

Institut Royal Colonial Belge

SECTION DES SCIENCES NATURELLES
ET MÉDICALES

Mémoires. — Collection in-8°.
Tome VIII, fascicule 1.

Koninklijk Belgisch Koloniaal Instituut

Afdeeling der Natuur-
en Geneeskundige Wetenschappen

Verhandelingen. — Verzameling
in-8°. — T. VIII, aflevering 1.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

DU

RUWENZORI SEPTENTRIONAL

PAR

P. MICHOT,

INGÉNIEUR CIVIL DES MINES,
INGÉNIEUR-GÉOLOGUE,
CHARGÉ DE COURS À L'UNIVERSITÉ DE LIÈGE.



BRUXELLES

Librairie Falk fils,
GEORGES VAN CAMPENHOUT, Successeur,
22, Rue des Paroissiens, 22.

1938

ÉTUDE
PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE
DU
RUWENZORI SEPTENTRIONAL

PAR

P. MICHOT,
INGÉNIEUR CIVIL DES MINES,
INGÉNIEUR-GÉOLOGUE,
CHARGÉ DE COURS À L'UNIVERSITÉ DE LIÈGE.

Mémoire présenté à la séance du 20 février 1937.

INTRODUCTION.

Les études dont j'entreprends aujourd'hui de donner les résultats ont commencé en Afrique en 1932, au cours de la mission du Ruwenzori, dont je faisais partie. Elles se sont poursuivies, depuis mon retour au début de 1933, d'une façon ininterrompue au laboratoire.

FORMATION ET COMPOSITION DE LA MISSION.

En 1931, un groupement présidé par le D^r Nolf, professeur à l'Université de Liège, se constitue dans le but d'explorer le massif du Ruwenzori. Divers organismes : le Fonds National de la Recherche Scientifique, l'Institut Royal Colonial Belge, le Fonds Cassel de l'Université de Bruxelles, le Ministère des Colonies, le Comité National du Kivu, auxquels se joint la famille Solvay, dont les traditions comportent le développement de la Science et l'amélioration de l'humanité, adhèrent bientôt à ce groupement et désignent ceux qui doivent mener à bien l'expédition et recueillir les documents scientifiques.

L'équipe est bientôt constituée et groupe autour du comte Xavier de Grunne, chef de mission, MM. Walter Ganshof van der Meersch, Procureur du Roi, et Henri de Schryver, sous-chefs de mission; Pierre Solvay, ingénieur, Lucien Hauman, professeur de botanique à l'Université libre de Bruxelles; Louis Burgeon, zoologue au Musée colonial de Tervueren; James Thiriar, peintre-dessinateur; le D^r Van Hove, directeur du Service médical de la Colonie; le D^r Pergher, médecin colonial; Jean de la Vallée Poussin, mon collègue; le lieutenant topographe Marlier, Joseph Georges, guide-alpiniste, et moi-même.

SCHEMA DE L'EXPEDITION.

Le 25 juin 1932, les membres de l'expédition sont réunis à Béni, sur le rebord occidental du graben de la Semliki; le 29, ils se mettent en route pour le Ruwenzori et commencent effectivement leurs travaux. L'expédition pénètre dans le massif par la vallée de la Butahu, voie déjà empruntée par plusieurs expéditions parce qu'elle semble la plus facile et la plus rapide pour atteindre les hauts sommets. Elle installe une série de camps : Kalongé, Mulungu, Kéréré, camp de 4.200, autant d'étapes d'où rayonneront les spécialistes. Du camp de 4.200 le groupe des alpinistes part ensuite en reconnaissance vers le Nord, installe le camp de la moraine entre le glacier Stanley et le glacier de l'Alexandra, le camp du col Stuhlman et le camp sous Emin : la route est ainsi préparée aux spécialistes pour l'exploration des hauts sommets septentrionaux.

A partir du camp sous Emin, l'expédition se divise : un groupe, composé de Ganshof van der Meersch, de La Vallée Poussin et Georges, descend par la vallée de la Tungula, et, après quatre jours de marche pénible, arrive dans la plaine de la Semliki; l'autre groupe reste en haute montagne, où il continue ses observations.

Enfin, après un mois et demi de séjour aux hautes altitudes, presque toujours au-dessus de 4.000 m., les membres de l'expédition se retrouvent au pied de la chaîne, d'où chacun repart ensuite pour compléter ses recherches dans d'autres provinces du Congo.

A ce moment, les problèmes géologiques sont loin d'être résolus. C'est grâce à l'appui financier de l'Institut Royal Colonial Belge que je puis continuer mes recherches.

Pendant quinze jours, le lieutenant Marlier et moi nous explorons la montagne basse et moyenne aux environs de Mutwanga; nous séjournons ensuite le même temps au camp de 4.200, puis, après avoir regagné la plaine, nous abordons le haut massif par le Nord en suivant la vallée

de la Lamya, rivière frontière située au Nord du Ruwenzori entre le Congo et l'Uganda.

A ce moment les problèmes sont nettement posés; et dès lors, c'est à leur solution que je m'attache. Je passe trois mois sur le flanc occidental du Ruwenzori, remontant les torrents principaux à partir de la plaine de la Semliki aussi loin que la recherche des données l'exige et que l'exploration y est possible. Les rivières constituent, en effet, dans cette région la seule voie utile pour le géologue, mais la progression y est pénible et lente. Presque toutes les journées de cette période furent passées dans l'eau, parfois jusqu'à mi-corps; une chute d'eau un peu importante oblige à rebrousser chemin, à remonter deux ou trois cents mètres sur le versant abrupt dans la forêt vierge et la terre humide qui s'éboule, et à les redescendre ensuite pour continuer à remonter le torrent en amont de la chute. Fin décembre, je pouvais considérer ma mission sur le terrain comme terminée; j'avais pu débrouiller la composition géologique du massif sur le versant congolais. Malgré les nombreux problèmes que posait encore la lithologie, j'avais pu distinguer les unités lithologiques et tectoniques principales.

LE TRAVAIL AU LABORATOIRE.

Le laboratoire devait compléter les notions acquises sur le terrain, préciser la nature des roches, faire connaître le milieu de l'écorce terrestre dans lequel elles ont évolué. Dans ce but, j'ai recueilli le plus d'échantillons possible, multipliant non seulement les exemplaires des roches qui forment communément la région, — ce qui devait donner par une opération statistique le milieu lithologique, — mais aussi leurs variétés, me souvenant de ces mots de Pierre Termier parlant des mylonites de l'île d'Elbe, qui furent l'objet de controverses : « Les unes ressemblent à des gneiss, les autres paraissent très décompo-

sées, et alors, la première fois qu'on les rencontre, on les néglige par une inconsciente systématisation, comme des types aberrants, douteux et sans intérêt. » Tel est bien l'état psychologique du chercheur vis-à-vis de cette Nature compliquée dont il désire connaître avant tout l'ensemble et ses caractéristiques principales.

L'étude des échantillons au microscope, portant sur près de 900 lames minces, est venue ajouter des faits nouveaux et des précisions qui se sont encadrés sans peine dans les conclusions tirées du levé sur le terrain; elle a ainsi confirmé ces dernières par une autre voie, grâce à des arguments d'une autre échelle.

Mais elle a aussi posé de nouveaux problèmes; des questions de détail ouvrent la voie à de nouvelles recherches appelées à confirmer ou à préciser tel point du stade du développement géologique ou du cadre dans lequel les faits se sont produits. C'est là, suivant Auguste Comte, le propre des sciences d'observations, dans lesquelles la méthode positive doit aller du général au détail, tandis que dans les sciences physiques elle va des parties à l'ensemble.

Mes remerciements vont d'abord aux organismes qui ont assuré le succès de cette expédition et ont permis les observations tant sur le terrain qu'au laboratoire : l'Institut Royal Colonial Belge, qui me désigna comme géologue, le Fonds National de la Recherche Scientifique, qui pourvut à l'équipement scientifique, l'Académie royale de Belgique, qui avec l'organisme précédent se chargea des frais d'analyse chimique, le Patrimoine de l'Université de Liège, qui, en ces temps de disette gouvernementale, permit l'achat de matériel d'analyse.

Mes remerciements vont à tous ceux qui prirent part aux discussions : au professeur Fourmarier de l'Université de Liège; au professeur Niggli de l'Université de Zurich; aux professeurs Buttgenbach et Anten de l'Université de Liège.

Je remercie M. de La Vallée Poussin des renseignements qu'il m'a communiqués amicalement sur la lithologie de la vallée de la Tungula et que j'ai reportés dans ma carte géologique; M. William Jeunehomme, ingénieur, qui s'est chargé de la partie ingrate des analyses chimiques et dont la collaboration me fut précieuse.

Je remercie enfin MM. Alphonse Bury et Michel Médart, préparateurs à l'Université, de tous les soins dont ils ont entouré leur travail, et sans la technique perfectionnée desquels mon travail n'eût pu avancer.

Enfin, je ne me crois pas délié de tout sentiment de reconnaissance vis-à-vis de mes Noirs pour les avoir payés et leur avoir distribué en fin de mission une couverture, une ceinture et une paire de savates; les attentions qu'ils eurent pour moi en maintes circonstances difficiles m'ont fait comprendre qu'ils ont des qualités de cœur qui égalent les nôtres.

LES TRAVAUX ANTÉRIEURS.

C'est STANLEY (11) qui, le premier parmi les Blancs, connu en 1888 l'existence des sommets neigeux du Ruwenzori. Son lieutenant STAIRS, chargé d'en faire l'ascension, parvint jusqu'à une altitude de 10.677 pieds, soit 3.470 m. Stanley rapporte ainsi les conclusions de son lieutenant : « Many things go to show that the existence of these peaks is due to volcanic causes. The greatest proof that this is so lies in the numbers of conical peaks clustering around the central mass on the western side. These minor cones have been formed by the central volcano getting blocked in its crater (1). »

L'opinion de Stairs est influencée plutôt par la forme des pics et probablement aussi par ce que l'on connaissait alors des plus hautes montagnes de l'Afrique centrale, le Kilimandjaro et le Kénia, dont l'origine volcanique était déjà démontrée à cette époque.

C'est à STUHLMAN (12) que l'on doit les premières connaissances précises sur la géologie du Ruwenzori. En 1891, au cours d'une mission que dirige Emin Pacha au cœur de l'Afrique, il fait l'ascension de la chaîne par le bassin de la Butahu, et parvient jusqu'à 4.100 m., à la crête de Campi ya Chupa, où il est arrêté par une profonde vallée qui le sépare des monts neigeux. Le premier, il reconnaît que la chaîne n'est pas d'origine volcanique; la partie centrale serait constituée essentiellement par de la diabase, tandis que les monts adventifs sont formés par

(1) Des faits multiples montrent que l'existence de ces pics est due à des causes volcaniques. La meilleure preuve est le nombre de pics coniques groupés autour de la masse centrale sur le flanc occidental. Ces petits cônes ont été formés par le volcan central lors de l'obstruction de son cratère.

des micaschistes et des quartzites. Sa carte indique un massif central formé de diabase et de diorite occupant presque tout l'emplacement de la chaîne. Au Sud de cette masse éruptive, il mentionne l'existence de micaschistes et de quartzites redressés et parfois violemment plissés. Quant à l'évolution de la montagne, il l'exprime brièvement ainsi : « Durch eine gewaltige Masse von altem Eruptivgestein (Diabas) die hauptsächlich in Nordnordost des Berges von unten heraufgedrungen zu sein scheint, sind die ursprünglich dort gelagerten Glimmerschiefer und Quarzgesteine so aufgerichtet worden, dass ihre Schichten meisten nach Südwest einfallen, ja oft fast senkrecht gestellt sind... Nach meine Beobachtungen, nehme ich an, dass das Runssoro-Gebirge ein ganzes System von Faltungen vorstellt... ⁽¹⁾. »

Il reconnaît la nature tectonique du graben qui s'étend depuis le lac Tanganyka jusqu'au lac Albert, et interprète comme suit la dépendance du fossé et de la chaîne : Bei der Entstehung dieses Bruches sowie der sekundäre Langsbruchstellen, haben sich vermutlich alter eruptive Gesteine nach oben gedrängt (Granit und Diabas) und, zusammen mit dem Faltungs- und Zerreißungsprocess selbst, die Verwerfung der Schichten der Urschiefergestein (Glimmerschiefer, Quarzit, Tonschiefer, u. s. w.) bewirkt ⁽²⁾. »

Pour Stuhlman, la série des schistes de la Butahu est

(1) Les micaschistes et les roches quartzitiques déposés là originellement ont été redressés par une puissante masse de roche éruptive ancienne (diabase), qui semble être injectée essentiellement dans la partie Nord-Est de la montagne, de sorte que les couches pendent le plus souvent vers le Sud-Ouest et même sont disposées presque verticalement. Suivant mes observations, j'admets que le Ruwenzori représente un système complet de plissements (p. 296).

(2) Au cours de la formation de cette fracture, comme aussi des fracturations secondaires, il est probable que de vieilles roches éruptives (granite et diabase) se sont foré un chemin vers le haut et, avec le processus de plissement et de rupture, ont repoussé les couches des schistes primordiaux (micaschistes, quartzites, schistes argileux, etc.) (p. 297).

donc antérieure à la masse éruptive basique qui l'a pénétrée, et dont la mise en place est intimement liée à la formation du graben.

Mais SCOTT ELIOTT (10) en 1895 observe, dans les schistes et gneiss de la bordure, des épidiorites disposées en zones et, avec Gregory, il les considère comme des roches éruptives basiques modifiées par le dynamométamorphisme : ces roches éruptives ne forment donc pas le noyau de la chaîne. Néanmoins ces deux auteurs déclarent que l'origine plutonique est cependant possible, car sur les flancs de la chaîne, la direction des schistes est disposée concentriquement à la crête. Ils attirent l'attention sur l'existence d'un gneiss granitoïde, trouvé dans la Nyamwamba (versant ugandien), et qui pourrait être la roche centrale parce qu'elle forme les sommets les plus élevés atteints jusqu'alors. Le croquis géologique qu'ils donnent du Ruwenzori exprime l'existence d'un tel noyau central. Cependant Scott Elliott et Gregory (10) pensent « probable that this rock will be proved to have been raised into its present position by faulting. In this case, Ruwenzori is simply composed of an orographic bloc or Scholl ⁽¹⁾. »

D'autres, H. JOHNSTON (3), MOORE (7-8), DAVID (1), FRESHFIELD (2), confirment les observations des auteurs précédents quant à la nature lithologique de la chaîne.

L'expédition du DUC DES ABBRUZZES (9), en 1906, qui atteint et parcourt toute la région des hauts sommets, rapporte d'amples renseignements. ROCCATI, le géologue de l'expédition, confirme aussi la nature profonde des roches de la chaîne et dresse une carte lithologique de la partie haute du massif et du bassin de la Mobuku. Il y mentionne deux types de roches essentiellement distincts parmi les roches anciennes : a) les amphibolites, diorites et amphiboloschistes, en un mot les « Pietre verdi » qui couvrent

(1) « qu'on pourra prouver que cette roche a été élevée dans sa position actuelle par des failles. Dans ce cas, le Ruwenzori est simplement composé d'un bloc orographique ou « Scholl » (p. 675).

les monts Baker et Stanley; *b*) les gneiss et micaschistes qui occupent des espaces considérables dans la vallée de la Bujuku, et forment le versant oriental du mont Speke, ainsi que le mont Louis de Savoie. Dans cette dernière région, il remarque la superposition de plusieurs unités lithologiques, qui sont, de haut en bas : les gneiss, les micaschistes et les amphibolites; il conclut ainsi quand à la succession stratigraphique : « La concordanza stratigraphica, che vedramo assoluta fra micaschisti e anfiboloschisti (fatto che parimente si verifica fra i gneiss ed i micaschisti) permette di arguire che in origine questi dovettero esser ricoperti da quelli ⁽¹⁾. »

Ces observations conduisent Roccati à nier l'origine intrusive des roches amphibolitiques dans leur couverture : au contraire, elles doivent être considérées comme d'immenses lentilles incluses originellement dans la formation des gneiss et des micaschistes, et venues au jour par le simple jeu de la dénudation.

Dans sa carte, Roccati assimile les gneiss du mont Speke et de la Bujuku aux gneiss et micaschistes formant la masse du mont Louis de Savoie. Ces derniers sont les gneiss granitiques que Scott Eliott avait également rencontrés dans la Nyamwamba, coulant au Sud du mont Louis de Savoie et dont il avait fait le noyau de la chaîne. Pour Roccati, ce sont donc les Pietre verdi qui forment ce noyau venu dans cette position par suite d'un soulèvement en forme d'ellipsoïde.

Enfin la chaîne doit son érection à un soulèvement en bloc d'une partie du plateau archéen de l'Afrique centrale. Ce soulèvement, d'âge récent, est essentiellement en relation avec la grande fracture occidentale (avec déplacements relatifs verticaux) à laquelle la vallée de la Semliki

(1) La concordance stratigraphique que nous voyons absolue entre les micaschistes et les amphiboloschistes (fait qui paraît se vérifier également entre les gneiss et les micaschistes) permet de prétendre qu'originellement ceux-ci devaient être recouverts par ceux-là. (p. 114).

doit son origine, et avec d'autres fractures que l'on observe à l'Est de la chaîne et qui sont accompagnées par les manifestations volcaniques récentes de la province de Toro.

En résumé, une chose est actuellement bien acquise : la superposition à la tectonique ancienne d'une structure tectonique nouvelle d'âge miocène ou pliocène, consistant en déformations à grands rayons de courbure qu'accroissent des déplacements de masses suivant des surfaces de failles localisées.

Mais lorsqu'on aborde la géologie ancienne du Ruwenzori, qui pose des problèmes de géologie profonde, on se trouve en présence de questions essentielles : 1° la nature lithologique des masses, l'origine de ces dernières et leur signification géologique; 2° la relation des masses entre elles.

L'origine des amphibolites diffère suivant les opinions; celle des gneiss et des micaschistes qui forment toute la région centrale dont fait partie le mont Speke n'a pas encore été mise en question.

De même, les relations entre les amphibolites et leur couverture sont différemment interprétées : de nature intrusive pour Stuhlman, elles sont, au contraire, de nature originelle pour Roccati.

J'ai déjà mentionné, dans une série de travaux antérieurs (4, 5, 6), l'existence dans la moitié méridionale du Ruwenzori de trois nappes de charriage : la nappe de la Butahu, la nappe de la Lumé et la nappe de l'Ulindi. La première, qui est l'inférieure, a pour substratum le massif qui forme la partie septentrionale de la chaîne se trouvant au Nord de la Butahu. Ces nappes ont à leur base une série de chloritoschistes et de biotitoschistes fortement plissottés, que je considère comme des facies résultant de l'étirement de flancs inverses de plis couchés. Cette assertion, en ce qui concerne la nappe de la Butahu, est basée sur leur similitude d'aspect avec les micaschistes fortement étirés.

qui, dans la nappe de la Lumé, forment le flanc inverse du pli couché.

Dans la vallée de la Butahu, ce facies tectonique commence à s'observer un peu en amont de son débouché dans la plaine; il se continue par Kalongé, où il forme les gorges profondes, et au delà sur la crête par où l'on gagne Campi ya Chupa, jusqu'à 3.300 m. Au delà de cette altitude, l'itinéraire recoupant la direction des couches pénètre dans le massif sous-jacent; mais j'ai retrouvé cet horizon sur un crêton situé à l'extrémité méridionale du mont Stanley, à l'Ouest du glacier de l'Hélène, vers 4.400 m. Appartiennent à ce facies les schistes observés autrefois par Stuhlman, Scott Elliott et David, et que Roccati assimile aux micaschistes qui s'étendent immédiatement au Sud du mont Baker.

Dans la région de Kalongé, la série des amphibolischistes et celle des micaschistes sont très proches l'une de l'autre, et ne montrent cependant aucune transition lithologique. Roccati, qui a vu le contact au Sud du mont Baker, assure qu'il est absolument net. Je ne puis que souscrire à l'opinion de Roccati, qui admet que la zone de micaschistes, continue depuis le flanc occidental jusqu'au Baker, repose directement sur un massif d'amphibolites. D'autre part, le gneiss du mont Louis de Savoie se retrouve sur le flanc méridional de la Butahu, et, du Rungu, point élevé de celui-ci, j'ai pu les suivre parfaitement à la jumelle, dans la direction de l'Est : ils doivent passer sous le mont Louis de Savoie.

Roccati pense que ces trois séries sont concordantes.

Mais en reprenant l'étude remarquablement minutieuse de celui-ci, on ne peut manquer de trouver les preuves d'une discordance de la série des micaschistes et gneiss sur la série inférieure des roches amphibolitiques. Cet auteur avait déjà reconnu une caractéristique essentielle de la série des micaschistes, que j'ai observée également dans la série d'échantillons récoltés sur le versant congo-

lais : c'est la présence de minerais noirs abondants, de tourmaline, de grenat, de cyanite et de sillimanite. Ces caractères minéralogiques font défaut dans tout le massif sous-jacent à ces micaschistes. Or cette zone ne contourne pas le Baker, mais Roccati la signale à différents endroits dans la vallée de la Mobuku, bien à l'écart du massif d'amphibolites, limitée au Nord par une série de gneiss dépendant des gneiss du mont Speke. Les micaschistes séparent donc ces derniers de la série des gneiss du mont Louis de Savoie. D'ailleurs, suivant Roccati, ces derniers se continuent suivant la vallée de la Mahoma : leur allure épouse donc celle des micaschistes sous-jacents.

Des données de Roccati, les conclusions suivantes se dégagent.

1° l'association des micaschistes et des gneiss du mont Louis de Savoie, association qui est réalisée également dans la vallée de la Butahu;

2° l'indépendance de cette association et de la série des amphiboloschistes sous-jacents.

Je considère que cette discordance est d'origine tectonique. Roccati, d'ailleurs, a mentionné une série de faits qui sont en faveur de ma façon de voir. Il reconnaît l'existence, dans la masse des micaschistes, de mouvements internes violents. Ensuite, il relate, au Sud du mont Baker, entre Buamba et Bujungulu, l'existence de bancs qui sont enrobés dans les micaschistes et dans une position discordante avec la stratification des roches qui les contiennent. Par exemple, à Bujungulu, un banc de 1^m50 d'épaisseur est disposé perpendiculairement au feuilletage des micaschistes : l'auteur y voit des fragments d'une brèche (p. 88) dont les éléments proviendraient des micaschistes eux-mêmes.

Ces faits corroborent pleinement mes conclusions quant à la signification du niveau de micaschistes. Je reviendrai

du reste à un autre endroit à l'examen d'une zone qui lui est associée.

Ainsi, le Ruwenzori apparaît formé de deux parties : la moitié méridionale, qui comprend grosso modo toute la partie du massif située au Sud du sillon de la Butahu et de la Mobuku et est constituée par des masses allochtones; la moitié septentrionale, située au Nord de ce sillon et qui est le substratum tectonique sur lequel se sont avancées les nappes.

C'est ce substratum autochtone que je me propose d'étudier dans ce mémoire.

BIBLIOGRAPHIE.

- (1) DAVID, Il Runssoro. (*Boll. Soc. geogr. ital.*, série IV, vol. 7, avril 1906.)
 - (2) FRESHFIELD, D. W., Towards Ruwenzori. (*Alpine Journal*, 1906.)
 - (3) JOHNSTON, H., The Uganda protectorate, Ruwenzori and Semliki forest. (*Geogr. Journal*, XIX, 1902.)
 - (4) MICHOT, P., Note préliminaire sur la tectonique du Ruwenzori. (*Bull. Inst. Royal Colonial Belge*, t. IV, n° 1, 1933, pp. 237-243.)
 - (5) — Les grandes lignes de l'évolution géologique du Ruwenzori. (*Revue Universelle des Mines*, 8^e série, t. IV, n° 13, 1933.)
 - (6) — Sur quelques caractères de la tectonique précambrienne dans le Nord-Est du Congo belge. (*II^e Congrès National des Sciences*, Bruxelles, 1935, pp. 721-723.)
 - (7) MOORE, *The Mountains of the Moon*. (Londres, 1901.)
 - (8) — First ascent of one of the snow ridges in the Mountains of the Moon. (*Alpine Journal*, XXI, 1902.)
 - (9) ROCCATI, Il Ruwenzori; Vol. II. (In S. A. R. *Il Principe Luigi Amedeo di Savoia*, Milan, 1909.)
 - (10) SCOTT, Elliott G. F., and GREGORY, J. W., The geology of Mount Ruwenzori and some adjoining regions of Equatorial Africa. (*Quart. Journ. of the geol. Soc. of London*, t. 51, 1895, pp. 668-680.)
 - (11) STANLEY, H. M., *In darkest Africa*, 1890, vol. II, p. 257.
 - (12) STUHLMAN, F., Mit Emin Pacha ins Herz von Afrika. (*Deutsch Ost Afrika*, Bd. I. Berlin, 1894, pp. 285-306.)
-

DIVISION DU TRAVAIL.

L'ordre suivi dans l'exposé des faits géologiques est habituellement l'ordre chronologique ascendant. Il consiste dans l'énumération des terrains constitutifs de la région et des événements orogéniques ou éruptifs qui ont déterminé dans cette suite des coupures marquantes. Une telle méthode satisfait toujours l'esprit, elle est pleine de clarté, elle a la rigidité d'un dogme.

Cependant, quoi de plus contraire à la méthode de travail du chercheur qui, dans la complexité des facteurs dont il doit rechercher l'influence propre, désire connaître avant tout l'élément sur lequel ces facteurs ont agi.

Du connu à l'inconnu, axiome qui inspirera à l'esprit de Charles Lyell la théorie des causes actuelles.

Mais que d'apparences contradictoires dans ce principe méthodologique, qui ne sont que l'expression de la multiplicité d'être des choses dans leur dépendance du milieu variable! Il est certain que, pour le géologue, il convient parfois de partir de l'étude des terrains récents, pour remonter ensuite le cours des âges; c'est la méthode du tectonicien qui, par une opération mentale de soustractions successives, permet finalement de reconstituer l'état des lieux à telle ou telle époque géologique déterminée.

Pour le pétrographe, le problème se présente souvent différemment : c'est le point de départ qui importe : la roche primitive qui fut soumise ensuite à toutes les tribulations, la complexité de son état actuel étant le fait des avatars qu'elle subit au cours des âges.

La méthode cartésienne semble ainsi s'opposer à elle-même.

La discrimination des différents facteurs régionaux ou locaux qui ont imprimé leurs caractères aux roches est un

problème important pour le géologue. Il serait insoluble, si la superposition des mêmes phénomènes s'était faite partout, si chaque facteur avait ajouté partout aux autres sa propre caractéristique pour donner ce tout complexe qu'est la nature : un système d'équations à trop d'inconnues.

Mais, et c'est la première constatation importante que fait le géologue de terrain, ces facteurs ne sont pas ubiquistes. Ils n'agissent pas partout avec la même intensité ni dans le même rapport; certains prédominent, et là où un seul a donné au milieu son caractère particulier, la recherche sera particulièrement fructueuse : de là toute l'importance, en géologie, des études régionales. C'est sur une telle base que j'exposerai mon sujet.

J'étudierai d'abord la géologie du mont Stanley et du Wusuwameso. Ce massif renferme le complexe de roches le plus ancien du Ruwenzori avec ses caractères primitifs et les déformations propres à la plus ancienne période orogénique connue jusqu'à présent dans la chaîne, ainsi que probablement dans toute la région nord-orientale du Congo belge.

J'envisagerai ensuite les autres régions de la partie septentrionale : les monts Speke, Emin et la région des sources de la Lamya, ainsi que la bordure basse en territoire congolais. Toute cette partie septentrionale est caractérisée par l'intrusion d'un massif granitique dans l'unité lithologique qui forme le mont Stanley.

Enfin la troisième partie cherchera à retracer l'histoire géologique ancienne de la moitié septentrionale de la chaîne, à mettre en relief ses caractéristiques, et spécialement le milieu dans lequel elle a évolué.

Avant de passer à l'étude des points proposés, il est nécessaire de donner un aperçu physiographique de la chaîne.

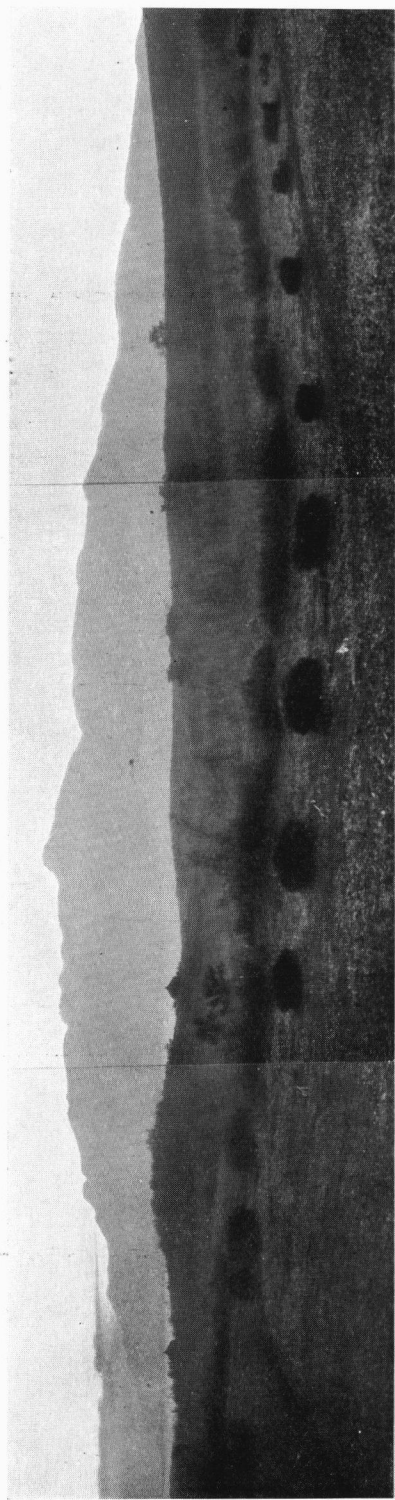


Photo 1. — Profil longitudinal de la chaîne du Ruwenzori vu du horst de Kaporata par-dessus la plaine sableuse que souligne le brouillard (p. 19).

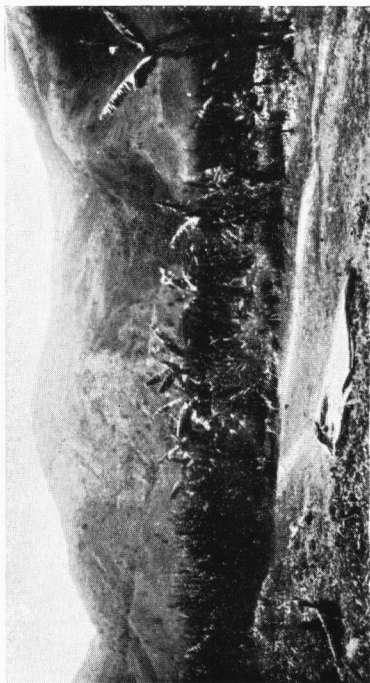


Photo 2. — Région de Kikanga. Abrupt faisant face à la plaine de la Semliki, au-dessus duquel se profile le replat (p. 19).

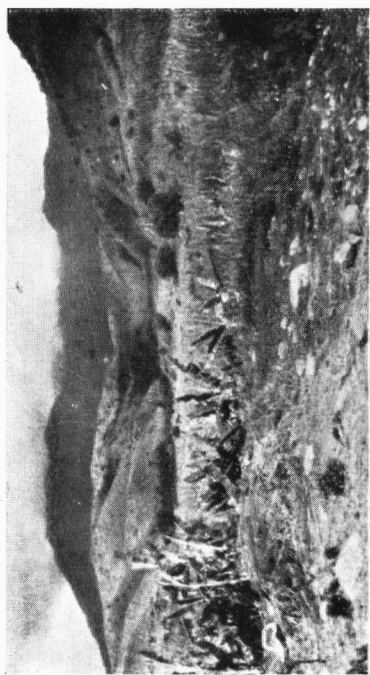


Photo 3. — Mutwanga. Vue prise du cône alluvial de la Talya vers la montagne. A l'avant-plan, le débouché de la Talya et ses alluvions. Au second plan, dans la moitié gauche, le replat au Nord de la Talya se profile au-dessus des masses grises ravinées. A l'arrière-plan, l'abrupt interne (p. 23).

PHYSIOGRAPHIE.

La chaîne du Ruwenzori s'étend entre le lac Albert au Nord et le lac Edouard au Sud (fig. 1); sa longueur est de 130 km. et sa largeur atteint 35 km. Elle forme une masse qui, géographiquement, n'est apparentée à aucune autre, étant entourée des quatre côtés par des dépressions dont l'étendue est du même ordre de grandeur qu'elle. Tectoniquement, elle appartient à cette zone de dislocations tertiaires et quaternaires dont l'élément le plus continu est le fossé occidental des Grands Lacs.

La chaîne présente les deux caractéristiques orographiques suivantes :

1° Elle possède une seule ligne de faite qui porte les hauts sommets de la partie centrale;

2° Elle est de faible longueur et est bien limitée en direction. Sa ligne de faite descend progressivement vers les lacs et disparaît sous le niveau du lac Edouard, ou bien s'enterre sous les alluvions de la plaine du lac Albert (photo 1). Au delà de ces grandes dépressions lacustres, aucun relief n'existe. La chaîne est donc très courte si on la compare aux chaînes tertiaires de type alpin.

Son versant occidental est assez raide; aux 14 km. qui séparent à vol d'oiseau les hauts sommets de la bordure de la plaine correspond une dénivellation de 4.100 m., ce qui équivaut à une pente moyenne de 16°; sur le versant oriental, la pente moyenne est de 10°.

Abrupts et replats.

