apparition sporadique, le granite μ est absent du massif de Kabundi — au moins dans sa partie septentrionale.

3. — ZONE BILA-MUSUKUI.

Le gneiss de Milunge ($D = N65^{\circ}E$; $i = W85^{\circ}$) nous paraît un faciès orthogneissique du granite Ω ; il est incliné *vers* l'intrusion granitique Ω de la Magamba. Peut-être fait-il voir là une réplique septentrionale de l'inversion de pendage, signalée dans le paragraphe I, suivant les chaînes Atumbo et Mihulugulu.

Remarques :

1. Les trois localités épidotiques — (Ahala, R. Amandi, R. Tika) — jalonnent une dislocation $N75^{\circ}E$. Ainsi les occurrences épidotiques semblent localisées aux points d'intersection de fractures de grande amplitude et s'étager suivant ces fractures.

2. Si l'on rapproche les données de ce paragraphe de celles mentionnées au paragraphe 2, *b* et *c*, on voit que, pour les granites et les schistes cristallins, les caractères tectoniques sont sensiblement les mêmes. Cette concordance et la similitude observée dans l'orientation de leurs éléments linéaires, nous font admettre que, pour les deux formations, les structures linéaires orientées sont dues aux mêmes causes géologiques.

4. — ZONE LUIKA-LUKULA.

a) *Sources thermales.* — A signaler deux sources thermales. L'une (Muese) est située en zone lualabienne, à 2 kilomètres à l'ouest du village Mwamba. Eau claire, température 36°, aucune saveur, aucun dégagement gazeux. Résurgence possible d'eaux vadoses. L'autre (Kilenga) est située au N-W de Mwamba. Elle sort des anfractuosités de roches diabasiques. Eau claire, température 35°, fort dépôt d'hydrogels ocreux. Les roches diabasiques ont une structure ophitique marquée, sont faiblement pyriteuses et paraissent dirigées $D = N10^{\circ}W$.

b) *Quartzites anciens.* — Au sud et à l'est du village Mwamba émergent de la plaine une ligne d'éminences pelées. Ce sont des sommets quartzitiques : Musombo, Kamihonga, Kalungula, Mosi, etc. Massifs, ferrugineux ou non, ces quartzites sont identiques à ceux du Mboio Ngolo et du Mulimundiu (Lusangi) et, comme eux, disloqués par une profusion de filets quartzeux ferrifères. Ils comportent des portions schistoïdes, phylladeuses, plus ou moins micacées, des zones d'écrasement et passent localement, ou sur des étendues appréciables, à des quartzo-séricitoschistes.

c) *Massif Kibanga.* — Au nord de Mwamba, sur les rives de la Lubondoï se rencontrent des gneiss sombres, biotitiques et grenatifères. ($D = N60^{\circ}E$; $i = NW80^{\circ}$). De gros grains de quartz vitreux, noirâtres, se voient dans ces gneiss, que recourent de petits filets épidotiques. ($D = N4^{\circ}E$; $i = NW60^{\circ}$). Généralement pyriteux, ces filets épidotiques composites présentent, aux épontes, les caractères d'une aplite rosée; la partie centrale du filet est formée d'épidote et d'amphibole noire, aux clivages miroitants. Il semble que la formation de ces filets comporte plusieurs stades correspondant à des réouvertures étagées. Des zones d'imprégnation pyriteuse se voient, dans ces gneiss, au contact des veinules épidotiques.

Au nord de la Lubondoï, affleure un *porphyre* granitique mésochrone. Nous n'avons pas rencontré, encore, au Congo Belge, de roche de ce type. Ce porphyre est très différent des porphyres leucocrates du Tanganyka méridional (1). Ici, la masse grani-

(1) Décrits par F. BEHREND, *loco citato*, p. 48-52.

toïde, de texture phanéritique, contient : du quartz, en grands grains vitreux, parfois automorphes ; de petites lamelles de biotite, irrégulièrement distribuées ou localement ségréguées. La roche est plus ou moins pyriteuse ; fait courant : la pyrite est ségréguée au centre de filets amphiboliques étroits. Orientation esquissée (N60°E) des éléments et des phénocristaux feldspathiques. Cette direction coïncide avec celle de la masse porphyroïde et des gneiss de la Lubondoï. Le porphyre est recoupé par des veinules aplitiques orientées N70°E, E-W, N10°W et des filets lamprophyriques N70°E ; $i = \text{NW}75^\circ$. La faible épaisseur de cette bande éruptive fait songer soit à un dyke puissant, soit à une apophyse, soit, enfin, à un faciès périphérique de l'intrusion granitique principale.

L'intrusion ignée, et les roches cristallophylliennes qui la bordent au nord, sont d'un type moins profond que la formation cristalline de la zone Magoma-Bila.

Au SW du Kibanga, on rencontre des diabases massives (D = N50°E ?), recoupées par des filets de quartz laiteux à poches de chlorite.

Nous n'avons séjourné que quelques jours dans la région et n'avons pu localiser le contact entre les gneiss de la Lubondoï et le porphyre du Kibanga. Il ne nous a pas été possible davantage de reconnaître le contact des gneiss et des quartzites anciens, caché sous les herbes hautes. Il semble cependant, sans que la cause apparaisse, que les quartzites soient plus ferrugineux et plus chloriteux, au voisinage des gneiss.

5. — ZONE KIBANGA-LUKULA.

Au nord des porphyres affleurent, çà et là, des diorites et des diabases. D'habitude, la nature du sol et sa couleur permettent de délimiter les zones de roches basiques. Ce critère est ici en défaut ; les porphyres fournissent un sol dont les caractères sont exactement les mêmes que ceux des régions basiques. Il semble bien que les diorites dominent au nord de la zone basique et les diabases dans la partie méridionale de cette zone. Les observations effectuées sur le terrain indiquent un rétrécissement,

(¹) Les dômes satellites présentent fréquemment les caractères d'un faciès de bordure : basicité marquée, texture porphyroïde, granulation plus fine.

vers l'est, de l'intrusion basique : un dyke injecté suivant une cassure majeure de l'écorce, ne présenterait pas ce caractère. N'ayant vu ni des filons diabasiques recouper les filons dioritiques, ni l'inverse, l'âge relatif des deux intrusions nous échappe. Celles-ci sont, en tout cas, postérieures aux porphyres du Kibanga. Les diorites sont recoupées par des veinules quartzuses ; les diabases par des filets quartzo-chloriteux, sans doute un produit de différenciation acide des diabases.

Passons au Nord. Aux abords de la rivière Ungwa et au sud de ce cours d'eau, on rencontre des débris de micaschistes brun clair. Un peu au nord de la rivière, se voient des fragments de quartzite blanc. C'est là, pensons-nous, une lentille quartzuse intercalée dans les micaschistes. Au voisinage de la Lubalai, les micaschistes prennent une grande extension. On distingue : micaschistes muscovitiques, grenatifères (muscovite dominante, \pm biotite) et micaschistes biotitiques. La foliation est orientée $D = N60^{\circ}E$. Nous avons noté, dans le banc, des intrusions de pegmatite muscovitique, des filons quartzux, des filets d'une roche basique, mouchetée, pyriteuse (1). Ces intrusions paraissent interfoliacées. Il existe, pensons-nous, dans ces micaschistes, une zone synclinale localisée entre la Lubalai et la Kalangai. Dans le ruisseau Kamuku, les micaschistes sont fort chargés de tourmaline ($D = N75^{\circ}E$; $i = SE70^{\circ}$) et sont disloqués par des extravasions pegmatitiques et quartzuses (\pm tourmaline et grenats). Les filons de quartz présentent toutes les variétés intermédiaires entre le quartz franc et la pegmatite muscovitique.

Vers la Kamiengele, on rencontre des micaschistes ocellés et des quartzo-micaschistes brunâtres ($D = N80^{\circ}E$; $i =$ subvertical). Des filets de quartz rouillé sont interfoliacés dans les micaschistes. Le complexe est fort disloqué par des venues granulitiques (granite μ), injectées en filons ou extravasées irrégulièrement dans la masse ; ces granulites passent à la pegmatite. Grande variété de composition et de texture, dans les pegmatites régionales : pegmatite feldspathique, faiblement micacée ; pegmatites quartzuses micacées (D . générale : $N80^{\circ}E$) ; pegmatites graphiques.

(1) Nous la rencontrerons encore, dans les couches de la série métamorphique de la Bila.

6. — ZONE KIBANGA-LUBILE.

1. Les quartzites *anciens* dominent dans la partie occidentale de cette zone. Le type lithologique est le même qu'au sommet Musombo, (village Mwamba). De nombreux filons de quartz et de pegmatites — et tous les intermédiaires entre ces deux types de filons — les injectent. Très irréguliers quant à l'orientation et la puissance, ces filons serpentent dans la masse quartzitique, s'anastomosent ou forment des extravasions. Ils sont fréquemment hématifères ou renferment des géodes tapissées de calcédoine et d'opale laiteuse. Une certaine feldspathisation s'observe aux abords des intrusions pegmatitiques.

Au massif Kalemba, une bande micaschisteuse est intercalée entre deux trainées quartzitiques (? faille). Elle est fort disloquée par des pegmatites, des péraacidites et des filons de granite Δ . Au voisinage du granite, certains filons présentent un enchevêtrement vermiculé de quartz et de feldspath; le feldspath est fréquemment craquelé et le quartz tordu.

2. Une longue faille (faille du Munoni) se traduisant sur le terrain par un brusque ressaut, limite au sud le massif quartzitique du Munoni. Au nord de la faille règnent les quartzites anciens; au sud, des quartzites schistoïdes ou phylladeux d'un caractère un peu différent (quartzites métamorphiques). Une réplique du ressaut et de la faille borde, au sud, la vallée de la Luika. Celle-ci, dans la région considérée, paraît encadrée entre deux failles.

Une autre faille (faille de la Lubile), sensiblement méridienne, met au contact, sur la rive droite de la Lubile, des grès lualabiens et des quartzites phylladeux métamorphiques. Une source thermale jaillit, sur le tracé de la faille, un peu au sud de la borne C. S. K. N° 15. Au nord, la faille se perd dans les quartzites anciens des massifs Soko et Kasangulu. Contrairement à ce qui se produit habituellement, ces dislocations récentes sont minéralisées (pyrite).

7. — ZONE SUNGULA-KAYOMBO.

A part une trainée micaschisteuse, s'étendant du village Sungula au massif Malombo, la zone comprise entre la chaîne

Kalimba et le village Kayombo est, en majeure partie, formée de roches intrusives de type pegmatito-granitique (Zone P-Gr. de la carte).

Les pegmatites et les filons quartzeux dominent à l'est de cette zone. Dans ces pegmatites, la texture miarolithique est fréquente ; la structure zonaire est locale. Muscovites parodique ; tourmaline rare ; oligiste assez fréquente. Ces pegmatites ont été vraisemblablement remaniées par des venues hydrothermales — qui en ont modifié la substance. La loupe découvre assez fréquemment aux épontes, une association d'orthose et de quartz rappelant les enchevêtrements eutectoïdes des métallographes.

Au NE, ce sont les granites Gr., surtout Δ , qui dominent. Au point de vue pétrographique, ils diffèrent beaucoup des variétés Ω de l'ouest. Dans une masse leucocrate, finement grenue, parfois euritique, apparaissent des lamelles de biotite orientées ($D = N20^\circ$ à $70^\circ E$). Localement, le faciès gneissique est esquissé. Il s'agit, semble-t-il, de petits amas — apophyses ou dômes satellites d'une masse granitique profonde. Les necks paraissent plutôt rares.

De fortes intrusions dioritiques — qui recoupent des diaclases — se rencontrent également dans les micaschistes du massif Malombo et dans les granites biotitiques voisins. L'âge relatif des deux intrusions ignées est ainsi déterminé.

Remarque. — La zone Sungula-Kalonda-Kayombo, marquée par la présence de micaschistes, de quartzites et de nombreuses pegmatites, paraît *moins profonde* que les zones gneissiques de l'ouest. L'abondance des pegmatites indique que cette zone recouvre probablement une masse granitique sous-jacente.

La zone d'extension des amas P-Gr., allongée et orientée comme les grands massifs granitiques, forme une *auréole externe* aux masses profondes dont ces amas dérivent. Dans cette zone *extérieure*, caractérisée par des formations moins profondes, les actions tectoniques déterminent des failles nombreuses et des cassures transversales conjuguées, qu'occupent des diabases.

8. — ZONE KAYOMBO-LUBONDOI.

Les granites biotitiques rencontrés à l'est de Kayombo sont

localement gneissiques. En bordure de la Lukulu, affleurent des gneiss granitoïdes, aux éléments bien venus. La foliation est orientée : N60°E à E-W. ; le plongement est subvertical. Quelques pegmatites recourent le complexe gneisso-granitique.

Vers la Maligati, on rencontre quelques granulites tourmalinifères. Des micaschistes, disloqués par des venues quartzuses, leur font suite au nord.

Remarques. — Signalons la présence, dans la zone comprise entre le 27°30' et le 28°30' :

α. De passages gneissiques et d'alignements broyés dans les granites.

β. De zones broyées et recimentées, dans les pegmatites et les quartzites *anciens*.

Ces faits indiquent que la région fut soumise à des actions tectoniques, postérieurement à la mise en place des granites.

Le granite et les quartzites, roches massives, se brisent en coins ; les plans de cassure deviennent des zones gneissiques ou des zones d'écrasement particulier. Dans certaines de ces fissures, ou à des limites pétrographiques, s'insinuent des roches basiques. Par contre, la structure schisteuse de la couverture cristallophyllienne provoquer un déplacement mutuel des lits ou la fissuration de ces roches, et favorise l'intrusion, suivant les baillements et les cassures, de nombreux filons quartzux et basiques.

Aucune mylonite typique n'a été vue dans la zone cristallophyllienne, soit qu'elles n'y existent pas, soit que, moins résistantes à l'érosion, l'arène superficielle les recouvre.

γ. Quant à la localisation des lignes directrices de la tectonique et de la morphologie des chaînes, ce sont les orientations *longitudinales* qui semblent jouer le rôle principal. Le même principe s'applique à la localisation des masses granitiques et pegmatitiques. Par contre, la tectonique des diabaso-diorites paraît différente (intrusion transversale).

δ Les séricitoschistes, intercalés dans les intrusions acides — ou à leur bordure, dans le manteau cristallophyllien — correspondent, semble-t-il, à des transformations mécaniques de la roche intrusive ou de la roche sédimentaire encaissante, suivies de recristallisations.

ε. En divers points, apparaissent des roches finement grenues, dures, siliceuses, dont l'origine est difficile à préciser. A la surface, leur couleur est grise ; blanchâtre ou gris verdâtre. Elles sont zonaires, généralement massives, parfois schistoïdes, localement bréchées. Sont-ce des porphyres quartzifères broyés, puis cicatrisés ?

N. B. Nos tracés entre la région de Mwamba — étudiée en détail — et celle de Kayombo — rapidement parcourue — constituent des raccords à distance. La délimitation des zones lithologiques, entre ces limites, est nécessairement approximative et sujette à révision.

F. — Remarques et corrélations

1. — GRANITE.

Polymorphe, le granite *biotitique* est caractérisé par une succession de phases multiples, non confinées à la périphérie des massifs *allongés*. Ces phases diverses paraissent n'être que des modalités d'une même intrusion ignée, le résultat de la différenciation d'un magma unique. Certains affleurements, tel celui de Mujonga, comportent plusieurs de ces phases, dans un espace restreint. Ajoutons que certaines variétés ont pu être transformées par métamorphisme ou assimilation.

2. — GNEISS.

Les gneiss étudiés sont d'origine métamorphique ou ignée.

Les termes ignés comprennent des roches dont la composition minéralogique est celle des granites, des syénites, des diorites, ainsi que des migmatites. Ceux d'origine sédimentaire — paragneiss — n'ayant connu aucune adjonction ignée, sont d'occurrence locale et peu répandus. Les paragneiss sont, en maints endroits, entremêlés de formations magmatiques dont la composition est identique à celle des grands massifs ignés voisins ou à leurs produits dérivés. Fréquemment, l'injection des paragneiss, par des venues ignées, rend leur identification incertaine.

Il n'est nullement indiqué que les paragneiss correspondent à un groupe stratigraphique unique. Des études détaillées nécessiteront peut-être des coupures, dont l'utilité ne nous apparaît pas.

3. — CALCAIRES.

L'absence de formations calcaires (marbres, cipolins...) dans la série cristallophyllienne du Maniema, mérite de retenir l'attention.

4. — AMPHIBOLITES.

Les amphibolites régionales sont des roches métamorphiques de couleur sombre, dont les principaux constituants sont un plagioclase et une hornblende noire ou vert noirâtre, miroitante. La hornblende peut être remplacée en partie par de la biotite. Le quartz, le sphène, les minerais de fer sont des constituants occasionnels. La texture et la composition de ces roches varient sensiblement. Tantôt, la loupe seule permet d'y distinguer une texture zonaire esquissée ; d'autres échantillons présentent, déjà aux affleurements, des points kaolineux décelant une teneur appréciable en feldspath. On rencontre également des variétés ultra-basiques et des variétés plus quartzieuses. Dans ces dernières, la disposition zonaire des éléments apparaît à l'œil nu.

Les quatre variétés peuvent se rencontrer côte à côte, sur le même banc. Quant à la répartition des amphibolites, il n'est pas inutile de remarquer qu'elles sont fréquentes dans certaines régions et inconnues dans d'autres.

Suivant les conditions de gisement, nous distinguerons :

1. *Amphibolites magmatiques*, passant brusquement ou graduellement à une roche ignée (diorites ou hornblendites). Elles correspondent au faciès de bordure ou constituent toute la masse de filons basiques dans le granite (roches foliacées ou zonaires, quartzieuses ou pyriteuses). Dans ce dernier cas, une action métamorphique s'observe au contact.

On rencontre quelques rares exemples de ce type dans le massif de Mabazi, et sur la Haute-Magoma.

2. *Bandes minces d'amphibolites englobées dans le cristallophyllien*. — Elles passent aux micaschistes et aux gneiss amphibolo-plagioclasiques. Les feldspaths sont parfois répartis en traînées dans la roche ; d'autre fois, ils lui donnent un aspect moucheté. Ce peuvent être des roches basiques injectées lit-à-lit ou

des strates calcaireuses gneissifiées. Nous avons cherché à déterminer, mais sans succès, les relations existant entre le granite Gr. et ces bandes basiques, dont certaines pourraient être des roches ignées. Rien ne permet, cependant, de l'affirmer ; les actions de contact sont problématiques.

Exemples : massifs de la Haute-Magoma ; voisinage du Lubaga ; partie SW du Kabendja Masoro.

3. *Amphibolites* ou *amphiboloschistes enrobés à l'état d'enclaves plus ou moins étendues dans les granites Ω , Δ et μ .* — Type fréquent dans la zone NW de la région étudiée (entre Makubuli) et Mititi.)

4. *Amphibolites* ou *hornblendites* correspondant aux produits basiques *protogènes* de la *différentiation* du magma granitique, et ultérieurement disloqués par le magma ascensionnel.

Nous n'avons noté aucun exemple certain de ce type.

En résumé : les formations cristallophylliennes *étendues*, localisées entre Mombese et Kabambare, renferment peu d'amphibolites. Au contraire, bon nombre d'amphibolites appartiennent au troisième type et affleurent dans la zone Mitondolo-Kabendja Masoro-Kuinga, non parmi les roches cristallo-lophylliennes — qui sont à bonne distance — mais au milieu des granites biotitiques.

Quelle est l'origine de ces amphibolites ?

La proportion d'éléments fémiqes varie beaucoup sur quelques décimètres — ce qui n'est généralement pas le fait des filons basiques, sauf aux épontes. Comme le granite garde son type normal jusqu'à faible distance du contact, on n'est pas en présence, ici, d'une différenciation orientée — telle le passage du granite au gabbre, par transition successive, sans trace, de contact intrusif. On observe (massif Mungubu, croquis n° 4), le passage *latéral* de l'amphibolite au granite gneissique par l'intermédiaire de roches hybrides — endomorphes ou exomorphes — dont la texture rappelle assez bien la texture ignée.

Quant aux éléments structuraux de ces amphibolites, non seulement les dites enclaves sont orientées parallèlement les unes aux autres, ainsi qu'aux autres xénolithes du granite, mais sont également parallèles aux directions habituelles de la tectonique granitique et de la tectonique régionale.

Il nous semble que les amphibolites du troisième type — que nous n'avons pu suivre, en direction, que sur un espace restreint — doivent être assimilées aux xénolithes, parfois volumineux, que l'on rencontre dans les granites régionaux. Les variations de texture et d'acidité, constatées sur le terrain, l'abondance d'amphiboles noires, développées dans ces roches par métamorphisme aux dépens des éléments fémiques ou calcareux de la roche originelle, s'accroissent de cette hypothèse (1). Il y eut d'abord ramollissement de l'enclave, puis granitisation ou remplacement métasomatique, liquation possible, recristallisation et, localement, imposition d'une structure orientée. Ailleurs, l'orientation des éléments de l'amphibolite peut résulter d'un manque d'uniformité dans la redistribution des substances en présence. Dans ce cas la structure rubanée de l'amphibolite correspond à la structure originelle des roches absorbées (structure antécédente de C. P. Berkey) (2). Dans un mémoire récent, P. Eskola (3) remarque que l'assimilation des xénolithes est favorisée par certaines circonstances : l'association à une phase de plissement, le brassage du magma et des fragments détachés qu'il englobe. C'est précisément le cas qui nous occupe (4).

Quant à l'absence de cataclase dans les amphibolites en question, elle n'infirmes en rien notre manière de voir : le fait indique simplement que les transformations chimiques subies ont effacé toute trace de cataclase (5). La formation locale de biotite, au contact granite-amphibolite, s'explique aisément (6).

(1) N. L. BOWEN, The Behavior of inclusions in igneous rocks, *Journ. Geol.*, 1922, p. 513-567. Voir aussi la citation d'un récent ouvrage de BOWEN, à la page suivante.

(2) C. P. BERKEY et MARION RICE : *Geology of the West Point Quadrangle, New-York State Museum Bull.*, 225 et 226, 1921.

(3) P. ESKOLA, « On contact phenomena between gneisses and limestones in Western Massachusetts », *Journ. Geol.*, vol. 30, 1922, n° 4, p. 265, (en particulier, p. 293).

(4) Nous renvoyons, pour l'étude théorique du « principe de réaction » et des effets de l'assimilation d'inclusions, sédimentaires ou ignées, par les magmas, au récent ouvrage de N. L. BOWEN : « The Evolution of the Igneous Rocks », Princeton, 1928, § 5, p. 54-62 ; § 10, p. 175-223. En particulier, l'assimilation de roches calcareuses ou calcaire-argileuses, par le granite, conduit à la formation d'amphibolites. Celle de quartzites ou de schistes donne lieu à l'une des phases pour laquelle le magma est saturé. Voir aussi : A. LACROIX : « Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact », *Carte géol. de France*, tome 10, n° 64, 1898-1899 ; tome II, n° 71, 1899-1900.

(5) U. GRUBENMANN, *Die kristalline Schiefer*, 1910, p. 62.

(6) ERDMANSDÖRFER : Ueber die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteine, *Zentralb. Min.*, 1910, p. 790.

Faut-il voir, dans ces amphibolites, des restes de strates pincées dans le granite, des débris de la couverture sédimentaire ? ⁽¹⁾ On se souvient que ces affleurements, discontinus, jalonnent des alignements définis ; on constate une orientation identique et pour la foliation des amphibolites et pour la structure granitique *protogène*. Ce sont, nous semble-t-il, des arguments positifs. Soulignons encore la localisation de ce type d'amphibolite, à l'ouest du Kitjitja, dans des aires synclinales qu'elles semblent caractériser.

Il faudrait, toutefois, se garder de croire qu'au voisinage des affleurements amphiboliques, la surface *actuelle* du granite soit peu distante de la limite *inférieure* des sédiments, lors de la « mise en place » du magma. De fait, les blocs détachés de la couverture sédimentaire ont pu, par gravité, s'enfoncer dans le bain igné. Mais il est hors de doute que les actions métamorphiques subies impliquent une certaine fluidité du magma, au moment où il atteignit les sédiments résorbés.

5. — GRANITES AMPHIBOLIQUES.