La bordure congolaise de la chaîne est caractérisée par un abrupt très net, de hauteur variable : dans la région de Kikanga (photo 2), on peut l'évaluer à 300 ou 400 m.;

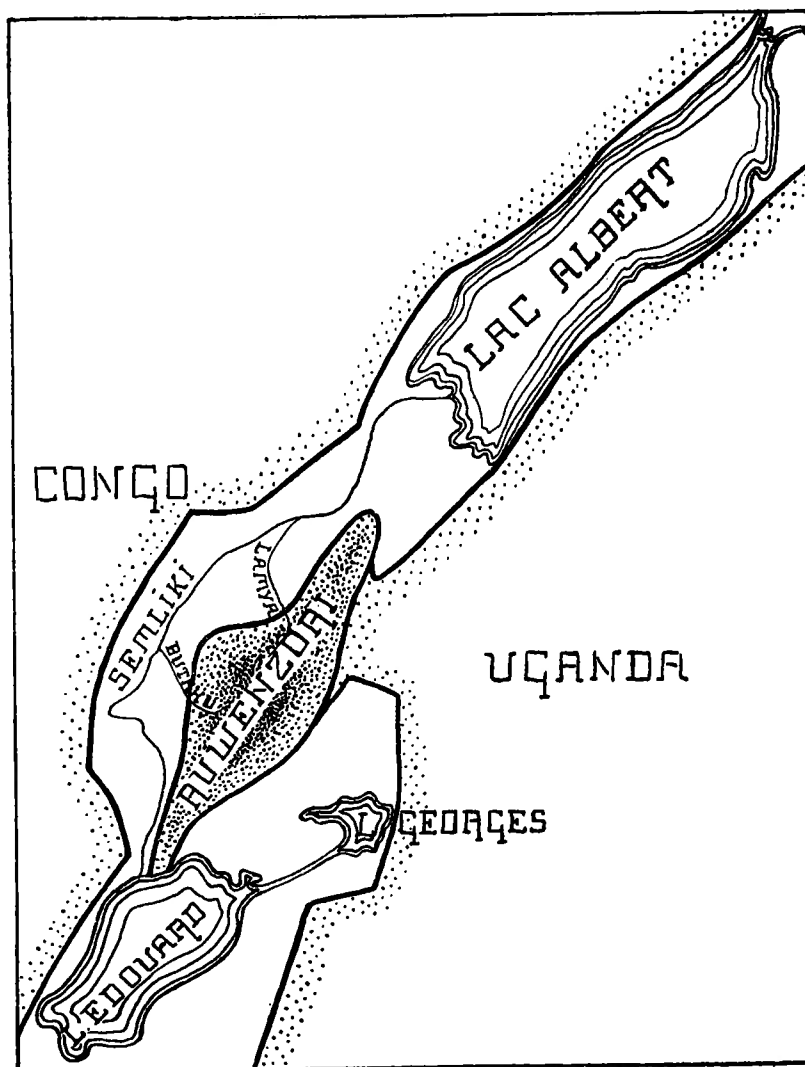


FIG. 1. — Situation du Ruwenzori.

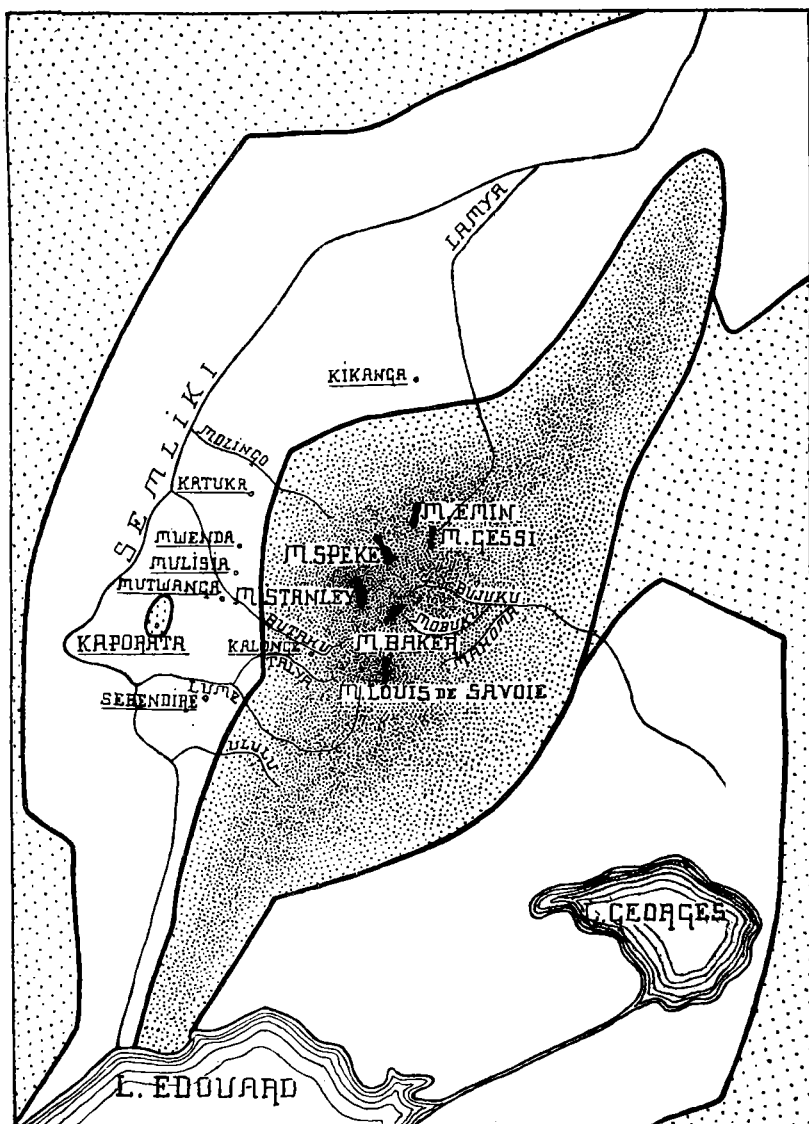


FIG. 2. — Le Ruwenzori.

dans la région de Katuka et de Mwenda, il atteint une hauteur de 600 à 700 m.; dans la région de Sébendire, des pics de 2.000 m. d'altitude surplombent la plaine, dont l'altitude est de 1000 m. (fig. 2).

Au-dessus de l'abrupt, la surface-enveloppe du terrain s'infléchit jusqu'à être presque horizontale. Dans la région de Kikanga, un replat s'étend vers 1.500 m. (fig. 3); aux

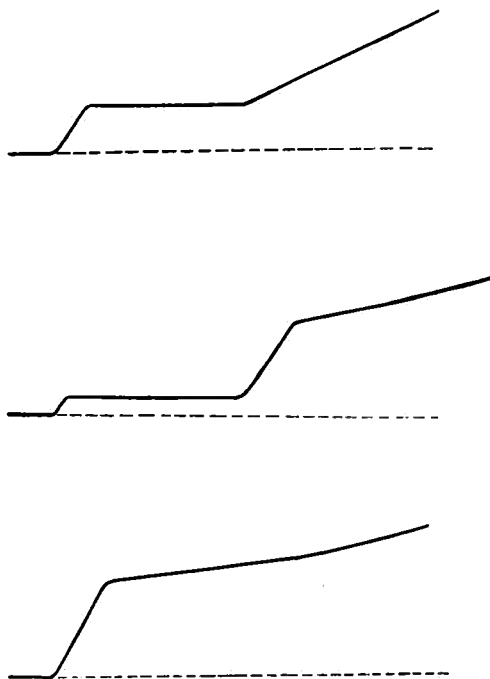


FIG. 3, 4 et 5. — Profils topographiques du versant occidental du Ruwenzori.

environs de Katuka, il se trouve vers 1.800 ou 1.900 m. et, dans la vallée de la Lumé, vers 2.000 m. (fig. 5).

En amont de ces replats périphériques, la pente moyenne s'accroît et reprend des valeurs relativement fortes.

Dans le cas cités ci-dessus, l'abrupt borde directement la plaine de la Semliki. Il en est d'autres où l'abrupt prin-

cipal est quelque peu à l'intérieur de la chaîne; il est alors précédé par un plateau, horizontal ou peu incliné, qu'un nouvel abrupt sépare de la plaine de la Semliki. Ce plateau forme une terrasse adventive (fig. 4).

Cette disposition s'observe bien à Mutwanga (photo 3): la terrasse surplombe la plaine d'une centaine de mètres; sa largeur est de 2 km. environ, et elle va buter nettement contre l'abrupt principal portant des sommets de 2.000 à 2.500 m. Plus au Sud, l'abrupt externe s'élève, l'interne s'efface: en un mot, ils se relaient; la terrasse monte vers le Sud et s'identifie, semble-t-il, avec le replat de 2.000 m. de la région de Sebendire.

Près de Mulisia, on observe la même disposition.

Entre Katuka et la Molingo existe un replat longeant la plaine et qui domine celle-ci de 200 m. environ.

En résumé, les versants de la montagne ne descendent pas régulièrement jusqu'à la plaine, mais sont interrompus par des abrupts localement coupés par une terrasse.

Je représente schématiquement, dans les figures 3, 4 et 5, les différentes allures de la surface-enveloppe de la montagne, dans sa partie inférieure, en prenant pour type:

- a) La région de Kikanga (fig. 3);
- b) La région de Mutwanga (fig. 4);
- c) La région de Sebendire (fig. 5).

Replats et pénéplaines.

Le replat de Mutwanga m'a particulièrement frappé (photos 3 et 4); son substratum est formé essentiellement de muscovitoschistes et de biotitoschistes, et localement par des gneiss identiques à ceux qui affleurent dans l'abrupt supérieur.

Le problème de l'origine et de l'âge relatif de ce replat est assez complexe. Celui-ci est évidemment antérieur à l'encaissement des vallées qui le parcourent, dont les plus importantes sont celles de la Talya et de la Mukandove.

Il pourrait être dû à l'action de ces cours d'eau à l'époque où ceux-ci coulaient à son niveau; il serait le résultat d'une pénéplanation locale, effectuée grâce à la moindre résistance de la masse de micaschistes à l'érosion, tandis que le massif gneissique situé à l'amont, plus résistant, aurait été moins dégradé.

Cette hypothèse n'est pas acceptable : le versant sud de la Talya s'élève progressivement, alors que le versant nord est constitué par le replat. Comment concevoir, en effet, que la pénéplanation ne se soit pas effectuée sur le versant sud, lui aussi formé de micaschistes ?

Il faut donc admettre que la portion qui s'étend au Sud de la Talya a appartenu au même niveau que le replat de Mutwanga, mais a basculé ensuite en se relevant davantage vers le Sud, tandis que le replat situé en face de Mutwanga est resté dans sa position première. Le mouvement se serait produit entre deux failles correspondant l'une à l'abrupt externe du bloc basculé, l'autre à l'abrupt interne.

On ne peut donc échapper à cette conclusion que les abrupts ne sont pas le résultat d'une érosion différentielle, mais bien des escarpements de failles (« fault scarp »).

Il reste néanmoins à connaître les cours d'eau qui sont responsables de la formation des replats avant leur basculement ; dépendent-ils du bassin de la Semliki, ou bien sont-ils antérieurs à celui-ci ?

Si la pénéplanation observée est due aux affluents de la Semliki, une abrasion semblable doit s'être produite à proximité de la Semliki elle-même, et à un niveau sensiblement identique. Effectivement, on retrouve, sur la rive orientale de cette rivière, une pénéplaine s'étendant sur un massif assez important de roches cristallines, le massif de Kaporata. Celui-ci se présente comme un îlot (fig. 2) surplombant les sédiments sableux qui tapissent le fond du graben; par conséquent aucun courant dépendant de la Semliki n'a pu s'établir à son niveau. Le massif en question est un horst, et la pénéplaine est antérieure à la for-

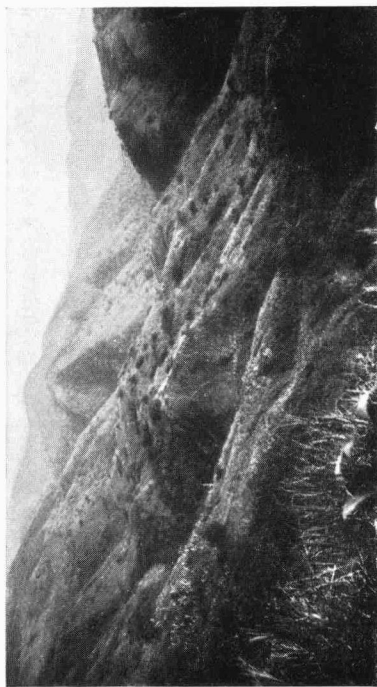


Photo 4. — Mutwanga. Vue de l'abrupt interne, prise du Nord vers le Sud. Le replat se trouve au pied de l'abrupt, à droite, mais hors cadre. Au second plan, la bordure de la terrasse montante au Sud de la Talya. A l'arrière-plan, le replat de Sebendire (p. 23).

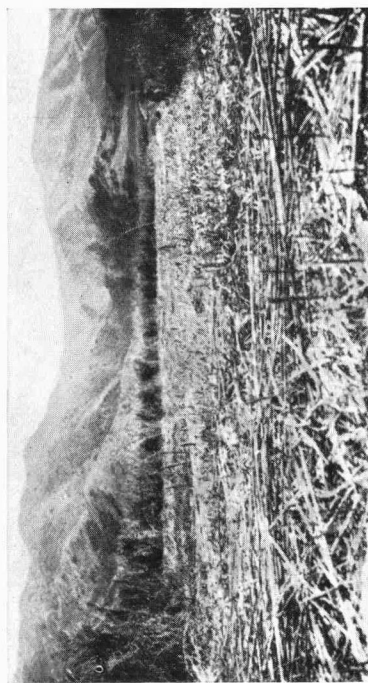


Photo 5. — Région de Sebendire. Abrupt faisant face à la plaine de la Semliki, au-dessus duquel se profile le replat vers 2000 mètres (p. 23).



Photo 6. — Vallée limitant à l'Ouest le Mont Stanley. Vue prise du Sud vers le Nord. Le glacier antérieur est le glacier Stanley; le suivant est le glacier de l'Alexandra (p. 29).

mation du graben. Sur la rive orientale, aucune portion de pénéplaine ne se présente à un niveau qui eût pu dépendre de la rivière. Il faut donc considérer à fortiori le replat de Mutwanga comme entièrement indépendant d'une érosion qui se serait produite à partir de la Semliki : la pénéplaine à laquelle il appartient est antérieure à la formation du graben.

J'ai montré, dans un article précédent, que le Congo et l'Uganda ont été autrefois recouverts par une pénéplaine (1, 3) dont la formation doit dater en ordre principal du Jurassique supérieur, et que la pénéplaine de Kaporata (2) est une portion de cette étendue. Je suis conduit à adopter la même conclusion en ce qui regarde le replat de Mutwanga et les autres replats qui bordent la chaîne, immédiatement au-dessus de l'abrupt externe.

L'orogénèse tertiaire et quaternaire.

Si telle est la signification des replats, quelle est celle des ruptures de pentes qui sont en amont et qui, comme à Kikanga, ne sont pas au pied d'un abrupt; plus particulièrement, que représente la surface en amont du replat ?

On pourrait penser d'abord que cette surface en pente est la pénéplaine ancienne elle-même, basculée; mais il serait assez difficile, je pense, d'admettre que la surface de l'écorce terrestre puisse se courber sans rupture pour passer de l'horizontale à une pente d'une vingtaine de degrés, et ce sur un espace de quelques centaines de mètres. Il faut alors admettre que cette rupture de pente représente un escarpement de faille fortement dégradé par l'érosion; elle indique donc l'existence d'une faille, qui serait cependant plus ancienne que celle qui borde la montagne, puisqu'à cette dernière correspond un abrupt remarquablement conservé.

Il y aurait donc des failles d'âges différents, ou du moins qui ont joué plus ou moins longtemps.

Que se passe-t-il dans des niveaux topographiques plus élevés ? Il n'est pas possible de le dire, car l'aspect boisé de la partie moyenne empêche de se rendre compte de la topographie de détail.

On ne peut donc élucider définitivement la question du mode de déformation de la pénéplaine congolaise et, en particulier, du mode de formation de la chaîne ruwenzorienne. Roccati et Scott Elliott ont admis qu'il s'agit d'un mouvement en bloc. La réalité est différente : la présence de portions pénéplanées dans les parties basses du Ruwenzori conduit à diviser le massif en deux parties : un noyau central portant la partie haute et moyenne de la chaîne; une couronne périphérique (du moins dans le territoire congolais) pourvue de replats qui sont probablement les restes de l'ancienne pénéplaine. Cette structure schématique indique que le massif du Ruwenzori n'est pas un simple bloc soulevé uniformément, mais reflète l'existence de surélévations différentielles qui auraient pour effet, dans les grandes lignes, de déformer l'ancienne pénéplaine suivant une surface ellipsoïdale peut-être voisine de la surface-enveloppe actuelle de la chaîne. Dans le détail, la déformation ne serait pas continue, mais elle consisterait en soulèvements différentiels de blocs dont l'amplitude de mouvement serait du même ordre de grandeur pour tous ceux qui appartiennent à une même couronne elliptique, disposée concentriquement au haut massif.

*
* *

Les hauts sommets sont localisés dans la partie centrale de la chaîne, et ils attirent spécialement l'attention par leurs calottes glaciaires ou les petits glaciers qui s'accrochent à leurs sommets : ce sont, du Nord au Sud, le mont Gessi, le mont Emin, le mont Stanley, le mont Baker et le mont Louis de Savoie. Ils sont individualisés par de profondes vallées en U que garnissent fréquemment de petits

lacs glaciaires. Dans toute la partie haute environnante, mais en dehors de la zone des glaciers, existent de nombreux cirques glaciaires. Ces faits montrent que les phénomènes de glaciation ont atteint autrefois une extension beaucoup plus grande qu'actuellement. Les vallées glaciaires sont les parties hautes de vallées torrentielles, très encaissées, en forme de V peu évasé. Ces torrents ont édifié au pied de la chaîne d'énormes cônes de déjection de plusieurs kilomètres d'extension, et dans lesquels ils ont creusé une entaille profonde de 40 à 50 m. au sommet du cône, s'atténuant progressivement vers l'aval. Ces cônes s'enfoncent parfois quelque peu dans la montagne, comme celui de la Butahu, ou bien comme celui de la Lamya, qui se prolonge dans l'intérieur par une véritable plaine alluviale, atteignant 2,5 kilomètres de longueur.

Tous les torrents descendent les abrupts faisant face à la plaine en cascades nombreuses, tandis que sur les replats et en amont de ceux-ci leur pente est beaucoup plus faible et plus régulière. Cette accentuation de la pente n'est pas due à la différence de composition lithologique de la facette et des parties amont; la rupture ne peut donc être expliquée que par des déformations relativement récentes; c'est une preuve de plus que l'abrupt est bien un escarpement de faille.

Etant donnée la localisation des abrupts en bordure de la chaîne et plus particulièrement à la limite même de la plaine de la Semliki, il semble bien que les dernières déformations se soient produites à la périphérie du massif.

En résumé, *la formation de la chaîne du Ruwenzori aux dépens de la pénéplaine congolaise me paraît résulter de déboîtements successifs de massifs elliptiques concentriques. Le mouvement de soulèvement s'est produit à plusieurs reprises, soit en s'étendant à des aires de plus en plus grandes, soit en affectant le plus longtemps l'aire maxima.*

BIBLIOGRAPHIE.

- (1) MICHOT, P., Le Ruwenzori et la pénéplaine du Centre-Africain. (*Cercle des Géographes liégeois*, fasc. 20 des travaux, 1934; *Bull. Soc. roy. Géographie d'Anvers*, 1934.)
 - (2) — Un massif pénéplané dans le graben de la Semliki. (*Annales de la Soc. géol. de Belg.*, Publicat. spéc. relatives au Congo belge, t. LVII, p. C. 181-186.)
 - (3) WAYLAND, E. J., Rift Valleys and Lake Victoria. (*Compte rendu XVI-th Internat. Geological Congr.*, South Africa, 1929, t. II, pp. 323-353.)
-

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DU RUWENZORI SEPTENTRIONAL

PREMIÈRE PARTIE.

LE MONT STANLEY ET LE WUSUWAMESO

GENERALITES.

Le mont Stanley forme un relief important au centre de la chaîne du Ruwenzori, dont il porte les trois pointes les plus élevées : la pointe Marguerite, la pointe Alexandra et la pointe Albert; d'autres sommets forment des points culminants dans la partie méridionale du mont : le Mœbius, la pointe Hélène et la pointe de Savoie.

Il est recouvert par une calotte glaciaire qui émet quelques langues descendant par d'étroits sillons jusqu'aux anciennes vallées glaciaires principales qui délimitent topographiquement le mont. A l'Ouest, c'est l'immense vallée de la Kamusoso contenant le lac Gris, le lac Vert et le lac Noir. Originellement, cette vallée prenait naissance à l'épaule Nord-Ouest de la Marguerite : on observe encore très bien actuellement la montée progressive, à partir du lac Vert, du thalweg de cette vallée occupée dans la partie haute par le glacier de l'Alexandra (photo 6). Actuellement, seul le glacier Stanley alimente encore la vallée de la Kamusoso. Le glacier de l'Alexandra, au contraire, situé à une centaine de mètres au Nord, est drainé par une vallée descendant vers la vallée Stuhlman, qui est elle-même une ancienne vallée glaciaire principale, séparant

au Nord-Est le mont Stanley du mont Speke (photo 7) ⁽¹⁾. Ce sillon est divisé en deux sections séparées par le col Stuhlman : l'une à écoulement Nord-Nord-Ouest, en territoire congolais; l'autre, la Bujuku, à écoulement Sud-Est sur le versant ugandien.

A l'Est, le mont Stanley est séparé du mont Baker par une vallée glaciaire très profonde.

Dans la partie méridionale, il lance plusieurs crêtons, entre lesquels prennent naissance les rivières qui forment le haut bassin de la Butahu.

Dans l'angle que forme la vallée de la Kamusoso, à l'endroit du lac Vert, existe une crête, le Wusuwameso, disposée en immense cirque glaciaire dans lequel la Kanyamwamba a ses sources; elle s'étend depuis le Mogulé au Nord, vers l'Est et le Sud, où elle s'appuie sur la crête de Campi ya Chupa. Le cirque s'ouvre vers le Sud-Ouest et communique dans sa partie orientale avec la vallée de la Kamusoso, par un petit col au Nord duquel la crête du Wusuwameso monte jusqu'à un pic surplombant le lac Vert, dénommé ici pic Coune.

Le mont Stanley, ses dépendances et le Wusuwameso sont riches en affleurements. La roche montre partout des traces de glaciation; aux abords des glaciers actuels, elle porte des surfaces polies avec cannelures; sa teinte superficielle est légèrement plus claire qu'ailleurs. A plus grande distance, les détails topographiques sont encore remarquablement conservés : roches moutonnées, barres glaciaires avec canal d'écoulement en U, etc.

La roche ne porte aucune trace d'altération atmosphérique; seuls des lichens sont parvenus à s'y fixer localement.

De tout cet ensemble, j'ai exploré la vallée Stuhlman,

(1) Afin de ne pas multiplier les noms géographiques, je dénommerai les vallées congolaises du nom du col où elles prennent naissance. Il est probable que la vallée Stuhlman est la partie haute de la Lusilobé, mais je n'en ai aucune preuve directe.

les versants occidental et méridional du mont Stanley, et presque tout le Wusuwameso.

Le versant occidental du mont Stanley est formé essentiellement d'une masse gabbroïque qui a conservé parfois sa texture massive et ses structures d'ensemble originelles. Dans le détail cependant, certains caractères structuraux de ses minéraux constitutants ont été modifiés au cours d'une recristallisation consécutive à une période de dislocation. A ce facies massif sont fréquemment associées d'autres roches à granularité variable, à texture orientée, disposées apparemment en bancs; l'étude au microscope a démontré qu'elles sont le résultat de la déformation du gabbro. Toutes ces variétés, intimement associées, ont été rencontrées également dans le Wusuwameso.

Ces masses gabbroïques sont recoupées par des dykes doléritiques et diabasiques. Malgré l'identité de teinte, la distinction s'établit aisément par suite de la différence de granularité, lorsque la roche gabbroïque a conservé sa structure grossière; ce cas se rencontre sur le seuil situé entre les glaciers Stanley et Alexandra. Ailleurs, lorsque le gabbro a été dynamométamorphisé et transformé en amphiboloschistes ou amphibolites fines, l'identité dans la granularité rend impossible toute distinction.

Enfin, au Sud du mont Stanley, et dans le cirque du Wusuwameso, des cipolins et des amphiboloschistes d'origine sédimentaire sont encadrés par les roches amphibolitiques d'origine gabbroïque. Une autre masse de cipolin affleure sur le versant oriental de la vallée Stuhlman.

Dans cette partie, j'étudie successivement :

- I. Les dykes doléritiques et leurs variétés diabasiques.
 - II. La roche gabbroïque et ses différentes variétés métamorphiques.
 - III. La série sédimentaire des cipolins, amphibolites et amphiboloschistes.
-

CHAPITRE I.

LES DYKES DOLERITIQUES ET LEURS VARIETES DIABASIQUES.

§ 1. Le Dyke doléritique du seuil séparant les glaciers Stanley et Alexandra.

Entre les glaciers Stanley et Alexandra on observe, dans le seuil qui les sépare et sur la paroi orientale de la vallée, un dyke de roche basique injecté dans la masse gabbroïque. Il mesure 0^m75 à 1 m. d'épaisseur, est dirigé environ Est-Ouest et incline de 60° vers le Sud; sa teinte foncée se détache sur la masse plus claire de la roche encaissante. Au contact de chacune des épontes, la roche du dyke est noire ou bleu noirâtre, aphanitique, et contient quelques phénocristaux d'amphibole de 1 à 2 mm. Ce facies a une épaisseur assez constante de 7 à 10 mm.; il passe rapidement vers l'intérieur à une zone de teinte bleu noirâtre, à granularité très fine, visible à la loupe, sans que l'on puisse cependant distinguer entre minéraux blancs et minéraux colorés. Dans la partie centrale du dyke, la roche possède une granularité de plus en plus grossière jusqu'à prendre une teinte bleu grisâtre assez sombre dans laquelle s'individualisent nettement les cristaux ferromagnésiens et les feldspaths. La texture de la roche est massive.

L'éponte est grosso modo rectiligne; cependant, dans le détail elle montre des indentations de la roche foncée dans la roche claire ou des filonets qui s'y perdent. De petites enclaves de la roche gabbroïque sont enrobées dans la roche foncée. Ces enclaves, ces indentations du dyke, le

développement progressif de la granularité à partir des épontes démontrent que la roche foncée est intrusive dans la roche gabbroïque.

I. — ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Le dyke est composé d'une série de zones parallèles à l'éponte et passant progressivement de l'une à l'autre; je vais en étudier successivement les caractéristiques pétrographiques.

a) Zone en contact avec l'éponte.

Cette zone, épaisse de 7 à 10 mm., est caractérisée par une texture fluidale, dessinée par des phénocristaux de plagioclase disposés parallèlement à l'éponte (micro 1). La pâte est ultramicrogrenue et formée par du plagioclase, de l'amphibole, de l'ilménite; elle enrobe des phénocristaux de plagioclase et d'amphibole.

Les phénocristaux de plagioclase sont à facies de micro-lithes aplatis suivant g_1 ; les sections rectangulaires sont généralement de l'ordre de 400 mmm. (millièmes de mm.) de longueur sur 80 mmm. de largeur; ils sont toujours zonés, rarement avec récurrence; ils titrent dans leur partie centrale de 60 à 66 % An, et dans leur périphérie de 50 à 60 % An.

L'amphibole phénocristalline est de l'ouralite; elle se présente tantôt en individus isolés, tantôt en agrégats ne dépassant jamais 500 mmm. de diamètre. Dans aucun cas, elle n'est idiomorphe; sa coloration n'est pas uniforme et est fréquemment renforcée dans la partie centrale des plages. Généralement son pléochroïsme est très faible, de teinte vert clair légèrement brunâtre suivant Ng, et jaune verdâtre très clair, presque incolore suivant Np. Aux forts grossissements, il apparaît que les parties possédant une teinte uniforme aux faibles grossissements sont en réalité complexes et formées de petits îlots verts, plus réfringents, disséminés dans une masse très claire moins réfringente.

L'amphibole de la pâte a le même aspect que la précédente, quoique sa teinte verte soit plus vive; la plupart des plages ont des dimensions de l'ordre de 50 mmm. et possèdent une forme cristallographique légèrement allongée suivant l'axe cristallographique *c*; dans l'ensemble, ces axes sont orientés parallèlement à l'éponte.

Dans la pâte, le plagioclase se présente en grains très petits et indéterminables avec précision. Seul l'indice de réfraction, de beaucoup supérieur à celui du beaume de Canada, fait présumer un plagioclase basique.

Enfin, l'ilménite (présumée telle parce que, par altération, elle donne naissance localement à du leucoxène) se présente en grains de 10 mmm. et moins.

A ces formes microlithiques et ultramicrogrenues vient s'ajouter, dans la partie interne de cette zone, une hornblende de teinte vert vif, dont les caractères minéralogiques seront définis au cours de la description de la zone suivante. Elle est xénomorphe, et ses dimensions sont de l'ordre du millimètre; elle contient en inclusions des phénocristaux et de nombreuses plages microgrenues de plagioclase identiques à ceux que renferme la pâte. Ces caractères, en même temps que son homogénéité et sa teinte plus vive, la distinguent des plages d'amphibole ouralitique toujours massives. Comme je le montrerai plus loin, cette amphibole est de formation postérieure à la consolidation de la pâte; elle s'est substituée à la hornblende microgrenue de cette dernière et constitue des porphyroblastes.

b) Seconde zone.

Elle a une épaisseur de 10 à 13 mmm. Les grands microlithes feldspathiques sont de mêmes dimensions que ceux de la zone précédente, mais sont disposés en tous sens. La pâte microgrenue, de même composition minéralogique que celle de la bordure, a une granularité quelque peu supérieure : le feldspath se développe en très petits micro-

lithes, aplatis suivant g_1 , mais à facettes irrégulières (micro 2).

L'amphibole en phénocristaux, de l'ouralite, possède les mêmes caractères que dans la zone précédente : plages massives, isométriques, disloquées ou déformées, de teinte vert pâle, légèrement brunâtre.

Par ces caractères, elle s'oppose nettement à l'amphibole vert vif (micro 3) : celle-ci est criblée de microlithes de plagioclase dont la forme et la densité de répartition sont identiques à celles de la pâte voisine; elle présente le pléochroïsme suivant, les teintes étant vues sous une épaisseur de 30 mm. :

Suivant Ng : vert vif brunâtre.

Suivant Nm : vert vif.

Suivant Np : vert très clair, très légèrement brunâtre.

La biréfringence est de 22, l'angle $Ng/c = 19^\circ$ à 20° . Le ton brunâtre des parties centrales des plages suffisamment grandes devient vert vif en bordure. Ce zonage, caractérisé par cette disposition des teintes, est général pour toutes les roches dont il s'agit dans ce chapitre.

Cette hornblende se rencontre aussi en plages massives qui sont de dimensions légèrement plus grandes et montrent des facettes cristallographiques (micro 4). Elle est alors associée à des plages de quartz du même ordre de grandeur, l'ensemble présentant un aspect géodique. La pâte microgrenue faisant ici défaut, on ne peut considérer cet agrégat que comme une cristallisation formée aux dépens d'une solution résiduelle.

En bordure de ces agrégats géodiques, une même plage de hornblende est hétérogène : massive du côté de la géode, à structure en crible du côté de la pâte. Cet accouplement des deux facies et l'identité des caractères minéralogiques de la hornblende géodique et de la hornblende à structure en crible traduisent la contemporanéité dans leur genèse.

La hornblende à structure en crible n'est pas d'origine phénocristalline, car elle enrobe aussi bien des phénocristaux de plagioclase que les microlithes de la pâte; elle est donc postérieure à ces derniers. Différant minéralogiquement de celle de la pâte, elle ne peut être non plus contemporaine de celle-ci. Les faits présentés indiquent, au contraire, qu'elle est le résultat d'une « sammelkristallisation » opérée aux dépens des agrégats d'amphibole de la pâte.

Cette recrystallisation est contemporaine de la formation géodique et est le fait des conditions qui ont régné dans ce stade; elle est accompagnée d'une légère modification dans la composition chimique de la hornblende.

En résumé, *les solutions résiduelles ont donné naissance aux agrégats qui remplissent les géodes; elles ont aussi réagi avec les minéraux antérieurement formés de la pâte et les ont transformés dans les espèces stables dans les nouvelles conditions.*

c) **Troisième zone.**

A environ 2 cm. de l'éponte, une troisième zone est caractérisée par des phénocristaux d'augite et d'hyperssthène. Le pyroxène se présente aussi dans la pâte en éléments microgrenus isométriques, de 15 à 20 mmm. de diamètre; une couronne très mince d'amphibole verte, du type de celle qui se rencontre dans la pâte des zones précédentes, les entoure constamment; elle est formée par la juxtaposition de fines aiguilles pénétrant quelque peu dans le plagioclase limitrophe.

Dans cette zone, les deux types de microlithes feldspathiques se distinguent encore parfaitement : à l'un se rattachent les éléments dont l'ordre de grandeur est de 300 mmm. de longueur, mais peut atteindre 800 mmm.; à l'autre, ceux qui oscillent autour d'une moyenne de 50 mmm.

d) Quatrième zone.

Une zone plus interne, située à 4 cm. de l'éponte, est, au point de vue de la texture et de la minéralogie, tout à fait semblable à la précédente; la dimension des petits microlithes a crû légèrement jusqu'à atteindre 80 mmm. de longueur. Les phénocristaux d'amphibole ont complètement disparu; seuls restent l'augite et un peu d'hyperssthène comme phénocristaux ferromagnésiens.

e) Échantillon à 30 cm. de l'éponte.