Moins quartzeux que les granites biotitiques, ces granites amphiboliques correspondent à un granite biotitique pauvre en potasse. Rappelons que ces roches ont été rencontrées, de façon discontinue mais constante, suivant des alignements définis, et toujours dans les zones où abondent les enclaves xénolithiques.

Quelle est leur origine ?

On peut admettre, dans certains cas, qu'il s'agit d'un *produit normal de la différenciation* des granites *Gr*. L'existence d'un type amphibolo-biotitique (K) porte à le croire. Il se peut aussi que la présence de hornblende — minéral caractéristique des zones comprimées — résulte des conditions spéciales de la cristallisation du magma, suivant ces alignements déterminés. Il nous paraît légitime d'envisager, pour nombre de cas, une *formation syntectique* du granite amphibolique, et de voir, dans les granites *Γ*, le résultat de l'assimilation de xénolithes par le magma en mouvement. Le brassage du magma originel et des solutions dérivées de la corrosion de l'enclave fournit une solution mag-

(1) A. LACROIX, Livret guide des Pyrénées, p. 65.

matique, dont cristallise une roche relativement homogène. La présence de nombreux xénolithes, de minéraux anormaux dans la roche ignée, son manque d'homogénéité sur un espace restreint, rendent cette assimilation vraisemblable. La formation de telles roches hybrides s'effectuerait suivant le mode exposé par R. DALY ⁽¹⁾, dans sa théorie de la liquation syntectique et son corollaire, la théorie éclectique de la formation des roches ignées. C'est, en somme, une accentuation du processus donnant naissance à certaines amphibolites régionales — avec cette différence qu'une corrosion plus avancée de l'enclave (\pm différenciation concomitante) amène sa disparition complète. Le facteur « profondeur » joue vraisemblablement un rôle dans la formation de ces roches.

Le « polymorphisme » des granites Gr. ne serait-il pas conditionné, partiellement tout au moins, par des influences analogues ?

6. — GRANITE TOURMALINIFÈRE.

Suivant les cas, les granites de ce type sont des résidus d'une différenciation sélective du granite (biotitique ou acide), ou des produits *automorphes* ⁽²⁾. du granite biotitique.

Ces granites apparaissent, de façon constante, dans des zones disloquées. Les données que nous possédons sur leur localisa-

⁽¹⁾ « *Most granites are differentiate of syntectics* » (R. DALY, The secondary origin of certain granites, *Amer. Journ. Sc.*, 1905- vol. 20. — R. DALY, « *Igneous Rocks and their Origin*, 1914, p. 312, 361,...).

() Lorsque, par différenciation, un magma acquiert la composition des granites riches en silice, une ségrégation de la tourmaline peut se produire même dans la phase principale de la cristallisation. On obtient, ainsi, des granites à tourmaline, qui contiennent des prismes noirs de ce minéral non seulement dans toute leur masse rocheuse, mais également dans leurs pegmatites dérivées. L'étude microscopique de ces granites a prouvé que la tourmaline est l'un des derniers éléments à cristalliser et que le magma résiduel, dont cette tourmaline se sépare, corrode les feldspaths précédemment formés. En d'autres termes, la roche est *recristallisée* par l'action des minéralisateurs (ici, fumerolles borées). Cette transformation *greisefifiante*, sous l'action des derniers résidus magmatiques, est une *autopneumatolyse*. C'est peut-être à un phénomène de ce genre que sont dûs les nodules tourmalinifères des granites μ . Une récente étude anglaise (A. BREMMEL et H. F. HARWOOD, *Min. Mag.*, 1926, vol. 20, p. 319-330) montre que dans les granites de Dartmoor, la tourmalinisation s'est effectuée en trois phases :

1° Avant la cristallisation complète du granite :

a) tourmaline primaire pyrogénétique.

b) tourmaline secondaire, par pseudomorphose de feldspath.

2° Après la cristallisation : tourmaline secondaire, comme pour Ib. Phase tourmalinifère principale. Une intéressante étude des granites tourmalinifères, appartenant à cette dernière catégorie est due à A. C. LANE (Segregation granites, *Journ. Geol.*, vol. 30, 1922, p. 162).

tion sont trop succinctes, pour nous autoriser à avancer qu'ils se présentent suivant des alignements définis.

De même, un levé très détaillé de la région pourrait seul permettre de découvrir la loi de répartition des types granitiques Ω et Δ . Nous nous bornons à apporter une modeste contribution à l'étude de cette intéressante question.

7. — EPIDOTISATION.

Les gisements épidotiques se rattachent aux types suivants :

1° *Le type filonien*, aux épontes tranchées. De règle, si la dislocation épidotique est oblique aux structures régionales ($D = N50^\circ E$).

Nous avons étudié ce type dans une note récente, à laquelle nous renvoyons le lecteur. Les observations faites à ce propos, valent dans le cas présent (1).

2° *Imprégnation* plus ou moins étendue d'une zone écrasée ou cisailée (*Zertrümmerungszone*, *Scherungszone*), sans qu'apparaissent les filons du premier type.

L'épidotisation se produit dans des roches souvent bréchées et de façon plus ou moins régulière. On observe des « schlieren » épidotiques parallèles, voisinant avec des zones lenticulaires préservées; l'ensemble affecte parfois une structure pseudo-fluidale. Ou bien la cataclase laisse une roche si finement grenue, que l'épidotisation aboutit à la formation de roches verdâtres ou jaunes, tantôt felsitiques, tantôt schistoïdes.

Exemple : rebroussement de Mombese, zone Misolo, zone de la Haute-Magoma, sommets Pungwe, Avanga, Atendekeshi...

3° *Action deutéritique* (processus de remplacement magmatique par des solutions résiduelles, au moment de la consolidation finale de la roche éruptive). Affecte surtout les granites (2). Exemple : granites épidotisés de Makombo et du Muhema.

4° *Epidotisation* par des *actions de contact*. Exemple : la cornéenne épidotique de Lusangi, injectée par les granites qui l'englobent.

(1) René VAN AUBEL, Contributions à l'étude géologique de L'Uhembe.

(2) Nous renvoyons, pour l'étude théorique de ce cas aux travaux suivants : U. GRUBENMANN et P. NIGGLI : *Die Gesteinmetamorphose*, 1924, tome 1, p. 183-188 ; R. J. COLONY « The final consolidation phenomena in the crystallisation of igneous rocks, *Journ. Geol.*, vol. 31, 1923, n° 3, p. 169-178.

5° Formation d'épidote dans les *gneiss de l'épizone* (Grubermann). Exemple : gneiss de la Haute-Magoma, voisins des mica-schistes ; sommet Lugulu Mironga.

6° Formation d'épidote par *altération* de pyroxènes, amphiboles, feldspaths...

Les roches feldspatho-épidotiques du type helsinkite ⁽¹⁾ ou du type unakite ⁽²⁾ ne paraissent pas représentées au Maniema méridional.

SÉRIE MÉTAMORPHIQUE

CHAPITRE II.

1. — ZONE KILWA-TSHONGOLO.

Entre Mititi et le massif de Tshongolo, aux abords de la rivière Kamusa, on rencontre quelques mauvais affleurements de schiste siliceux gris verdâtre, micacé (muscovite ou séricite). Ce schiste métamorphique présente un faux aspect zonaire, par suite de fines intercalations magnétitifères. Des stries de glissement, recouvertes d'un enduit ferrugineux, se voient dans les joints. Un schiste quartzitique micacé, fort plicatulé, passant localement au mica-schiste, fait suite, à l'est, au schiste précédent. Un peu plus loin, ce dernier réapparaît, puis il devient aphanéritique. Très diaclasée, la roche montre des joints courbes, talqueux, et des passages bréchoïdes semés de séricite verdâtre. Ailleurs, des filets ondulés, feldspathiques et rosâtres, ou des filets aplitiques rosés, s'infiltrèrent suivant les feuilletts.

De toute évidence, la série métamorphique rencontrée entre la Kabambiliro et la Kamukale a subi des dislocations ; mais son caractère métamorphique est beaucoup moins accentué que celui des roches cristallophylliennes, voisines du granite. La forme en coin, qu'affectent les limites de la formation, semble résulter d'une intercalation du paquet métamorphique, entre des failles. L'existence de failles ne s'impose pas, toutefois, au contact du granite (ou du cristallophyllien) et de la série métamorphique, car cette dernière, comme nous le verrons plus loin, est post-granitique (Ω , Δ , μ .)

(1) A. LAITAKARI, *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 51, 1918 ; H. P. CORNELIUS, *Schweiz. Min. u. Petrog. Mitt.*, vol. 7, 1927, fasc. 1.

(2) W. W. WILKMANN, *Fennia*, n° 50, 1928.

Sommet Lumbala. — Au sommet Lumbala, se voient les affleurements d'un schiste siliceux blanchâtre, faiblement micacé. La roche est à peine métamorphisée ; le clivage schisteux est beaucoup moins développé que dans la série métamorphique, sise au SE et au SW de Kabambare.

2. — ZONE DE LA LUIKA.

(massifs de Muhiundu et Nongo Mukasi).

Le massif Muhiundu est formé de phyllades et de quartzites. La stratification est mal indiquée, mais son orientation est donnée par le contact des phyllades et des quartzites ; elle correspond, dans l'ensemble, avec la schistosité.

Du nord au sud, on distingue dans ce massif :

a) un quartzite gris, ($D = N60^{\circ}E$; $i = SE75^{\circ}$) sillonné de veinules quartzzeuses orientées N-S à $N20^{\circ}W$. Ces veinules renferment des lamelles d'oligiste spéculaire, des aiguilles de tourmaline brune et de rutile. Certaines veinules, faiblement quartzzeuses, sont presque exclusivement composées de tourmaline. L'oligiste et la tourmaline se rencontrent aussi dans des nodules alignés $N20^{\circ}W$, c'est-à-dire, une orientation normale à celle du plissement.

b) un quartzite gris noirâtre à grains fins, $D = N80^{\circ}E$, filets oligistifères interstratifiés.

c) un schiste phylladeux, mauve ou violacé : $D = N40^{\circ}E$. Des bandes indurées et décolorées, orientées $N20^{\circ}W$, caractérisent le banc (action des solutions quartzo-oligistifères). Dans les parties disloquées, le phyllade se débite en plaquettes plus ou moins gauchies, lustrées et micacées.

d) des grès quartzites, montrant une imprégnation ferrugineuse zonaire ($D = N80^{\circ}E$).

e) des quartzites blanchâtres, à gros cristaux d'hématite.

Le massif Nongo Mukasi est formé de roches dont le faciès diffère quelque peu de celui des couches du Muhiundu. Leur plongement, très redressé, est inverse de celui des couches du massif occidental : $D = N45^{\circ}E$; $i = NW80^{\circ}$. Entre les deux massifs, une ride, orientée $N50^{\circ}E$, est formée de blocs latéritiques. C'est vraisemblablement le passage d'une faille, qui sert de voie d'accès aux solutions hydrothermales ferrugineuses,

minéralisant les strates des deux massifs suivant $N60^{\circ}E$. Cette orientation fait, avec une autre déjà reconnue ($N20^{\circ}W$), un angle de 80° .

Dans le massif de Nongo Mukasi, on distingue :

a) des phyllades gris clair ou bleutés, recoupés par des veinules d'oligiste transversales. La phyllade est de couleur plus foncée au voisinage des veinules. L'horizon comporte des intercalations de quartzophyllades.

b) des phyllades verdâtres ou roses, finement grenus, indurés et brunis par la venue quartzo-oligistifère.

c) des schistes quartzitiques bruns.

Les filets oligistifères recoupant les couches métamorphiques sont pré-lualabiens, car ils ne pénètrent pas dans les formations de cet âge. D'autre part, la faille limitant les deux massifs s'arrête au grès lualabien. L'induration et la décoloration des strates s'effectue suivant $N20^{\circ}W$, orientation voisine de celle des intrusions diorito-diabasiques de la zone Kibangula-Piana Fundi.

La venue quartzreuse hydrothermale (tourmaline, rutil et oligiste) paraît devoir être rapportée à l'intrusion granitique μ dont elle forme, dans les régions voisines, la manifestation ultime, le terrain extrême de la différenciation des pegmatites tourmalinifères. Il nous semble que toute association avec des roches basiques doive être écartée, vu la fréquence de la tourmaline. Rappelons que nous n'avons pas rencontré de filets granitiques μ dans les roches métamorphiques régionales, et pas davantage dans la zone de la Kilwa.

Entre P. Senga et P. Fundi, on recoupe des formations précédemment décrites ($D = N70^{\circ}E$, en moyenne). Au Nord de Munonda, on aborde une bande métamorphique : phyllades gris magnétitifères et quartzites gris ferrugineux. Une virgation locale dans les schistes micacés de la Lubumba; on relève : $D = N80^{\circ}W$; $i = N45^{\circ}$ (passage d'un pli transversal ?).

3. — ZONE KABAMBARE-LUIKA.

En quittant Kabambare, vers l'ouest, on rencontre d'abord, des quartzites épars, puis des affleurements de diabaso-diorites. Viennent ensuite diverses variétés de phyllades. Ce sont, successivement :

a) des phyllades finement grenus, blanc rosé, magnétitifères, passant au séricitoschiste (R. Kabemba).

b) des phyllades gris cendré, magnétitifères, passant au phyllade micacé (R. Kasongwa).

c) des phyllades, gris cendré à gris clair, passant au phyllade micacé par endroits riche en cubes de pyrite. Ils voisinent avec des quartzites (R. Luaya).

Cette série *métamorphique* est, en moyenne, orientée : N65°E. Entre la Kasongwa et le village Kilenge, nous avons noté, à plusieurs reprises, des pointements diabasiques. Au sud du village de Kilenge, les pointements en question sont plus nombreux, semble-t-il, à la limite du granite.

Cette région a été traversée rapidement ; nous avons emprunté la route automobile qui relie Kabambare à Kongolo.

4. — ZONE ASANGALA-BILA.

α) A l'extrémité N-E du massif Kiazi-Asagala affleure une série de roches métamorphiques (N80°E ; $i = S80^\circ$). Elle comprend des phyllades magnétitifères à strates psammitiques, des schistes quartzitiques à points kaolineux, du grès schistoïde. Le contact avec le cristallophyllien nous paraît anormal (inversion du plongement, ? faille). Il est jalonné, dans les deux formations, par des chapelets de lentilles quartzieuses. De très nombreux filons d'un quartz oligistifère, qui s'anastomosent, recouperont également ces couches, y sont interfoliacés, parfois s'y perdent.

Vers le village Gilimbo, on voit un affleurement isolé, fort altéré de schiste chloriteux à globules limoniteux. Un peu au NE de Lemba-Lemba apparaissent des schistes phylladeux grisâtres, magnétitifères ; puis, quelques schistes lustrés et tachetés.

β) Des quartzites blancs, finement grenus, feldspathiques, caractérisent la petite chaîne de Kiliba. Le métamorphisme y développe des minéraux spéciaux : oligiste, séricite, chlorite. Localement, la roche est vacuolaire ; les vacuoles sont occupées par un kaolin blanchâtre. Les filons quartzieux sont beaucoup moins fréquents, ici, que dans les quartzites *anciens*.

Aux quartzites du Kiliba font suite, à l'est, des schistes sili-

ceux zonaires, gris vert ou gris jaune, magnétitifères, à nombreuses traînées rouillées entre les feuillets. Puis viennent des schistes phylladeux, gris ou jaunâtres, fort chargés de magnétite. Une traînée de gros blocs latéritiques, orientés comme les strates métamorphiques elles-mêmes, se voit à hauteur du village de Mwana Buzi, Ensuite, toujours à l'est, affleure un banc très altéré de schistes phylladeux gris verdâtre à gris noir. A hauteur de le Bila, les quartzophyllades zonaires prennent une certaine extension. De gris vert à gris bleu, rayés de bandes sombres, ces quartzophyllades comportent des bandes indurées massives; ils sont micacés dans les joints et renferment : des traînées pyriteuses, orientées comme les bandes zonaires; des lentilles quartzzeuses, en échelon, et des filets quartzeux orientés $D = N50^{\circ}W$; $i = SW45^{\circ}$; des amas irréguliers et des filets d'une roche *intrusive*, basique, mouchetée, parfois zonée, où, dans une masse de quartz, sont semés des aggrégats rayonnés d'une amphibole vert pâle (fréquemment chloritisée). Le granite n'affleurant pas aux environs, on ne peut dire si cette roche mouchetée est un produit de segmentation du granite, ou s'il s'agit d'une émanation post-granitique, à rattacher aux intrusions basiques. A côté des strates phylladeuses grises, se voient aussi des quartzophyllades, cariés suivant certains alignements. Dans leurs portions schistoïdes, les roches de la Bila sont recouvertes d'une croute noire d'oxydes ferro-magnésiens.

La chaîne de Musima-Kakungu, qui borde la Bila à l'est, est formée des quartzites du Kibila; ils sont cependant un peu plus compacts.

Ces couches métamorphiques sont orientées $N60^{\circ}E$; $i = NW 80^{\circ}$.

Remarque. — Les divers types métamorphiques décrits dans les paragraphes précédents diffèrent assez bien des roches métamorphiques étudiées par M. le professeur Fourmarier sur la Lukuga (1). Nous n'avons pas rencontré de roches poudingui-formes. A noter le parallélisme existant entre l'orientation de la foliation des schistes cristallophylliens, la schistosité et la stratification des couches métamorphiques contigues. Nous

(1) P. FOURMARIER, Le bassin charbonnier d'âge permo-triasique de la Lukuga, A. S. G. B., Pub. Congo, 1913-1914, p. c 86.

ferons la même constatation à diverses reprises. Ceci montre une concordance remarquable entre les efforts qui ont affecté les deux séries .

5. — ZONE LUBONDOI-KILONGOI.

a) On aborde, au nord de Kayombo, vers la Lubondoï, la limite de la zone métamorphique. Le sol y est beaucoup moins sableux qu'au sud de cette rivière. Ce complexe métamorphique comporte des quartzites et des quartzophyllades moins disloqués que ceux de la zone Luika-Lubile, les dits quartzites sont localement tourmalinifères et souvent bréchoïdes. Des filons de quartz gris bleu les sectionnent.

En bordure de la Pitjina, apparaissent des phyllades gris bleu à gris noirâtre, semés de petits cailloux quartzeux roulés. Ceux-ci sont alignés, dans la roche, suivant la stratification et permettent de distinguer des allures autrement indiscernables. Des filets chloriteux ou sériciteux traversent ces phyllades. Aux points les plus disloqués, apparaît un faciès ardoisier ; localement aussi, le faciès laminé est celui des schistes lustrés. Le banc comporte une série de variétés lithologiques allant des phyllades finement zonés aux quartzophyllades, avec intercalations phylladeuses.

Cette formation nous semble correspondre aux phyllades métamorphiques de la Lukuga (1) et de l'Ubembe (2). Le faciès des couches métamorphiques varie donc, si l'on s'éloigne du Tanganyka de l'ouest vers l'est.

La zone des quartzites métamorphiques passe à celles de phyllades par l'intermédiaire de roches gris de fer, pyriteuses et magnétitifères, qui renferment de *petits cailloux de granite μ et d'amphibolites* (éch. 574 et 575). Ces roches affleurent entre le massif Mualai-Mapasa et la Lubondoï. La remarque permet de préciser l'âge du dépôt, par rapport à l'intrusion des granites acides μ .

On remarquera :

1. que cette série prolonge, à l'est, (D = N60°E, environ)

(1) P. FOURMARIER, Le bassin charbonnier..., p. c 34.

(2) René VAN AUBEL, Contribution à l'étude géologique de l'Ubembe.

la série métamorphique de la Bila, mais présente un degré de métamorphisme moins accentué que cette dernière. Le fait tient, sans doute, à un éloignement plus grand des centres granitiques et des zones de plissement maximum. Il existe une relation entre, d'une part, la localisation des zones de métamorphisme le plus intense au voisinage du granite, et, d'autre part, l'existence de dislocations à cette bordure.

2. Ainsi que l'a déjà fait remarquer M. Fourmarier ⁽¹⁾, les quartzites *métamorphiques* sont plus développés en bordure de la zone cristallophyllienne.

b) Le massif Malai-Mapasa forme une longue ride montagneuse arquée, que le granite borde à l'ouest. On y voit des quartzites qui, tantôt, sont ferrugineux et schistoïdes; ailleurs, ils comportent des points kaolineux. La formation est recoupée par des veinules de quartz filonien semé de paillettes de chlorite. Localement, le quartzite se charge d'oligiste ou renferme des mouches de pyrite et de chlorite. Ces quartzites sont disloqués, dans la partie occidentale du massif, par une intrusion diorito-diabasique et de nombreux filons quartzeux. Ici, les zones bréchoides et séricito-schisteuses (indice de friction) sont fréquentes. Le plissement a également déterminé la formation d'un faciès schisteux et micacé du quartzite, aux abords du granite Gr. On constate que les filons aplitiques, qui recoupent le granite, près du contact, ne se poursuivent pas dans les quartzites, dont l'âge relatif est ainsi fixé.

Fait intéressant, nous avons noté, dans l'intrusion dioritique, l'existence d'un petit amas *non filonien* d'une roche granitoïde altérée, où l'on distingue du feldspath légèrement rosé, du quartz vitreux et des touffes d'amphiboles couleur émeraude. Dans cette roche, sensiblement équigranulaire, la tendance automorphe est générale. C'est, sans doute, une pegmatite de diabase. L'amas comporte d'autre part, dans sa partie axiale, semble-t-il, des ségrégations pegmatoïdes de quartz et d'orthose, où l'association graphique est nettement visible à la loupe. Les deux dernières roches paraissent représenter, en partie, des produits de différenciation de la diabase, en partie, aussi, le produit d'actions hydrothermales postérieures.

(1) Le bassin charbonnier..., p. 106.

6. — REMARQUES ET CORRÉLATIONS.

1. Nous n'avons pas rencontré de *strates calcareuses*, dans la série métamorphique.

2. La présence de conglomérats ou d'arkoses n'a pas été notée dans cette série. Tout au plus, certaines strates comportent-elles de petits cailloux roulés.

3. La série stratigraphique paraît s'établir comme suit, des couches les plus anciennes aux plus récentes :

Terme inférieur : a) phyllades et quartzophyllades ; b) quartzites. Zone Kimano-Kayombo et Bila.

Terme supérieur : c) phyllades siliceux blancs de Mititi et de la Luaya, série du Muhiundu et du Nongo Mukasi ; quelques quartzites intercalés.

CHAPITRE III.

SERIE DU LUALABA-LUBILASH

Les plages lualabiennes enserrent les massifs plus anciens, généralement surélevés et plus ou moins étendus. Les couches de cette série s'adossent au bâti cristallin par l'un ou l'autre de leurs termes, soit par simple contact discordant, soit par faille.

1. — LES FORMATIONS.

Elles s'étagent comme suit, la numérotation étant faite des plus anciennes aux plus récentes :

8. *Grès rouges*, plus ou moins feldspathiques.
7. *Schistes rouges* ou rosés, souvent zonaires.
6. *Schiste jaune* grisâtre ou ocreux.
5. *Grès jaune* ou fauve, plus ou moins feldspathique.
4. *Schistes rubanés, argileux*, formés d'une alternance de lits jaunâtres et de lits verdâtres ou gris noirâtre.
3. *Schistes gris vert* ou vert pré, gréseux ou argile-gréseux.
2. *Schistes noirâtres* ou gris bleuté, à filets blanchâtres, gréseux ou argilo-gréseux.
1. Conglomérat (tillite).

Ces couches ayant déjà fait l'objet de nombreuses études, nous nous bornerons à les décrire de façon très succincte.

Assise des grès rouges. — Ces grès sont plus ou moins feldspathiques et, d'habitude, peu micacés.

A l'ouest, cette assise est mal représentée et diffère assez bien de la série des roches rouges, décrites ⁽¹⁾ par M. le professeur Fourmarier : la roche est moins grossière, plus compacte. La stratification, localement entrecroisée, est plus régulière.