Cet échantillon contient les deux générations de microlithes feldspathiques, parfaitement discernables; la plus ancienne formée d'éléments dont les dimensions sont de l'ordre de 560 mmm. de longueur sur 130 mmm. de largeur; l'autre formée d'éléments de 160 mmm. sur 30 mmm. en moyenne. La composition des grands microlithes varie de 78 % An à 45 % An; ils sont zonés et sans récurrence. Au contraire, les petits microlithes ont des compositions variant entre 40 et 50 % An; ils ne montrent aucun zonage franc.

Le pyroxène se présente en phénocristaux et en grains dans la pâte à laquelle participe, comme toujours, de la titanomagnétite.

La hornblende, de teinte vert brunâtre vif, à structure en crible, fait complètement défaut. Mais une hornblende de teinte vert vif, associée à la biotite, toutes deux en éléments microgrenus, forme une couronne de 10 à 15 mmm. d'épaisseur autour des plages d'ilménite. Autour du pyroxène une hornblende semblable, exempte également d'inclusions, mais de teinte moins vive, forme une mince couronne. Entre elle et le pyroxène s'intercale une couronne, très mince également, d'ouralite vert pâle, à laquelle de nombreuses ponctuations noires d'ilménite (supposées telles parce que, au cours de l'altération, prend naissance du sphène) donnent une teinte d'ensemble légèrement brunâtre.

f) Partie centrale.

Elle possède un grain très régulier et est formée essentiellement par du pyroxène clinorhombique, du plagioclase et un peu d'hypersthène. Les deux premiers sont les éléments prédominants; les minéraux accessoires sont : la hornblende, l'ilménite, le quartz et l'apatite. La structure est ophitique (micro 5).

Le plagioclase se présente en microlithes très aplatis suivant g_1 , disposés sans direction d'orientation privilégiée et de dimension moyenne de l'ordre de 400/70 μ m. Ils présentent un zonage bien distinct sans aucune récurrence et titrent 70 % An au maximum dans les parties centrales, 60 ou 50 % An dans la périphérie; ce n'est qu'exceptionnellement qu'ils ont subi une saussuritisation qui, d'ailleurs, ne s'étend qu'à une faible partie du microlithe.

Le pyroxène se présente en éléments xénomorphes moulant les plagioclases ophitiquement. Sa biréfringence varie de 25 à 26; l'angle $Ng/c = 28$ à 29° ; il est à rapporter aux pigeonites.

L'hypersthène est pratiquement incolore. Sur les sections perpendiculaires à Np apparaissent des macles floues dont les plans bissectent l'angle des clivages m et n . Il est vraisemblable qu'il s'agit de macles e^4 .

L'ilménite se présente en plages à contours très découpés, interstitielles par rapport aux plagioclases et moulant ces derniers. On la rencontre aussi en inclusions toujours très fines dans les amphiboles résultant de l'ouralitisation du pyroxène.

Le quartz forme quelques agrégats interstitiels entre les plagioclases dont il moule les extrémités.

L'amphibole, quantitativement accessoire, se présente suivant plusieurs modes :

a) Au contact du quartz, elle est d'aspect massif, de teinte vert vif à vert légèrement brunâtre et forme une enveloppe relativement épaisse et d'une seule orientation

optique autour du pyroxène et de l'ouralite. Elle développe toujours du côté du quartz des facettes cristallographiques. Cette hornblende ne contient pas d'inclusions, est très homogène et a une biréfringence de 22; l'angle $Ng/c = 23^\circ$. Elle est descriptivement du même type que la hornblende porphyroblastique et géodique trouvée près de l'éponte. Ce qui la rend remarquable, c'est plus la constance de son association avec le quartz que la proportion suivant laquelle elle entre dans la roche.

b) En l'absence de quartz, il se développe autour du pyroxène une bordure très régulière constituée par de l'amphibole de deux teintes. La bordure interne est faite d'ouralite incolore à vert brunâtre très pâle, abondamment criblée de petites ponctuations foncées; vers l'intérieur comme vers l'extérieur, sa limite est indistincte vue aux forts grossissements. Dans son allure générale, elle est d'épaisseur très régulière, de l'ordre de 10 à 15 mm. Parfois la couronne d'ouralite s'élargit vers l'intérieur du pyroxène et s'y termine en digitations se coinçant progressivement. La zone externe est formée de hornblende verte sans inclusions, en petits cristaux qui sont généralement implantés sur la paroi parallèlement entre eux, leur orientation étant uniquement dépendante du pyroxène central. Ces petits cristaux pénètrent individuellement dans les plagioclases; dans l'allure générale, cette bordure d'amphibole est régulière et large de 10 à 15 mm.

c) Une couronne semblable de hornblende vert plus vif ou bleuâtre, exempte d'inclusions, se rencontre autour des cristaux d'ilménite, à leur contact avec les plagioclases (micro 7). Cette hornblende se présente aussi avec le même facies, soit entre deux cristaux de plagioclase, soit dans les fractures de celui-ci. Les plages qui prennent naissance dans ces conditions ont un diamètre de l'ordre de 20 mm.

La biotite est quantitativement moins abondante encore que la hornblende, mais toujours présente.

a) Dans les agrégats quartziques, elle forme de grandes plages délimitées par p, disposées en périphérie des grandes plages de hornblende à teinte vive ou des parties ouralitiques (micro 6), mais jamais entre l'ouralite et la hornblende. Elle apparaît ainsi, dans le cours de la cristallisation, comme liée à la hornblende et postérieure à celle-ci.

b) Elle est localisée en très petites paillettes dans la couronne de hornblende microgrenue qui entoure l'ilménite (micro 7).

TABLEAU I.

Tableau récapitulatif de la composition minéralogique de la dolérite du dyke de 75 cm.

		Zone <i>a</i> 0 à 10 mm.	Zone <i>b</i> 10 à 20 mm.	Zone <i>c</i> et <i>d</i> 20 à 40 mm.	Zone <i>e</i> à 30 cm.	Centre.
Phénocristaux	Pyroxène	—	—	±	+	?
	Ouralite	+	+	∓		—
Pâte	Pyroxène	—	—	±	+	+
	Ouralite	+	+	∓	bordures	bordures
Cristallisations magmatiques résiduelles	Hornbl. vert vif	+	+	absentes	absentes	+
	Biotite	—	—			+
Couronnes autour de l'ilménite	Hornbl. vert vif	+	+	+	+	+
	Biotite	—	—	—	—	+

En résumé, cette dolérite présente les associations minéralogiques suivantes :

a) Association plagioclase-diopside-ilménite, caractérisée par une structure ophitique;

b) Association quartz-hornblende verte massive-biotite,

caractérisée par une structure en mosaïque; cette association est quantitativement peu importante;

c) Association diopside-couronne ouralitique-couronne de hornblende vert vif;

d) Biotite et hornblende vert à vert bleuâtre, microgrenues, disposées en couronnes autour de l'ilménite, et se développant spécialement au contact du plagioclase; elles se substituent complètement au feldspath lorsque ce dernier est enclavé dans l'ilménite.

II. — CONCLUSIONS.

L'ouralitisation.

La couronne d'amphibole vert pâle, directement en contact avec le pyroxène et empiétant parfois très fort sur ce dernier, est le résultat de l'ouralitisation. Les ponctuations d'ilménite uniformément dispersées dans l'ouralite ne sont pas le résultat de l'apport qui a conduit à la transformation, mais leur dissémination régulière en particules très fines indique leur genèse en milieu solide : elles sont le résidu laissé sur place de la réaction qui a transformé le pyroxène en ouralite.

Réciproquement, la présence de semblables inclusions est l'indice de l'existence préalable en cet endroit de pyroxène.

Les cristallisations magmatiques résiduelles.

La hornblende de teinte vive, associée aux agrégats quartziques, est toujours disposée en périphérie du pyroxène; elle est exempte d'inclusions et développe généralement ses facettes cristallographiques du côté du quartz, ce qui ne se présente jamais chez le pyroxène ou l'ouralite d'épiginie; elle forme dans les agrégats des plages bien développées et souvent au nombre de deux ou trois. Il s'ensuit que la hornblende vert vif n'est pas un produit de substitution du pyroxène, mais qu'elle a cristallisé directement aux dépens de la solution magmatique résiduelle.

Il en est de même de la biotite, qui est toujours greffée sur la hornblende ou l'ouralite et que j'ai montré plus haut être de cristallisation postérieure à la hornblende.

Il résulte de l'ensemble des faits, que l'association quartz-hornblende-biotite est une cristallisation magmatique postérieure à l'association pyroxène-ilménite-plagioclase. De plus, étant quantitativement peu importante, elle peut être considérée comme résultant d'un liquide résiduel. J'appellerai cette association *cristallisation magmatique résiduelle*.

La hornblende et la biotite autométamorphiques.

La hornblende vert à vert bleuâtre qui se présente en couronnes autour du pyroxène ou de l'ilménite n'est pas le résultat d'une ouralisation, puisque c'est autour de l'ilménite qu'elle est le mieux développée. En outre, elle fait défaut lorsque le diopside et l'ilménite sont en contact; elle existe toujours lorsque ces mêmes minéraux sont adjacents au plagioclase; ce dernier est même complètement épigénisé par l'association hornblende vert bleuâtre-biotite, lorsqu'il est enrobé dans l'ilménite (micro 7). Ces faits indiquent que la hornblende microgrenue des couronnes est le résultat d'une réaction dans laquelle intervient le plagioclase, d'une part, et l'ilménite ou le pyroxène, d'autre part.

Cependant, à proximité immédiate, cette même hornblende vert bleuâtre en petits cristaux remplit des cassures dans le plagioclase. Dans ce cas, elle ne peut être considérée comme réactionnelle, mais bien comme résultant directement de la précipitation d'une solution qui a baigné cette fissure.

La conclusion à tirer des occurrences de la hornblende vert bleuâtre microgrenue est qu'elle peut être soit le résultat d'une précipitation directe hors d'une solution, soit un produit de réaction dans laquelle interviennent, d'une part, le plagioclase et, d'autre part, l'ilménite ou le pyroxène (ou l'ouralite périphérique).

Cette cristallisation est donc postérieure à celle du plagioclase, du diopside et de l'ilménite; rien ne prouve qu'elle le soit aussi à la cristallisation magmatique résiduelle, car cette dernière n'est pas traversée par les veinules de hornblende microgrenue. La hornblende des couronnes et la biotite qui l'accompagne le cas échéant sont donc contemporaines de la cristallisation magmatique résiduelle.

Les hornblendes qui se forment dans ces deux cas sont très apparentées, du moins sous le rapport de la coloration, seule chose observable.

Il est dès lors logique d'attribuer la formation des hornblendes réactionnelles à l'action des solutions résiduelles sur l'ilménite, le plagioclase et le pyroxène, et par conséquent de les considérer comme des produits de l'autométamorphisme. La différence de granularité des couronnes réactionnelles et des cristallisations magmatiques résiduelles provient de l'état du milieu où elles ont pris naissance.

Les faits détaillés dans les paragraphes précédents se résument dans les propositions suivantes :

1° Il existe deux générations de cristaux. La plus ancienne est constituée par des microlithes de plagioclase et par des éléments ferromagnésiens, qui sont du pyroxène clinorhombique (pigeonite) et de l'hypersthène dans la zone interne, et de l'ouralite dans la partie voisinant l'éponte. La seconde génération est formée de plagioclase, d'ilménite et d'un élément ferromagnésien qui est du pyroxène dans la partie centrale du dyke et de l'ouralite dans la partie voisinant l'éponte. Dans le centre du dyke, la cristallinité plus grossière de la roche ne permet plus de distinguer les deux générations.

2° Les solutions résiduelles ont donné naissance aux cristallisations magmatiques suivantes : dans la partie voisine de l'éponte, à de la hornblende de teinte vive, verte

ou vert brunâtre, et du quartz; dans la partie centrale, à ces mêmes minéraux auxquels s'ajoute de la biotite.

3° En même temps que la cristallisation de ces solutions résiduelles, des phénomènes d'autométamorphisme ont affecté la partie consolidée immédiatement voisine; elles ont provoqué les modifications suivantes :

a) Modifications minéralogiques : ouralitisation du pyroxène, formation de couronnes de hornblende vert bleuâtre et de biotite.

L'ouralitisation des phénocristaux de pyroxène est également un phénomène d'autométamorphisme, car l'existence de l'ouralite et du pyroxène est conditionnée par la distance à l'éponte. Comme ces phénocristaux n'ont pas été engendrés dans l'endroit où on les trouve, il faut bien admettre que l'homogénéité a été détruite dans le dyke lui-même lors de la cristallisation. D'autre part, il est remarquable de voir que les phénocristaux d'ouralite montrent des déformations, alors que la hornblende porphyroblastique, postérieure, n'en montre pas; ces déformations sont dues, non pas à des mouvements tectoniques, mais bien aux modifications de volume accompagnant l'ouralitisation.

b) Modifications de structure : à proximité de l'éponte, développement de porphyroblastes de hornblende dans la pâte microgrenue; à plus grande distance, développement de couronnes réactionnelles autour du diopside et de l'ilménite.

Facies de bordure à plagioclase saussuritisé.

La roche en contact avec l'éponte a parfois une teinte vert grisâtre assez claire qui lui donne l'apparence d'une andésite propylitisée. A l'œil nu, quelques plages très petites d'un blanc mat s'individualisent dans la masse verte.

Au microscope, on observe des formes phénocristallines enrobées dans une pâte ultramicrogrenue. Celle-ci est

formée de plages, de 25 à 40 mmm. de diamètre en moyenne, d'ouralite de teinte vert clair, de clinozoïsite, de pennine et de granules de sphène, dans une masse albitique interstitielle. Quantitativement l'ouralite et la clinozoïsite sont les mieux représentées.

Les formes phénocristallines sont constituées par de l'amphibole en grands cristaux ou bien en agrégats de grandes plages. Cette amphibole est criblée de punctuations de sphène, d'épidote et d'aiguilles indéterminables, disposées parallèlement entre elles; il existe en outre de grandes plages rectangulaires de microlithes feldspathiques, remplies par un agrégat de séricite, de pennine positive, de clinozoïsite idiomorphe, enrobée dans de l'albite titrant de 5 à 9 % An.

La comparaison de ce facies de bordure avec son homologue précédemment décrit montre que la transformation minéralogique a porté supplémentairement sur le plagioclase qui a été saussuritisé et sur l'ilménite transformée totalement en sphène. L'action métamorphique qui a néanmoins épargné les formes microlithiques des phénocristaux ne fait ici aucun doute; si, dans les grandes lignes, il s'agit bien d'une action autométamorphique, il est impossible de connaître dans ce cas particulier si la transformation est le résultat de l'action des éléments volatils propres à la bordure, ou bien si c'est, au contraire, le résultat d'une contamination provenant de la bande plus interne.

§ 2. Le dyke de dolérite et de gabbro-diorite du glacier Stanley.

Généralités.

Immédiatement au Sud du dyke précédent, sur le flanc oriental de la vallée glaciaire, affleure un autre dyke basique plus complexe dans ses facies.

L'éponte septentrionale est dirigée Est-Ouest et incline de 50° vers le Sud. Au contact, la roche est aphanitique, à

cassure conchoïdale, bleu foncé à bleu noirâtre. Plus on s'écarte de la paroi, plus la granularité de la roche croît, la teinte devient bleu grisâtre, et la distinction se fait plus aisément entre minéraux foncés et minéraux blancs. La structure est ophitique.

A une dizaine de mètres du contact s'intercale parallèlement à celui-ci une zone à grain moyen, de teinte vert grisâtre, au delà de laquelle la roche reprend progressivement une teinte foncée.

A une vingtaine de mètres, la granularité est plus grossière encore; la structure change : la roche est constituée par des mouchetures de hornblende isométriques atteignant 5 à 6 mm. de diamètre, noyées dans une masse blanc mat, feldspathique. Le grain diminue ensuite légèrement, ce qui indiquerait que le plan axial du dyke est dépassé. L'autre éponte est cachée sous la langue glaciaire du mont Stanley. L'épaisseur du dyke peut être estimée à 80 mètres environ.

Analyse chimique.

L'analyse chimique de la dolérite du mont Stanley a donné les résultats suivants :

ANALYSE N° 1. — Dolérite du mont Stanley.

SiO ₂	48.46		<i>Paramètres de Niggli :</i>	
TiO ₂	0.64		si	108
Al ₂ O ₃	15.03		al	49.7
Fe ₂ O ₃	3.29		fm	48.8
FeO	8.91		e	25.3
MnO	0.10		alk	6.2
MgO	7.88		k	0.13
CaO	10.56		mg	0.54
Na ₂ O	2.49		e fm	0.52 S - IV
K ₂ O	0.59		Le magna appartient au type gabbroïdique normal de la série calco-alcaline.	
H ₂ O ₊	2.06			
H ₂ O ₋	0.09			
P ₂ O ₅	0.03		<i>Chimiste : W. JEUNEHOMME.</i>	
	100.13			

I. — ETUDE PETROGRAPHIQUE.

La bordure doléritique comprend des variétés différant par les caractères minéralogiques secondaires, et disposées en zones parallèles à l'éponte.

Zone A. — Échantillon pris à 10 cm. de l'éponte.

La roche est composée de quelques phénocristaux d'ouralite englobés dans une pâte constituée essentiellement par de l'ouralite et des plagioclases entièrement saussuritisés; la structure est ophitique.

L'amphibole possède une structure fibreuse, est à peine pléochroïque dans les tons vert pâle; sa biréfringence est de 27. Aux forts grossissements, elle se décompose en une amphibole incolore, ou à peu près, enrobant de multiples petits îlots de coloration verte, plus réfringents. Cette ouralite est criblée de petites ponctuations très réfringentes et qui, localement, ont pu être déterminées comme étant du sphène : ces inclusions indiquent, comme je l'ai montré précédemment, que l'amphibole n'est pas le résultat d'une précipitation magmatique directe, mais qu'elle s'est substituée à un pyroxène.

Le plagioclase est complètement saussuritisé; le fond feldspathique est de l'albite titrant au maximum 7 % An; l'abondance de clinozoïsité qu'il contient implique pour le plagioclase une teneur originelle en anorthite assez élevée.

Les grains d'ilménite ne dépassent pas 50 mm. de diamètre et sont toujours entourés d'une mince écorce de leucoxène.

Enfin, à de rares endroits, il existe des cristallisations magmatiques résiduelles formées de quartz, de hornblende de teinte vert vif à vert légèrement brunâtre (biréfringence = 22 à 23), en plages massives généralement terminées par des facettes cristallographiques.

A 0^m50 de l'éponte, les éléments ferromagnésiens et les plages feldspathiques commencent à s'individualiser

à l'œil nu. Les microlithes de plagioclase titrent environ 50 % An, mais généralement ils sont complètement saussuritisés (clinozoïsite et séricite moulées par l'albite).

Zone B. — Échantillon pris à 5 m. de l'éponte.

La roche à structure ophitique est constituée par des plages d'ouralite, des microlithes feldspathiques et de l'ilménite (micro 8). Le plagioclase titre de 55 à 60 % An, lorsqu'il est intact.

La cristallisation résiduelle est formée de quartz, de hornblende vert bleuâtre massive, homogène, et de biotite (micro 9); ces deux derniers développent leurs facettes cristallographiques dans l'agrégat quartzique.

L'ilménite avec sa mince enveloppe de leucoxène (5 mm. en moyenne d'épaisseur) est entourée d'une couronne bien développée, formée de petites plages de hornblende bleue et de biotite de 10 à 15 mmm. de diamètre; cette association se substitue également au plagioclase là où celui-ci est enrobé par l'ilménite (micro 10). Ailleurs, le plagioclase est épigénisé par l'association clinozoïsite-séricite-albite, à laquelle participe parfois de la biotite.

Zone C. — Échantillon à 10 m. de l'éponte.

La roche est de teinte gris verdâtre assez clair; elle est formée d'ouralite, d'ilménite et de microlithes de plagioclase complètement épigénisés, associés suivant une structure ophitique.

La cristallisation magmatique résiduelle est constituée essentiellement par de l'albite, de la hornblende de teinte vert bleuâtre homogène, munie d'une mince couronne d'amphibole du type de l'actinote; il existe très peu de quartz.

Le plagioclase a été épigénisé par des associations diverses : au contact de l'ilménite, par de la biotite et du chlorinochlore, auxquels s'ajoute un peu d'épidote; ailleurs par l'association courante épidote-séricite-albite.

L'ilménite est fortement altérée en leucoxène, et l'ensemble est muni d'une couronne formée de chlinochlore et de biotite (micro 11).

Le chlinochlore a une biréfringence inférieure à 1; il est faiblement pléochroïque, de teinte vert clair suivant Ng et légèrement plus pâle suivant Np. Tantôt son orientation cristallographique est indépendante de celle de la biotite, tantôt au contraire ces deux minéraux sont associés suivant leur plan p. Cet accouplement est caractérisé par la netteté des plans d'association, ce qui permet de penser que ces deux minéraux sont syngénétiques.

La biotite est fréquemment altérée et est frangée par de la pennine pénétrant irrégulièrement entre ses clivages, et qu'il faut considérer comme le résultat d'une transformation ultérieure.

Zone D. — Échantillon à 15 m. de l'éponte.

La structure de la roche est ophitique (micro 12). Les plagioclases sont souvent bien conservés. Les parties centrales des plages les plus grandes titrent 58 % An, tandis que les plus petites titrent de 40 à 50 % An. Ils sont généralement zonés. Dans un même microlithe, à côté de parties parfaitement intactes, il existe des parties complètement saussuritisées, les produits de substitution étant la séricite, l'épidote, parfois la biotite brune (ou la pennine qui, s'effilochant dans la biotite, représente une altération ultérieure de cette dernière).

L'ilménite n'a plus d'enveloppe de leucoxène, mais est directement entourée par une couronne formée soit de biotite brune, soit de hornblende vert bleuâtre de teinte vive, le plus souvent d'une association de ces deux minéraux en tous petits cristaux. Cette association se substitue complètement au plagioclase contigu à l'ilménite; mais toujours la séricite, l'épidote et l'albite en sont exclues (micro 12).

Le diopside, caractérisé par une biréfringence de 30,

avec un angle $Ng/c = 40^\circ$, forme des plages massives dans leurs parties centrales enrobant en bordure les microlithes de plagioclase. La bordure du diopside est constituée d'une couronne d'amphibole très mince de l'ordre de 20 à 30 mmm. d'épaisseur. Cette couronne se divise en deux zones : l'une, interne, de teinte rousse aux faibles grossissements, montre aux forts grossissements de nombreuses ponctuations opaques, disposées sur un fond légèrement verdâtre; l'autre, externe, est formée de hornblende de teinte vert bleuâtre sans inclusion, identique à celle qui est associée au quartz résiduel (micro 13).

Outre le diopside, il existe quelques plages d'hypersthène.

La cristallisation magmatique résiduelle est formée de quartz, de grandes plages de hornblende homogène, vert bleuâtre vif, et de biotite brune, à tendance idiomorphe.

Partie centrale du dyke.

La roche mouchetée de la partie centrale du dyke est essentiellement constituée par de la hornblende, du plagioclase et un peu de sphène.

Les plages de hornblende sont zonaires. La hornblende du noyau est de teinte vert clair ou même presque incolore; sa biréfringence est égale à 28; elle est criblée de petites inclusions granulaires de sphène. La hornblende périphérique est plus foncée, exempte de granulation. La biréfringence est égale à 24. Il existe parfois une troisième zone externe, formée d'une hornblende vert clair, de biréfringence égale à 27-28. Les plages amphiboliques forment fréquemment des agrégats.

Le plagioclase est toujours de l'albite titrant de 3 à 5 % An. Il se présente suivant deux facies. L'un consiste en cristaux aplatis suivant g_1 et parfois implantés dans les hornblendes; ils sont criblés de zoïsite, dont la forte proportion indique une teneur originelle en anorthite assez élevée. L'autre facies, exempt d'inclusions, forme des

plages isométriques associées en agrégats. La hornblende qui l'accompagne est de teinte vert pâle.

Localement, on observe du clinocllore vert très pâle, presque sans pléochroïsme, et de biréfringence inférieure à 1.

La partie centrale des plages de hornblende, criblée d'inclusions de sphène, résulte de la transformation d'un pyroxène auquel était associé originellement un plagioclase basique actuellement complètement saussuritisé; de l'albite et de la hornblende sans inclusions sont disposées périphériquement à cette association; elles constituent la dernière cristallisation d'ordre magmatique.

La roche est une gabbro-diorite.

II. — CONCLUSIONS.

Le dyke contient deux formes : une dolérite se développant à partir de l'éponte sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres, et une gabbro-diorite formant la partie centrale du dyke. La croissance régulière de la granularité, les réminiscences de structure ophitique dans la gabbro-diorite indiquent que le dyke n'est pas composite, c'est-à-dire formé par l'association de deux ou plusieurs injections successives, mais qu'il s'agit au contraire d'une seule et même masse éruptive dont les produits de consolidation varient par suite des conditions de refroidissement.

La dolérite attire spécialement l'attention par la multiplicité de ses transformations. Celles-ci ne sont pas dues à des déformations tectoniques, car la roche conserve partout ses structures magmatiques intactes. Il ne s'agit pas non plus d'une action de contact, car aucune roche éruptive n'est venue à proximité directe. Tous les arguments qui seront développés dans la suite montreront que ces modifications sont, au contraire, dues aux phénomènes qui ont accompagné la consolidation de la roche.

Il ressort suffisamment de la description que l'associa-

tion plagioclase-pyroxène-ilménite s'est formée originellement dans toutes les zones; sa forte proportion indique que, pendant la plus grande partie de la consolidation, l'évolution de la cristallisation a été la même partout.

Cristallisations magmatiques résiduelles.

C'est à la fin de la consolidation que les roches acquièrent leurs caractères distinctifs qui résident avant tout dans la composition des cristallisations magmatiques résiduelles. Celles-ci sont résumées dans la première colonne du tableau II :

TABLEAU II.

Cristallisations résiduelles magmatiques.	Zones.	Bordure réactionnelle entre l'ilménite et le plagioclase.
Quartz-hornblende	A	sphène (hornblende en bordure de l'ouralite)
Quartz-hornblende-biotite	B	sphène-biotite-hornblende
Albite-actinote-chlorite (quartz)	C	sphène-chlorite-biotite
Quartz-hornblende-biotite	D	hornblende-biotite

Dans la zone C, on remarque que la cristallisation magmatique résiduelle ne contient pas de biotite. Je montrerai plus loin que cette absence est vraisemblablement due à une transformation ultérieure en chlorite. Cette zone C se distingue d'ailleurs nettement de la zone A par le fait que dans cette dernière la chlorite fait défaut.

On remarque d'abord que la biotite n'apparaît dans la cristallisation magmatique résiduelle qu'à une certaine distance de l'éponte, constatation qui a été faite déjà dans le premier dyke.

L'association labrador-pyroxène-ilménite est modifiée au contact de la cristallisation magmatique résiduelle,

tantôt faiblement comme dans la zone D, tantôt profondément comme dans les zones A, B, C. Dans ces dernières, l'ouralitisation du pyroxène est complète et la formation du leucoxène aux dépens de l'ilménite est générale, tandis qu'elle ne se produit pas dans la zone D. Comme on le voit dans les types peu modifiés, ces transformations minéralogiques ont leur siège avant tout au contact des cristallisations magmatiques résiduelles : elles sont donc dues aux solutions qui ont engendré ces dernières.

Couronnes réactionnelles.

D'autres modifications minéralogiques et structurales prennent également naissance aux dépens de la minéralisation primaire : ce sont les couronnes qui se développent autour du diopside, de l'ilménite et dans le plagioclase.

Ces couronnes sont secondaires (*lato sensu*), puisqu'elles empiètent sur les plagioclases, qui sont entièrement épigénisés lorsque l'altération est bien développée. Les minéraux qui les constituent dépendent avant tout de ceux qu'elles séparent : la biotite et la chlorite ne se développent qu'autour de l'ilménite là où celle-ci était originellement en contact avec le plagioclase; elles font défaut au contact ilménite-pyroxène. Ce dernier minéral possède, d'autre part, au contact du plagioclase une mince bordure de hornblende verte, mais de teinte beaucoup moins vive que celle de la hornblende qui se développe autour de l'ilménite.

Les minéraux secondaires des couronnes dépendent donc en premier lieu des minéraux originellement en contact : ils sont synantétiques suivant l'expression de Sederholm. Leur formation nécessite la présence de certains éléments chimiques que ne possèdent pas les minéraux primaires, l'eau et la potasse, par exemple; aussi faut-il souscrire entièrement à cette conclusion de Sederholm : « These minerals have supplied only a part of the

coronas, while another part has been transported in solution from more distant places of the same rock masse ⁽¹⁾. »

La composition de ces couronnes varie suivant les zones, ainsi que le montre la troisième colonne du tableau II : il est permis de penser que les conditions extérieures ou les solutions migrantes jouent un rôle dans ces variations.

La comparaison des cristallisations magmatiques résiduelles (première colonne) et des minéraux secondaires des couronnes (troisième colonne) du tableau II montre leur parenté en ce qui concerne les minéraux ferromagnésiens : l'identité est parfaite pour les zones A, B, D; pour la zone C, malgré l'absence de la biotite dans la cristallisation résiduelle, la similitude est profonde, étant donné que la chlorite est l'élément essentiel des couronnes.

L'autopneumatolyse.

Il faut donc admettre une dépendance génétique entre les deux séries de cristallisations, conclusion déjà tirée de l'étude du dyke étroit qui a fait l'objet du chapitre précédent. J'ai déjà démontré que, dans ce dernier cas, la formation coronaire est contemporaine des cristallisations résiduelles. Ces considérations font admettre que les solutions qui ont migré dans la roche proviennent des solutions magmatiques résiduelles engendrées dans la même zone.

Comme les couronnes sont à l'écart des cristallisations magmatiques résiduelles, il faut admettre que les réactions se sont faites à l'intervention de vapeurs émises par ces solutions : *la formation des couronnes est le fait de l'autopneumatolyse.*

L'étude des variations des produits autométamorphiques revient donc à celle des solutions résiduelles; or ces dernières donnent naissance à des agrégats qui tirent

⁽¹⁾ J. J. SEDERHOLM, On synantetic minerals and related phenomena. (Bull. de la Commission géologique de Finlande, n° 48.)

leurs caractéristiques principales de la nature des éléments ferromagnésiens — hornblende, biotite, chlorite — ou de leur association; c'est donc l'étude de la genèse de ces minéraux qu'il faut entreprendre.

Les températures finales de consolidation dans les zones.

J'ai montré plus haut que la hornblende et la biotite forment un couple réactionnel, la première étant le minéral stable à haute température. Il en est de même des couples hornblende-actinote, biotite-clinochlore, hornblende-clinochlore. Les structures d'association indiquent que dans ces couples le premier minéral est la forme stable à haute température.

Il s'ensuit donc que dans les zones B et D, la température finale de la consolidation a été celle qui correspond à l'association hornblende-biotite. Dans la zone C, la hornblende des cristallisations magmatiques résiduelles se présente comme dans les zones B et D; en outre, elle est entourée d'actinote, qui marque l'existence d'une réaction entre le liquide résiduel et la hornblende, au cours de la chute de température. L'absence de biotite est remarquable, la chlorite prend sa place : on peut admettre soit que la biotite s'est transformée en chlorite, soit que cette dernière a cristallisé directement comme telle par suite de la composition spéciale de la solution résiduelle. Si l'on prend pour base les couronnes autométamorphiques constituées de chlorite et de biotite, on est bien forcé d'admettre que le minéral potassique a dû avoir préalablement un représentant dans la solution résiduelle et que celui-ci est également la biotite. Dans ce cas, l'association chlorite-actinote représente une association de température inférieure à l'association hornblende-biotite.

Les cristallisations magmatiques résiduelles réalisées dans les différentes zones permettent de comparer les températures auxquelles elles ont été parachevées.

L'application de cette proposition conduit à dire que

la cristallisation magmatique résiduelle dans la zone A s'est terminée à plus haute température que celles des zones B et D; mais par contre, que ces deux dernières ont été terminées à plus haute température que celle de la zone C. La température finale de la cristallisation dans la dolérite a été la plus basse, non pas à la plus grande distance de l'éponte, mais dans une zone moyenne.

Je représente par le croquis de la figure 6 la variation de la température finale de la consolidation en fonction de la distance à l'éponte.

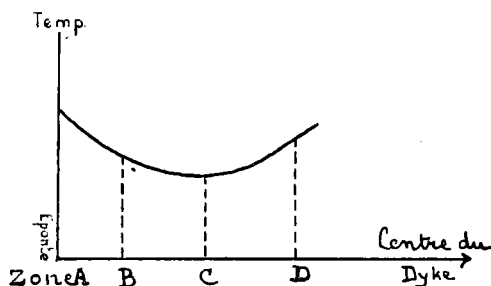


FIG. 6. — Courbe des températures finales de consolidation dans les différentes zones de la dolérite du mont Stanley.

La différenciation magmatique.

Avant de rechercher l'explication de ce phénomène, il faut résoudre le problème suivant : *Comment se fait-il que la transformation de hornblende en biotite, par exemple, se produise de préférence en certains points du massif éruptif ?*

Parmi les différents facteurs qui ont pu influencer sur la réaction, la température du milieu ne peut être mise en cause, puisque toute la roche est refroidie à partir de la température d'injection; la pression statique pas davantage, puisqu'elle est la même.