Entre la Moyenne Kilongoi et le poste de Niembo (Etat), l'assise prend une extension notable. Le faciès feldspathique se rapproche davantage de celui observé sur la Lukuga ⁽²⁾. Entre Kimano et la Kilongoi, on rencontre des grès rougeâtres, jaune orange ou lie de vin, parfois grossiers. Généralement micacés, ils passent localement aux psammites. On les distingue des grès rouges de Niembo, leurs équivalents stratigraphiques sur la Luama, par l'absence de gros nodules sphéroïdaux, indurés, quartzitiques ; par la teneur variable, mais toujours observable, en débris feldspathiques. Le grès rouge, ici, est toutefois plus sableux, plus friable, plus homogène. Ce banc surmonte une épaisseur variable de grès mauves ou gris bleu, localement feldspathiques, à grains fins et gros grains mêlés (ces derniers sont vitreux). Une (ou des) intercalations arkosiques se voient dans cette assise de grès. L'arkose comporte, dans un ciment feldspathique plus ou moins kaolinisé : des grains quartzeux à peine roulés, de dimensions variables (0 mm. 3 à 5 mm. 5) ; des lamelles de clivage de feldspath ; des fragments de feldspath laiteux ; des débris d'oligiste ; des paillettes de mica ; des fragments de granite et de tourmaline noire. Très friable aux affleurements, onctueuse au toucher, la roche ne produit aucune effervescence avec HCl, même à chaud. Aux grès violacés font suite des grès feldspathiques d'un blanc sale, gris ou jaunâtre, où l'on rencontre des nodules siliceux brunis à la surface. Cette dernière assise comprend une intercalation *charbonneuse* d'épaisseur peu constante. Il s'agit d'un grès feldspathique compact, (éch. 218) de couleur blanc gris, où des filets irréguliers, noirs,

(1) La bassin charbonnier..., p. c 120.

(2) Le bassin charbonnier..., p. c 120-c 123. Nous parlons des couches de la Lukuga en connaissance de cause, ayant séjourné quelques jours dans la région.

charbonneux et micacés, atteignent au maximum 5 millimètres d'épaisseur. Onduleux et noduleux, ces limets s'enflent et se coïncent brusquement. Le feldspath est irrégulièrement réparti dans l'assise ; la schistosité y est marquée plus ou moins. Localement, ce grès passe à l'arkose en conservant ou non ses limets charbonneux. L'altération rend la roche friable ; elle jaunit (pyrite) et se kaolinise. Cette assise surmonte des grès blanc verdâtre. Dans le lit raviné d'un tributaire de la Kilongoi, nous avons vu ces roches reposer d'abord sur les schistes rouges puis sur les grès jaunes, nodulaires, de la série normale (1).

L'assise des *schistes rouges* ou rosés comporte des roches zonaires, argileuses ou sablo-argileuses, localement gréseuses, formant la partie supérieure de l'assise des schistes jaunes. Peu d'affleurements dans la zone étudiée.

Assise des schistes jaunes. — Argileux ou sableux, ces schistes comportent : des intercalations calcareuses gris noirâtre, irrégulières, parfois pyriteuses ; des lits graveleux ; des imprégnations ferrifères, dans les portions gréseuses.

Assise des grès jaunes. — Ils sont plus ou moins feldspathiques. L'assise forme de gros bancs, souvent le seuil de chutes dans les cours d'eau.

A la base s'observent, localement, des lits ou lentilles de grès gris vert ou olivâtre, plus ou moins schistoïdes. Dans la masse, la structure entrecroisée est fréquente. On rencontre de beaux exemples de ripple-marks.

Des traces d'immersion et de remaniements sont décelées par diverses intercalations de poudingues plus ou moins ferrugineux. Un poudingue polygénique, aux éléments arrondis, se voit sur la rive sud de la Luika, à hauteur du massif métamorphique de Muhiundu. Il renferme des cailloux de toutes dimensions et de compositions diverses : granites, quartzites, phyllades, schistes métamorphiques, etc... Certains fragments sont craquelés. Ce poudingue passe à un grès grossier (où la stratification est marquée par une alternance de lits conglomératiques et de lits gréseux) puis au grès normal. On rencontre d'ailleurs occasionnellement (riv. Ngovi), des cailloux isolés et roulés

(1) Ces grès s'encadrent dans la série normale de l'ouest, sur la Kilongoi, à hauteur du massif Kabulo.

de granites ou de roches cristallophylliennes, dans les grès de cette assise.

Assise des schistes rubanés. — L'épaisseur relative des zones qui composent la roche est variable. Nous y reviendrons plus loin.

Dans le banc s'observe, en certains points :

a) des intercalations de pélites rubanées, passant au phtanite gris clair ou verdâtre.

b) des lits graveleux, dont la pâte est une grauwacke aux éléments clastiques.

c) des nodules indurés, de forme irrégulière.

d) des intercalations locales (cordons, lits, lentilles) de calc-schistes argileux, gris bleuté.

e) des passages gréseux.

L'assise des schistes gris vert est fort localisée (Lusangi). — On y rencontre des intercalations calcaro-argileuses, à limets gréseux.

Assise des schistes noirs. — La roche présente tantôt un faciès homogène, monochrome, tantôt elle comporte de minces limets argileux blanchâtres. On rencontre dans cette assise :

a) des intercalations calcareuses nettement individualisées, parfois quartzitiques (zone de Lusangi).

b) des zones phtanitiques (riv. Lula), à cassure esquilleuse, ne différant du schiste noir habituel que par une trame siliceuse plus condensée.

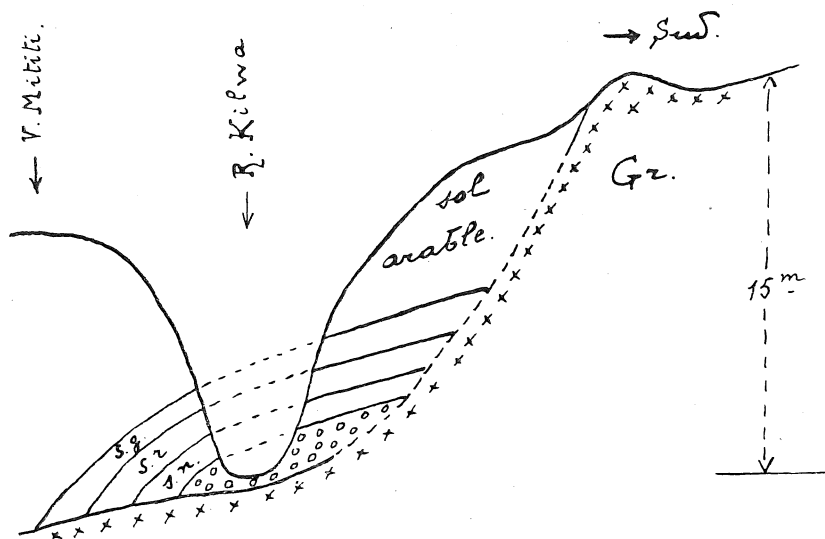
c) des cordons de petits cailloux quartzeux.

d) des zones conglomératiques, polygéniques, aux éléments subanguleux, provenant des couches sous-jacentes, mêlés à des cailloux plus ou moins roulés de roches cristallines (riv. Lubaya, au SW du Ginda).

e) des zones pélitiques très fines, paraissant enroulées en paquets.

Les accidents de stratification sont nombreux dans cette assise ; les surfaces de stratification, courbes ou tourmentées, abondent dans cette formation.

Le poudingue de base. — Nous ne l'avons rencontré qu'une fois, dans la zone étudiée, aux abords du village de Mititi, à hauteur du 4°15'S. La rivière Kilwa coule, au pied de ce village, sur un dépôt lualabien qui épouse la surface érodée du massif cristallin (croquis n° 6).



CROQUIS 6.

- oooo = conglomérat tillite.
- s. n. = schiste noir.
- s. r. = schiste rubané.
- s. g. = schiste gréseux jaune.

Ce dépôt repose sur le granite par l'un ou l'autre de ses termes. Dans le lit de la Kilwa, on mesure : $D = N80^{\circ}E$; $i = NW5^{\circ}$ à 10° . Au contact du granite et quel que soit le terme envisagé, il y a toujours un cailloutis cimenté d'argile. Le conglomérat est de couleur gris bleu à gris verdâtre ; sa pâte est gréseuse, localement calcareuse et chloriteuse. Elle renferme de petits cailloux cristallins, roulés ou subanguleux. Pas de gros blocs, dans la pâte de ce conglomérat.

Le schiste noir, surmontant le conglomérat, renferme des limets blanchâtres, de petits lits détritiques *ondulés*, formés de menus débris *anguleux* de roches granitiques. Ces lits détritiques sont pyriteux à leur partie inférieure. Non aurifère, la pyrite résulte vraisemblablement de l'infiltration de solutions sulfatées,

ultérieurement réduites et précipitées par l'action du milieu sapropélien sous-jacent.

L'assise des schistes rubanés est remarquable par les pliculations et l'hétérogénéité de ses limets.

On remarquera l'allure lenticulaire du dépôt lualabien.

Poudingues interformationnels. — Nous avons déjà signalé l'intercalation de lits poudinguiformes dans diverses assises, notamment dans celles des grès et des schistes noirs. Dans les deux cas, il s'agit du remaniement des assises lualabiennes sous-jacentes et de l'adjonction de cailloux plus ou moins roulés de roches cristallines. Signalons encore un faciès de conglomérat, dont les relations stratigraphiques ne permettent pas d'affirmer s'il s'agit d'une intercalation de grès jaune verdâtre conglomératique (assise 5) ou d'un dépôt de base. La présence du poudingue de base, en cet endroit, ne peut s'expliquer que par l'existence d'une faille que la pénurie d'affleurements n'autorise pas à tracer.

Entre le sommet Lubaga et la rivière Mushondwa, les couches lualabiennes occupent un petit redent, où l'on distingue de l'ouest à l'est :

1° des schistes jaunes (assise 6), où le pendage s'inverse, à plusieurs reprises, sur un espace restreint.

2° un gros banc de *poudingue* dont la pâte, de couleur gris verdâtre et de nature gréseuse, renferme une profusion de petits cailloux *roulés*, en majeure partie quartzeux, et de gros cailloux cristallins roulés (granites de tous types, aplites, gneiss...), quelques-uns volumineux. Localement, le poudingue est induré et se débite en blocs compacts, de cassure esquilleuse.

3° quelques schistes argileux jaunes (assise 6).

4° quelques schistes rubanés (assise 4).

5° sur la rive occidentale de la Mushondwa et dans le lit de cette rivière, un banc de schistes argileux noirs, à intercalations calcaireuses ou calcaro-argileuses ($D = N20^{\circ}E$; $i = NW15^{\circ}$).

Remarques :

1. Il est vraisemblable que l'on trouve, dans la série lualabienne de la Luama, l'équivalent de l'étage Sankuru (suivant la nomenclature proposée par M. le professeur Fourmarier, au Congrès

géologique international de Pretoria). Par contre, nos observations ne permettent pas d'affirmer la présence de l'étage Lukuga.

2. Il semble que le grès charbonneux, reconnu sur la Kilongoi, apparaisse au même niveau que la veine de charbon récemment décrite par M. Reyntjens ⁽¹⁾ au sud de la rivière Lubileye (région d'Albertville). Mais, ici, il n'y a pas de doute possible : le grès charbonneux apparaît à la partie *inférieure* de l'horizon des grès rouges et non, comme M. Jamotte l'aurait observé sur la Lubileye, dans les grès de Tambwe (eux-mêmes postérieurs à l'assise des grès rouges).

On remarquera, d'autre part, que les strates charbonneuses paraissent devoir être très rares, dans les assises lualabiennes de la Luama.

Il semble, donc, comme l'a déjà fait observer F. Behrend ⁽²⁾, que les conditions favorables à la formation des charbons s'affaiblissent à mesure que l'on s'éloigne, vers le nord, du 6^e parallèle sud, pour se rapprocher de l'équateur.

2. — STRATIGRAPHIE.

Divers géologues ont longuement étudié l'origine du conglomérat de base de la série lualabienne au Maniema ⁽³⁾. Nous ne reviendrons pas sur cette question. Nos observations montrent que ce conglomérat de base se distingue par la nature, plutôt roulée que subangulaire, de ses blocs ovalisés. Ceux-ci, groupés sans égard à leurs dimensions, ne sont localisés à aucune strate déterminée, mais répandus dans toute la masse d'une manière très irrégulière. Nous n'avons toutefois noté, sur la surface des blocs, ni stries glaciaires, ni facettes concaves, ni indices de friction. Il ne nous a pas davantage été donné de trouver des surfaces striées, sur les affleurements de roches pré-lualabiennes.