Examinons l'influence de la vitesse de réaction. Il est à remarquer que la transformation de la hornblende en biotite ne s'est produite qu'à une certaine distance de l'éponte, là où la vitesse de refroidissement de la masse

a été plus faible qu'à l'éponte et à son voisinage; la réaction envisagée a donc pu y trouver des conditions physiques plus favorables pour son amorçage et son parachèvement. Cependant, si les réactions peuvent rencontrer certaines difficultés au début de la consolidation de magmas rapidement refroidis, il n'en est plus de même dans les phases terminales lorsque la cristallisation s'effectue en présence de minéralisateurs qui s'y sont concentrés, et qui facilitent les réactions. De plus, s'il s'agissait de la vitesse de réaction, on ne pourrait expliquer pourquoi, dans la zone C, l'association autopneumatolitique est caractérisée par la transformation intégrale de la hornblende en clinocllore, alors que dans la zone D, interne, refroidie plus lentement encore, on retrouve la hornblende non transformée. La vitesse de réaction, pas plus que la température ni la pression statique, ne peut donc être mise en cause.

Il faut donc bien admettre que si la réaction ne s'est pas produite, c'est qu'elle n'a pas trouvé dans le milieu chimique les éléments nécessaires pour son accomplissement. En d'autres termes, *c'est dans la composition chimique de la solution résiduelle qu'il faut rechercher les différences de composition des associations minéralogiques résiduelles.*

Deux choses paraissent essentielles pour la production de la série réactionnelle diopside-hornblende-biotite-chlorite : la présence d'eau et, pour les trois premiers minéraux, celle de la potasse.

a) Les analyses chimiques révèlent, en effet, dans les hornblendes courantes, des pourcentages d'eau de 1 à 2 %, dans les biotites de 3 à 5 %, dans les chlorites de 8 à 14 %.

b) Alors que la quantité de potasse dans la hornblende dépasse rarement 1 %, elle atteint fréquemment 5 % dans les biotites.

Si, par conséquent, la réaction hornblende-biotite a absorbé toute la quantité d'eau disponible, la réaction

ultérieure biotite-chlorite sera impossible quelle que soit la vitesse de refroidissement. La solution résiduelle parachèvera sa cristallisation à une température supérieure à celle qui caractériserait l'achèvement de la cristallisation d'une solution résiduelle plus riche en eau, permettant la cristallisation de chlorite.

c) Si dans la solution résiduelle, la quantité de potasse est trop faible, elle ne permettra que la formation de hornblende, alors qu'une plus grande quantité permettrait, conjointement à une quantité d'eau suffisante, la formation de biotite.

Les cristallisations résiduelles et les températures finales de consolidation sont donc liées à la composition de la solution résiduelle dont elles sont le reflet direct.

Les cristallisations magmatiques résiduelles des différentes zones du dyke permettent de conclure quant aux solutions qui leur ont donné naissance :

a) La concentration en H_2O croît à partir de l'éponte pour atteindre un maximum dans une zone située à une distance de 10 m. environ de l'éponte (zone C) et décroître ensuite vers l'intérieur;

b) La proportion de potasse est plus faible au voisinage des épontes que dans les parties centrales du facies ophitique.

La disposition en zone est le résultat d'une différenciation dans la masse magmatique.

Causes de la différenciation.

Il faut exclure évidemment toute différenciation par gravitation, puisque la disposition des zones est parallèle aux épontes; il faut écarter également l'action d'un jus pénétrant dans les derniers stades de la cristallisation, car ceci exclurait toute variation dans la composition minéralogique des vides remplis.

Il faut donc admettre que cette différenciation s'est pro-

duite antérieurement à la consolidation, alors que la masse injectée dans le dyke se trouvait encore liquide, ou en grande partie. Elle a donc conduit à accumuler dans des zones disposées parallèlement à l'éponte des éléments dont les quantités sont variables et passent par un maximum. C'est le cas de l'eau. La potasse subit aussi des variations semblables, puisqu'elle n'a conduit à la formation d'un minéral potassique, ni contre l'éponte, ni dans la partie gabbro-dioritique du dyke. Cependant, il est assez difficile de discuter ce dernier cas, puisque les conditions de consolidation de la gabbrodiorite ont été différentes, et que des phénomènes divers, la gravitation par exemple, ont pu venir compliquer la différenciation.

C'est spécialement la question de l'eau que j'examine ici.

Le problème est celui-ci : chercher comment aux dépens d'un magma à teneur uniforme en eau au moment de l'injection, il peut se former des masses dans lesquelles cette proportion varie suivant la loi donnée.

L'aspect aphanitique de la roche du contact, la structure microlithique du plagioclase qui se développe sur une distance de 20 m., c'est-à-dire sur toute l'épaisseur du facies doléritique ou diabasique, sont les manifestations de l'action refroidissante des parois. La masse magmatique entièrement liquide est d'autant plus froide que l'on envisage une portion plus proche de la paroi. Dans ces conditions, la pression des gaz dissouts tombe plus en bordure du dyke que dans ses parties centrales : ce déséquilibre crée nécessairement une tendance à l'établissement d'un nouvel équilibre par diffusion des gaz de la partie centrale vers la périphérie et cette diffusion a pour effet d'augmenter la quantité des gaz dans cette dernière, au détriment des parties internes. Pour un gradient de température déterminé, la quantité d'élément qui diffusera sera proportionnelle au temps. Celui-ci mérite donc une attention spéciale.

La forme doléritique.

Les expériences de R. Nacken et Tamman ⁽¹⁾ ont montré que le facies du cristal prenant naissance dans le liquide dépend du degré de surfusion et qu'en particulier le facies microlithique d'un minéral est d'autant plus accusé que le degré de surfusion est plus élevé. La structure ophitique, caractérisée par le facies microlithique du plagioclase, exprime donc l'état de surfusion que possède le liquide magmatique au cours de sa consolidation.

La partie doléritique du dyke montre un développement progressif du grain à partir de l'éponte. Les expé-

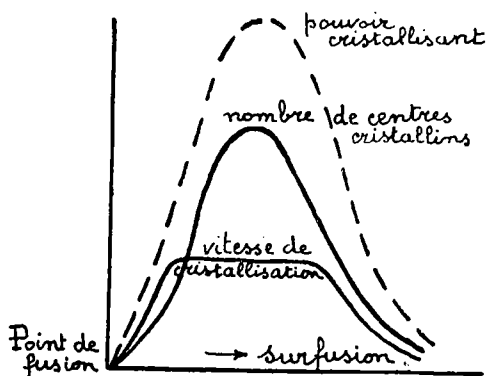


FIG. 7. — Courbe du pouvoir cristallisant.

riences de Tamman montrent la signification d'une semblable variation. Tamman a constaté, en effet, que le nombre de centres cristallins qui prennent naissance dans un liquide, par unité de temps, est fonction, lui aussi, du degré de surfusion de la masse; que ce nombre est d'abord d'autant plus élevé que le degré de surfusion est plus grand; qu'il passe ensuite par un maximum pour décroître lorsque le degré de surfusion dépasse une certaine limite (fig. 7). L'application au cas présent de l'observation de Tamman nécessite cependant quelques considé-

(1) EITEL-BÖCKE, *Grundlage der physikalisch-chemische Petrographie*.

rations préliminaires sur la signification du maximum observé dans le nombre de grains.

La cristallisation est la réaction interne par laquelle le liquide tend à conserver sa température en libérant la quantité de chaleur que lui enlève le milieu extérieur. La soustraction d'une quantité de chaleur à la masse liquide entraîne, à partir de la température de cristallisation statique, un degré de surfusion qui conduit à la formation d'un certain nombre de centres cristallins qui s'accroissent à une vitesse, fonction elle aussi du degré de surfusion; celui-ci détermine donc la quantité de chaleur libérée par la cristallisation. S'il y a équilibre entre les deux quantités de chaleur mises en jeu, le degré de surfusion reste constant, la vitesse de cristallisation et le nombre de centres cristallins restent les mêmes : en un mot, la cristallisation se poursuivra avec les mêmes caractéristiques. Si la déperdition de chaleur est supérieure à celle qui est récupérée par la cristallisation, le déficit de chaleur qui en résulte pour le liquide conduit à un abaissement de sa température, c'est-à-dire à un état de surfusion plus élevé que le précédent.

La courbe à maximum prend ici au point de vue génétique toute sa signification : si le pouvoir de cristallisation du liquide est représenté par un point de la branche montante de la courbe, l'augmentation du degré de surfusion conduira à la formation, par unité de temps, d'un nombre plus élevé de centres cristallins et d'une quantité plus grande de produits de cristallisation : la chaleur dégagée sera par conséquent plus grande que dans la période précédente et pourra ainsi s'opposer à une diminution ultérieure de la température du liquide. Un équilibre est donc possible entre l'action refroidissante extérieure et la réaction interne; il se traduit par la régularité de la cristallisation. Si, au contraire, le pouvoir cristallisant est représenté par un point de la partie descendante de la courbe, toute augmentation de la surfusion amène

une diminution du nombre de centres cristallins et de la vitesse de cristallisation; la quantité de chaleur interne libérée diminue; la surfusion augmente davantage; l'équilibre ne peut être atteint. La masse a un grain hétérogène ou même ne cristallise pas.

Ces considérations s'appliquent directement au cas du facies ophitique envisagé : celui-ci est caractérisé dans une tranche déterminée par une granularité régulière; il faut donc admettre que le degré de surfusion est tel qu'il correspond à la branche montante de la courbe; il est relativement peu élevé. Puisque le nombre de centres de cristallisation ayant pris naissance diminue au fur et à mesure que l'on s'écarte de la paroi, le degré de surfusion diminue également; en d'autres termes, la vitesse de refroidissement dans chacune des tranches idéales disposées parallèlement à la paroi diminue.

En résumé, la consolidation du facies ophitique s'est effectuée avec des vitesses différentes, la durée de consolidation étant la plus courte au contact de l'éponte.

Les résultats de la diffusion.

C'est donc aux endroits où la chute de température est le plus grande et où la diffusion pourrait accumuler les plus grandes quantités d'éléments volatils que la cristallisation est le plus rapide, contrariant la diffusion.

Il n'est pas possible de soumettre le problème à l'analyse mathématique, mais j'ai tenté par la voie graphique d'expliquer les phénomènes observés. Dans ce but, j'ai dû schématiser l'opération et admettre en première approximation les propositions suivantes :

- 1° La source d'éléments volatils est intarissable;
- 2° L'équilibre de température dans le liquide magmatique s'établit entre les températures supposées constantes de l'éponte et de la zone centrale;
- 3° La diffusion dans les solutions étant moins rapide

que la propagation de la chaleur dans les liquides, l'équilibre de température est réalisé lorsque commence la diffusion.

Dans le diagramme (fig. 8), je représente par OA l'épaisseur de la partie du dyke qui est soumise au refroidissement, O étant l'éponte, A étant la partie qui restera

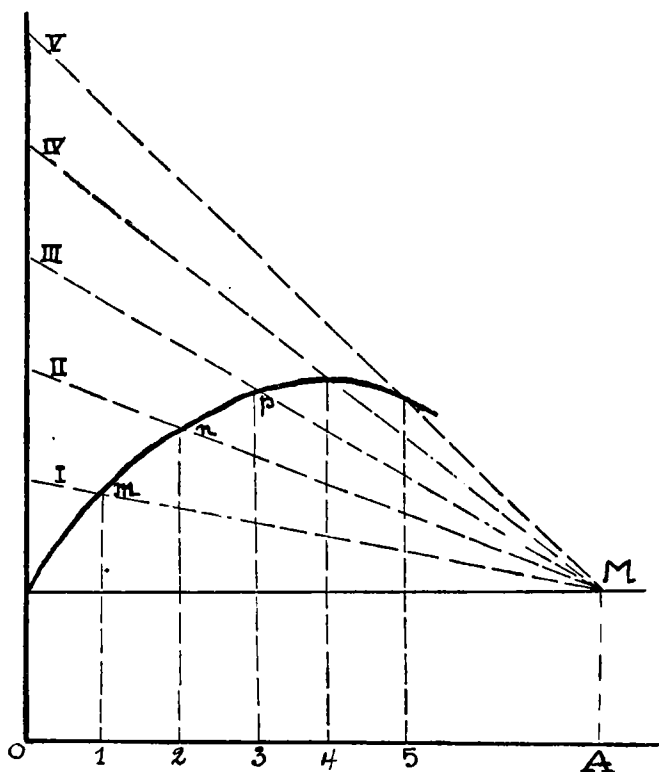


FIG. 8. — Courbe des concentrations des éléments volatils dans la dolérite du mont Stanley.

à température constante pendant la consolidation de la partie doléritique. Au delà de A se trouve le réservoir qui fournit la quantité de chaleur et les gaz qui maintiendront en A la température et la concentration originelles des éléments volatils, cette dernière représentée par l'ordonnée AM .

A un même moment, la quantité d'éléments volatils concentrés dans chacune des tranches sera d'autant plus grande que la chute de température sera plus grande, c'est-à-dire que la tranche sera plus proche de l'éponte; et, dans une même tranche, cette quantité croîtra avec le temps. Si la masse reste entièrement liquide, la quantité d'éléments volatils, aux moments t_1 , t_2 , t_3 , t_4 , etc., sera représentée par les courbes I, II, III, IV, etc. (L'explication étant qualitative, la forme de la courbe importe peu, et pour plus de facilité, je la représente par une droite.) Si au moment t_1 , la consolidation atteint la zone située en 1, elle se fera en présence d'une quantité de matière volatile représentée par $1m$; au moment t_2 , la consolidation atteignant la tranche 2 se produira en présence d'une quantité $2n$. Si la diffusion est suffisamment rapide par rapport à la vitesse de propagation de la cristallisation, la concentration en 2 sera supérieure à celle de 1. La consolidation de tranches successives a donc lieu en présence de quantités croissantes d'éléments volatils, supérieures évidemment à la concentration originelle. Mais cette quantité passera nécessairement par un maximum, puisque la concentration reste constante en A.

Il résulte de la représentation que le maximum est conditionné avant tout par une certaine relation entre la vitesse de diffusion et la vitesse de propagation de la cristallisation.

J'ai posé comme première hypothèse que la source des éléments volatils est intarissable; si tel n'est pas le cas, l'enrichissement aux épontes devra se faire au détriment de la partie centrale, ce qui fera décroître la concentration des éléments volatils en A, et le maximum de la courbe se produira *a fortiori*.

La seconde hypothèse, la constance de la température en bordure et dans la partie centrale, n'est pas respectée. L'échauffement de la paroi, conduisant à un refroidissement moins rapide, entraîne une diminution dans la

vitesse de propagation de la cristallisation et une meilleure diffusion dans la solution; il en résulte que cette circonstance facilitera la production d'un maximum. D'autre part, la température dans la partie centrale doit nécessairement tomber, ce qui fait diminuer la pression interne du magma et, par conséquent, la pression motrice de la diffusion. Elle aura pour effet de diminuer la tendance à la production d'un maximum. On voit donc que celui-ci se produit, pour une vitesse de diffusion donnée, non dans les dykes étroits, mais de préférence dans les dykes épais.

Enfin, examinons la troisième hypothèse : le refroidissement s'établit directement en A avant que commence la diffusion, le centre producteur des éléments volatils étant constamment situé à l'arrière de ce point fixe. En réalité, la position de ce point varie au cours du refroidissement depuis l'éponte jusqu'à la position d'équilibre. Mais comme la vitesse de propagation de la consolidation est plus faible que celle de la transmission de la chaleur, le point A aura occupé sa position de régime avant que la consolidation ait débuté ou du moins ait été importante, et dans ce dernier cas la partie consolidée jouera le rôle d'éponte, et les conditions supposées seront remplies.

Importance de l'étude des dykes.

Je n'ai examiné ici que le problème de la diffusion de l'eau. Le même problème peut se poser pour d'autres éléments dont la diffusion est certaine : la soude, la potasse, le chlore, le bore, etc. Étant donnée une vitesse de propagation de la consolidation, l'existence d'un maximum dans la concentration est fonction de la vitesse de diffusion. Plus la diffusion est rapide, plus le maximum se rapproche de l'éponte; la comparaison des positions des maxima de concentration relatives aux différents éléments volatils peut donner des renseignements sur leur vitesse relative de diffusion.

Les dykes permettent de recueillir des données que ne peut donner l'étude de grands massifs, où le gradient de température est relativement beaucoup trop faible pour qu'un maximum apparaisse nettement. Les variations de concentration d'un élément donné s'échelonnent sur de telles distances à partir des parois, que, même si des observations continues étaient réalisables, on pourrait toujours craindre l'influence de facteurs inconnus.

CHAPITRE II.

LE GABBRO DU MONT STANLEY ET SES DERIVES METAMORPHIQUES.

Le gabbro à amphibole, ses variétés, ses différenciations magmatiques et ses dérivés métamorphiques forment le versant occidental du mont Stanley, les éperons qui s'en détachent vers le Sud, le cirque du Wusuwameso et la crête de Campi ya Chupa. Ils affleurent dans la région des sources de la Kéréré (3.700 m.) et plus bas dans la région de Kalongé (2.000 m.); enfin, à en juger par leur aspect massif et sombre, les falaises et les masses qui s'allongent entre Kalongé et le Wusuwameso sur le flanc droit de la Kanyamwamba sont également constituées par eux.

Roccati a signalé l'existence des mêmes roches sur le flanc oriental du mont Stanley et dans tout le mont Baker.

Ces roches forment donc une unité lithologique importante du Ruwenzori septentrional; je les désignerai dorénavant en faisant suivre leur appellation lithologique par « du mont Stanley ».

La roche massive présente une teinte bleu foncé à bleu légèrement verdâtre; elle est à grain moyen et régulier. L'amphibole se présente couramment en plages de 2 à 3 mm. qui atteignent parfois 1 cm. Le feldspath est rarement frais; son aspect mat et crayeux dénote sa saussuritisation. Localement le gabbro passe progressivement à des variétés plus foncées qui sont des hornblendites.

Les dérivés dynamométamorphiques sont largement représentés et même prédominant sur les roches massives; leur passage à ces dernières se fait par transition.

Localement la masse contient des filons de quartz et d'épidote au contact desquels le gabbro a subi des modifications d'intensité variable.

Enfin, les dolérites, injectées dans sa masse, ont provoqué localement de légères modifications au contact.

Je décris dans les pages suivantes :

1° Le gabbro à hornblende et les variétés magmatiques qui lui sont associées;

2° Les dérivés dynamométamorphiques;

3° Le métamorphisme hydrothermal accompagnant la formation des filonets de quartz et d'épidote;

4° Le métamorphisme de contact dû aux dolérites du mont Stanley.

§ 1. Le gabbro à hornblende.

La roche massive occupe des espaces plus ou moins grands en de nombreux points de la région, au pied du glacier Stanley, sur le pic Coune, dans les environs du Mogulé, et sur la crête de Campi ya Chupa. Mais il est exceptionnel de la rencontrer sans cataclase et sans de légères modifications dans la structure magmatique ainsi que dans la composition des minéraux originels.

La roche la moins altérée est celle de la Pointe Hélène ⁽¹⁾. Elle est constituée par de la hornblende verte dont le pléochroïsme est le suivant :

Ng = vert vif.

Nm = vert.

Np = jaune verdâtre très pâle.

Sa biréfringence est de 24 à 25. Au contact du feldspath, la couleur verte devient légèrement bleuâtre, transforma-

(1) Des échantillons de cette roche me furent rapportés de ce sommet par Henri De Schryver et W. Ganshof van der Meersch, qui en ont fait l'ascension.

tion qui est d'origine métamorphique, comme je le montrerai plus loin.

Parfois ces hornblendes sont associées de façon à former des amas dont certains éléments sont nettement délimités par les faces mm ; parfois g_1 et h_1 existent, mais sont moins bien développés.

Le plagioclase se présente en gros cristaux légèrement aplatis suivant g_1 de 1 à 2 mm. de longueur. Il est zoné sans récurrence et titre 60 % dans la partie centrale et 50 % dans la zone périphérique; localement il est saussuritisé.

L'ilménite se présente en grains massifs, entourés par une mince couronne de leucoxène.

Le quartz existe en quantité tout à fait subordonnée.

Mesurée sous le microscope, la proportion de chaque minéral se chiffre de la façon suivante :

Hornblende.		60 %
Plagioclase		37 %
Quartz		1 %
Ilménite (y compris la couronne de sphène) .		2 %

L'analyse chimique indique la composition suivante :

ANALYSE N° 2. — *Gabbro à hornblende du mont Stanley.*

SiO ₂	49,37
TiO ₂	0,79
Al ₂ O ₃	17,22
Fe ₂ O ₃	3,13
FeO	7,45
MnO	0,09
MgO	7,52
CaO	11,36
Na ₂ O	2,43
K ₂ O	0,32
H ₂ O+	0,82
H ₂ O-	0,10
P ₂ O ₅	0,06

100,66

Les paramètres de Niggli sont :

si	=	110
ti	=	1
al	=	22,7
fm	=	44,5
e	=	27,2
alk	=	5,6
k	=	0,07
mg	=	0,56
c _{fm}	=	0,61 Section IV

Chimiste : W. JEUNEROMME

Le magma se classe dans les magmas gabbroïques et est intermédiaire entre le type normal et le type pyroxénitico-hornblenditique. Il faut noter cependant la faible valeur de k , que traduit l'absence absolue de biotite : c'est, avec l'absence de pyroxène, la caractéristique minéralogique de la roche.

Dans sa généralité cependant, le magma semble être un peu moins basique; dans la plupart des échantillons récoltés, le plagioclase titre entre 30 et 40 % An; le quartz forme avec le plagioclase des associations granophyriques; mais le caractère mélanocrate de la roche persiste.

Au pied du Mogulé, j'ai recueilli une roche identique en tout aux précédentes, sauf en ce qui concerne le plagioclase qui est de l'albite titrant 6 % An et moins, ne contenant que très peu d'épidote, ce qui indique une teneur particulièrement faible en anorthite; sur une plage qui n'a pas subi de saussuritisation, j'ai mesuré une teneur de 11 % An. La roche a conservé son caractère mélanocrate.

J'ai soumis à l'analyse cette roche, qui représente le terme extrême le plus acide de la série basique; elle a donné :

ANALYSE N° 3. — *Gabbro à hornblende du mont Stanley.*

SiO ₂	51,66
TiO ₂	1,48
Al ₂ O ₃	13,86
Fe ² O ₃	4,23
FeO	11,52
MnO	0,18
MgO	4,37
CaO	6,71
Na ₂ O	4,29
K ₂ O	0,34
H ₂ O ⁺	1,03
H ₂ O ⁻	0,11
P ₂ O ₅	0,44
	99,62

Les paramètres de Niggli sont :

si	= 132
ti	= 2
al	= 20,8
fm	= 49,6
c	= 18,4
alk	= 11,2
k	= 0,06
mg	= 0,34
c/fm	= 0,37 Section III

Chimiste : W. JEUNEHOMME

La valeur élevée de *fm* et *al* rapproche cette roche des magmas gabbroïques normaux ; elle s'en écarte par la trop faible valeur de *c* et la trop forte valeur de *alk* ; ces anomalies sont en relation avec la présence d'un plagioclase très pauvre en anorthite.

Par la valeur de *alk* cette roche se rapproche des magmas gabbrodioritiques, dont elle s'écarte cependant par une trop faible valeur de *al* et une valeur trop forte de *fm*. Ses paramètres magmatiques principaux se rapprochent cependant de ceux d'une gabbro-diorite à augite et biotite de Bielstein, Harz, classée par P. Niggli dans la famille des gabbro-diorites. La roche du Wusuwameso s'écarte, d'autre part, des roches gabbroïques normales et des magmas gabbrodioritiques par la très faible valeur de *k* qui se traduit minéralogiquement par l'absence de biotite.

Aucune analyse de roche à andésine n'a été effectuée ; mais si l'on a égard aux résultats des analyses des deux types extrêmes, il apparaît que les paramètres probables de la roche la feront classer dans les magmas gabbroïques normaux, pauvres en potasse.

Le magma a cristallisé sous la forme d'un gabbro à hornblende.

La valeur *qz* est déficitaire pour les deux roches analysées, quoique cependant du quartz soit exprimé jusque dans une proportion de 1 % : cela tient essentiellement à ce qu'une partie du fer est fixée sous forme de magnétite et non dans un silicate.

LA HORNBLENDITE DE CAMPI YA CHUPA.

Cette roche est composée presque uniquement de hornblende agglomérée et d'ilménite, et ne contient qu'un peu de plagioclase interstitiel (micro 14). Ce plagioclase est toujours saussuritisé ; la proportion d'épidote qu'il renferme montre qu'il était originellement assez anorthitique.

La roche a subi de très légères transformations métamorphiques consistant dans une recristallisation de la hornblende; cependant ses caractères primitifs ont été conservés dans l'ensemble.

Son analyse donne :

ANALYSE N° 4. — *Hornblendite de Campi ya Chupa.*

SiO ₂	43.15		<i>Les paramètres de Niggli sont :</i>
TiO ₂	1.72		si = 88
Al ₂ O ₃	9.97		ti = 3
Fe ₂ O ₃	11.06		al = 42
FeO	15.05		fm = 62,5
MnO	0.43		c = 21,6
MgO	6.47		alk = 3,9
CaO	9.92		k = 0,19
Na ₂ O	1.62		mg = 0,32
K ₂ O	0.52		c/fm = 0,35 Section III
H ₂ O ₊	0.73		
H ₂ O ₋	0.01		
P ₂ O ₅	0.04		
100.38			
		<i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>	

si = 88
 ti = 3
 al = 12
 fm = 62,5
 c = 21,6
 alk = 3,9
 k = 0,49
 mg = 0,32
 c/fm = 0,35 Section III

Chimiste : W. JEUNEHOMME

La roche provient d'un magma ultraféminique de type hornblenditique qui se distingue cependant des types hornblenditiques courants par une moindre quantité de potasse et une plus faible valeur du paramètre *mg*, que traduit l'existence dans la roche d'une forte proportion de titanomagnétite.

Ce magma a cristallisé sous la forme de hornblendite.

En résumé, dans l'ensemble, les caractères minéralogiques des échantillons recueillis se rapprochent de ceux du gabbro de la Pointe Hélène; le magma régional est donc du type gabbroïque et se range parmi les variétés normales ou pyroxénitico-hornblenditiques.

La hornblende est le seul minéral ferromagnésien; elle forme localement dans le massif gabbroïque d'importantes concentrations qui donnent naissance à des hornblendites.

Le plagioclase est généralement de l'andésine ou du labrador, parfois de l'albite ou de l'oligoclase acide; mais la proportion d'éléments ferromagnésiens reste toujours très forte et indépendante de la teneur en anorthite du plagioclase. La constance de l'aspect mélanocrate de la roche empêche toute distinction sur le terrain entre les variétés gabbroïques franches et les variétés dioritiques.

La caractéristique minéralogique réside dans l'absence de biotite et de pyroxène et dans la présence de la seule hornblende comme minéral ferromagnésien. Elle est à opposer à celle de gabbros, de composition chimique analogue, dans lesquels ces trois minéraux sont représentés. Le problème consiste à rechercher les raisons pour lesquelles un même magma peut se consolider suivant des facies minéralogiques différents.

Les conditions de la cristallisation.

Les relations entre le pyroxène, la hornblende et la biotite sont d'ordre réactionnel, et leur cristallisation dans l'ordre ci-dessus est le résultat de la chute de température.

Bowen ⁽¹⁾ a montré que l'évolution d'une solution magmatique peut se terminer à des températures différentes si la consolidation engendre des minéraux réactionnels, et que la température finale de consolidation est d'autant plus basse que les réactions sont incomplètes.

Dans un magma gabbroïque déterminé, la formation de hornblende, par réaction du pyroxène avec le liquide, soustrait à celui-ci des quantités de H^2O et de K^2O entre

(1) N. L. BOWEN, *The Evolution of Igneous Rocks*. (Princeton University Press, 1928.)

autres, d'autant plus importantes que la réaction est plus complète; elle diminue la quantité des cristallisations résiduelles qui se forment aux températures plus basses, et en particulier celle de la biotite. La proportion de hornblende varie, en conséquence, en sens inverse de celle du pyroxène et de la biotite.

La hornblende étant le seul élément ferromagnésien du gabbro du mont Stanley, sa cristallisation s'est donc accomplie dans des conditions qui ont permis une réaction complète, à supposer toutefois que le pyroxène ait existé.

L'existence d'un pyroxène, complètement résorbé ensuite, a été mise en question par Roccati. Cet auteur, dont l'attention a été attirée spécialement par l'amphiboloschiste, pense ⁽¹⁾ qu'« il s'agit d'une roche originelle et que rien ne permet de prétendre qu'elle résulte du métamorphisme d'une roche pyroxénitique préexistante ». Parlant de la hornblende ⁽²⁾, il signale n'avoir pu « relever dans aucun échantillon la preuve qu'elle pourrait provenir de la transformation d'un pyroxène ».

Je n'ai trouvé, de mon côté, aucune trace de pyroxène dans les quelque 200 lames minces taillées dans les échantillons recueillis dans toute la région du mont Stanley. Cependant si, dans certaines roches, la hornblende est absolument exempte d'inclusions et paraît bien de précipitation magmatique directe, dans d'autres, par exemple le gabbro de la pointe Hélène et la hornblendite de Campi ya Chupa, la partie centrale des plages contient de très petits granules de quartz, alors qu'ils font défaut dans la partie périphérique. Comme je vais le montrer, cette hétérogénéité plaide en faveur de l'existence d'un pyroxène de première consolidation.

⁽¹⁾ ROCCATI, *Il Ruwenzori*. Vol. II, p. 118.

⁽²⁾ ROCCATI, *Il Ruwenzori*. Vol. II, p. 119.

La transformation du pyroxène en amphibole est accompagnée par une modification importante de la composition chimique de la phase solide en équilibre avec le liquide magmatique, ainsi que le montrent les analyses suivantes de ces minéraux prélevés dans une gabbrodiorite de la chaîne de l'Oural ⁽¹⁾ (tableau III).

TABLEAU III.

	Pyroxène	Hornblende
SiO ₂	50.90	43.34
Al ₂ O ₃	3.62	12.60
Fe ₂ O ₃	—	10.44
FeO	10.07	7.92
MnO	0.35	non indiqué
MgO	13.30	12.60
CaO	23.32	13.06
Na ₂ O	non indiqué	1.90
K ₂ O	non indiqué	0.02
	100.56	101.88

Dans un but statistique, je joins en outre, malgré leur valeur inférieure, trois analyses de hornblendes, dénommées sorérites par Duparc, et extraites respectivement d'un gabbro, d'une pegmatite et d'une diorite anorthitique ⁽²⁾ (tableau IV).

⁽¹⁾ DUPARC, *Le Platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du monde*. Genève, 1920.

⁽²⁾ DUPARC, Sur la transformation du pyroxène en amphibole. (*Bull. de la Soc. franç. de Minéralogie*, t. 31.)

TABLEAU IV.

SiO ²	43.70	42.52	42.23
Al ² O ³	12.48	12.92	10.99
Fe ² O ³	10.50	10.26	9.64
FeO	7.71	8.09	9.83
MnO	tr.	0.12	tr.
MgO	12.80	12.66	11.82
CaO	13.00	13.82	12.33
Na ² O	1.84	1.98	2.38
K ² O	0.20	0.14	0.68
	102.23	102.51	99.90

L'étude de toute substitution doit être faite sur la base des volumes spécifiques des minéraux, ce qui nécessite la connaissance de leur densité. Dans le cas présent, celle-ci est ignorée, mais on peut admettre la moyenne de **3.25** et **3.15** respectivement pour le pyroxène et l'amphibole. Leur différence, qui est de **3 %**, ne peut qu'expliquer des variations de composition chimique du même ordre de grandeur, et encore, uniquement dans le cas où la transformation est accompagnée d'une augmentation de la densité, ce qui n'est pas le cas ici.

La diminution de la teneur en silice peut se faire par addition à la masse d'autres éléments empruntés au liquide; ce processus, qui est nécessairement accompagné d'une augmentation du volume des phases cristallines, est possible pour toute la périphérie du pyroxène; mais une fois formée l'enveloppe amphibolique, il se peut que celle-ci soit suffisamment résistante pour empêcher toute augmentation ultérieure de volume du noyau; dès lors, les réactions doivent s'accomplir à volume constant; des échanges doivent s'opérer entre le noyau et le liquide

grâce auxquels la transformation s'accomplira avec élimination des éléments en excès; si les échanges ne se font qu'incomplètement, une partie des résidus de la réaction peut rester sur place.

En conclusion, la réaction à volume constant du minéral épigénisé permet d'envisager l'existence possible de granules de quartz dans les plages centrales de hornblende comme éléments résiduels de la transformation du pyroxène.

Selon Duparc, la transformation de pyroxène en hornblende est le résultat d'une contamination due à l'arrivée d'un magma plagioplitique, venant modifier la composition du bain originel ⁽¹⁾.

Si cette contamination est chose certaine lorsque la pyroxénite est recoupée par des dykes de plagioplite, rien n'oblige cependant, dans les magmas gabbroïques et gabbrodioritiques, à considérer la série des réactions comme le résultat de contaminations successives. Bowen l'a montré : la composition originelle, en même temps que le degré de parachèvement des réactions, détermine les conditions finales de la consolidation, tant au point de vue de la température que de la composition chimique.

Dans le cas du gabbro du mont Stanley, l'homogénéité du massif magmatique établit que les conditions de cristallisation ont été identiques en tous les points; aucun filon plagioplitique n'existe; aucune contamination ne s'est superposée à un magma pyroxénitique primaire; tous les faits portent, au contraire, à considérer la roche comme résultant de l'évolution d'un magma unique.