Dans l'ensemble, et à part l'absence des strates charbonneuses, notre série lualabienne se rapproche beaucoup de celle décrite, près d'Albertville, par M. Fourmarier. Elle n'a que de lointains

⁽¹⁾ *A. S. G. B.*, tome 52, *Pub. Congo*, 1928-1929, fasc. 1.

⁽²⁾ *Loco citato*, p. 78.

⁽³⁾ Voir la bibliographie.

rapports avec celle étudiée par M. G. Passau ⁽¹⁾, entre Stanleyville et Ponthierville, et celle rencontrée par M. E. Richet ⁽²⁾ vers la Lovoi. Ainsi, le « lime fine », horizon fossilifère marquant de la série Passau, manque au Maniema méridional. Nous n'avons, d'autre part, pas découvert de fossiles dans la série que, nous avons étudiée.

Les formations calcareuses, déjà peu importantes sur la Lukuga, sont, ici, plus restreintes encore. Elles se limitent à des intercalations isolées, de très faible épaisseur. D'une couleur plus foncée que le banc où elles s'intercalent, elles font saillie aux affleurements ou forment les dalles de seuil des ruisselets entaillant des assises schisteuses. Elles ne sont jamais bréchoïdes.

Aux abords immédiats des granites, les couches lualabiennes et les schistes jaunes lubilashiens se chargent de cailloux roulés (proximité des zones d'émersion, faciès de bordure) et passent localement au poudingue pisaire. De petites dimensions, les cailloux sont surtout des fragments quartzeux. Dans ces zones bordières, l'hétérogénéité du banc est souvent déconcertante. Les couches ne sont d'ailleurs pas hétérogènes qu'en ces points. On ne peut suivre aucune strate d'une façon continue, tant les variations d'épaisseur et de faciès lithologiques sont grandes. Ainsi les strates se subdivisent, se coincent, passent latéralement à un faciès différent (exemple les grès passant latéralement aux schistes, suivant l'axe d'un ravin). Les lits conglomératiques sont plus discontinus que les lits voisins. Le bassin reçoit tantôt des sédiments fins, tantôt des dépôts grossiers, avec excédent de silice ou excédent de matière argileuse. On peut faire cette constatation en suivant la Musukui, depuis le pont de la route Kabambare-Lusangi jusqu'à son confluent avec la Luama. Il faut se contenter de suivre un « horizon ». Nous noterons aussi qu'une assise peut faire défaut, dans une coupe verticale. C'est le cas des grès fauves (assise 5), qui n'apparaissent qu'en masses lenticulaires : les schistes jaunes (assise 6) reposent directement sur les schistes rubanés (assise 4), sans aucune discordance apparente.

Pour toutes les assises, même celle des schistes jaunes (n° 6) l'altération sphéroïdale, à écailles concentriques, ou lenticulaire

⁽¹⁾ *A. S. G. B.*, vol. 36, Mém. 1909 ; *A. S. G. B.*, vol. 37, Mém. 1910 ; *A. S. G. B.* vol. 40, *Pub. Congo*, 1912-1913, fasc. 3 ; *A. S. G. B.*, *Pub. Congo*, 1921-1922.

⁽²⁾ *A. S. G. B.*, *Pub. Congo*, 1918-1919.

est de règle. Si l'on n'y prend garde, elle peut faire croire à l'existence locale de couches redressées, lorsque la surface du sol recoupe transversalement un des gros sphéroïdes (il en est dont le diamètre peut atteindre 1 m. 50).

Le passage de l'une à l'autre assise s'effectue par transition et la limite entre deux assises est souvent difficile à préciser. Ainsi le passage des grès fauves aux schistes rubannés forme une zone où les représentants des deux séries se succèdent en minces bandes alternées. En voici des exemples :

a) De haut en bas, on trouve, au ruisseau de Niala, près du Mwana Mumba, banc de grès fauve ; 0 m. 20 schiste rubané ; 0 m. 50 grès fauve ; 0 m. 36 schiste rubané ; 0 m. 17 grès fauve ; banc de schiste rubané.

b) De haut en bas, on note dans le ruisseau Kamitondo, entre les villages Bendela et Mwana Gesi : banc de grès fauve ; 0 m. 07 schiste rubané ; 0 m. 28 grès fauve ; 0 m. 12 schiste bariolé ; 0 m. 17 grès fauve ; banc de schiste rubané.

c) Au passage de la Luama, sur la route automobile (via Lusangi et Mombese) qui relie Kasongo à Kabambare, le grès jaune contient des limets argileux de couleur gris bleu et des intercalations de grès verdâtre faiblement micacé (deux assises sous-jacentes.)

Quant à la délimitation des aires lualabiennes, elle est rendue difficile par l'existence, à leur périphérie, d'un revêtement superficiel plus ou moins épais d'arène granitique récente, déposée au-dessus des couches lualabiennes *in situ*. La présence de ces alluvions, que les coupes des berges de cours d'eau décèlent, induit en erreur sur la nature du sous-sol rocheux et rend peu aisé l'estimation du contact entre le cristallophyllien et les couches lualabiennes. Nous signalerons aussi l'existence, en plus un point, de cailloutis superficiels, formés de galets quartzeux et granitiques roulés, libres ou enrobés soit dans un ciment argilo-ferrugineux, soit dans une latérite cloisonnée. Dans les petits ravins, où une coupe est visible, ces dépôts sont transgressifs sur le lualabien ou les schistes jaunes lubilashiens. Un transport assez lointain est indiqué ; de fait, ces éléments ne sont pas empruntés à un substratum cristallin immédiat. Ce sont sans doute des dépôts fluviatiles, étalés en des points d'élection. De nos jours, les eaux de ruisselement remanient ces dépôts.

3. — TECTONIQUE.

a) Nous n'avons noté aucune différence angulaire, dans une même coupe, entre les divers termes des séries lualabiennes et lubilashiennes.

b) En certains points, par exemple, au confluent Luama-Musukui où nous avons pu observer une coupe assez étendue, on constate que les couches sont affectées d'ondulations. Autrement dit, le plongement des strates s'inverse progressivement sur un espace de 1 kilomètre. Cette particularité tectonique ne paraît pas résulter de mouvements *orogéniques*; car elle n'est pas générale, mais s'observe en des points différents du bassin (périphérie, centre, lieu quelconque). Il semble qu'elle puisse être rapportée aux causes suivantes :

1. de petits mouvements *épirogéniques* (petites failles locales);
2. le passage des failles de grande amplitude;
3. les modalités du dépôt de la série elle-même, sur la surface irrégulière, fortement accidentée, du bâti cristallin.

c) Nous avons constaté aussi une orientation générale N30° à 40°E ou N45°W (moyenne), des diaclases (ouvertes ou non) qui disjoignent les couches lualabiennes. C'est là, on s'en souvient, l'orientation même des intrusions Gr. d'une part, de l'intrusion μ d'autre part. Quelques diaclases, moins fréquentes, sont dirigées N70°W : orientation perpendiculaire à celle de l'intrusion Gr. : orientation courante des filets de pegmatite et d'aplite; aux abords du massif métamorphique de la Bila, les diaclases, qui affectent le lualabien, ont même orientation (N75°E) que les couches métamorphiques. D'autre part, les sources thermales (indice de fractures récentes), intéressent le lualabien et jalonnent des alignements N45°E (1).

Ces relations, répétées, ne peuvent être fortuites. Elles révèlent l'influence de directions tectoniques, très anciennement esquissées, sur les dislocations affectant les strates lualabio-lubilashiennes (principe de permanence).

d) Une dislocation diabasique a été notée, dans la série des

(1) Nous reviendrons au § tectonique, sur l'alignement des sources thermales.

grès rouges, à l'est de la Kilongoi, au tiers de la distance entre Kombakomba et Lubungu (vers la tête de la Kamalenge, affluent de la Lukasi, sous-affluent de la Kilongoi). La diabase paraît disparaître dans le prolongement septentrional de la faille. On ne peut croire à un pointement local du substratum cristallin, sous-jacent et attribuer la présence de la diabase à une fenêtre d'érosion, ouverte sur le cristallin ⁽¹⁾. De fait :

1. Les grès sont métamorphisés au contact de la diabase (éch. 577 et 578) ; ils sont tachetés et indurés. D'autre part, des veinules quartzieuses, semées de nodules oligistifères, se voient dans les grès au voisinage du contact et ne s'observent pas ailleurs

2. La diabase n'affleure pas dans le prolongement présumé de son tracé septentrional, mais une intercalation anormale de grès blanc hématisé s'y rencontre, qui semble déceler son passage, ou tout au moins une dislocation due à son voisinage.

On remarquera que des dislocations diabaso-dioritiques ont déjà été signalées dans les couches *lualabiennes*, par le Général Henry ⁽²⁾ et par nous-mêmes ⁽³⁾. Cette fois, nous les rencontrons un peu plus haut, encore, dans la série *lubilashienne*. Il semble donc que ces couches soient plus disloquées qu'on ne l'avait cru jusqu'à présent.

e) Le croquis géologique montre que le contact, par faille, n'est pas rare entre le lualabien et les séries antérieures. D'autres failles marquent des contacts anormaux entre les termes du lualabien.

Attirons l'attention sur le fait que la faille de Kimano met au contact, d'une part les formations cristallophylliennes et métamorphiques, d'autre part les formations lubilashiennes. Cette faille n'est autre que le prolongement septentrional de la faille occidentale du bloc de la Lubumba.

⁽¹⁾ On trouve des fragments roulés de granite ou de diabase, en zones lualabiennes, mais ce sont des débris alluviaux, sans liaison avec le substratum (qui affleure assez loin).

⁽²⁾ P. FOURMARIER, notice de la carte du Congo belge, *Revue Universelle des Mines*, n° du 15 nov. 1924, 7^e série, tome 4, n° 4, p. 201.

⁽³⁾ Sur la zone granitique du Lualaba, entre 10°30' et 9°45' latitude sud. *A. S. G. B.*, tome 51, *Pub. Congo*, 1927-1928.

CHAPITRE IV.

TECTONIQUE

Nous avons indiqué, dans les chapitres précédents, les particularités tectoniques observées au cours de nos itinéraires. Cherchons à dégager, de ces indications éparses, une vue d'ensemble de la tectonique régionale.

1. Dans une étude récente sur la structure des continents, le professeur R. T. Chamberlin ⁽¹⁾ rappelle que le cristallophylien plissé présente, en Afrique, une orientation parallèle au tracé des côtes. Cette orientation directrice est *permanente* et apparaît à toutes les époques de l'histoire géologique du Continent africain ⁽²⁾.

Pour les terrains cristallophylliens du Congo Belge, le professeur Fourmarier ⁽³⁾ constate, d'autre part, que ces terrains s'alignent suivant une série d'axes parallèles, dont l'orientation *prédominante* est indiquée par la ligne NW-SE. Les variations locales résulteraient, la plupart du temps, d'ondulations transversales, orientées sensiblement NE-SW, c'est-à-dire suivant la direction orthogonale conjuguée.

Ajoutons une remarque. Dans la zone axiale du Continent noir, suivant une bande de terrain dont le cours du Lualaba (entre Nzilo et Stanleyville) forme l'axe de symétrie, les deux orientations conjuguées interfèrent, se supplantent, se relaient. Les chaînes plissées réalisent, en grand, un réseau à mailles orthogonales, tout comme les directrices tectoniques elles-mêmes.

Au Maniema méridional, du 4^o au 5^o parallèles Sud, les éléments tectoniques du granite, les strates cristallophylliennes, les couches métamorphiques, les plages lualabiennes sont sensiblement orientées suivant la *ligne NE-SW*. Cette disposition générale nous paraît résulter d'une ondulation transversale

⁽¹⁾ R. T. CHAMBERLIN : « Significance of framework of continents », *Journ. Geol.*, vol. 32, 1924, n^o 7, p. 561.

⁽²⁾ B. RUDEMANN (*Amer. Journ. Sc.*, 1923) a montré, pour tout le globe, que les orientations précambriennes (intrusions et axes de plissements) se répètent au cours des périodes géologiques subséquentes.