Que dans ce magma, la hornblende soit en partie d'origine réactionnelle ou qu'elle soit entièrement de précipitation magmatique directe, il n'en est pas moins vrai que la chose essentielle est l'unique présence de la hornblende,

(1) DUPARC, *Le Platine et les gîtes platinifères de l'Oural et du monde*. Genève, 1920.

ce qui exige avant tout une concentration suffisante d'eau entre autres. Plus celle-ci est grande, plus la transformation du pyroxène peut être complète; ainsi le gabbro à hornblende s'oppose aux gabbros à hornblende et pyroxène par une teneur en eau du magma plus élevée dans le premier cas que dans le second. Les conditions qui favorisent le maintien d'une forte teneur en eau dans les magmas sont :

a) Une forte pression statique qui empêche la solution résiduelle de distiller dans le courant de la cristallisation et fait rentrer dans la réaction pyroxène-hornblende la quantité d'eau qui serait susceptible de s'échapper dans le toit si la pression statique était moindre;

b) Un maintien de la masse liquide à grande profondeur, car tout magma, lâchant par évaporation une partie de ses éléments volatils dans l'éponte, en perdra d'autant plus que celle-ci sera renouvelée, c'est-à-dire que le magma pénétrera dans des niveaux de plus en plus superficiels.

Ces deux causes agissant dans le même sens, on voit que les gabbros à hornblende seront rencontrés de préférence dans les zones profondes, les zones superficielles étant favorables aux gabbros pyroxéniques.

Il en résulte donc que le gabbro du mont Stanley paraît avoir cristallisé à une assez grande profondeur. Le refroidissement suffisamment lent qui y prévaut explique que toute trace de pyroxène éventuel a complètement disparu.

§ 2. Les dérivés dynamométamorphiques.

GÉNÉRALITÉS.

On observe sur le terrain, étroitement associées au gabbro à hornblende, une échelle de variétés dynamométamorphiques, mélanocrates, dont la teinte change quelque peu avec la granularité.

Les variétés grossières sont bleu grisâtre. Elles ne possèdent pas de texture orientée proprement dite; cependant certains joints de débitage de la roche montrent une proportion de plagioclase plus grande que celle qui apparaît sur des cassures perpendiculaires. La hornblende tranche nettement sur le fond clair de la roche; elle se présente en cristaux allongés de 2 à 4 mm., terminés parfois par de petites aiguilles.

Les variétés plus fines sont de teinte plus foncée, vert noirâtre; seule la hornblende est reconnaissable à l'œil nu et montre des déformations; la texture est nettement schisteuse.

Enfin certaines roches sont noires et aphanitiques, au point qu'on les prendrait facilement pour des quartzites chloriteux : elles sont extrêmement dures sous le marteau; parfois, un petit cristal de hornblende aciculaire tranche sur le fond et établit la parenté avec les variétés plus grossières.

Les masses se présentent toujours en bancs très épais. Généralement, suivant le feuilletage, la granularité est constante. La délimitation des bancs est parfois nette; le plus souvent, la granularité varie progressivement suivant la direction perpendiculaire au feuilletage et l'on passe de structures très fines à des structures grossières.

Les relations des bancs entre eux s'observent très bien sur l'épaule Nord-Ouest de la Marguerite et dans la vallée glaciaire descendant vers la vallée Stuhlman.

Bref, ce qui caractérise ces variétés, c'est l'homogénéité de la granularité dans un même banc, et, d'un banc à l'autre, la modification parallèle dans les dimensions des hornblendes et celles des agrégats de plagioclase, du moins tant que la distinction à l'œil nu entre ces minéraux peut être faite.

Les environs du pic Coune permettent de déduire un type de relation entre le gabbro et les variétés feuilletées.

Le pic est formé par du gabbro massif, grossièrement cristallin, s'allongeant suivant la direction Nord-30°-Est-Sud-30°-Ouest, limité à l'Ouest par des variétés feuilletées, en bancs plongeant de 50° à 70° vers l'Est. A 300 m. en contrebas, dans la barre glaciaire du lac Vert, les variétés amphibolitiques seules affleurent : le gabbro doit donc se coincer vers le bas. De même dans sa prolongation méridionale, on n'observe que des variétés feuilletées : la masse de gabbro est donc limitée également en direction ; tout fait présumer que, dans l'ensemble, elle forme une lentille au milieu des roches schisteuses.

Etant donnée la texture massive du gabbro, on pourrait penser d'abord à son intrusion dans une série de roches schisteuses. Cette supposition serait cependant tout à fait arbitraire, car on n'observe nulle part de contacts intrusifs. A cause des termes de passage aux variétés dynamométamorphiques, le gabbro est, au contraire, apparenté à ces dernières, et n'a conservé sa structure éruptive que parce qu'il a échappé à l'action déformante qui a donné naissance au feuilletage des roches encaissantes.

Le microscope a confirmé cette façon de voir. Le gabbro, intact à l'œil nu, montre des déformations accompagnées de recristallisations, spécialement de la hornblende dont le facies et l'espèce caractérisent d'une façon absolue toutes ces variétés dynamométamorphiques ; les nouveaux caractères existent partout et prennent alors une signification spéciale. Ils font admettre que toute roche de minéralogie identique, dont les éléments, spécialement la hornblende, ont pris des structures différentes sous l'action de dislocations, doit avoir été engendrée dans des conditions physiques différentes : ces déformations ont dû s'effectuer dans un autre milieu géométamorphique, et par conséquent, au cours d'une autre phase ou d'une autre période orogénique.

C'est sur cette base que peut être assurée l'existence de deux déformations principales dans le mont Stanley.

Je décrirai successivement les deux séries de roches :

- 1° Les amphibolites et amphiboloschistes;
- 2° Les cataclasites et les mylonites.

I. — LES AMPHIBOLITES ET AMPHIBOLOSCHISTES.

Stade A. — Les gabbroamphibolites.

A côté de parties intactes qui ont conservé les caractères magmatiques, un même échantillon du gabbro du mont Stanley montre des structures cristalloblastiques : les plages de hornblende conservent leurs dimensions originales, mais sont, en outre, munies d'aiguilles allongées suivant c , limitées par les faces mm et parfois par g_1 et h_1 très faiblement développées. Leur longueur très faible dans les premiers stades de développement (de l'ordre de 100 à 150 mmm.) atteint couramment 300, 400 et même 500 mmm.; leur largeur est environ $1/7$ à $1/10$ de leur longueur, parfois $1/15$. Ces aiguilles ont la même orientation cristallographique que la plage centrale sur laquelle elles sont greffées (micro 15).

Ces aiguilles et toute la bordure de la hornblende sur une épaisseur de 30 à 50 mmm., est vert bleuâtre et d'un ton plus foncé que le vert des parties centrales. Leur pléochroïsme est le suivant :

Ng = vert bleuâtre intense

Nm = vert

Np = jaune verdâtre très pâle.

La biréfringence varie entre 22 et 23; en outre, la réfringence est plus forte que celle de la hornblende centrale, dont le pléochroïsme a le caractère suivant :

Ng = vert vif

Nm = vert vif moins intense, faiblement jaunâtre

Np = jaunâtre très pâle, légèrement verdâtre.

L'angle $Ng/c = 16^\circ$; la biréfringence est de 24 en moyenne.

Il est probable que la hornblende aciculaire est plus sodique que la hornblende des parties centrales des plages.

Ces aiguilles se développent particulièrement bien dans le plagioclase qui en est transpercé tout en conservant ses dimensions premières : elles donnent aux sections parallèles à l'axe c des hornblendes, l'aspect d'une effilochure, et, aux sections perpendiculaires, celui d'îlots losangiques entourant une plage centrale massive.

Ces aiguilles se développent également dans le plagioclase indépendamment des grands cristaux de hornblende; elles sont alors disposées dans toutes les directions, formant parfois des étoilements à branches irrégulières (micro 16).

Enfin, elles pénètrent dans les hornblendes voisines.

La hornblende aciculaire est sans exception de teinte vert bleuâtre : la genèse des aiguilles et la modification chimique de la hornblende sont deux phénomènes simultanés. Ceux-ci sont liés à une déformation : en effet, chaque fois qu'une amphibole a subi une incurvation, même légère, toutes les parties incurvées prennent une teinte vert bleuâtre plus intense; lorsque la déformation a été accompagnée d'une fracture avec écartement même très léger, des aiguilles de teinte bleuâtre naissent dans l'intervalle ainsi produit; ces néocristallisations sont greffées sur chacun des deux tronçons dont elles possèdent la même orientation cristallographique. La hornblende vert bleuâtre et le facies aciculaire qui lui est associé sont donc conséquents à des dislocations de la roche. Etant donnée l'identité de toutes les aiguilles, qu'elles se trouvent entre les tronçons des amphiboles, ou qu'elles pénètrent dans les plagioclases, il faut admettre qu'elles sont toutes syngénétiques : la roche a été déformée, mais la cicatrisation est parfaite.

Lorsque la déformation est très faible et que les pla-

gioclases se présentent encore en grandes plages, la structure ophitique primitive de la roche est encore très nette.

Dans ce stade cependant la cristalloblastèse a déjà imprimé à la roche des caractères structuraux dont les types se retrouvent dans les stades de transformation plus avancés. A ce premier stade, je réserverai le mot de gabbroamphibolite ⁽¹⁾.

Il possède une extension plus grande que le gabbro intact; il forme des aires assez larges aux environs du glacier Stanley, sur le Wusuwameso et sur la crête de Campi ya Chupa.

Stade B. — Les amphibolites.

A ce stade se rattachent des amphibolites en bancs massifs, à amphibole grossière que rien ne distingue macroscopiquement des gabbroamphibolites.

Au microscope, les plages de hornblende conservent les caractères propres au stade de déformation précédent. Le plagioclase se présente en mosaïques de petites plages isométriques de 150 mmm. de diamètre en moyenne; il titre de 30 à 40 % An; il est maclé suivant la loi de la péricline (micro 17).

Ce stade se relie au précédent par des termes de transition dans lesquels les plages de feldspath originelles sont tantôt intactes, tantôt transformées en mosaïques. Il est caractérisé par la disparition de la structure ophitique et par l'existence d'une structure hétéroblastique qui est le résultat d'une recristallisation du plagioclase en agrégats de plages plus petites, tandis que la hornblende conserve ses dimensions antérieures.

(1) Bien que cette désignation ne soit pas élégante, elle répond le mieux à ce qu'il s'agit d'exprimer : la superposition de deux structures, l'une d'origine métamorphique, l'autre d'origine magmatique, toutes deux étant nettement visibles. Ce stade constitue le premier terme d'une série d'amphibolites produites aux dépens d'un gabbro; on ne peut l'appeler gabbro amphibolitique, ce qui signifierait un gabbro ayant pour origine une amphibolite; le terme amphibolite gabbroïque est exact, mais englobe d'autres variétés que celle qu'il est intéressant de distinguer.

Stade C.

Dans le stade suivant, la hornblende se présente en aiguilles de 1.500 à 2.000 mmm. de longueur et de 50 à 80 mmm. de largeur, tantôt rectilignes, tantôt légèrement courbes. Elles forment des bottes d'éléments disposés parallèlement entre eux, constituant des ensembles de mêmes dimensions que les plages de hornblende de la roche gabbroïque primitive (micro 18). Parfois les aiguilles divergent quelque peu, donnant naissance à des gerbes; ailleurs on reconnaît dans le faisceau une plage de dimensions plus grandes, qui est un reste de la destruction des grandes hornblendes primaires.

La hornblende est caractérisée par sa coloration vert bleuâtre très intense suivant Ng; la variété à coloration verte originelle fait à peu près défaut.

Le plagioclase se présente ou en grandes plages ou en mosaïques de petites plages isométriques.

Les grandes plages de hornblende de la roche magmatique ont subi une désintégration totale dont les produits ont ensuite recristallisé en faisceaux de hornblende aciculaire. Ceux-ci sont disposés en tous sens dans la roche. La texture est massive; nulle part ne réapparaît la structure magmatique originelle.

Cette disposition en gerbe des aiguilles s'observe parfois à la suite de dislocations dans la gabbroamphibolite. Le caractère exagéré qu'a pris ici cette transformation implique une déformation plus grande. Celle-ci n'a cependant pas été telle que la texture massive ait disparu et que la recristallisation n'ait pu produire des formes d'ensemble très proches des formes primitives: la structure d'ensemble de la roche nouvelle est un fantôme de l'originelle.

Stade D. — Les amphiboloschistes grossiers.

Dans le stade suivant, les grandes plages primitives de hornblende ont complètement disparu; le grain de la roche

est plus petit; la texture linéaire prend naissance (micro 19).

Les lames minces taillées longitudinalement montrent des groupements fusiformes constitués uniquement de hornblende, très allongés et disposés parallèlement; la masse interstitielle est essentiellement formée de plagioclase en plages isométriques de 50 à 100 mmm. de diamètre.

Les fuseaux d'amphibole ont une longueur de 2 à 4 mm. et une épaisseur variable de 150 à 500 mmm. La structure de l'amphibole est variée. Tantôt ce sont des plages dont les clivages, d'abord parallèles et réguliers, convergent ensuite, en même temps que le retard varie progressivement : tout se passe comme si une plage de hornblende plane avait subi une torsion le long d'un axe parallèle à celui du fuseau. Tantôt celui-ci est composé essentiellement d'aiguilles très allongées qui ne sont jamais disposées parallèlement à son axe, mais suivant un angle d'obliquité de 15 à 20° (micro 20). La terminaison de ces fuseaux est fréquemment accompagnée d'un épanouissement de ces aiguilles en forme de gerbe ou de plumeau (micro 20, 21); dans ce cas, ce dernier agrégat se divise en deux parties : une moitié environ des aiguilles possèdent une extinction à droite de leur allongement, l'autre, une extinction à gauche de celui-ci. Dans cet ensemble d'aiguilles, la biréfringence varie; elle est généralement la plus forte aux extrémités de la gerbe, et plus faible au centre, où l'extinction est égale ou voisine de 0°; la partie centrale représente ainsi une zone de transition entre la partie gauche et la partie droite.

Enfin dans une aiguille suffisamment longue, la biréfringence varie en même temps que l'angle d'extinction. Il faut donc admettre que cette aiguille a subi une torsion suivant son allongement; l'axe de cette torsion se rapproche de l'axe du fuseau.

Les lames minces taillées perpendiculairement au « fil » de la roche (micro 22), ne montrent pas de texture orien-

tée. On y remarque deux types d'association de plages de hornblende. Dans l'un, les plages sont losangiques, bien distinctes les unes des autres; elles ont un diamètre moyen de 60 à 500 mmm. et même retard; elles forment des ensembles ayant une extinction globale, quoique dans le détail les extinctions des plages sont légèrement décalées; ce mode d'agrégat représente des sections dans des faisceaux d'aiguilles disposés parallèlement au « fil » de la roche.

L'autre type consiste en agrégats de plages aciculaires très courtes, de l'ordre de 200 mmm. maximum de longueur; les aiguilles sont disposées tangentiellement et extérieurement à une courbe spiralée (micro 22, 23). L'extinction de cette association se fait suivant une branche noire (peut-être légèrement incurvée); par rotation de la platine, cette branche noire reste sensiblement parallèle à elle-même, mais son centre se déplace progressivement le long de la spirale; il est à noter que la biréfringence reste constante dans toutes les plages dépendant d'une même spirale. Il résulte de ces observations que la rotation de la platine du microscope ne fait que restituer constamment le même état de choses.

Etant donnée la longueur des aiguilles, il faut conclure que l'inclinaison de leur axe d'allongement sur le plan de la lame mince est très faible; elles sont donc, dans l'espace, disposées perpendiculairement, ou à peu près, à l'axe du fuseau. Elles ont pour correspondantes, dans les lames longitudinales, les aiguilles de même dimension, disposées perpendiculairement au « fil » ou à peu près, et présentant une légère incurvation. Les ensembles spiralés ont donc une disposition générale transversale au fil de la roche, et représenteraient les parties largement ouvertes des gerbes.

La signification de ces structures me paraît être la suivante :

1° La rotation des aiguilles autour de leur axe *c* démontre l'existence d'un couple de rotation dont le plan est perpendiculaire à l'axe;

2° Les rotations différentielles que subissent les aiguilles d'un même faisceau démontrent l'existence d'un couple d'ordre supérieur agissant sur le faisceau.

Une multitude de couples ont donc agi dans la roche; ils ont provoqué un roulage des anciennes plages d'amphibole, accompagné d'une modification dans leur structure d'ensemble.

Quelle a pu être l'amplitude de la rotation différentielle?

Les sections longitudinales des gerbes bien faites ne montrent qu'un renversement du signe de l'extinction des aiguilles; d'autre part, les aiguilles extrêmes sont celles qui possèdent le plus haut retard de la gerbe et sont, dans certains cas, parallèles au plan des axes optiques : on peut donc donner 180° comme valeur approximative de la rotation différentielle. Cette valeur se confirme dans les sections transversales, car, dans les agrégats spiraloïdes, on n'observe jamais que deux branches de la croix noire, rarement la naissance de la troisième; ceci conduit par conséquent à une valeur du même ordre que la précédente.

La structure en gerbe de l'amphibole rattache pétrographiquement la roche étudiée au type précédent; elle en diffère par l'exagération de cette structure, par l'existence d'une texture orientée, par la passivité plus grande du plagioclase qui recristallise dans les interstices laissés entre les fuseaux et les aiguilles.

Ces amphiboloschistes dérivent donc du gabbro à hornblende, dont la transformation est due à l'action de nombreux couples disséminés dans toute la roche.

Stade E. — Les amphiboloschistes fins.

Un terme ultime est caractérisé par une granularité extrêmement fine qui donne à la roche un caractère aphanitique (micro 24).

En lame mince, la structure est linéaire, du même type que celle du stade précédent; mais les gerbes sont plus

épanouies, les éléments qui se détachent des axes des fuseaux sont plus nombreux, les aiguilles de hornblende ont des dimensions de l'ordre de 100 à 500 mmm. de longueur et 5 à 15 mmm. d'épaisseur.

Dans la masse filiforme prennent naissance des cristaux de hornblende aciculaires, plus grossiers, qui se superposent à la structure en gerbe précédente : ce sont des porphyroblastes. Souvent ces cristaux sont isolés et ne montrent aucun signe de déformation; d'autres fois, ils s'associent et forment à leur tour des groupements spiralés.

La déformation de la roche est du même type que celle qui est observée dans le stade précédent, mais son amplitude est plus grande.

En résumé, ces roches sont apparentées les unes aux autres par les caractères propres à la hornblende et par les modes d'agrégation de celle-ci. Ces caractères sont :

- a) Le développement du facies aciculaire;
- b) Le développement des structures en faisceaux et en gerbes.

Le premier se marque dans tous les stades; il est lié à une néocristallisation de hornblende vert bleuâtre; le second s'ajoute au premier dans les stades de déformation suffisamment avancés.

CONCLUSIONS.

La communauté des caractères pétrographiques, jointe aux relations des roches sur le terrain, conduit à considérer ces variétés dynamométamorphiques comme dérivées d'une roche unique : le gabbro à amphibole du mont Stanley. Ces variétés sont : 1° les gabbroamphibolites; 2° les amphibolites; 3° les amphiboloschistes grossiers; 4° les amphiboloschistes très fins avec ou sans porphyroblastes de hornblende.

La mylonitisation.

Le premier acte de la transformation consiste dans une destruction des structures anciennes par voie mécanique : ce sont, dans les gabbroamphibolites, des déformations consistant en étirements, torsions, etc., peu importantes, laissant prédominer largement les caractères originels de la roche; la hornblende et le plagioclase conservent leur granularité et leur disposition primitives.

Dans les amphibolites, c'est le plagioclase qui semble enregistrer d'abord la déformation; la hornblende se désintègre ensuite; mais la dislocation de la roche n'est pas encore suffisante pour opérer un mélange des produits : le regroupement des éléments de hornblende laisse encore deviner et les dimensions des plages primitives et leurs dispositions originelles en tous sens : il n'y a plus rien d'éruptif, tout est métamorphique; cependant la structure ancienne transparaît encore.

Dans les dégradations plus avancées, les grandes plages de hornblende sont complètement désintégrées; le grain de la hornblende et du plagioclase est beaucoup plus petit que celui de la roche originelle; la déformation consiste essentiellement dans un roulage des amphiboles qui n'épargne aucun élément, les affecte tous avec une égale intensité dans chaque banc. Bref, la granularité est d'autant plus fine que les déformations de la roche sont plus grandes. Cette dégradation physique, au cours de laquelle la roche prend une texture schisteuse, est une mylonitisation.

Cette action est démontrée parce que les observations portent sur une série de roches apparentées qui permettent de suivre la transformation; mais lorsqu'on examine chaque échantillon isolément, il est impossible de déceler l'action destructrice : elle a été oblitérée par une recristallisation.

La recrystallisation.

Il faut juger la recrystallisation sur les caractères suivants : 1° son extension, c'est-à-dire le degré de remaniement de la roche; 2° la granularité de la partie recrystallisée.

La recrystallisation est complète dans tous les amphiboloschistes et il en est de même dans maintes amphibolites; dans le type C, elle est totale, quoique la structure ancienne soit encore fantomatique : une faible déformation suffit déjà pour que s'opère la réorganisation. Dans les gabbroamphibolites et dans les amphibolites du stade B, la hornblende verte magmatique résiste très bien; et parfois, le plagioclase.

La granularité des produits de recrystallisation est en fonction inverse du degré de destruction : dans les stades A, B, C, les aiguilles atteignent généralement 500 à 2.000 mmm. de longueur; cette dimension est réduite et de beaucoup dans les amphiboloschistes, au point que dans les schistes très fins la hornblende est filiforme.

Contemporanéité de la mylonitisation et de la recrystallisation.

La recrystallisation n'est pas nettement postérieure à l'acte destructif, mais destruction et recrystallisation vont de pair pour les raisons suivantes :

Si la recrystallisation est un acte nettement différent de la mylonitisation et postérieure à celle-ci, et si elle se produit dans un milieu ne subissant plus de déformation, il n'y a aucune raison pour que les roches finement mylonitisées ne prennent pas un grain égal à celui des roches qui le sont moins; il en résulterait une indépendance entre la déformation et la granularité. Nous avons vu que c'est l'inverse qui se produit.

Comment admettre aussi que la recrystallisation donne naissance à des aiguilles incurvées : quelle serait l'action qui produirait cette incurvation ?

Les aiguilles ne sont pas antérieures à la déformation, puisque leur facies dépend précisément de son intensité.

Enfin on peut donner cette preuve positive : les porphyroblastes, qui se superposent à la structure en gerbe très fine, prennent aussi en certains endroits la structure spiralée; cette dernière, qui traduit une déformation contemporaine de la cristallisation porphyroblastique, est donc postérieure à la structure de la pâte et à la déformation dont celle-ci est le résultat.

Il y a donc interpénétration de la déformation et de la recrystallisation.

La conservation générale de la texture finement schisteuse des amphiboloschistes implique que ces mouvements se sont poursuivis suffisamment longtemps pour que la recrystallisation finale se soit produite dans des conditions plus difficiles de migration de la matière. Cette conclusion est appuyée par le fait que ce sont précisément les roches les plus déformées qui sont le plus finement recrystallisées.

La recrystallisation relativement grossière des amphibolites et des gabbroamphibolites indique au contraire qu'elle s'est effectuée dans des conditions de mobilité moléculaire relativement faciles; elle s'est produite dans une zone plus profonde que celle des amphiboloschistes; par conséquent leur déformation a cessé plus tôt que celle des facies fins; leur recrystallisation n'a plus été troublée, alors que les futurs amphiboloschistes continuaient à se déformer.

En résumé, *le gabbro à hornblende a subi une désintégration accompagnée d'une recrystallisation dont le résultat final est la formation d'amphibolites et d'amphiboloschistes. Les déformations dont ces roches sont la conséquence sont le résultat d'efforts qui se sont manifestés dans chacune d'elles pendant des durées différentes; comme l'indiquent les produits de la recrystallisation, elles se sont produites alors que la masse de gabbro gagnait des niveaux bathymétriques de moins en moins profonds.*

La minéralogie.

La minéralogie des produits recristallisés est la même que celle des produits magmatiques, si l'on fait abstraction du caractère légèrement plus sodique de la hornblende métamorphique. Il y a donc une très grande similitude entre les produits de la cristallisation magmatique et les produits de la recristallisation métamorphique : la consolidation magmatique du gabbro et son dynamométamorphisme sont donc deux phénomènes qui se sont passés dans des conditions physiques semblables, qui sont celles de la mésozone de Grubenmann et Niggli.

Je dénommerai *amphibolonitisation* cette mylonitisation accompagnée d'une recristallisation contemporaine qui s'effectue dans les conditions de la mésozone, et *amphibolonites* les roches amphibolitiques qui en dérivent ⁽¹⁾.

II. — LES CATACLASITES ET LES MYLONITES.**GÉNÉRALITÉS.**

Dans le massif gabbroïque, parmi les amphibolites et les amphiboloschistes, existent des roches à texture schisteuse plus ou moins lenticulaire; elles ont l'aspect de roches feldspathiques chloriteuses fortement altérées ou d'arkoses chloriteuses laminées. L'hétérogénéité du grain les caractérise et les oppose aux roches dynamométamorphiques qui viennent d'être étudiées. Ces variétés schisteuses passent assez rapidement à des variétés massives. Elles ont une extension beaucoup plus restreinte que les variétés dynamométamorphiques déjà décrites. Parfois elles n'ont que quelques mètres d'épaisseur, comme cette passée schisteuse qu'on observe sur l'épaule Nord-Ouest de

(1) B. SANDER a appelé phyllonites, des phyllites qui résultent de la mylonitisation de roches plus grossières. Elles résultent d'une dégradation physique, au lieu d'être le produit métamorphique d'une roche à granularité plus fine.

la Pointe Marguerite et qui, vers le Nord, se prolonge près des deux mares; d'autres ont une épaisseur d'une trentaine de mètres, comme celle que l'on rencontre sur le trajet du camp 4200 au lac Vert et que l'on retrouve sur la crête du Wusuwameso, immédiatement à l'Ouest de la gabbro-amphibolite du pic Coune.

Des passées de roches semblables se retrouvent dans les environs du Mogulé.

C'est spécialement la série voisine du pic Coune que je décrirai ici; elle comprend tous les types de roches depuis les cataclasites jusqu'aux mylonites.

A. — LES CATACLASITES.

Le gabbro du pic Coune présente avec le gabbro du mont Stanley de grandes similitudes minéralogiques et structurales. Il est formé de plagioclase tantôt intact, tantôt légèrement saussuritisé, et de grandes plages de hornblende verte terminées par des aiguilles vert bleuâtre. D'autres aiguilles de hornblende sont dispersées à l'intérieur des plagioclases, où elles sont souvent disposées en étoilements : ce sont les caractéristiques des gabbro-amphibolites.

L'ensemble de ces minéraux est traversé par des cataclasites irrégulières qui désagrègent les groupements d'aiguilles de hornblende, et dont le passage dans le plagioclase se marque par des zones de granulations (micro 25). Cette action mécanique est accompagnée d'une légère transformation minéralogique, qui consiste dans une faible saussuritisation du plagioclase et dans la formation de biotite brune, se développant de préférence dans les cataclasites au contact de la hornblende. En même temps, la hornblende aciculaire tend à disparaître, épigénisée soit par de l'épidote, soit par de la biotite, soit par un agrégat des deux minéraux. La déformation disloquant les agrégats d'aiguilles de hornblende est donc postérieure à ces dernières.

B. — LES ROCHES MYLONITIQUES.

En contact avec le gabbro cataclastique massif viennent immédiatement au Sud-Ouest des variétés schistoïdes, tantôt œillées, tantôt à texture schisteuse régulière et très fine.

Amygdalites.

Certains bancs présentent une texture schisteuse lenticulaire, marquée par l'existence de petits plans discontinus, se relayant, nombreux et régulièrement disséminés dans toute la roche, ce qui lui donne un plan de débitage assez facile, mais très irrégulier.

Au microscope, on observe, comme dans le gabbro, la disposition non orientée des plages de hornblende. Celles-ci sont déformées et recoupées par des fractures discontinues, plus ou moins parallèles, qui ont servi de surfaces de glissement; ou bien elles sont tronçonnées par des cassures ouvertes, disposées obliquement par rapport aux précédentes, et dont l'ouverture est remplie par des minéraux de néocrystallisation : biotite brune, quartz, actinote, clinocllore. Le plagioclase est cataclasé irrégulièrement et est complètement saussuritisé.

La biotite est intimement liée à la production de ces fractures et se rencontre le plus souvent accolée à la hornblende.

Les dislocations prennent souvent naissance au contact du plagioclase et de la hornblende et s'incurvent fréquemment autour de celle-ci; elles débitent la roche en yeux aplatis parallèlement entre eux, dans lesquels les structures antérieures sont bien conservées.

Grubenmann et Niggli qualifient ces roches de « *verschiefert* » : Étant donnée l'ambiguïté du mot « schiste » dans la terminologie française, j'abandonnerai cette qualification pour adopter le terme d'*amygdalite*, désignant les mylonites à structure porphyroclastique.

Mylonites.

Dans un stade ultérieur, la désintégration est caractérisée par la continuité des surfaces de feuilletage qui sont moins onduleuses. Sur la tranche apparaissent des yeux feldspathiques que contournent les feuilletts, tandis qu'ailleurs alternent de fines zones lenticulaires formées les unes d'éléments blancs, les autres d'éléments foncés.

Au microscope, le plagioclase, à part quelques porphyroclastes, est toujours microgranulé suivant des dimensions dépassant rarement 50 mmm. (micro 26).

La hornblende est souvent en éléments très grands, cataclasés, disloqués généralement par étirement ou par cisaillement. Lorsque la déformation a lieu par étirement, les morceaux de la hornblende originelle se retrouvent suivant le même fil de la roche et sont dispersés le long de celui-ci; entre ces tronçons apparaît comme un lien formé de pennine et de biotite, disposées parallèlement au feuilletage; les produits de débitage coulissent les uns sur les autres et s'étalent dans le sens du mouvement.

Au cours de cette translation, il ne fait aucun doute qu'il se soit produit une orientation des individus, car dans l'ensemble les axes Ng des hornblendes cataclasées sont disposées parallèlement au plan du feuilletage. Il n'est pas question d'attribuer cette orientation à une recristallisation, car les moindres déformations ont été conservées; elle est d'origine mécanique.

Un peu de biotite prend naissance au cours de cette transformation; elle s'effiloche irrégulièrement dans la pennine, de sorte que celle-ci est plutôt une épigénie de la biotite, indépendante du dynamométamorphisme.

On observe très localement une faible recristallisation de la hornblende en aiguilles qui n'ont jamais le facies structural qu'elles ont dans les amphibolischistes et amphibolites décrits précédemment; elles sont extrêmement effilées et minces, au point que leur coloration ne peut être précisée.

Schistes mylonitiques.

Dans un dernier stade, la texture schisteuse est fine et régulière. La roche a un aspect homogène.

Au microscope, on distingue encore de rares porphyroclastes de hornblende dont les dimensions n'excèdent pas 300 μ mm. La pâte qui les enrobe est composée d'albite ultramicrogrenue et de fines aiguilles d'une hornblende vert pâle, dont l'épaisseur est de 5 à 10 μ mm. et la longueur de 100 à 150 μ mm. Du sphène et de l'épidote, en grains très fins, sont répartis dans la roche. De la biotite cristallise par endroits. La régularité des amphiboles aciculaires fait penser que cette roche a subi une recristallisation, mais dans des conditions qui ne permettent cependant pas une concentration très grande des éléments. La hornblende a pris ici un facies aciculaire caractérisé par une élongation beaucoup plus forte que celle des aiguilles qui ont pris naissance dans la déformation mésozonale (micro 27).

La faible quantité de porphyroclastes indique que le broyage de la roche a été certainement poussé jusque dans un stade ultramylonitique, degré de finesse auquel s'est superposée une recristallisation très fine. La roche est un amphiboloschiste mylonitique (¹).

(¹) J'ai conservé au terme *mylonite* la signification que lui donnent Grubenmann et Niggli, à savoir des roches dans lesquelles le broyage est accompagné d'une texture parallèle. P. Quensel a donné le nom de « Mylonitschiefer » à de telles roches, dans lesquelles la recristallisation n'est pas trop importante. Le mot « schiefer » est cependant défectueux, parce qu'il est réservé à des roches totalement recristallisées. Aussi convient-il de rejeter la dénomination de « Mylonitschiefer », telle que le propose P. Quensel, et de la conserver pour désigner des roches mylonitiques dont la recristallisation donne naissance à un schiste. C'est à ces dernières variétés mylonitiques recristallisées que Quensel donne le nom de Mylonitgneiss. Ici aussi, il y a ambiguïté, car la recristallisation, que doit indiquer la terminologie, n'est pas rendue par le mot « gneiss », qui implique en outre une composition minéralogique déterminée, liée à un certain développement de la granularité. Il ne serait pas possible, par exemple, d'appeler gneiss la roche dont la description vient d'être donnée.

Caractère du métamorphisme.

Le caractère cataclastique de la déformation reste prédominant jusque dans les degrés de mouture très fins.

Dans les stades assez grossiers, le plagioclase se cataclase beaucoup plus rapidement que l'amphibole, qui conserve longtemps encore des dimensions de l'ordre du millimètre, et est d'ailleurs le dernier élément qui persiste comme porphyroclaste dans les stades ultra-mylonitiques.

Ce n'est que dans les stades de mouture ultra-fins, alors que la hornblende cataclastique a presque complètement disparu, qu'une recrystallisation s'est opérée, au cours de laquelle des aiguilles de hornblende extrêmement élancées prennent naissance et donnent à la roche une structure nématoblastique extrêmement fine.

Encore n'est-il pas certain que cette recrystallisation soit uniquement due à l'action dynamométamorphique. La biotite se rencontre d'une façon constante dans les roches cataclastiques ou mylonitiques du mont Stanley et du Wusuwameso; certes, elle est intimement liée à la fissuration, ce qui ne suffit pas pour la considérer comme d'origine dynamométamorphique. Elle cristallise en paillettes épaisses et courtes n'ayant nullement le facies allongé des biotites dynamométamorphiques; elle forme même des agrégats; enfin elle est liée intimement à la hornblende : elle apparaît donc plutôt comme un minéral réactionnel développé aux dépens de la hornblende à l'occasion d'apports introduits pendant la dislocation de la roche. A l'appui de cette opinion, il faut mentionner l'existence de tourmaline se développant dans ces mylonites ou schistes mylonitiques.