⁽³⁾ P. FOURMARIER, « Les traits directeurs de l'évolution géologique du Continent africain », C. R. XIV^e session du Congrès géologique international, Madrid 1926, fasc. 3, p. 839-885.

de grande amplitude, recoupant le large faisceau NW-SE, dont parle M. le professeur Fourmarier. Ce faisceau lui-même n'est représenté, dans la zone qui nous occupe, que par de petits *tronçons* : celui de Kabundi, où les éléments du granite Ω sont orientés N70°W (1) ; celui de Ngala (Lusangi), où ces éléments ont des orientations oscillant entre N20°W et N60°W ; l'alignement que jalonne les sommets Muniangu et Kabendja Masoro ; la virgation de la zone Mombese-Luika ; la zone Kakubwe-Kiziba, à l'est de Kabambare. Pour nous limiter à un exemple, l'orientation excentrique du massif Kabundi semble marquer le tracé de la situation des massifs granitiques dans la chaîne archéenne, qu'ils jalonnent dans sa direction NW, de la même façon que les granites des autres chaînes régionales jalonnent, actuellement encore, la direction N-E. Si l'on admet que l'orientation N70°W des éléments de ce granite résulte de l'action de deux directions tectoniques différents, dont l'une est orientée NE-SW, on constate que l'autre composante, NW-SE, eut une intensité plus forte.

Il est remarquable de voir cette influence se manifester dans le tracé des failles. L'axe granitique du Kabundi ne sert-il pas d'axe au rebroussement que présente le faisceau des failles reliant les sources thermales, à hauteur des sources thermales Kalingusi et Maloshi ?

2. Le contact entre la série cristallophyllienne et la série métamorphique, par simple juxtaposition stratigraphique, n'a pu être observé qu'en deux points : sur la Lubondoï, au sud de Kimano.

Aucune discordance entre la foliation des schistes cristallophylliennes et la schistosité des phyllades métamorphiques, au point d'observation. Grâce à la présence de bancs quartzitiques dans ces phyllades, nous avons pu constater aussi que l'orientation de la stratification de ces derniers est identique, en grand, à celle de la schistosité des phyllades aux affleurements visités. Cette concordance générale n'exclut pas, toutefois, des discordances locales. Nos observations sont, d'ailleurs très localisées. En tout état de cause, les deux séries ont certainement des allures générales identiques.

(1) Il n'est pas sans utilité de souligner la présence d'une grande intrusion μ (zone Lusangi-Maloshi) suivant l'axe même du tronçon de Kabundi.

Notre attention a porté sur l'existence probable, dans la série cristalline, d'une surface d'érosion au contact des schistes cristallins et des schistes métamorphiques. C'eut été un témoignage, ajouté à d'autres, de l'existence d'une période d'émersion entre les deux séries. Nous n'avons pu recueillir aucun indice probant. Par contre, la présence de cailloux roulés de granite μ , dans la série métamorphique de la Lubondoï (éch. 574-575) indique clairement que ces couches se sont déposées après une période d'érosion appréciable, ayant activement entaillé les formations antérieures au granite μ et ce granite lui-même.

3. Le *parallélisme* général observé entre les systèmes de plis, qu'ils affectent la série cristallophyllienne ou les strates métamorphiques, indique une répétition du plissement suivant les mêmes alignements en dépit du laps de temps, peut-être considérable, qui s'écoule entre les deux phases de plissement.

D'autre part, le *plongement* de nos unités tectoniques semble caractériser une aire monoclinale, largement injectée par les venues granitiques, et déformée en plus d'un point. Peut-être s'agit-il des plis isoclinaux d'un ensemble sédimentaire ayant évolué suivant le même plan.

4. Le raccord entre la zone cristalline de l'Ubembe ⁽¹⁾, axée NW-SE, et celle du Maniema méridional s'effectue sous la couverture lualabo-lubilashienne de la Haute-Luama.

Nos observations, dans la région étudiée, ne permettent donc pas de préciser de quelle façon s'établit le raccord entre les faisceaux conjugués, ni de découvrir pour quelles raisons, ici et là, le plongement des strates est de sens inverse ⁽²⁾.

5. A diverses reprises, nous avons signalé le caractère *intrusif* des granites Gr. Ce caractère intrusif est marqué par : les apophyses jetées dans les roches cristallophylliennes encaissantes ; ensuite, les structures d'injection, lit à lit, qu'on y observe et qui soulignent l'action *structurale* décisive de la roche injectée sur les modalités de l'intrusion ⁽³⁾ ; puis, la présence de brèches marginales et celle d'inclusions xénolithiques plus ou moins

(1) René VAN AUBEL, Contribution à l'étude géologique de l'Ubembe.

(2) Par exemple, si l'inversion de plongement ne résulte pas de l'existence d'un géantoclinal médian dans le géosynclinal principal.

(3) C. N. FENNER : « The mode of formation of certain gneiss in the Highlands, of New Jersey », *Journ. Geol.*, 1914, p. 594-612 ; p. 694-702.

résorbées ; également, la forme allongée de la masse granitique et le parallélisme noté entre l'axe longitudinal des intrusions et les structures majeures développées dans les roches encaissantes ; enfin, les actions métamorphiques de contact.

Ces caractères indiquent :

1. Les structures orientées observées dans le granite, lui furent imposées au cours de sa consolidation.

2. L'intrusion granitique *Gr.* paraît une masse plutonique sensiblement verticale, de première grandeur, concordante, conforme et harmonique ⁽¹⁾. Celle du granite μ est discordante, conforme et disharmonique.

3. Le magma atteint sa position actuelle grâce aux mouvements orogéniques.

4. Les orthogneiss acquièrent leur structure gneissique, soit en même temps que les paragneiss encaissants, soit à l'époque du soulèvement de l'aire étudiée, sous l'action des efforts tectoniques — époque où les magmas granitiques envahirent les couches en voie de plissement.

Au point de vue tectonique, l'intrusion des granites *Gr.* se produit, non dans un complexe sédimentaire statique, c'est-à-dire un système sur lequel n'agit aucune autre action que la poussée granitique, mais dans un complexe *cinétique*, disons un ensemble sédimentaire soumis à des poussées orogéniques et en voie de plissement.

6. Certaines régions sont caractérisées par l'abondance des enclaves xénolithiques, des filons de pegmatite, de phases subsiliciques de l'intrusion granitique. Exemple : zone Lusangi, zone Kayombo-Kalonda, etc. Elles localisent la portion supérieure de l'intrusion granitique.

7. Une phase orogénique *pré-granitique*, c'est-à-dire antérieure à l'intrusion des granites *Gr.*, paraît indiquée par :

1. la présence de xénolithes gneissiques, schistoïdes, *feuille-tés* ⁽²⁾, dans les portions *non gneissiques* du granite *Gr.* Pour de petites enclaves nous avons pu constater que ces dernières ont même orientation et même plongement que les éléments du granite encaissant.

⁽¹⁾ H. Cloos : « Zur Terminologie der Plutone », Fennia 50, Festschrift Sederholm, Helsingfors, 1928.

⁽²⁾ Foliation parfois arquée.

2. L'identité (à l'intensité près) des caractères tectoniques propres aux paragneiss, qu'il s'agisse de zones où les intrusions Gr. abondent ou sont parcimonieusement distribuées.

3. le *contrôle structural* que semblent avoir exercé les paragneiss sur les allures de l'intrusion Gr. Pour que semblable action se produise, il faut qu'une certaine schistosité et qu'une inclinaison appréciable aient été imposées, au préalable, aux strates injectées. L'imprégnation et l'assimilation des strates s'effectuent plus aisément suivant les lignes de faiblesse (plans de schistosité). Le granite s'introduit, dans les sédiments, à la manière des grands sills et dykes, formant des alternances répétées avec les paragneiss là où ceux-ci ont résisté à l'assimilation, ou donnant l'*apparence* d'une masse homogène (1) aux points où cette assimilation s'est accomplie de façon plus intense.

Quant à l'intrusion de granite μ , elle est postérieure au plissement de la série cristallophyllienne, car le granite μ recoupe les structures cristallophylliennes.

8. Nous distinguerons deux types de transformation, au contact des roches éruptives : une transformation avec apports magmatiques essentiels, résultant soit d'injections directe du magma granitique, soit d'actions pneumatolytiques, et un second mode de transformation où les apports magmatiques sont bénins ou problématiques. Cette dernière phase est caractérisée par des transformations paramorphiques.

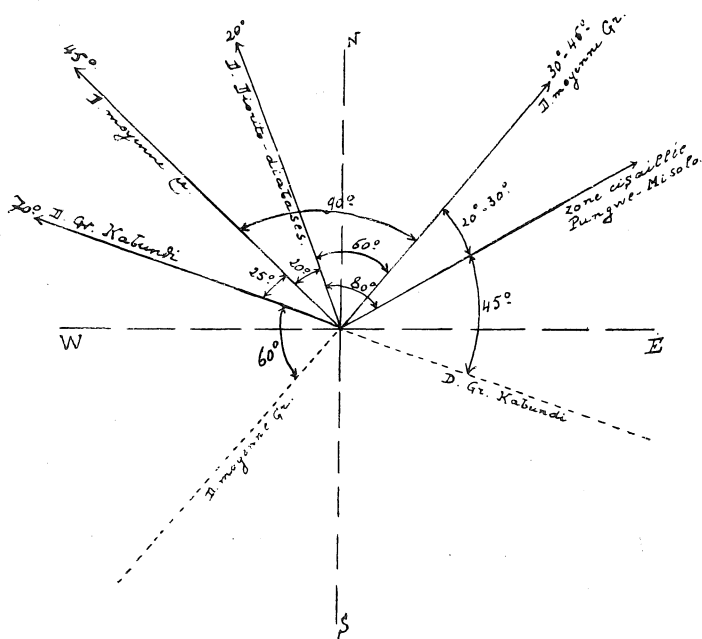
9. Nous avons montré que la foliation des gneiss granitoïdes, issus du granite, était parallèle aux directrices tectoniques des paragneiss. Il est des points, cependant, où cette foliation est oblique à ces directrices. Cela tient, dans le premier cas, au fait que la foliation est *primaire*. Dans le second cas, elle est *acquise* et résulte de poussées tectoniques d'orientation différente. La même observation paraît devoir s'appliquer aux zones cisillées épidotiques.

10. Il est des cas où la répartition *longitudinale* des types Ω et Δ paraît correspondre à une loi définie. Exemple : zone Mitondolo-Kiunga. Des études détaillées indiqueront, vraisemblablement, que ces observations locales sont susceptibles de

(1) Dont un examen sérieux montre l'hétérogénéité foncière.

généralisation. Il semble devoir en être de même de la répartition longitudinale des granites amphiboliques, des filons épidotiques, des sources thermales, peut-être aussi de celle des granites tourmalinifères premiers. Nos observations ne nous autorisent pas en dire davantage et il vaut mieux se garder d'une généralisation hâtive.

Le diagramme ci-joint (croquis n° 7) résume ces indications et souligne des différences angulaires suggestives.



CROQUIS 7.

Âge relatif des formations

Des plus anciennes aux plus récentes :

1. Dépôt d'une série *sédimentaire*, ultérieurement transformée en série cristallophyllienne : gneiss, amphibolites, mica-schistes, séricito-schistes, quartzites... Quelques termes pourraient avoir une origine ignée.

Axe du plissement N45°E (moyenne). On trouve des enclaves de ces roches dans Gr.

2. *Intrusion des granites* Gr. (Ω , Δ).

Axe moyen : N45°E.

3. *phase aplitique*. Axe N45°E. Intrusions longitudinales.

4. *Phase pegmatitique*. — Pegmatites à feldspath blancs, très peu de tourmaline. Filons conjugués. Par différenciation : filons de quartz bréchoïdes. Zone moyenne d'extension : Kayombo-Kalonda. Axe moyen : N30°E.

5. *Phase basique*. — Diorite et hornblendites. Intrusions transversales. Axe moyen N10° à 20°W ? Dans le nord, aux abords du 4°15'S, elles recourent Gr. Idem, dans la zone Magoma. Dans les deux cas, elles recourent les pegmatites de la phase 4, mais ne sectionnent ni μ , ni les quartzites *anciens*.

6. (? Discordance).

Dépôt des quartzites anciens, sans liaison apparente avec le cristallophyllien.

Axe moyen : (Sungula) N-E.

Axe moyen : (P. Pami) N50°E.

Les quartzites *anciens* se différencient des quartzites de la série métamorphique par leur degré, plus accentué, de dislocation et de métamorphisme et le fait qu'ils ne sont pas associés à des phyllades.

7. *Intrusion du granite μ* (granites seconds).

Axe moyen N40°W.

Au cours de cette phase, plissement des quartzites (6), intrusion de μ et de ses dérivés. Le style tectonique de μ est différent de celui de Gr. : orientation et étendue. De fait :

a. μ forme des dômes peu étendus (Lusangi), des dykes et des filons, jamais de grands massifs à la manière de Gr. C'est une intrusion dont le mode d'occurrence et les limites sont conditionnés, en partie, par une tectonique préexistante.

b. la suite pegmatitique dérivée de μ et fort tourmalinifère, est autrement importante que celle résultant de la différenciation de Gr.

Rappelons que μ recoupe Gr. et les aplites (4) dérivées de Gr.

8. *Phases aplitique et pegmatitique*.

9. *Dépôt d'un ensemble sédimentaire (quartzites et de phyllades, de la série métamorphique)*.

Les intrusions observées, au Maniema méridional, dans cette série sont :

- a. la diorite de Birika ;
- b. la roche mouchetée basique de la Haute-Bila (Mwana Buzi) ;
- c. des filons quartzeux, parfois tourmalinifères (Kimano) souvent oligistifères ou pyriteux, ou épidotiques.
- d. les diabases de la chaîne Malai (Kimano) et de la zone Kabambare-Maseba.
- e. les filets d'aplite rosés, à l'est de Mititi.

Dans l'ensemble, ces intrusions ne portent aucune trace d'actions disloquantes ultérieures. Elles paraissent post-tectoniques. Ni filons de granite μ , ni pegmatites ne recourent cette série au Maniema méridional.

10. *Plissement de la série métamorphique* et remaniements des plis antérieurs.

Les séries métamorphique et cristallophyllienne paraissent concordantes, encore cette concordance peut-elle être acquise et non originelle. Axe N45°E. Venue quartzeuse, hydrothermale, minéralisée.

11. *Venue quartzo-pyrite-épidotique*, longitudinale et transversale. Recoupe les termes précédents (la série métamorphique, entre la Pitjina et Kimano).

12. *Diorites* (Birika). — Transversales, injectées suivant les lignes de tension. Axe N10° à 30°W. Ne sont jamais recoupés par les pegmatites et peu fréquemment par des filons quartzeux. Recourent les termes intrusifs précédents.

13. *Dépôt du Lualaba-Lubilash*.

14. *Diabases*, intrusives dans le Lualaba-Lubilash.

15. *Cassures récentes* : sources thermales + quartz + calcédoïne + opale.

Table des Matières

| | Pages |
|---|-------|
| INTRODUCTION | 141 |
| LISTE DES SOMMETS | 142 |
| BIBLIOGRAPHIE | 144 |
| | |
| CHAPITRE I. — MASSIFS GRANITIQUES..... | 144 |
| A) <i>Zone Piana-Lusangi-Kitete</i> | 144 |
| 1. Roches granitoïdes..... | 144 |
| A) Granite | 145 |
| a) granites biotitiques Gr | 145 |
| α) granite Δ normal | 145 |
| β) granite Ω porphyroïde..... | 145 |
| b) granite acide rosé μ | 147 |
| B) Pegmatites | 149 |
| C) Relations entre les granites Ω , Δ , μ | 150 |
| 2. Epidotite | 154 |
| 3. Quartzites anciens | 155 |
| 4. Dômes granitiques isolés | 160 |
| 5. Zone Kitete-Lubindi | 162 |
| B) <i>Massifs Mwatalageski-Kahunga-Mutonga-Kamihungu. Massifs Kasangalawa-Kibondo</i> | 168 |
| 1. Zone méridionale..... | 168 |
| 2. Zone centrale | 169 |
| 3. Zone septentrionale (Bakunga à Mutingwa)..... | 170 |
| 4. Enclave Kasangalawa-Kibondo..... | 170 |
| C) <i>Massifs Mitondolo-Tihungia-Kiungia</i> | 171 |
| 1. Zone méridionale..... | 171 |
| 2. Zone Tenge-Tenge | 173 |
| 3. Zone Yamba-Yamba-Luama | 173 |
| 4. Massif Kitjitja | 174 |
| 5. Zone Mitodonlo-Mungubu | 175 |
| 6. Zone Mungubu-Mititi | 177 |
| 7. Zone Mititi-Kiungia..... | 178 |
| 8. Remarques | 179 |
| D) <i>Zone des Mukebwe (Kibangula)-Mombese-Ginda-Kabambare</i> | 182 |
| 1. Zone Luama-Luika | 182 |
| 2. Zone Maseba-Mombese | 188 |
| 3. Zone Ginda-Kasombo | 192 |
| 4. Zone Kamabare-Luama-Kilongoi | 193 |
| a) zone N.-W..... | 193 |
| b) zone E. | 193 |
| c) zone S. | 199 |
| E) <i>Zone Kabambare-Luika-Lubile</i> | 200 |
| 1. Zone Magoma-Bila | 200 |
| 2. Massif Kabundi | 202 |
| 3. Zone Bila-Musukui | 202 |
| 4. Zone Luika-Lukula | 203 |

| | Pages |
|---|-------|
| 5. Zone Kibanga-Lukula | 204 |
| 6. Zone Kibanga-Lubile | 206 |
| 7. Zone Sungula-Kayombo | 206 |
| 8. Zone Kayombo-Lubondoï | 207 |
| 9. Remarques | 208 |
| F) <i>Remarques et corrélations</i> | 209 |
| 1. Granite | 209 |
| 2. Gneiss | 209 |
| 3. Calcaires | 210 |
| 4. Amphibolites | 210 |
| 5. Granite amphibolique | 213 |
| 6. Granite tourmalinifère | 214 |
| 7. Epidotisation | 215 |
| CHAPITRE II. — SÉRIE MÉTAMORPHIQUE | 216 |
| 1. Zone Kilwa-Tshongolo | 216 |
| 2. Zone de la Luika | 217 |
| 3. Zone Kabambare-Luika | 218 |
| 4. Zone Asangala-Bila | 219 |
| 5. Zone Lubondoï-Kilongoï | 221 |
| 6. Remarques et corrélations | 223 |
| CHAPITRE III. — SÉRIE DU LUALABA-LUBILASH | 223 |
| 1. Les formations | 223 |
| 2. Stratigraphie | 229 |
| 3. Tectonique | 232 |
| CHAPITRE IV. — TECTONIQUE | 234 |

Contribution à l'étude géologique de l'Ubembe
(Tanganyka-Congo Belge)

par R. Van Aubel

et

Contribution à l'étude géologique du Maniema Méridional
par R. Van Aubel

Rapport de P. FOURMARIER, premier rapporteur

M. Van Aubel a présenté à la Société géologique de Belgique deux mémoires dans lesquels il expose les résultats des observations faites au cours d'une mission géologique dans le Maniema et l'Ubembe du début de 1928 à juillet 1929.

L'auteur donne dans ces deux mémoires une description détaillée des diverses formations qu'il a eu l'occasion de rencontrer : il condense ses observations en cartes et croquis qui paraissent judicieusement établis.

L'ensemble de ces travaux constitue une contribution intéressante à la connaissance d'une partie à structure complexe du sol de notre colonie. Je propose bien volontiers l'impression des deux mémoires de M. Van Aubel dans les *Publications spéciales relatives au Congo belge*, avec les cartes et figures qui les accompagnent.

Liège, le 31 mai 1930.

P. FOURMARIER.

Rapport de M. BUTTGENBACH.

La lecture des deux mémoires de M. Van Aubel m'amène à faire quelques réserves sur plusieurs des conclusions qu'il émet quant à l'origine première de plusieurs roches, qu'il décrit certes très minutieusement mais en se basant uniquement sur leurs caractères minéralogiques. Je pense que ces caractères, quand il s'agit de schistes cristallins, et surtout de schistes feldspathiques, ne suffisent pas et que l'étude chimique doit être jointe à l'étude microscopique, sans que, cependant, l'on

puisse être assuré de pouvoir résoudre la question. L'auteur fait d'ailleurs lui-même une remarque analogue dans une note du second mémoire mais, malgré cela, il me paraît beaucoup trop affirmatif dans les conclusions réparties au cours des deux mémoires.

Je constate également que notre confrère a tendance à employer une terminologie ajoutant de nombreux noms étrangers aux noms de la terminologie française qui, bien souvent, suffirait à l'exposé de ses observations et qui est déjà suffisamment longue pour qu'on ne l'augmente pas sans nécessité, d'autant plus que l'on aboutit alors à une subdivision exagérée dans les classements de textures, de structures et d'autres.

Ces réserves faites, je me rallie à la proposition de notre Secrétaire Général quant à l'impression dans nos Annales des deux mémoires de M. Van Aubel où l'on trouvera, sur deux régions peu connues de la colonie, une série d'observations nombreuses, détaillées et consciencieusement repérées.

Le 4 juillet 1930.

H. BUTTGENBACH.

Rapport de M. POLINARD, troisième rapporteur

Les études de M. Van Aubel sur le Maniema méridional d'une part, et sur l'Ubembe d'autre part, ont amené l'auteur à la confection de deux esquisses géologiques au 1/200.000 dont l'intérêt apparaît capital si l'on rappelle que les régions intéressées n'ont fait l'objet, jusqu'ici, que de tracés assez hypothétiques.

L'étude des formations rencontrées et tout particulièrement l'étude du substratum cristallin et cristallophyllien ont fait l'objet de descriptions qui frappent par le souci d'exactitude et de précision.

L'auteur s'est attaché à résoudre les relations d'âge entre les diverses venues éruptives d'une part, et entre ces venues et les roches cristallophylliennes, métamorphiques et sédimentaires. La dispersion des affleurements et la rareté des contacts rendent particulièrement épineuse la question d'âge relatif des termes rencontrés. Sans vouloir diminuer les mérites de notre

confrère, qui s'appuie certes sur des observations rigoureuses, on doit bien reconnaître que certaines relations d'âge ainsi établies ne peuvent être admises sans réserves.

C'est ainsi que la présence dans les quartzites de la zone Lusangi-Kitete de quelques petits cristaux de feldspath rose, au voisinage du contact — d'ailleurs non observable — du granite à feldspath rose, ne constitue pas à lui seul un argument suffisant pour conclure à l'antécédence du quartzite par rapport au granite.

La nature des enclaves, souvent invoquée par l'auteur, serait un guide précieux s'il était établi que ces enclaves ont gardé intact leur caractère originel. Or, il est hors de doute que des échanges ont dû s'établir entre ces enclaves et la roche fluide, échanges, qui ont du notablement oblitérer la composition et la texture primitive.

L'injection dans une masse minérale d'une pegmatite dérivée d'un granite déterminé est également assez aléatoire s'il s'agit de fixer l'âge relatif du granite et de la masse minérale. Le criterium ne revêt en effet toute sa valeur que s'il est démontré que la pegmatite est effectivement dérivée du granite intéressé. Or, la présence de feldspath rosé dans une pegmatite et un granite ne constitue pas un argument suffisant pour prouver la liaison entre ces deux roches.

Dans un autre ordre d'idée, la distinction entre orthogneiss et paragneiss tentée par l'auteur peut paraître plus illusoire que réelle.

Ces quelques observations justifieront cette opinion, émise d'une manière un peu différente par le second rapporteur, que l'auteur a une tendance, dans certains cas, à tirer des conclusions quelque peu disproportionnées par rapport aux observations.

Il n'en reste pas moins qu'au point de vue objectif les deux travaux de M. Van Aubel comportent une documentation précieuse sur le Maniema Central et la bordure du Tanganyka. Il y a lieu d'autre part, de reconnaître les mérites de notre confrère qui le premier a appliqué au Congo Belge les méthodes nouvelles d'examen des massifs granitiques et ce, dans des circonstances particulièrement difficiles en raison de la rareté des affleurements et des phénomènes d'altération superficielle qui voilent les phénomènes.

Aussi, je me joins très volontiers aux deux premiers rapporteurs pour proposer l'impression des deux mémoires dans nos Annales, avec les cartes et les croquis qui les accompagnent.

Le 12 juillet 1930.

Edm. POLINARD.