La néocrystallisation consiste en outre en clinocllore, épidote, actinote. Elle n'est nullement dépendante du degré de dislocation de la roche.

Il est donc probable qu'il faille attribuer la recrystallisation générale, qui s'est superposée à la mylonitisation

ultra-fine, à l'action hydrothermale et non à une mobilité moléculaire propre à la zone de dislocation.

Si l'on met à part tout ce qui est le fait du métamorphisme hydrothermal, on doit reconnaître que l'action destructrice est la seule essentielle dans l'acte dynamométamorphique : le pouvoir recristallisant du milieu est faible et l'hétérogénéité de la granulation persiste.

Les associations minéralogiques nouvellement engendrées sont celles de la mésozone supérieure, que caractérise la coexistence de biotite et d'albite. Les conditions de température qui ont prévalu au moment de leur formation résultent de la combinaison de la température des eaux circulantes et de celle des roches traversées.

La quantité de minéraux nouvellement formés étant faible, il faut en conclure que la masse des eaux thermales a été peu importante par rapport à celle du milieu environnant.

D'autre part, les fissures de la roche étant fines, la vitesse de circulation des eaux a dû être lente, de sorte qu'il y a lieu de croire que l'équilibre de température s'est établi entre la solution et le milieu encaissant. Il est donc très probable que la température de la roche n'a guère été modifiée par l'apport thermique dû aux eaux et que les associations minérales sont propres au niveau de l'écorce où elles se sont formées.

La déformation se serait donc effectuée dans la mésozone supérieure.

III. — CONCLUSIONS.

Age relatif des déformations.

Le gabbro du mont Stanley a été atteint par deux déformations qui lui ont imprimé des caractères pétrographiques différents : l'une, l'amphibolisation, caractéristique de la mésozone franche; l'autre, la mylonitisation simple qui s'est effectuée dans la mésozone supérieure.

Il reste à rechercher leur âge relatif.

J'ai indiqué plus haut que, dans la roche du pic Coune, la cataclase disloque les agrégats d'aiguilles de hornblende : la déformation cataclastique est donc postérieure à la déformation plastique.

Si cependant on n'acceptait pas la dépendance génétique des cataclasites et des mylonites, on ne pourrait admettre non plus que ces dernières soient antérieures à l'amphibolisation; car comment imaginer que la recristallisation amphibolitique se soit opérée partout, mais ait épargné totalement les intercalations de mylonites, de même composition minéralogique que les roches avoisinantes?

Tout converge donc vers cette conclusion de la postériorité de la déformation mésozonale supérieure à la déformation mésozonale franche.

Enfin, la mylonitisation s'est exercée également sur les diabases du Mogulé et sur celles de la vallée Stuhlman, auxquelles elle a imprimé ses caractères structuraux avec les mêmes néominéralisations que dans les roches du pic Coune et dans les mylonites associées. Elle est donc postérieure à la mise en place des diabases.

§ 3. Métamorphisme hydrothermal du gabbro.

Dans le mont Stanley, spécialement aux environs du glacier Stanley, sur la crête de Campi ya Chupa, le plagioclase du gabbro est mat, crayeux; il est complètement saussuritisé. Ailleurs, des filonets d'épidote et de quartz le traversent, comme, par exemple, sur le seuil séparant les glaciers Alexandra et Stanley, au pied de ce dernier, etc.; c'est à leur voisinage que s'étudient le mieux les divers stades de l'altération hydrothermale du gabbro.

De façon schématique, on peut scinder toute la transformation en plusieurs stades qui se succèdent au fur et à mesure qu'on approche des filons épidotiques et qui sont

caractérisés par une oblitération progressive des anciennes structures et par des modifications minéralogiques.

a) L'altération porte d'abord sur le plagioclase et donne naissance à l'association de clinozoïsite ou d'épidote granulaires et de séricite très fibreuse en paillettes assez larges, incluses dans l'albite. L'amphibole aciculaire disposée en étoilement dans le plagioclase disparaît progressivement; souvent elle est épigénisée par de l'épidote dont l'agrégat conserve la forme primitive de l'aiguille et à laquelle se mêle un peu de clinocllore. L'ilménite s'enveloppe d'une croûte de sphène (micro 28).

Les grandes plages d'amphibole conservent les caractères que lui a donnés le métamorphisme mésozonal : la couronne d'amphibole plus sodique autour du centre de hornblende courante et, très fréquemment, les aiguilles terminales.

b) Dans le stade suivant, les terminaisons aciculaires vert bleuâtre des grandes plages de hornblende sont complètement épigénisées, généralement en épidote (micro 29); seules persistent les aiguilles qui pénètrent dans la hornblende contiguë. Les grandes plages de hornblende ont conservé leur forme allongée suivant *c*; cependant la couronne bleuâtre est en voie de disparition, tandis que la partie centrale conserve sa teinte verte première (micro 30).

La saussuritisation du plagioclase est complète; la granularité de l'épidote croît.

c) Le stade suivant est caractérisé par l'altération de la hornblende (micro 31); les différences de teinte que présente originellement ce minéral disparaissent complètement; les aiguilles qui pénètrent dans les plages de hornblende voisine prennent la même coloration que les parties centrales; la disparition de la couronne vert bleuâtre des hornblendes n'est donc pas toujours le résultat d'une corrosion, mais est due à une variation dans la com-

position chimique de l'amphibole. Celle-ci est de teinte verte à vert bleuâtre assez clair; sa biréfringence augmente en même temps que sa décoloration.

Dans le plagioclase, l'épidote forme par endroits une structure en mosaïque.

L'ilménite est complètement transformée en sphène.

d) Dans le dernier stade, le plagioclase a complètement disparu et est remplacé par des agrégats d'épidote.

Les anciennes plages de hornblende sont remplacées par de l'amphibole du type de l'actinote, vert très pâle à incolore, de biréfringence variant entre 27 et 28; elles sont à contours très déchiquetés. L'amphibole idioblastique, identique à la précédente, se présente en cristaux isolés au sein des agrégats d'épidote.

Un peu de quartz cristallise interstitiellement et exceptionnellement un peu d'albite titrant de 1 à 2 % An.

L'ilménite est transformée entièrement en sphène.

De la pyrite apparaît par endroits.

Dans ce stade, la structure ancienne est complètement effacée; la structure en mosaïque, liée à la prédominance de l'épidote, en est la caractéristique. La roche est une épidotite plus ou moins quartzique et plus ou moins chargée d'actinote suivant les cas.

L'épidote qui résulte de cette altération est variable : elle existe sous forme de zoïsité ou de clinozoïsité dans les premiers stades d'altération; mais dès que l'amphibole est altérée à son tour, sa coloration devient vert jaunâtre, sa biréfringence varie entre 30 et 40, ce qui lui donne une teneur en épidote ferrique variant entre 21 et 28 %.

Lorsque des filonets d'épidote traversent les agrégats, sa biréfringence monte à 38 ou 47, alors que l'épidote correspondante de l'éponte a une biréfringence de 31 ou 40; ceci indique que l'épidote de cristallisation, dans les filons, est toujours plus riche en fer que l'épidote de substitution dans la roche.

CONCLUSIONS.

L'existence de pyrite, la variation méthodique de la composition de la roche à partir des fissures impliquent l'existence d'échanges entre la roche et une solution circulant dans les fissures. Les minéraux, qui sont formés en présence d'une quantité d'apport trop faible pour modifier sensiblement le chimisme, sont l'albite, l'épidote, la séricite, la chlorite, le sphène.

Cette association minéralogique est franchement épizonale. L'altération hydrothermale a oblitéré, dans les premiers stades, l'amphibole vert bleuâtre qui forme une couronne autour des plages de hornblende, et les aiguilles terminales caractérisant la déformation mésozonale franche. Celle-ci est donc antérieure à l'altération hydrothermale.

Les épidotites sont locales, tandis que les roches à plagioclase saussuritisé sont plus répandues.

§ 4. Le métamorphisme du gabbro au contact de la diabase.

Aux environs du dyke de dolérite du mont Stanley, la roche gabbroïque est saussuritisée. Au contact du dyke, elle ne montre, macroscopiquement du moins, aucune modification qui puisse faire pressentir une action de contact importante; ce n'est que sous le microscope que celle-ci peut être certifiée.

Les échantillons étudiés proviennent des épontes du petit dyke de diabase qui se trouve entre les glaciers Stanley et Alexandra.

A plusieurs mètres comme à quelques centimètres du contact, le gabbro possède les caractères généraux du gabbro saussuritisé : grande finesse des produits de la saussuritisation du plagioclase; coloration vert clair de l'amphibole, qui devient, par endroits, incolore; absence

d'amphibole aciculaire et contour déchiqueté des grandes plages.

A 5 mm. du contact apparaît une hornblende dont le pléochroïsme est le suivant : Ng = vert brunâtre ; Nm = vert, Np = jaune brunâtre très clair ; sa réfringence est plus forte que celle de l'amphibole actinolitique et sa biréfringence plus faible : elle est identique à celle qui cristallise dans les solutions résiduelles de la diabase, immédiatement à proximité de l'éponte. Cette parenté dans l'occurrence, comme l'identité des caractères minéralogiques, indique que la hornblende vert brunâtre du gabbro est due à l'action exercée, sur les épontes, par les solutions résiduelles de la diabase.

Dans l'éponte gabbroïque, cette hornblende brune a plusieurs facies : elle se développe dans des espaces d'apparence géodique, où elle prend ses formes cristallographiques, moulées par du quartz et de l'albite. Elle épigénise aussi la hornblende actinolitique, spécialement sa bordure et parfois la partie interne des plages. Cette épigénie se fait soit en conservant la même orientation optique que la plage actinolitique, soit en formant des agrégats auxquels se mêle un peu de quartz.

Les structures d'épigénisation n'ont jamais la forme aciculaire, ce qui indique que la résorption des aiguilles de hornblende vert bleuâtre est antérieure à l'intrusion de la diabase. En outre, l'homogénéité de la hornblende brune s'oppose à l'hétérogénéité de la hornblende actinolitique, ce qui montre que cette dernière a seule subi l'altération hydrothermale qui a conduit à la saussuritisation du gabbro.

En conclusion, le *métamorphisme du gabbro causé par l'injection de la diabase est avant tout le fait des solutions magmatiques résiduelles* qui ont développé dans l'éponte de la hornblende brune, du quartz et de l'albite. Il est quantitativement peu important ; il est postérieur à l'action hydrothermale qui a saussuritisé le gabbro.

Cette action établit donc la *postériorité de l'injection diabasique au métamorphisme hydrothermal qui a conduit à la saussuritisation du gabbro, et à plus forte raison à la déformation mésozonale profonde.*

Pour des raisons d'unité, je reporte les conclusions qui se dégagent de ce chapitre à la suite de l'étude des cipolins et amphiboloschistes du mont Stanley, dont l'évolution pétrographique est semblable à celle du massif gabbroïque.

CHAPITRE III.

LES CIPOLINS ET AMPHIBOLOSCHISTES DU MONT STANLEY.

Immédiatement en contre-bas du col de 4.300 m. qui permet le passage du cirque du Wusuwameso vers le lac Vert, descend une arête rocheuse formée essentiellement de cipolins avec lentilles de cipolin chloriteux. Ce banc a 4 à 5 m. d'épaisseur; il est dirigé N.-70°-W. et est vertical ou à fort pendage vers le Sud.

Au Nord de ce banc, et sur la crête même qui monte vers le pic Coune, affleurent une série d'amphiboloschistes caractérisés par une granularité des amphiboles assez grossière, variable d'une zone à l'autre.

L'association de ces amphiboloschistes avec le cipolin indique leur origine sédimentaire. La limite septentrionale de cet ensemble est indistincte et m'a échappé; on trouve, en effet, immédiatement au Nord, des roches à grain très fin, à texture orientée et que, sur le terrain, je n'avais aucune raison de séparer des précédentes; mais l'examen microscopique démontre qu'il s'agit d'amphibolites résultant du dynamométamorphisme du gabbro du mont Stanley.

Au Sud du col, au sommet de la falaise surplombant la vallée des trois lacs, affleurent des amphiboloschistes très fins, dont le feuilletage est parallèle aux couches de cipolin; leur étude au microscope a démontré qu'il faut les considérer comme des dérivés dynamométamorphiques du gabbro à hornblende auquel d'ailleurs ils passent progressivement. Dans la direction méridionale, le contact précis entre la bande sédimentaire et le massif éruptif m'est inconnu également.

Quoi qu'il en soit, on peut estimer que l'épaisseur de la zone sédimentaire est de l'ordre de 40 à 50 m.

Vers l'Ouest, j'ai pu suivre cette bande sur la crête qui délimite au Sud le cirque de la Kanyamwamba; elle redescend ensuite dans le marais, pour réapparaître dans la crête médiane divisant le cirque longitudinalement. Sur tout ce trajet, les amphibolites seules sont visibles; le banc de cipolin fait certainement défaut, car l'espace est découvert et cette roche ne pourrait passer inaperçue. Mais dans la barre glaciaire qui limite à l'aval le marais, on retrouve le cipolin chargé par endroits de lentilles ou de fines zones de chlorite. Je n'ai pas suivi cet horizon plus loin vers l'Ouest.

A l'Est du col, le niveau de cipolin descend le long de la falaise jusqu'à assez bas dans la vallée des trois lacs; en me basant sur la direction générale, je l'ai retrouvé à la jumelle dans la falaise orientale, immédiatement en aval de la barre glaciaire du lac Vert; je n'ai pu cependant le découvrir sur le replat surmontant la falaise, où il manque vraisemblablement. Plus à l'Est, il affleure dans le petit col qui sépare la dépression du lac Vert de la vallée glaciaire orientale, exactement dans la direction générale des couches. Les cipolins alternent avec des amphiboloschistes; ces derniers sont soit en lentilles de quelques centimètres d'épaisseur, soit en minces strates plus ou moins régulières. La zone a ici 40 à 50 m. au moins d'épaisseur. Elle est limitée au Sud par les amphibolonites très fines, d'aspect massif, qui forment le pic de 4.400 m. voisin.

Les couches sédimentaires ont une direction variant entre N. 60° W. et N. 75° W.; l'inclinaison varie de 50° S. à la verticale. A l'Est du lac Vert, elles sont fortement plissottées; les plis secondaires ont leur flanc conjugué orienté N. 5 à 10° W., et inclinent de 80° à l'Est; ils sont renversés vers l'Ouest. L'ennoyage des charnières est de l'ordre de 40° vers le Sud-Ouest.

La série sédimentaire comprend des cipolins et des amphiboloschistes; ces roches ont subi des influences mul-

tiples qui leur donnent une certaine hétérogénéité de structure et de composition minéralogique.

La granularité des roches est variable; pour en donner l'interprétation, il faut choisir un minéral qui n'est pas susceptible de prendre des facies différents au cours d'une même période de cristallisation. On ne peut donc prendre la hornblende comme témoin; la calcite, au contraire, peut servir de base pour la comparaison.

La calcite se présente avec des dimensions qui sont propres à des zones ou à des lentilles. Tantôt le grain est de l'ordre de 300 à 500 mmm., tantôt il est inférieur à 100 mmm. (micro 32). Cette disposition zonaire pourrait faire croire à une recristallisation progressive qui s'est opérée plus facilement en certains endroits : la roche en question serait dans un stade de transformation vers une granularité grossière homogène.

On objecte à cela que, dans les zones grossièrement grenues, les minéraux accompagnateurs, tout en étant déformés, le sont moins que dans les zones finement grenues, où ils sont très fortement disloqués. Il faut donc admettre que la granularité fine est le résultat d'une dégradation de la structure grossière, qu'elle est postérieure à cette dernière, ainsi que les minéraux de néoformation qui l'accompagnent. C'est sur cette base que peut s'établir la chronologie des associations minéralogiques; je les décrirai en suivant leur ordre d'ancienneté.

§ 1. Le stade mésozonal franc.

Cipolins.

La calcite constitue parfois le seul élément de la roche. Elle se présente en plages allongées parallèlement les unes aux autres, avec une valeur de l'élongation égale à 4 ⁽¹⁾. La schistosité de cristallisation est bien indiquée.

(1) L'élongation d'une plage est exprimée par le rapport de la longueur à la largeur.

Le plus souvent cependant, le cipolin est chargé d'autres minéraux. Lorsqu'ils sont peu abondants, ce sont la trémolite ou l'actinote, la chlorite et parfois en faible quantité la biotite. Les plages de trémolite sont idioblastiques et assez grandes, tandis que celles de chlorite et de biotite ont des dimensions du même ordre que celles de la calcite. Elles sont toujours disposées parallèlement au plan de schistosité. La chlorite est de signe optique positif, sa biréfringence dépasse fréquemment 8 et, dans un cas, atteint 14; cette dernière est donc à classer parmi les amésites.

Lorsque le cipolin est plus impur, l'amphibole est de la hornblende commune qui, présente en faible quantité, se dispose avec son allongement suivant le plan de feuilletage. Là où la hornblende est plus abondante, ou dans certaines zones amphiboliques intercalées dans le cipolin, elle prend une structure porphyroblastique et enrobe pœciloclastiquement des plages de calcite (micro 33); elle peut atteindre 2 à 3 mm. de dimension maxima; elle forme souvent alors des zones presque uniquement amphiboliques alternant avec des zones de cipolin à trémolite.

Les amphiboloschistes.

Les amphiboloschistes (micro 34) sont caractérisés par de la hornblende porphyroblastique enrobée dans une pâte granoblastique très fine formée essentiellement de quartz, de clinocllore, de plagioclase et d'ilménite. Le plagioclase est de l'oligoclase ou de l'andésine acide. Les porphyroblastes de hornblende ont une structure en crible et contiennent des inclusions de quartz et d'ilménite qui ont conservé l'orientation générale de la pâte (micro 35); parfois il s'y mêle également des porphyroblastes d'épidote, de dimensions toujours beaucoup plus petites que celles de la hornblende.

Lorsque la pâte est essentiellement feldspathique, la hornblende a un facies aciculaire (micro 36) et les aiguilles sont disposées en faisceaux ou en gerbes.

En résumé, la composition minéralogique la plus ancienne est caractérisée, en ce qui concerne les minéraux ferromagnésiens, par la hornblende commune, et la trémolite, associées fréquemment à de la chlorite positive et à un peu de biotite; la chlorite est parfois de l'amésite; le plagioclase est de l'oligoclase ou de l'andésine acide. Cette association est caractéristique de la mésozone franche. Il y a lieu de remarquer la présence constante de la chlorite et son caractère; sa persistance jusque dans cette zone est due à l'absence de potasse qui eût permis la fixation de la magnésie et de l'alumine dans de la biotite.

La schistosité de cristallisation est bien marquée; la hornblende, au point de vue structural, a des comportements divers : tantôt ce sont des idioblastes porphyroblastiques lorsque la pâte est essentiellement chloriteuse; tantôt ce sont des porphyroblastes sans facettes lorsque la calcite est l'élément essentiel de la roche; tantôt encore elle prend le facies aciculaire dans le milieu plagioclasique et les aiguilles s'associent en faisceaux ou en gerbes.

Ce dernier caractère structural de la hornblende ainsi que l'association minéralogique rapprochent, dans l'évolution métamorphique, la série de cipolins de celle des amphibolites et amphiboloschistes qui dérivent de la déformation mésozonale du gabbro du mont Stanley.

Comme dans ces derniers, ce sont les caractéristiques de la mésozone franche qui forment le trait dominant de la série des cipolins et amphiboloschistes.

§ 2. La déformation mésozonale supérieure.

La déformation qui a affecté ces roches sédimentaires et la néoformation de minéraux qui l'a accompagnée n'ont pas oblitéré les caractères essentiels de la roche mésozonale. Celle-ci se débite suivant des plans finement pailletés de séricite, de talc et de chlorite. Au microscope, la calcite

est finement granulée. Dans les amphiboloschistes et cipolins à trémolite, la hornblende et la trémolite sont cataclasées; les tronçons sont disloqués, et les espaces remplis par du quartz, de la biotite, du clinocllore. Les grandes plages primaires de chlorite sont disloquées ou fortement incurvées (micro 37); du quartz, dont l'origine sera examinée ultérieurement, est microgranulé.

La granulation de la calcite et du quartz, la conservation des structures des autres minéraux, l'absence de toute recristallisation généralisée montrent que la déformation s'est passée dans une partie relativement peu profonde de l'écorce terrestre. La juxtaposition du quartz et de la calcite n'est possible que dans une partie de l'écorce terrestre supérieure à l'horizon dans lequel s'est effectuée la déformation mésozonale franche.

La dislocation a été accompagnée d'apports de tourmaline; de la biotite s'est infiltrée également dans les joints de dislocation de la hornblende. La formation de la biotite, jointe à la stabilité de l'association quartz-calcite, indique que la néominéralisation et la dislocation concomitante se sont effectuées dans la partie supérieure de la mésozone.

Cette déformation possède les mêmes caractères que celle qui a conduit à la mylonitisation du gabbro : mêmes apports, même zone métamorphique, même caractère de la destruction, même inaptitude des roches à recristalliser.

Il y a donc tout lieu de penser qu'elle est de même âge que celle qui a mylonitisé le gabbro dans les mêmes conditions.

§ 3. Le métamorphisme hydrothermal.

Il reste à rechercher l'origine du quartz, ou, plus exactement, à expliquer la coexistence du quartz et de la calcite. Le quartz est-il d'origine sédimentaire et a-t-il échappé au métamorphisme mésozonal franc, ou bien

a-t-il été introduit dans la roche à une époque postérieure à celui-ci ?

Du quartz persiste parfois dans les plages porphyroblastiques de hornblende, où il se trouve en grains, soulignant la texture schisteuse de la roche; il est d'origine sédimentaire et est isolé de la calcite par suite de la formation d'une armure intermédiaire de hornblende : d'où son incapacité à entrer en réaction.

Il en va tout autrement lorsque le quartz et la calcite sont juxtaposés dans des roches contenant de la hornblende; il est vraisemblable que cet agrégat n'existait pas lors de la formation de la hornblende, et que c'est après celle-ci que le quartz a été introduit.

Un fait démontre le bien-fondé de cette conclusion : l'existence, dans la série des cipolins à l'Est du lac Vert, d'un filon lenticulaire de quartz recoupant la stratification (photo 9).

Cet apport s'est donc effectué à une époque où la formation de silicates calciques n'était plus possible. Il ne peut pas dater de la venue biotitique contemporaine de la déformation mésozonale supérieure, parce que le quartz d'apport ne provoque jamais la biotitisation de la hornblende, mais son épidotisation. Enfin, ce quartz est granulé par les mouvements qui eurent lieu dans la mésozone, ce qui établit qu'il est plus ancien que ces derniers.

Tout porte donc à considérer que l'apport de quartz date de la période à laquelle s'est produite l'épidotisation du gabbro à hornblende du mont Stanley.

En résumé, la zone à cipolins forme une unité sédimentaire qui existait déjà à l'époque où s'est produit le métamorphisme mésozonal franc du gabbro et qui a subi les mêmes transformations hydrothermales et tectoniques que cette dernière roche.

Le problème qui se pose est celui-ci : l'intrusion gab-

broïque est-elle antérieure ou postérieure au dépôt des couches sédimentaires ?

Je n'ai pu trouver nulle part la preuve absolue de l'intrusion du gabbro dans les couches sédimentaires. Si l'absence des cipolins en certains endroits en peut paraître une preuve, elle peut être aussi le fait des déformations tectoniques qu'a subies la masse depuis l'intrusion du gabbro.

Il y a lieu cependant de mettre en relief les faits suivants :

1° L'absence, entre le bloc gabbroïque et la série sédimentaire, de tout conglomérat ou zone quartzitique qui représenterait le facies de transgression de sédiments sur le soubassement gabbroïque;

2° L'intercalation des cipolins dans la masse gabbroïque, particulièrement bien visible dans le Wusuwameso et le mont Stanley.

Ces faits ne peuvent se comprendre que si l'on admet que la masse gabbroïque a fait intrusion dans la série sédimentaire, seulement connue actuellement par les cipolins et les amphiboloschistes associés.

C'est à cette série sédimentaire qu'il faut restreindre le nom de « Série du mont Stanley », dans laquelle j'avais incorporé autrefois les dérivés dynamométamorphiques du gabbro ⁽¹⁾.

(1) P. MICHOT, Note préliminaire sur la tectonique du Ruwenzori. (*Bull. de l'Inst. Royal Colonial Belge*, t. IV, n° 1, 1933.)



Photo 7. — Vallée Stuhlman. Vue d'aval vers l'amont, prise du Catalaque. A droite, le Mont Stanley; à gauche, le Mont Speke. A l'arrière-plan, le col Stuhlman. Dans le fond de la vallée, à l'aval, la partie plus foncée est une petite crête longitudinale formée essentiellement de diabase. A gauche de celle-ci, les masses claires stratifiées sont constituées par des cipolins (p. 122).

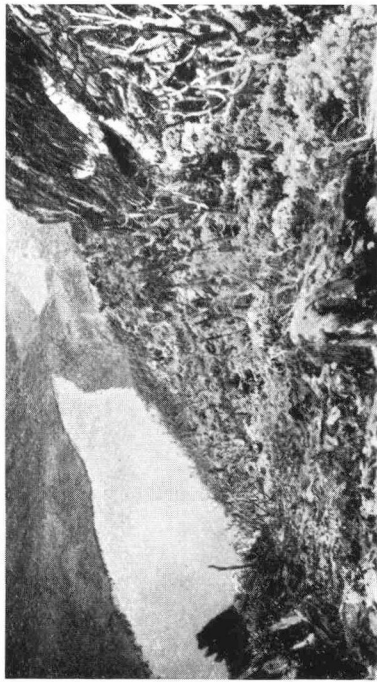


Photo 9. — Filon de quartz dans les cipolins et amphibolochistes. Col situé à l'Est du lac Vert (p. 111).

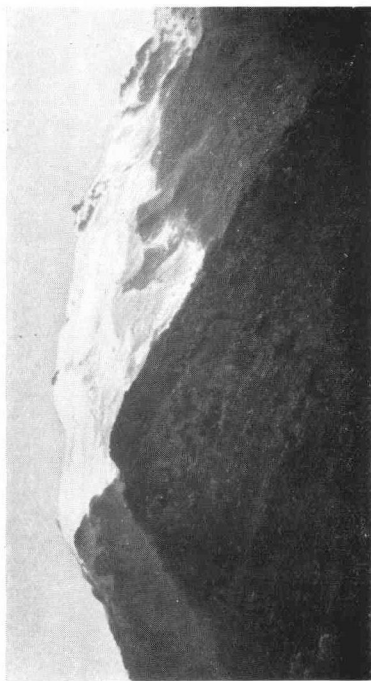


Photo 8. — Le Mont Speke. Vue prise du Catalaque (p. 142).

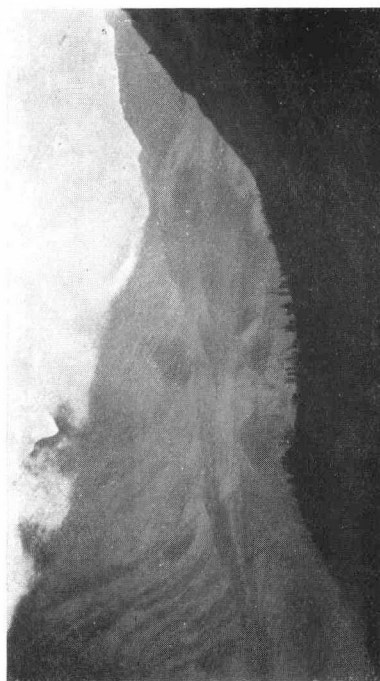


Photo 10. — La région des sources de la Lanya. Le granite forme le versant droit de la vallée; les amphibolites, le versant gauche (p. 121).

CHAPITRE IV.

CONCLUSIONS.

Le mont Stanley est constitué par trois unités lithologiques qui se succèdent dans l'ordre chronologique suivant :

La série sédimentaire du mont Stanley;

Le gabbro à hornblende, qui forme la masse la plus importante dans la région des hauts sommets;

Les dykes doléritiques.

Aussi loin qu'on puisse remonter dans le temps, les deux premières ont été soumises aux mêmes accidents.

La déformation la plus ancienne s'est effectuée dans la mésozone franche; elle a donné naissance à une texture schisteuse qui s'est développée dans presque toute la masse gabbroïque, et dont n'ont été épargnées que quelques lentilles, comme le gabbro du pic Coune et celui des environs du glacier Stanley. Cette texture est la traduction, dans cette masse importante, de mouvements différentiels intimes qui donnent à la roche l'apparence d'une déformation plastique et qui sont une des manifestations d'une phase de plissement.

Pendant que le massif gabbroïque a été ainsi déformé dans chacune de ses parties, il a gagné en bloc des niveaux de moins en moins profonds de l'écorce terrestre : le bloc cipolin-gabbro a migré vers la surface.

Dans la suite, la mobilité même du bloc n'a plus pu être prise, comme sur le vif; mais sa position fut enregistrée en des moments successifs, grâce à l'apparition de phénomènes accidentels.

C'est d'abord une venue hydrothermale, qui saussuritise le gabbro et forme localement des épidotites; au moment de son apparition le bloc se trouve dans l'épizone.

Ce sont ensuite les intrusions de dolérite, qui se produisent dans un niveau de l'écorce terrestre où le refroidissement a dû être assez rapide, étant donné le caractère ultramicrogrenu de la roche éruptive au contact des épontes. Ce niveau peut être précisé davantage en prenant pour base les cristallisations magmatiques résiduelles.

On peut poser en principe que, dans les cas de consolidation rapide, la température du milieu injecté a été au plus égale à la température finale de consolidation des solutions résiduelles. Dans le gros dyke doléritique du mont Stanley, ces températures finales ont varié, d'un endroit à l'autre, suivant la composition chimique des solutions résiduelles; la température de l'éponte a donc été au plus égale à la température de consolidation de la solution résiduelle la plus froide, qui est celle qui a donné naissance à l'association albite-quartz-chlorite-actinote. J'ai démontré qu'il est probable que cette chlorite résulte de la transformation de la biotite; cette dernière n'étant plus stable, l'association résiduelle est caractéristique de l'épizone, niveau dans lequel était arrivé le bloc en question au moment des intrusions de dolérite.

En même temps, le caractère de la déformation tectonique a changé. A la déformation « plastique » répartie dans de grands volumes succèdent des déformations localisées, isolant des masses entre lesquelles s'injecte le magma doléritique. A la période plastique succède la période cataclastique.

La succession des modes de déformation du monolithe cipolin-gabbro ainsi que l'évolution dans le temps des associations minéralogiques démontrent la migration progressive de ce bloc vers la surface.

Le transfert d'une masse dans des niveaux géométamorphiques de plus en plus élevés ne peut pas être imputée

aux plissements dont l'action ne peut au contraire qu'augmenter la charge statique et la température qui en découle, pas plus qu'une phase plastique n'a la faculté de se muer d'elle-même en phase cataclastique. Ce sont les conditions indépendantes du plissement qui causent le transfert de cette masse vers des niveaux géotectoniques ou des zones géométamorphiques de plus en plus élevés : c'est l'érosion qui entraîne la diminution progressive de la charge statique et de la température.

L'érosion s'exerce déjà lors de l'amphibolonitisation du gabbro, c'est-à-dire pendant que s'accomplissent des mouvements différentiels dans les zones géométamorphiques profondes. Son action a été considérable, puisque le bloc est finalement parvenu dans l'épizone. L'édification des reliefs qu'elle a enlevés est le fait d'une phase orogénique dont les déformations plastiques mésozonales sont parmi les dernières et les seules connues actuellement avec certitude.

Bref, la migration vers le haut du bloc cipolin-gabbro est la phase de décharge d'une période orogénique, la plus ancienne du Ruwenzori; je la dénommerai *orogénèse wusuwamésienne*.

Postérieurement aux intrusions doléritiques, des déformations de type mylonitique se sont fait sentir dans la région; les néominéralisations qui les accompagnent représentent des associations de la mésozone supérieure. Après avoir séjourné dans l'épizone, le bloc a regagné une zone plus profonde où il a évolué.

Ce renversement du mouvement est l'indice d'un changement de régime. L'érosion a dû cesser; une nouvelle couverture a dû se superposer à la zone orogénique wusuwamésienne. Ces nouvelles déformations appartiennent à une phase tectonique qui se rattache à une autre orogénèse que je dénommerai *orogénèse ruwenzorienne*.

Il me reste maintenant à situer dans le cadre de cette évolution une série d'événements géologiques :

1° J'ai donné les raisons pour lesquelles les cipolins sont vraisemblablement les roches les plus anciennes de la région. Appartiennent-ils au cycle sédimentaire qui a précédé directement l'orogénèse wusuwamésienne, ou sont-ils au contraire plus anciens ? C'est une question à laquelle je ne puis donner de réponse.

2° L'âge de l'intrusion du gabbro à hornblende peut être discuté davantage.

Elle est postérieure à la série du mont Stanley. Mais comme il n'est pas démontré que celle-ci appartient à la sédimentation wusuwamésienne, il semblerait que la même incertitude dût régner quant au gabbro.

Cependant, il faut remarquer que sa consolidation s'est effectuée dans une zone profonde de l'écorce terrestre, dans les conditions d'équilibre du facies à amphibolites, suivant l'expression de P. Eskola ⁽¹⁾, et que, lors de la déformation, c'est en maintenant les caractéristiques minéralogiques de cette zone que la roche s'est métamorphisée.

Cette unité permet de penser avec raison que *la mise en place du magma gabbroïque date de l'orogénèse wusuwamésienne et qu'elle a précédé immédiatement les phénomènes d'amphibolitisation. Cette intrusion s'est donc produite dans la zone de plasticité, sous l'action même des efforts orogéniques et probablement dans la période de décharge de la chaîne.*

P. Eskola ⁽²⁾ a exprimé d'ailleurs une opinion identique en ce qui concerne les conditions de la genèse des facies des gabbros à hornblende : « These rocks usually occur in the form of large batholiths which have been intruded in

(1) P. ESKOLA, The mineral facies of rocks. (*Norsk geologisk Tidsskrift*, Bd. VI, Heft 1-2.)

(2) P. ESKOLA, The mineral facies of rocks. (*Norsk geologisk Tidsskrift*, Bd. VI, Heft 1-2, p. 180.)

the earth's crust in connection with orogenetic movements... The cristallization in such « central » batholiths, in most cases, took place during the upward movement of the rock-masses. »

3° Enfin il reste à fixer l'âge du plissement des amphibolites dont je vais rechercher les caractéristiques.

Dans la région de Campi ya Chupa et du Wusuwameso, les couches, dans leurs grandes lignes, forment un synclinal : le flanc occidental a une direction moyenne Nord-Sud avec une inclinaison générale vers l'Est de 70 à 90°; l'autre flanc a une orientation Nord-60 à 70°-Ouest et une pente vers le Sud-Sud-Ouest de 50°, qui peut atteindre localement la verticale. Ce synclinal, que j'appelle synclinal de Campi ya Chupa (1), s'ennoie donc fortement vers le Sud comme tous les plis secondaires qui sont greffés sur ses flancs et qui, de plus, sont déversés vers l'axe synclinal principal.

Près du pic Coune, l'allure générale des couches est Nord-10 à 30°-Est, avec un pendage de 70 à 90° vers l'Est; il existe donc un anticlinal dont l'axe passe aux environs du pic Coune, et que j'ai appelé anticlinal du Wusuwameso.

Le flanc oriental de cet anticlinal se poursuit sensiblement avec la même direction jusque dans la vallée Stuhlman. Près de cette dernière, les plis secondaires sont droits.

A mi-côte du versant occidental de la vallée Stuhlman, les couches prennent la direction générale Nord-30 à 40°-Ouest, et possèdent une inclinaison moyenne de 50° vers le Sud-Ouest; c'est aussi celle des cipolins formant une bande au pied du flanc oriental de la vallée. Sur le flanc occidental de la vallée Stuhlman, on voit parfaitement, à

(1) Je l'ai autrefois appelé « synclinal du Mogulé »; j'abandonne cette appellation, le Mogulé étant trop éloigné de l'axe du pli.

la jumelle, ces couches se prolonger avec la même direction jusqu'au delà du col.

Roccati, qui a exploré tout le versant oriental du mont Stanley, indique une direction générale des « bancs » Nord-Ouest-Sud-Ouest, avec des déviations locales dirigées du Nord au Sud; le pendage est de l'ordre de 50° , mais passe localement à la verticale. Cette direction se poursuit jusque sur le flanc occidental du mont Baker.

Ainsi, les couches formant les versants oriental et occidental du mont Stanley dessinent un grand synclinal, le synclinal de la Marguerite, dont le plan axial est dirigé Nord-Sud et est sensiblement vertical. Les plis secondaires, dans la région de l'axe du synclinal, sont droits, tandis que, à plus grande distance, ils sont déversés vers celui-ci.

Dans les parties méridionale et orientale du mont Baker, Roccati indique une direction générale Nord Est-Sud Ouest, avec pendage de 40 à 50° vers le Sud-Est. Il existe donc, sur le mont Baker, un anticlinal dans les amphiboloschistes, que je dénommerai anticlinal du mont Baker. L'envoyage de ce dernier se fait vers le Sud et, à en juger par les données de Roccati, sa valeur est du même ordre que celui du synclinal de la Marguerite et des synclinaux secondaires observés.

Les amphiboloschistes ont donc été déformés comme le sont les roches sédimentaires, et avec une grande régularité de style. Que le comportement de ces roches soit dû au feuilletage préexistant, c'est la conclusion qu'il faut admettre quand on observe combien la possibilité de plissements et de plissotements est fonction de l'hétérogénéité physique des masses.

Il me paraît donc vraisemblable que le plissement des amphiboloschistes s'est effectué à une période différente du laminage qui leur a donné naissance; il a formé une série d'anticlinaux et synclinaux principaux, orientés suivant le méridien, et présentant un envoiement très prononcé vers le Sud.

Pour autant qu'on en puisse juger par les plis secondaires du versant occidental du mont Stanley, ceux-ci obéissent à la règle de P. Fourmarier du déversement des axes des plis secondaires vers les axes des synclinaux principaux. Le type de la déformation plastique qui s'est ainsi développé appartiendrait à la partie supérieure de la zone de plissement.

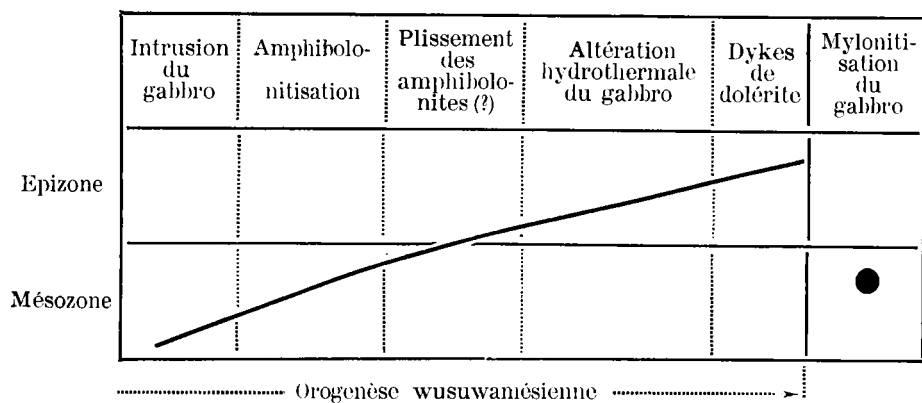
Le problème à résoudre est celui de l'orogénèse dont ce plissement fait partie. Je n'ai aucune solution nettement assise à présenter. Il me paraît cependant possible de tirer des faits suivants une hypothèse acceptable.

La mylonitisation se présente dans cette région avec une direction voisine de Nord-Sud et même elle me paraît parfois dirigée N. 20°. W.-S. 20°. E; elle est contemporaine, je le montrerai plus loin, des nappes de charriage du Ruwenzori méridional, orientées Nord-35°-Ouest. Il en résulte donc que la direction tectonique générale de l'orogénèse ruwenzorienne est oblique par rapport au plissement des amphibolites : ceci conduirait à rattacher celui-ci à l'orogénèse wusuwamésienne.

Je résume dans le tableau V la succession des événements qui se sont manifestés au cours de l'orogénèse wusuwamésienne, et dans un diagramme la migration du bloc gabbro-cipolin.

TABLEAU V.

Cycle ruwenzorien	{ Mésozone : Mylonitisation.	
Cycle wusuwamésien	Epizone	{ Dykes doléritiques.
		{ Altération hydrothermale du gabbro et épidotites.
		{ Plissement des amphibolites?
	Mésozone	{ Plissement des amphibolites?
		{ Amphibolisation du gabbro à hornblende.
		{ Mise en place du gabbro à hornblende.
	?	 Cipolins du mont Stanley.



Migration du bloc gabbroïque.

DEUXIÈME PARTIE.

LE MASSIF ERUPTIF SEPTENTRIONAL.

GENERALITES.

Un massif de roches granitiques constitue l'unité lithologique la plus importante du Ruwenzori septentrional en territoire congolais.

Dans la partie haute de la chaîne, il englobe le mont Speke ⁽¹⁾, le versant oriental du mont Emin ⁽²⁾, au-dessous de 4.200 m. tout au moins, et les hauteurs situées sur le versant occidental du bassin de la Lamya (rivière frontière entre l'Uganda et le Congo) dans la région des sources.

Roccati a relevé l'existence de roches semblables et de gneiss associés sur le flanc oriental du mont Speke, et, dans sa carte, il les figure couvrant une partie importante du bassin de la Bujuku et de la Mijusy.

Dans toute la partie du massif d'altitude supérieure à 3.800 m., la roche possède une texture magmatique massive à laquelle des déformations tectoniques ultérieures

(1) Roccati a rangé dans les « roches vertes » (amphiboloschistes, amphibolites, diorites, diabases) les pointements de roches qui, sur la crête du mont Speke, percent le glacier. La teinte vert foncé de ces roches m'avait, sur le terrain, incité à les considérer comme un facies basique, malgré l'absence évidente à l'œil nu de tout pyroxène ou amphibole. En réalité, ces roches sont des granites et n'ont rien de commun avec les roches vertes du mont Stanley, représentées par cet auteur avec le même figuré. Les roches amphiboliques que cet auteur signale proviennent d'enclaves dans le granite.

(2) Roccati a figuré sur sa carte lithologique, au sommet de l'Emin, une masse de « roches vertes »; il n'a pas visité personnellement la région; les roches amphiboliques en question pourraient n'être que des enclaves dans le granite.

ont imprimé localement des facies dynamométamorphiques.

La vallée du col Stuhlman (photo 7) forme sa limite approximative; le pied de son flanc oriental est garni, sur une longueur de 200 m., d'une masse de cipolins reposant sur la masse éruptive acide; plus en amont, comme en aval, celle-ci forme tout le versant oriental et existe même en pointements perçant au travers des marécages du fond de la vallée. Dans la partie voisine du col, le gabbro à hornblende du mont Stanley et ses dérivés métamorphiques, les amphiboloschistes, forment tout le versant occidental de la vallée, de sorte que la limite du granite recoupe la direction générale de l'ensemble cipolin-amphiboloschistes : il est donc postérieur à ces derniers.

A l'endroit où la piste traverse la vallée, celle-ci est divisée longitudinalement par une crête surbaissée formée de diabase qui ne se prolonge pas dans la masse granitique, et est donc antérieure à celle-ci.

Le contact entre la masse granitique et sa couverture a lieu suivant la vallée, mais n'est visible nulle part.

Dans la région des sources de la Lamya, le granite forme presque seul tout le versant occidental de la vallée. Le lit même de la rivière est creusé dans une masse de cipolins, de dolérite et d'amphibolites; celles-ci forment en outre la falaise orientale, en même temps que tous les pointements qui percent dans les marécages couvrant le fond oriental de la vallée glaciaire en amont des rapides.

Convaincu de la présence d'un massif granitique important dans les parties hautes du Ruwenzori septentrional, je me suis attaché à le délimiter en l'abordant par le bas, au Nord et à l'Ouest. J'ai remonté à cet effet, à partir de la plaine de la Semliki, les vallées principales dont les alluvions, riches en blocs granitiques, indiquent l'existence certaine du granite dans le cours amont. J'ai pu ainsi toucher des masses granitiques dans la vallée de la Kuka,

située en territoire ugandien à une dizaine de kilomètres de la frontière; en territoire congolais, dans la vallée de la Lamy, dans la région de la Ruanol, dans la vallée de la Molingo, dans la Lami de Katuka et dans la Tungula. En outre, mon ami de La Vallée Poussin, mon collègue dans cette expédition, qui a descendu la vallée de la Tungula depuis le mont Emin jusqu'à la plaine de la Semliki, m'a communiqué l'existence d'un massif granitique continu depuis les hauteurs jusque vers l'altitude de 1.800 m.

Autour de ce culot, il existe, dans les parties basses de la chaîne, une demi-couronne continue formée de schistes cristallins qui, d'une façon schématique ⁽¹⁾, se subdivisent en deux zones :

a) la demi-couronne externe, rencontrée dans la partie inférieure des vallées comprises entre le massif du Bomé et la Tungula, est formée essentiellement de roches amphiboliques qu'accompagnent des injections lit par lit de matériel alaskitique, tantôt rares, tantôt très fréquentes;

b) la demi-couronne interne est formée principalement de gneiss acides, fréquemment à texture œillée, souvent et abondamment chargés d'injections lit par lit de matériel alaskitique de plus en plus abondantes au fur et à mesure que l'on progresse vers l'amont. En même temps la texture œillée disparaît, faisant place à une roche à granularité plus grossière et plus homogène : c'est la granite gneissique; mais il n'est pas possible de tracer une limite cartographique entre le culot granitique et la demi-couronne interne.

En fait, l'étude au microscope a démontré que cette dernière zone est pétrographiquement très complexe; les injections lit par lit et les roches mixtes qui la constituent ont subi des actions mylonitisantes intenses.

(1) Schématique, car il n'existe pas, entre ces deux parties, de limite franche qui puisse être représentée cartographiquement avec exactitude. Les zones de transition sont toujours largement représentées.

L'étude pétrographique de cet ensemble comporte les points suivants :

- 1° L'étude de la roche granitique, de ses variétés et de ses enclaves;
 - 2° L'étude de la couronne externe formée de roches amphiboliques;
 - 3° L'étude du métamorphisme d'injection;
 - 4° L'étude du dynamométamorphisme.
-

CHAPITRE I.

LE GRANITE, SES VARIETES, SES ENCLAVES.

La roche granitique constituant le massif éruptif septentrional est remarquable par l'unité de sa composition minéralogique et par l'uniformité de sa granularité; seule la texture varie.

Dans la région des sommets, elle est massive sur de très grandes étendues et la texture schisteuse que prend la roche en maints endroits est nettement le fait d'une déformation métamorphique, ainsi qu'en témoigne, sous le microscope, l'existence de cataclases et de granulations abondantes.

Dans les régions de basse altitude, la texture est gneissique; elle n'est pas le fait de déformations postérieures à la consolidation, car des associations primaires extrêmement délicates ont été conservées, qui n'auraient pas été épargnées au cours d'une déformation importante : la texture gneissique qu'a prise la roche éruptive date de la période magmatique elle-même.

§ 1. Le granite gneissique de la bordure.

Macroscopiquement, le granite possède un grain très régulier variant entre 2 et 4 mm.; sa texture gneissique est dessinée par le feldspath dont les formes allongées ou œillées sont disposées parallèlement entre elles, et par le quartz d'aspect lenticulaire; la biotite est assez fine, dépassant rarement 1 mm., et, dans l'ensemble, ne paraît pas posséder de direction d'orientation privilégiée.

L'extension du granite gneissique n'est pas complètement connue; mais sa position dans le massif est

caractéristique: il apparaît dans toute la partie basse, immédiatement en contact avec sa couverture ou dans des apophyses; par contre, il fait complètement défaut dans les parties hautes du massif.

I. — ETUDE PETROGRAPHIQUE.

Les éléments principaux sont le plagioclase, le microcline, la biotite et le quartz; les éléments accessoires sont la muscovite et la séricite, l'épidote, l'ilménite, le sphène et l'apatite; comme élément accidentel, l'orthite.

Le *plagioclase* se présente en plages de 3 à 6 mm. de dimension maximum et peut atteindre parfois 1 cm.; sa forme est généralement allongée parallèlement au feuilletage, mais ne semble pas correspondre à un développement cristallographique.

Sauf en bordure, les plages montrent généralement une très grande limpidité, et, dans ce cas, les mesures faites dans des sections perpendiculaires à Ng et Np leur donnent un titre en An variant entre 21 et 24 %. Elles contiennent souvent des antiperthites; il faut noter particulièrement l'absence de tout zonage même dans les plages les plus grandes.

La bordure de ces plages est presque toujours abondamment feutrée de fines lamelles de séricite et de petits bâtonnets d'épidote noyés dans un plagioclase. Celui-ci titre de 10 à 4 % d'anorthite et est d'orientation cristallographique identique à celle de la partie centrale oligoclasique, ainsi que le montre la continuité des macles du type de l'albite et de la péricline. Le contact entre la bordure albitique feutrée et le centre limpide oligoclasique ne revêt aucune régularité (micro 38, 39); fréquemment la bordure lance vers l'intérieur du cristal des digitations irrégulières albitiques uniformément feutrées par l'épidote et la séricite. Cette sinuosité du contact entre la partie oligoclasique et la partie albitique exclut tout rapproche-

ment avec le zonage d'origine magmatique du plagioclase; la variation dans la composition du plagioclase est le résultat de la saussuritisation qui a porté sur des parties originellement oligoclasiques.

Un autre fait confirme cette conclusion. Dans certaines plages oligoclasiques maclées polysynthétiquement, un groupe de lamelles est saussuritisé, tandis que le groupe conjugué est absolument limpide; de plus, cette altération n'atteint par les lamelles sur toute leur longueur, mais se produit à partir de la bordure albitique (micro 38, 39).

La saussuritisation est donc un phénomène différentiel dans lequel la teneur originelle en anorthite n'intervient pas comme facteur causal.

Les macles qui ont subi une saussuritisation différentielle sont du type de la péricline; elles présentent très fréquemment des incurvations ou se terminent en biseau dans une partie possédant une extinction onduleuse. Ces déformations intimes dans le cœur oligoclasique permettent de conclure que ces macles sont d'origine mécanique. Par contre, les individus maclés suivant la loi de l'albite ne subissent pas de saussuritisation différentielle.

En résumé, les plagioclases ont présenté originellement une très grande homogénéité de composition qui a été troublée dans la suite par une saussuritisation locale liée à une déformation mécanique.

Il existe, en très petite quantité, de l'albite à faible teneur en An, généralement de 10 à 4 %, exempt de produits de saussuritisation; elle est localisée dans les parties cataclasées et est orientée cristallographiquement sur le plagioclase voisin. Comme je le montrerai plus loin, elle est un produit de néocrystallisation consécutif à une cataclase et est souvent accompagnée, dans ce cas, de biotite de néocrystallisation, d'épidote, de muscovite, d'ilménite, de sphène et d'apatite.

Enfin, rarement, de l'albite à macles courtes (Schachbrettalbit de Becke) est en substitution à du microcline.

La *biotite* possède trois facies :

1° Elle se présente souvent en grandes lamelles hypidiomorphes, de teinte brun foncé suivant Ng, de 500 à 600 mm. de longueur en moyenne, atteignant parfois 1 mm.; elle contient fréquemment de fines aiguilles de rutile groupées en sagénite.

Sauf de rares exceptions imputables à la cataclase, la biotite en grandes lamelles est enchâssée dans la bordure des plagioclases et, dans l'association binaire ainsi réalisée, elle est disposée sans aucune orientation privilégiée.

Elle a subi des déformations consistant en incurvations du clivage *p*, en glissements le long de celui-ci ou en tronçonnements suivant des sections qui lui sont perpendiculaires, avec disjonction des tronçons (micro 40, 41). Dans l'association binaire plagioclase-biotite, la cataclase a porté fréquemment sur les lamelles de biotite, tandis que les cristaux de plagioclase ne sont jamais traversés par elle, du moins dans le premier stade de la désintégration. Les sutures entre plagioclases sont donc des joints de résistance mécanique plus faible à cause de la présence des lamelles de biotite.

La déformation a été accompagnée d'un certain déplacement. Assez souvent, les produits de cette désintégration restent en présence les uns des autres et sont recimentés par de l'albite sans saussurite titrant de 4 à 10 % An, orientée cristallographiquement sur une des grandes plages oligoclasiques voisines (micro 40, 41).

Il en va tout autrement des grandes lamelles idiomorphes de biotite qui sont en contact avec le quartz; elles ne sont jamais implantées dans ce dernier minéral et se présentent vis-à-vis de lui sous deux aspects. Tantôt les lamelles larges sont coupées par le quartz comme à l'emporte-pièce, c'est-à-dire que, dans sa ligne générale, la suture du quartz avec la biotite est prolongée de part et d'autre par la suture du quartz avec les minéraux voisins, plagioclase ou microcline (micro 42, 43); nulle part on ne

retrouve d'ensemble emboîtant les parties restantes. Tantôt elles sont déchiquetées suivant des plans p (ou des plans qui s'en rapprochent); leurs débris, formant plaquage sur les feldspaths, sont incurvés et disposés de telle façon que leur allongement est parallèle à la lentille quartzique (micro 42, 43, 44, 45, 46).

Il convient de souligner que *cette dislocation est liée à la présence du quartz*. Elle ne peut être postérieure au quartz, car de fines indentations feldspathiques dans le quartz ont conservé leur attache au plagioclase principal et la même orientation optique que celui-ci. La translation des tronçons de biotite est donc antérieure à la cristallisation du quartz : la dislocation de la biotite est protoclastique.

2° La biotite se présente aussi en plages beaucoup plus petites que les lamelles associées à l'oligoclase; ces plages ont une longueur courante de l'ordre de 100 μ m. et leur largeur atteint fréquemment cette dimension; ces caractéristiques les distinguent très nettement des grandes lamelles primaires; de plus, elles sont toujours associées entre elles de façon à former un parquetage dont les éléments n'ont aucune orientation privilégiée (micro 50). A cette association participent en outre de la muscovite, de l'épidote en bâtonnets bien formés, de l'ilménite, du sphène et de l'apatite, avec albite comme élément interstitiel. Ces lamelles de biotite ainsi que les minéraux associés se rencontrent dans les parties cataclasées, entre autres entre les tronçons des grandes lamelles de biotite primaire; elles sont donc postérieures à la cataclase qui a affecté ces dernières.

3° La biotite se présente enfin en lamelles ponctiformes dans les plagioclases saussuritisés; dans ce cas, la séricite est quantitativement en régression, de sorte que la biotite y est engendrée à ses dépens.

Le quartz se présente en plages à extinction ondulceuse de 1 à 2 mm. de diamètre maximum, s'associant entre elles de façon à former des agrégats lenticulaires de 4 à 5 mm. suivant leur plus grande dimension et dont les axes d'allongement sensiblement parallèles donnent à la roche une texture gneissique. Les plages engrènent parfois très profondément les unes dans les autres; leur suture est dentelée sans aucune cataclase intermédiaire (fig. 9). Il est d'observation absolument générale qu'au sein d'une grande plage de quartz, il en existe plusieurs autres plus petites à contours sinueux, dont l'orientation optique est identique à celle d'une grande plage voisine. Les grains de quartz sont donc plus volumineux qu'ils le paraissent à première vue dans une section mince et possèdent de nombreuses digitations. Lorsque la lentille s'amincit, il n'existe, suivant son épaisseur, qu'une seule plage qui, ainsi resserrée entre les deux « épontes » feldspathiques, prend l'aspect d'une veinule. Ces modes de structure du quartz excluent toute action cataclastique.

La structure du quartz n'est pas le résultat d'une cristallisation postcataclase, d'où aurait résulté la texture gneissique. Les plages individuelles de quartz n'ont pas, en effet, l'allongement ou la forme ellipsoïdale qu'elles ont dans les gneiss. D'autre part, la biotite, qui se trouve au contact du quartz, conserve ses déformations et ne montre aucune trace de cicatrisation. *La structure du quartz est donc une structure magmatique primaire.*

Il est particulièrement remarquable qu'aucun élément ne lui soit génétiquement associé; sans exception aucune, les lentilles quartziques coupent à l'emporte-pièce les contacts entre plages de l'association plagioclase-biotite-microcline⁽¹⁾; parfois cette association, isolée ou rattachée par un pédoncule à la masse feldspathique, se retrouve au

(1) Cette structure s'oppose en effet à la structure courante de ces minéraux dans de nombreux granites où la biotite et le plagioclase sont hypidiomorphes, et le quartz interstitiel.



FIG. 9. — Structure imbriquée du quartz dans le granite gneissique de la Kuka.

(Le quartz est figuré par des hachurés, ponctué et quadrillage.)

(Grossissement : 40.)

sein de la lentille quartzique. Ces faits indiquent de toute évidence l'indépendance du quartz par rapport à l'association plagioclase-biotite-microcline.

Cette indépendance se marque encore par la corrosion parfois profonde exercée par le quartz sur le plagioclase et le microcline, corrosion que montrent des sutures lobées et l'existence d'îlots et de « presqu'îles » (micro 47).

La cristallisation du quartz n'a donc pas succédé directement aux cristallisations antérieures; elle a été précédée par la résorption de ces dernières, ce qui donne aux plages de quartz un aspect indépendant. Je qualifierai un tel quartz de *discordant* par opposition aux quartz des granites courants.

Le *microcline* se présente en grandes plages très limpides, xénomorphes, de l'ordre de 1 à 2 mm. de diamètre, atteignant exceptionnellement 10 à 15 mm. Les microperthites qu'il contient fréquemment sont parfois du type flammé et en relation avec des déformations. Il renferme en inclusions des plagioclases; parfois, au contact de ces dernières, comme toujours au contact des plagioclases de sa bordure, se développent des myrmékites dont le quartz est souvent en sections circulaires, ce qui fait présumer que ce quartz est en globules sphériques.

Le microcline a subi des cataclases dont les produits forment des mosaïques de plages isométriques, de 200 à 300 mmm. de diamètre, ayant opéré les uns par rapport aux autres des rotations tantôt très faibles, tantôt bien marquées (micro 51). Ces éléments sont séparés les uns des autres par un mince filet albitique continu, de 10 à 20 mmm. de largeur (micro 57); le fait est particulièrement frappant pour les éléments anguleux dont l'adaptation mutuelle ne peut être que le résultat ou d'une néocristallisation dans les vides, ou d'une dissolution de tout ce qui empêchait le contact parfait entre l'élément cataclasé et son logement. D'autre part, le contact entre élé-

ments cataclasés se fait par un liséré d'albite; c'est également l'origine de cette dernière qui est mise en cause. Elle peut provenir d'un apport ou du microcline lui-même.

Si elle résulte d'un apport se fixant dans les interstices laissés entre les éléments provenant de la cataclase, on ne peut expliquer :

1° que deux éléments de microcline ne soient jamais en contact;

2° que dans le cas d'éléments anguleux, il n'y ait pas d'espaces triangulaires comblés d'albite. On pourrait, pour expliquer le 1°, faire appel à une substitution du microcline par l'albite, phénomène constaté en certains points dans la roche; cette explication ne résout pas le 2°. Il faut donc admettre que les vides ont été, non pas remplis, mais progressivement réduits à rien et que les éléments résultant de la cataclase sont moulés les uns sur les autres, non à l'intervention d'un ciment nouveau, mais par impressionnement mutuel.

Ce processus a donc entraîné la mise en solution des aspérités empêchant le moulage parfait de deux éléments en contact; dans le cas de cristaux, à composition chimique définie, la substance mise en solution a évidemment même composition que celle du minéral; il en va tout autrement dans des minéraux mixtes où cette mise en solution doit être à priori différentielle. Par des statistiques, J. H. L. Vogt ⁽¹⁾ a montré que la teneur en albite des microclines des granites à oligoclase varie de 20 à 35 % avec un maximum à 28 %. L'albite de la suture n'a donc pas nécessairement une origine extérieure à la mosaïque; elle ne serait, à mon avis, que le résultat d'une solubilisation différentielle, qui conduirait à admettre, dans les conditions présentes, une solubilité de la molécule potassique plus grande que celle de la molécule albitique.

(1) J. H. L. VOGT, The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. II. On the feldspar diagram. *Or. Ab. An.* (Oslo, 1926).

Le quartz en contact avec le microcline cataclaté est indemne de toute fracturation, bien que les cataclases viennent buter contre lui (micro 51, 57). On ne peut admettre qu'il soit mécaniquement plus résistant que le microcline, puisqu'au cours de la mylonitisation, il est le premier à se granuler. La fracturation du microcline est donc antérieure à la cristallisation du quartz : elle traduit aussi l'action protoclastique qui a affecté le granite.

En résumé, la roche gneissique de la bordure est un granite à oligoclase dont les minéraux se répartissent en deux séries : l'association plagioclase-biotite-microcline, d'une part, le quartz, d'autre part.

L'intervalle de temps qui s'est écoulé entre ces deux cristallisations a été caractérisé par des déformations qui ont cataclaté la biotite et le microcline, parfois aussi le plagioclase, mais à un degré moindre.

La texture orientée qu'a prise le granite ne date pas de la cristallisation de la biotite; car, dans l'association plagioclase-biotite, cette dernière est disposée en tous sens dans la roche. La texture glanduleuse des amas quartziques est donc postérieure à la cristallisation de la biotite et il y a, par conséquent, tout lieu de mettre sa formation en relation avec la protoclaste. Je vois, par conséquent, dans la texture gneissique et dans la protoclaste de la roche, l'expression de déformations qui ont agi pendant la consolidation, sur une éponge constituée par l'association plagioclase-biotite-microcline et dont les logements étaient remplis par le liquide magmatique résiduel essentiellement siliceux.

Ce n'est pas simplement une action mécanique qui a agi sur l'éponge cristalline, mais aussi une corrosion chimique qui a affecté le plagioclase, le microcline et probablement aussi la biotite, et qui traduit l'instabilité de cette association. Le quartz a cristallisé ensuite sous forme de quartz discordant.

Avant d'examiner davantage l'évolution de ce granite, je décrirai les phénomènes d'autométamorphisme, dont la manifestation est générale.

II. — L'AUTOMETAMORPHISME.

Je groupe ici un ensemble de transformations dont je compte montrer l'apparement et en examiner ensuite la genèse. Ces transformations font rarement défaut dans le granite gneissique et sont parfois prépondérantes au point de masquer complètement l'existence antérieure de certains minéraux magmatiques ainsi que le caractère de la roche.

Un ensemble de minéraux se développent aux dépens des associations qui ont pris naissance dans le stade magmatique liquide. Ce sont la séricite et la muscovite, la biotite, l'épidote, l'apatite, la titanomagnétite et le sphène.

La séricite-muscovite. — 1° Elle se présente dans les plagioclases en très petites paillettes à facies séricitique comme produit de la saussuritisation courante, et est alors intimement associée à l'épidote.

Dans les types les moins altérés, elle se répartit de préférence le long des zones quartziques.

2° Elle existe en lamelles de dimensions plus grandes que les paillettes précédentes, et dont la longueur est de 100 à 200 mmm., parfois plus, la largeur (mesurée perpendiculairement au clivage *p*) étant égale au moins à la moitié de la longueur et très souvent davantage.

Dans le plan du clivage, elle se présente en plages très finement et très capricieusement ajourées par de petits canaux abondants, de 5 à 10 mmm. de diamètre, incurvés, et s'épanouissant en éventail. Dans une section perpendiculaire au clivage (micro 49), elle se présente en aiguilles parallèles, toutes de même orientation optique.

Dans les canaux ou entre les aiguilles, cristallise de l'albite dont l'orientation cristallographique est identique à celle du plagioclase dans lequel a pris naissance la muscovite.

Les dimensions de ces plages et leur rapport dans les sections perpendiculaires au clivage apparentent ce facies à la muscovite. Cette structure la rapproche des formes structurales des myrmékites; c'est une symplectite ⁽¹⁾ de muscovite et d'albite.

Elle prend toujours naissance dans le plagioclase.

Dans les granites peu altérés, les symplectites se développent de préférence en bordure de la biotite, et de telle sorte que les clivages des deux minéraux sont parallèles (micro 49); en outre le développement de la muscovite se fait plutôt dans le prolongement des feuillet de biotite que contre ceux-ci. Cette identité dans l'orientation cristallographique établit l'influence physique de la biotite sur le développement de la muscovite.

Dans les stades d'altération très avancés, là où les plagioclases sont complètement saussuritisés, les symplectites de muscovite et d'albite s'associent en agrégats parmi les produits de la saussuritisation courante, et remplacent même tout le plagioclase (micro 56). Les plages ont des dimensions de 200 à 500 μ m, mesurées perpendiculairement à la trace du clivage, et l'épaisseur de la lamelle est fréquemment supérieure à sa longueur.

En fait, cette symplectite est un facies spécial de la muscovite dans la saussuritisation du plagioclase.

3° Dans les facies résultant d'une forte altération, des lamelles de muscovite de néoformation s'intercalent entre les feuillet des grandes lamelles de biotite déformées. Leur clivage est disposé parallèlement à celui de la biotite (micro 54).

⁽¹⁾ J. J. SEDERHOLM, On synantetic minerals and related phenomena. (*Bull. de la Comm. géolog. de Finlande*, n° 48, 1916.)

Si cette néocrystallisation a pu s'effectuer parfois dans les vides qui résultent du bâillement des clivages de la biotite, il semble que, dans la plupart des cas, il n'en a pas été ainsi. La muscovite de néoformation contient des alignements de sphène très finement granuleux, identiques à ceux qui se disposent suivant les clivages de la biotite. La muscovite est donc en substitution à la biotite; le remplacement va jusqu'à faire disparaître toute trace de biotite et la roche se présente alors avec des plages de muscovite qui ressembleraient par leur facies aux muscovites des granites granulitiques, n'étaient les alignements de sphène, éléments résiduels de l'ancienne biotite (micro 48).

4° Enfin la muscovite en lamelles pleines et bien individualisées est associée en faible quantité à la biotite finement lamellaire des agrégats auxquels participent également l'épidote, le sphène et l'apatite en grains.

Elle n'est jamais en contact avec l'ilménite quand celle-ci fait partie de ces agrégats.

L'épidote se présente avec plusieurs facies.

1° Elle apparaît dans les plagioclases, en grains ou en bâtonnets allongés suivant *b*, comme produit courant de la saussuritisation du plagioclase, en compagnie de séricite-muscovite.

2° Elle existe en éléments plus grossiers atteignant 200 mmm. dans les agrégats biotitiques; sa biréfringence est toujours de l'ordre de 30, ce qui lui donne une teneur d'environ 20 % de H^2O . 4 CaO. 3 Fe^2O^3 . 6 SiO^2 (micro 50).

3° Des grains d'épidote de 300 à 400 mmm. contiennent fréquemment, en inclusions, des aiguilles de rutile disposées suivant un réseau sagénitique qui prolonge directement celui d'une plage de biotite contiguë; ils sont donc en substitution à cette dernière (micro 58).

Lorsque les lamelles de biotite se présentent suivant

leur tranche, les alignements de rutile ou de sphène, parallèles au clivage, se prolongent dans l'épidote, ce qui démontre qu'ils ne sont pas des exsolutions opérées dans l'épidote, mais bien une structure résiduelle de la biotite (micro 52).

L'épidote contient fréquemment de très petites inclusions irrégulières de biotite.

La *biotite* secondaire ⁽¹⁾ se présente sous différents facies.

1° Les lamelles primaires sont souvent instables; elles présentent, suivant leurs clivages, des exsolutions de rutile transformées très fréquemment en très petites granulations de sphène (détermination probable, étant données leurs fortes réfringence et biréfringence).

La présence de ces dernières dans l'épidote et la muscovite indique que celles-ci sont des produits de substitution à la biotite magmatique.

L'albite contiguë à la biotite contient fréquemment en inclusion la même structure résiduelle et est donc aussi un minéral de substitution à la biotite (micro 53).

En résumé, la biotite a été remplacée par l'association albite-épidote-muscovite, ces deux derniers minéraux étant les produits principaux de substitution.

L'altération de la biotite est liée à la saussuritisation complète du plagioclase, qui est caractérisée par la présence fréquente, dans ce dernier, d'agrégats de symplectites d'albite et de muscovite.

2° Dans certains cas, la biotite a recristallisé postérieurement à sa période d'instabilité moléculaire (micro 55). Des agrégats de biotite sont formés de lamelles très régulières, sans déformation, disposées en parquetage; ils sont traversés de part en part par des lignes de sphène paral-

(1) Secondaire, au sens le plus large du mot, et embrassant, bien entendu, les phénomènes deutéritiques.

lèles entre elles ainsi qu'au clivage de lamelles de muscovite qui y sont parfois associées. Clivage de la muscovite et alignements de sphène représentent la direction du clivage de l'ancienne plage de biotite primaire dont ils proviennent. La biotite a donc reconquis sa stabilité postérieurement à son remplacement par la muscovite et a recristallisé sur place.

3° Il faut rappeler enfin que la biotite recristallise sous forme d'agrégats parquetés en compagnie de l'apatite, du sphène, de l'épidote et de la muscovite (micro 50).

L'apatite, l'ilménite et le sphène se présentent en grains de 200 à 500 mmm. environ de diamètre; ils sont parfois indépendants, mais le plus souvent ils forment des agrégats auxquels participent en outre la biotite parquetée et la muscovite.

La conservation de structures, la forme isométrique des biotites secondaires et des muscovites, le mode d'agrégat des minéraux de néoformation en général, excluent toute origine dynamométamorphique dans la transformation.

Les dimensions que prennent ces éléments, par exemple la muscovite, impliquent une certaine mobilité moléculaire inconnue dans l'altération séculaire. Tout porte à considérer la néoformation de ces minéraux comme due à une action hydrothermale-pneumatolitique, deutéritique, suivant le sens attribué à ce mot par J. J. Sederholm.

On peut résumer de la façon suivante les résultats de cette action :

1° Dans les facies faiblement altérés :

a) Saussuritisation faible du plagioclase, liée à la bordure quartzique;

b) Formation locale de symplectites de muscovite et d'albite, liée à la présence de lamelles de biotite primaire;

c) Néoformation d'agrégats biotite-épidote-ilménite-sphène-muscovite-apatite.

2° Dans les facies les plus fortement altérés :

a) Saussuritisation complète du plagioclase, accompagnée fréquemment de la formation d'agrégats de symplectites albite-muscovite, épigénisant tout le plagioclase et d'où est exclue l'épidote;

b) Remplacement de la biotite par l'albite, la muscovite, l'épidote;

c) Postérieurement à la transformation *b*, recristallisation de la biotite.

III. — AGE DE L'AUTOMETAMORPHISME.

Les lamelles de biotite primaire ont subi une dislocation protoclastique; entre les tronçons ont pris naissance des cristallisations d'origine pneumatolytique-hydrothermale (micro 40, 41): des symplectites de muscovite et d'albite, des agrégats de biotite, épidote, sphène, apatite, ilménite et muscovite; la cicatrisation est faite par de l'albite sans saussurite.

Ailleurs, les gros grains d'épidote, en substitution aux grandes plages de biotite primaire, contiennent des alignements courbes d'inclusions (micro 52). La biotite primaire a donc subi une déformation antérieurement à sa substitution.

Les phénomènes de pneumatolyse et de recristallisation qui se sont opérés dans la roche sont donc postérieurs à la période de dislocation de la biotite.

Quelquefois, j'ai pu observer que les agrégats biotitiques en bordure du quartz sont moulés par celui-ci. Il faut admettre que cette recristallisation est antérieure à la cristallisation totale du quartz.

Le phénomène pneumatolytique-hydrothermal a donc débuté certainement au moment où s'est exercée l'action protoclastique dans l'éponge biotite-plagioclase-microcline. Il n'est pas possible de fixer sa durée, ni de dire s'il

s'est passé tout entier à cette époque ou bien s'il s'est parachévé postérieurement à la cristallisation du quartz, ce qui est très vraisemblable.

Quoi qu'il en soit, il faut noter ce fait essentiel : la coexistence, au cours de la protoclase, d'un phénomène pneumatolytique-hydrothermal et d'une corrosion des minéraux antérieurement formés.

En résumé, la consolidation du granite est caractérisée par les événements suivants :

a) Cristallisation d'une éponge de plagioclase-biotite-microcline;

b) Protoclase de l'éponge et formation de la texture gneissique.

Corrosion chimique des minéraux de l'éponge par le liquide résiduel essentiellement siliceux.

Autométamorphisme de l'éponge.

c) Cristallisation du quartz et probablement continuation des phénomènes autométamorphiques.

Sans doute, il ne faut pas voir dans ces différents événements des phases nettement séparées, mais au contraire des phénomènes qui empiètent les uns sur les autres. Il est certain, par exemple, que la phase protoclastique ne peut être enregistrée que lorsque la cristallisation est suffisamment avancée. En outre, étant donnée l'absence de zonage du plagioclase, il est impossible de relever les traces de fracturation ancienne. La protoclase ne peut être démontrée que lorsque les débris de la fracturation restent en présence les uns des autres, donc lorsque la cristallisation est très avancée. Par conséquent c'est la phase paroxysmale de l'action protoclastique que la roche a enregistrée et c'est la seule qui soit connue.

Il faut donc voir dans l'énumération des événements qui caractérisent la consolidation du granite un schéma génétique se rapportant au paroxysme des différentes phases.

§ 2. Le granite massif des hauts sommets.

La région granitique comprend dans les hauts sommets le mont Speke, une partie importante du versant occidental du mont Emin, ainsi que le versant occidental de la vallée de la Lamya dans la région de sa source.

Topographie.

Le mont Speke forme une crête puissante qui s'allonge du S.-S.-E. au N.-N.-W.; il est coiffé d'une calotte glaciaire qui laisse percer de distance en distance des pointements rocheux qui permettent de constater l'unité de la lithologie dans le mont (photo 8).

Vers le N.-N.-W., la crête s'abaisse jusqu'à un petit col, le col Georges, au delà duquel elle se relève pour former une masse imposante, le Catafalque ⁽¹⁾. Le col Georges surplombe au Nord un cirque glaciaire par lequel on accède à la vallée Cavalli, qui sépare le mont Speke du mont Emin. La roche y affleure largement partout.

Généralités.

Le mont Speke, ses dépendances et le versant occidental du mont Emin dans sa partie visitée, sont constitués par une roche granitique massive. Celle-ci contient de nombreuses enclaves de roches amphiboliques, parfois très volumineuses : on en rencontre dans la vallée Stuhlman, sur tout le mont Speke, dans la vallée Cavalli. Sur le versant occidental du mont Emin, aux confins du bassin de la Tungula, il existe une plage très large de roches amphiboliques, bordées de granite. Son extension fait présumer ou qu'elle appartient à la couverture du bassin magmatique, ou bien qu'elle en est proche.

Au contact de ces enclaves, la roche éruptive est plus foncée, plus riche en biotite que le granite ordinaire. En

(1) Nom donné par M. X. de Grunne.

même temps, elle subit un enrichissement en feldspaths alcalins.

Enfin des dislocations traversent le massif par endroits; elles donnent à la roche des caractères mylonitiques généralement très faibles, mais qui localement peuvent être intensément exprimés.

J'étudierai successivement :

- 1° le granite;
- 2° ses dykes alaskitiques;
- 3° les variétés locales de la roche éruptive.

I. — LE GRANITE.

La roche est homogène; sa teinte est généralement claire; son grain est de l'ordre de 2 à 3 mm. de diamètre et rarement atteint 5 mm. On reconnaît aisément du quartz en grains isométriques, du microcline frais, généralement allongé et se débitant suivant des plans de clivages miroitants, de nombreux grains vert grisâtre mat à vert foncé, isométriques ou légèrement allongés, que l'on présume être un plagioclase saussuritisé. De la biotite se présente parfois en grandes plages de 2 à 3 mm., mais le plus souvent elle forme de petits agrégats noduliformes de 2 à 4 mm. de diamètre, composés de petites paillettes orientées en tous sens, que la loupe seule permet d'individualiser. Singulier granite, ou du moins singulière altération qui n'a laissé subsister nulle part l'aspect typique du granite, tout en laissant intacte la résistance de la pierre au choc du marteau.

A. — Étude pétrographique.

En quelque endroit qu'elle ait été recueillie, la roche montre l'existence de très faibles dislocations qui se marquent par une granulation locale du quartz. C'est à l'Ouest du mont Emin, sur le replat le plus septentrional, en contre-bas duquel se trouve un affluent de la Tungula (ou la

Tungula elle-même), que j'ai prélevé des échantillons à peu près intacts. A l'extrémité septentrionale de la crête du Speke, la roche est également compacte.

Les éléments principaux qui la constituent sont, comme dans le granite de la région basse : le plagioclase saussuritisé, le microcline, la biotite, le quartz; les éléments accessoires sont la muscovite-séricite, l'épidote, le sphène et l'apatite; l'orthite comme élément accidentel.

Le *plagioclase* frais titre 17 % An; il est extrêmement rare, la saussuritisation étant générale. Le plagioclase saussuritisé titre de 3 à 7 % An et fréquemment 5 % An. Ces plages sont pourvues d'un feutrage très dense de séricite, d'épidote avec parfois un peu de biotite, qui empêche souvent la détermination précise du plagioclase, laquelle ne peut être faite que sur la base de l'indice de réfraction.

Parfois le plagioclase développe sa forme aplatie suivant g_1 , mais cet idiomorphisme ne s'exprime que très rarement vis-à-vis du quartz. Fréquemment la séricite qui y est incluse prend un aspect effiloché, passe alors à des symplectites de muscovite et d'albite; cependant ces dernières n'ont pas le développement qu'elles prennent dans le granite gneissique de la bordure basse; elles ne forment jamais des agrégats.

Le *microcline* se présente toujours en éléments interstitiels entre les plagioclases, au contact desquels se développent parfois des myrmékites ou, en leur absence, un liséré d'albite exempt d'inclusions (micro 59). Celui-ci est remarquablement régulier et constant, d'épaisseur de 20 à 30 mmm. et de même orientation optique que le plagioclase contigu; il n'existe qu'au contact du microcline.

Le microcline se présente couramment en plages de 2 à 3 mm. pouvant atteindre 5 mm. de longueur; au quadrillage typique s'ajoute parfois la macle de Karlsbad; il contient souvent de fines microperthites, d'aspect flammé. Localement, le microcline est légèrement albitisé et les

produits accessoires de cette substitution sont de la muscovite en lamelles parfois à contours très déchiquetés, mais toujours à cœur plein, de la biotite, de l'épidote ou en son absence de la calcite, parfois de la chlorite en l'absence de biotite, localement du quartz.

L'albitisation se fait de telle sorte qu'il se substitue une seule plage d'albite à une seule plage de microcline. Les mesures donnent toujours à celle-là une teneur de 2 % An au maximum.

La *biotite* primaire se présente en grandes plages de 2 à 3 mm. de diamètre, criblées de cristaux hexagonaux d'apatite, ou de très petits cristaux de sphène, plus rarement d'aiguilles de rutile. Lorsque les grandes lamelles font défaut, la biotite existe en lamelles plus petites de 100 à 400 mmm. de longueur et de largeur moitié moindre; ces dernières s'associent en agrégats parquetés dont les dimensions sont couramment de 2 à 3 mm. (micro 60); elles sont exemptes d'inclusions, ou du moins l'apatite y est plus rare que dans les grandes plages.

Lorsque le quartz n'est pas granulé, les petites plages de biotite sont indemnes de toute déformation.

A cet agrégat parqueté se mêlent accessoirement du sphène, de la muscovite en lamelles massives, de l'épidote et très fréquemment de l'apatite.

La présence fréquente d'agrégats biotitiques et la rareté des lamelles primaires de biotite constituent une caractéristique qui différencie cette roche du granite gneissique de la bordure.

L'*épidote* qui participe à ces agrégats a tantôt sa forme cristalline allongée suivant *b*; tantôt elle se présente en granules de 200 à 400 mmm. de diamètre, de facies identique aux grains de mêmes dimensions qui, dans le granite gneissique de la bordure, sont en substitution à la biotite primaire; comme eux elle contient des inclusions de biotite; mais comme la biotite primaire ne con-

tient ici que très peu d'aiguilles de rutile, on ne retrouve évidemment pas dans l'épidote les structures résiduelles courantes. Néanmoins les caractères de l'épidote permettent de croire ici aussi à sa substitution à la biotite. Au contact de l'épidote, la biotite prend une teinte brune renforcée.

La *muscovite* se présente en plages très fines, de facies séricitique ou en plages de 200 à 300 mmm. de longueur sur une largeur moitié moindre.

L'*apatite* et le *sphène* forment un ou deux granules dans les agrégats biotitiques.

Le *sphène* existe aussi isolément et se présente alors avec des facettes cristallographiques.

Le *quartz* existe en grandes plages atteignant 4 mm. de diamètre qui sont tantôt en contact direct avec les autres minéraux, tantôt en sont séparées par une couronne plus ou moins complète formée d'une ou de deux rangées de plages de quartz de 100 à 150 mmm. de diamètre (micro 61).

Quand cette couronne est incomplète, la plage centrale vient par endroits en contact avec les autres minéraux; la granulation n'a pas conduit à une déformation visible de la plage originelle. De plus les digitations très fines que lance parfois le plagioclase dans le quartz ne sont pas cisailées. On peut donc affirmer que la granulation périphérique du quartz des roches massives n'est pas accompagnée de mouvements différentiels : elle est l'effet de tensions locales qui sont nées probablement sous l'action d'une compression uniforme, au contact de deux minéraux à coefficient d'élasticité différent.

En conclusion, les roches caractérisées par la structure du quartz intacte ou à peu près, n'ont pas subi de dislocation visible postérieurement à leur consolidation. Elles permettent de discuter les relations magmatiques entre le quartz et l'association plagioclase-biotite-micro-

cline, et en particulier de constater que ni le plagioclase, ni la biotite ne développent leurs formes cristallographiques du côté du quartz, mais qu'au contraire le quartz est discordant vis-à-vis des minéraux antérieurs.

On ne peut admettre que cet idiomorphisme n'ait pas existé, puisqu'il est visible au sein de l'association plagioclase-biotite-microcline ; il faut donc en conclure qu'il a été détruit dans les parties occupées par le quartz. Cette destruction résulte certainement, dans bon nombre de cas, d'une corrosion chimique exercée avant la cristallisation du quartz sur tous les éléments antérieurs à celui-ci.

Mais des dislocations ont certainement eu lieu, car de grandes lamelles de biotite sont déformées et, dans les intervalles, recristallisent de petites paillettes de biotite du type de celles qui forment les agrégats biotitiques.

J'ai observé quelques fois l'existence d'agrégats de biotite en bordure du quartz non cataclaté, et une fois un agrégat au milieu d'une plage de quartz non cataclaté. Étant donné le caractère intact de ce dernier, il faut admettre que des dislocations se sont produites antérieurement à sa cristallisation et qu'elles ont été accompagnées d'une recristallisation de la biotite en agrégats. Il est probable que telle est l'origine de tous les agrégats biotitiques, car ils jouent dans bon nombre de roches le même rôle que les grandes lamelles primaires qui y font complètement défaut ⁽¹⁾.

¹⁾ On pourrait aussi penser que les grandes lamelles sont une recristallisation plus grossière opérée aux dépens des petites; mais comment expliquer que l'apatite et le sphène, toujours en gros grains dans les agrégats, se soient disséminés en petites inclusions dans les grandes lamelles ?

On pourrait penser aussi qu'il faut mettre la formation des agrégats biotitiques en relation avec les dislocations qui ont affecté le granite postérieurement à sa consolidation. Il n'en est rien, car dès qu'apparaît ou une cataclase atteignant tout le quartz, ou la texture amygdalitique, les agrégats biotitiques sont déformés et leurs minéraux recristallisent à peine ou pas du tout.

Comme dans le granite gneissique de la bordure basse, les cristallisations magmatiques du stade liquide se répartissent en deux séries : la plus ancienne formée par le plagioclase, la biotite et le microcline; la plus récente, par le quartz. Elles sont séparées par un hiatus au cours duquel l'éponge cristalline a subi une protoclaste, tandis que ses minéraux ont été corrodés.

Le quartz possède ici aussi un caractère discordant.

B. — L'autométamorphisme.

La saussuritisation du plagioclase est absolument générale dans toute l'étendue reconnue du massif granitique des hauts sommets. Les minéraux de néoformation sont tantôt très ténus, tantôt bien développés; la séricite prend localement un faciès symplectitique; la cristallisation de l'épidote est parfois relativement grossière; la biotite reste toujours très fine et irrégulièrement répartie. Cette association exclut la possibilité d'une origine due à une altération séculaire. Il faut admettre qu'elle est le résultat d'un phénomène pneumatolytique-hydrothermal.

D'autre part, la saussurite grossière se développe maintes fois à proximité des agrégats parqués de biotite auxquels participent aussi de gros cristaux d'épidote et de muscovite.

Il semble donc y avoir une certaine contemporanéité entre la saussuritisation des plagioclases et la formation des agrégats biotite - sphène - muscovite - épidote - apatite. Puisque ceux-ci datent de l'époque de la protoclaste et de la corrosion, la saussuritisation du plagioclase se serait effectuée ou, du moins, aurait débuté à ce moment.

En résumé, le granite massif des sommets présente, avec le granite gneissique de la bordure basse, une similitude dans l'évolution de la cristallisation, qui comporte les stades suivants :

a) formation d'une éponge de microcline-biotite-plagioclase;

b) antérieurement à la cristallisation (complète ?) du quartz, protoclaste et corrosion des minéraux de l'éponge, accompagnée ou suivie, dans un délai relativement court, d'une action autopneumatolytique-hydrothermale;

c) cristallisation du quartz.

**L'hiatus de la cristallisation dans le granite de la borrure
et des sommets.**

La discontinuité de la cristallisation est rendue plus apparente encore par le fait que, dans la dernière période de la cristallisation, les anciens minéraux n'ont plus subi d'accroissement, quoique une partie de leur substance soit rentrée dans le liquide au cours de la corrosion. La continuation de la cristallisation du liquide magmatique résiduel est marquée par un hiatus.

Pour rechercher la cause de celui-ci, il faut l'envisager du point de vue physico-chimique et rechercher quelles peuvent être les causes de résorption.

La théorie des eutectiques donne l'explication de résorptions observées dans les roches porphyriques comme, en général, dans toute roche montrant un hiatus dans la granularité des minéraux; elle explique, par une variation brusque ou rapide de la pression statique, la corrosion qui est *liée et limitée* au changement de la granularité et qui sépare deux périodes de cristallisation d'un même minéral. Elle ne peut donc pas être appliquée au cas actuel.

La résorption de minéraux a été étudiée par Bowen dans les nombreuses expériences qu'il a réalisées à la Carnegie Institution sur des solutions de silicates fondus. Elle est fonction de la variation simultanée de la température et de la composition chimique du liquide résiduel; elle est accompagnée de la précipitation concomitante d'un autre minéral. Or ce n'est pas le cas dans les granites en question. Il faut donc rechercher ailleurs la cause de cette résorption.

Puisque la corrosion a fait rentrer dans le liquide magmatique des « oxydes constituants » qui n'ont plus reparu au cours des cristallisations ultérieures, on est obligé de faire appel à une phase gazeuse qui s'est dégagée du liquide et en a extrait ces oxydes. Dans son mémoire intitulé *Die leichtflüchtige Bestandteile im Magma*, P. Niggli ⁽¹⁾ a montré que la corrosion pouvait résulter de l'apparition d'une phase gazeuse.

Le raisonnement théorique rejoint donc la conclusion tirée des faits d'observation : la coexistence de l'auto-pneumatolyse et de la corrosion chimique des minéraux.

On n'est pas accoutumé de voir un granite si complètement transformé sur une telle étendue et avec une telle uniformité. Il faut donc admettre que les conditions qui ont présidé à cette transformation ont été d'extension régionale.

Je ne vois qu'une diminution de la pression statique qui puisse expliquer à la fois tous les phénomènes observés. Elle peut trouver sa source dans trois causes : l'érosion, qui décape la couverture du magma; une activation de l'éruptivité de la masse magmatique qui gagne des niveaux de l'écorce terrestre de plus en plus rapprochés de la surface; enfin une compression latérale, qui soulève le toit et qui, en le bombant, décharge le bassin magmatique d'une partie du poids de sa couverture qui est reportée latéralement.

Les déformations qu'a subies l'éponge feldspathique ne peuvent s'expliquer par l'érosion; elles ne peuvent être que l'expression de la progression du magma vers le haut ou de la déformation de l'éponge sous l'action d'une compression latérale.

La discrimination entre ces deux causes fera l'objet d'une discussion ultérieure.

(1) P. NIGGLI, *Die leichtflüchtige Bestandteile im Magma*, Mém. couronné, 1920.

II. — LES DYKES ALASKITIQUES DU GRANITE DES HAUTS SOMMETS.

Les dykes alaskitiques sont peu abondants dans le granite des hauts sommets et leur épaisseur ne dépasse généralement pas 15 cm.

Minéralogiquement ils sont constitués par de l'albite, du microcline, du quartz; accessoirement apparaît de la séricite ou de la muscovite.

L'albite titre généralement entre 2 et 5 % An, et telle a dû être sa composition originelle, car on y trouve peu d'inclusions de séricite et d'épidote.

Le microcline se présente avec une proportion à peu près égale à celle de l'albite; il est parfois transformé en albite à macles courtes; cette substitution est accompagnée de la formation de quartz et de muscovite; cette dernière se présente en lamelles toujours pleines, mais à contours extrêmement dentelés; parfois il existe, répartis dans la plage substituée, des îlots de muscovite qui sont tous orientés optiquement de la même façon et appartiennent ainsi à un même cristal très dentelé.

Cette néominéralisation, courante dans l'albitisation, ainsi que l'a déjà noté J. de Lapparent, est caractérisée ici par les dimensions très grandes des muscovites, supérieures à celles des muscovites qui prennent naissance dans le granite environnant. Sans aucun doute, ce phénomène est lié à l'autopneumatolyse.

Le quartz se montre en grandes plages à contours lobés pénétrant dans les feldspaths dont il isole des îlots ou des presqu'îles très sinueuses, indiquant son action corrodante (micro 63). Il ne présente jamais, avec les autres minéraux, de structures graphiques.

Au cours de la muscovitisation du microcline, le quartz qui lui est associé se dispose en petits îlots, tous de même orientation optique que la plage de quartz extérieure qui corrode le microcline. Aussi faut-il voir une relation

entre la corrosion de ce dernier minéral et la formation de muscovite à ses dépens.

De la muscovite se développe également dans l'albite avec des caractères semblables à ceux qu'elle prend dans le microcline; elle se prolonge souvent dans le quartz; mais, dans ce dernier, son facies massif indique qu'elle ne résulte pas d'une substitution, mais d'une cristallisation magmatique directe.

D'une façon générale, l'occurrence de la muscovite indique que le minéral qui, à la fin de la cristallisation magmatique, fixe la potasse, est la muscovite.

En résumé, *la roche granitique du toit est caractérisée par la rareté des différenciations alaskitiques*. Ces dernières revêtent généralement un caractère pegmatitique. Leur consolidation s'effectue en présence d'une quantité relativement importante de minéralisateurs que met en relief en outre le caractère grossier des substitutions tardives du stade pneumatolytique-hydrothermal.

III. — LES VARIÉTÉS ASSOCIÉES AU GRANITE DES SOMMETS.

Aux environs des enclaves, la roche éruptive possède une teinte foncée, vert noirâtre, au point qu'on la prendrait facilement pour une roche basique, n'était l'absence de tout pyroxène ou amphibole. Elle contient de la biotite en lamelles parfois grossières, le plus souvent très fines, dont la répartition uniforme lui donne une teinte sombre. Son aspect macroscopique la rapproche souvent de l'enclave, dont elle se distingue par une granularité plus grossière du feldspath et du quartz.

Les variétés se classent en trois catégories :

- A. les diorites quartziques;
- B. les granitosyénites;
- C. les syénites.

A. — Les diorites quartziques.

Le plagioclase est abondamment criblé d'épidote et de séricite très fine, accompagnée d'un peu de biotite. Ce feutrage empêche souvent toute détermination précise du fond plagioclasiq ue qui est de l'albite. Il est probable, à en juger par la quantité d'épidote incluse, que le plagioclase originel était du type de l'oligoclase.

Le microcline fait défaut. Quelques rares plages d'albite à macles courtes révèlent son existence primitive.

En outre il existe du quartz, de la biotite en grandes lamelles, du sphène idiomorphe, des agrégats de biotite, de sphène, d'apalite, d'épidote et de muscovite.

Malgré l'altération complète d'origine pneumatolytique hydrothermale, on reconnaît, dans ces roches, des diorites quartziques pouvant contenir quelques rares cristaux de microcline albitisés dans la suite.

B. — Les granitosyérites.

a) *Granite à microcline de la pointe Victor-Emmanuel.*
Au sommet de la pointe Victor-Emmanuel qui forme un piton sur la crête du mont Speke, j'ai trouvé une roche massive, parfois légèrement amygdalitique, dont la structure première est encore très bien conservée; on y distingue, à l'œil nu, des feldspaths de plusieurs millimètres et du quartz enrobés dans une masse foncée, contenant de fines lamelles de biotite.

Au microscope, on observe, outre le quartz et les agrégats biotitiques courants, la présence exclusive du microcline comme feldspath de précipitation magmatique. Le microcline se présente en plages pouvant atteindre 7 mm. de longueur. Son albitisation est assez avancée; l'albite qui prend naissance montre, sur une section perpendiculaire à X_p , une extinction de 9 à 10° par rapport à la trace de g_1 , ce qui indiquerait, en supposant qu'il s'agisse d'un plagioclase ordinaire, une teneur de 11 % An. Cette valeur ne cadre pas avec l'indice de réfraction N_g , nettement infé-

ricur à celui du baume de Canada; il faut donc admettre la présence d'une certaine quantité d'orthose en solution dans le plagioclase albitique. Quoi qu'il en soit, cette albite de substitution ne se présente pas avec des macles courtes (*Schachbrettalbit*), mais avec des macles continues et régulières dans toute leur longueur, au point que son aspect se rapproche de celui des plagioclases acides; les macles cependant sont un peu floues.

De plus, cette albitisation est accompagnée de très longues lamelles de séricite, très ténues, de biotite vert vif (s'opposant à la teinte vert brunâtre foncé des biotites des agrégats), et de très petits granules d'épidote. Ces produits accessoires sont peu abondants et uniformément dispersés dans toute la plage albitisée.

L'aspect très lâche du feutrage contraste avec celui qui résulte de la saussurilisation des oligoclases du granite courant de la région. Il permet de diagnostiquer à coup sûr la présence originelle du microcline lorsque l'albitisation a été générale.

De plus, il se forme dans le microcline, près de son contact avec le quartz, de très petits granules de quartz, de 10 mm. en moyenne de diamètre, qui forment des ensembles ayant même extinction et même retard. Il n'existe à leur voisinage aucun plagioclase qui puisse les rattacher aux myrmékites; il s'agit là, semble-t-il, d'un véritable quartz de corrosion, à moins que ce ne soit une association originelle de quartz et de microcline de signification identique à celle des structures graphiques.

b) *Granitosyénite du Speke septentrional*. — Les deux pointements situés au Nord du pic Victor-Emmanuel sont constitués par un granite cataclastique. Les minéraux essentiels en sont l'albite, l'albite à macle courte, le quartz et la biotite en agrégats contenant un peu de muscovite et de magnétite comme éléments accessoires. Le microcline, l'épidote et le sphène font défaut.

L'albite se présente en grandes plages hypidiomorphes,

régulièrement maclées; elle titre de 3 à 5 % An; elle contient très peu d'inclusions de biotite et de séricite et est exempte d'épidote. L'albite constitue donc le plagioclase originel; l'oligoclase a fait défaut (micro 62).

Le microcline était présent à l'origine dans la roche, mais a été albitisé dans la suite.

L'analyse de cette roche a donné les résultats suivants :

ANALYSE N° 5. — *Granitosyénite du mont Speke.*

SiO ₂	67.07	Les paramètres magmatiques de Niggli sont :
TiO ₂	0.36	
Al ₂ O ₃	14.62	
Fe ₂ O ₃	2.53	
FeO	4.04	
MnO	0.07	
MgO	2.58	
CaO	0.92	
Na ₂ O	5.22	
K ₂ O	3.00	
H ₂ O ₄	0.43	Chimiste : W. JEUNEHOMME
H ₂ O-	0.03	
P ₂ O ₅	0.02	
100.89		

Cette roche est caractérisée par la forte valeur de *fm* pour une valeur *al-alk* relativement faible; il faut noter aussi la très faible valeur de *c*. Ces caractéristiques rangent le magma parmi les magmas granitosyénitiques et plus spécialement dans les magmas tasnagranitiques. Toutefois, en ce qui concerne les valeurs cardinales, il présente avec ceux-ci une différence consistant en une plus forte valeur de *fm*. Elle pourrait s'expliquer par l'assimilation qui a introduit de la biotite.

Une autre distinction réside dans la faible valeur du paramètre *k*; cette anomalie trouve son explication dans l'albitisation complète qu'a subie le microcline de précipitation magmatique.

Une roche de même type a été récoltée sur le flanc méridional de la vallée Cavalli, là où l'expédition a établi son camp.

Elle montre au microscope du feldspath qu'accompagne du quartz, et des agrégats biotitiques chargés d'un peu de muscovite, d'épidote, de sphène et d'apatite. Le feldspath est de l'albite; celle-ci est claire ou à peine chargée de séricite très fine, de biotite et d'épidote; elle se différencie de l'albite de précipitation magmatique par l'absence de macles nettes, ce qui l'apparente aux albites de substitution au microcline trouvées dans la roche de la pointe Victor-Emmanuel.

La roche contient en outre de l'albite chargée d'une plus forte proportion d'épidote, qui fait présumer l'existence préalable d'un plagioclase du type de l'oligoclase. Cette dernière forme de l'albite est cependant moins fréquente que la première. Enfin il existe de l'albite à macles régulières, exemptes d'inclusions ou à peu près et que l'on peut considérer comme étant d'origine magmatique.

L'analyse de la roche a donné les résultats suivants :

ANALYSE N° 6. — *Granitosyénite de la vallée Cavalli.*

SiO ₂	65.58		<i>Les paramètres magmatiques de Niggli sont :</i>	
TiO ₂	0.66			
Al ₂ O ₃	16.82		si	253
Fe ₂ O ₃	1.77		al =	38,2
FeO	2.84		fm	26,8
MnO	0.02		c	8,6
MgO	2.19		alk	26,4
CaO	2.05		k	0,43
Na ₂ O	6.15		mg	0,48
K ₂ O	1.38		c/fm	0,32 Section III
H ₂ O+	0.58		<i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>	
H ₂ O-	0.03			
P ₂ O ₅	tr.			
	100.05			

Le magma se rapproche beaucoup des magmas granitiques en raison de la forte différence *al-alk* pour la valeur de *si* = 253; il s'en écarte cependant par la faible valeur de *c* et par la valeur très forte de *fm* égale à celle des alcalis.

Il se rattache aux magmas granitosyénitiques et plus spécialement au type tasnagranitique. Il est cependant un peu plus pauvre en quartz que ce dernier.

Il faut noter ici la très faible valeur du paramètre *k*, par rapport à celle que possède un magma de la série potassique; mais elle est due sans doute à l'albitisation qui a affecté le microcline postérieurement à sa cristallisation.

L'interprétation de ces analyses chimiques n'est pas sans offrir quelque difficulté qui trouve son origine spécialement dans la faible valeur de *k*. Si l'on tenait compte uniquement de la valeur fournie par l'analyse chimique, on classerait certainement la granitosyénite du mont Speke parmi les magmas sodiques; on négligerait ainsi un caractère minéralogique essentiel qui est la présence d'albite de substitution et, d'autre part, un fait de terrain qui est son association avec le granite à microcline de la pointe Victor-Emmanuel.

Dans ces conditions, la valeur de *k* ne peut être prise en considération et l'interprétation doit plutôt être basée sur une valeur relativement forte de ce paramètre.

C. — Les syénites.

Une syénite forme le premier pointement situé immédiatement au Nord-Ouest du col Georges, sur la crête conduisant au Catafalque.

Elle est formée essentiellement d'albite et d'agrégats de biotite avec de l'épidote, de la muscovite, de l'apatite et du sphène comme éléments accessoires.

Le microcline était originellement présent, mais a été complètement albitisé.

Le plagioclase est de l'albite titrant de 3 à 5 % An; celle-ci contient généralement peu d'inclusions, sauf dans

sa partie centrale, qui est chargée de saussurite et qui était donc à l'origine un plagioclase un peu plus riche en An.

Le quartz fait défaut.

En résumé, les roches associées au granite possèdent les caractéristiques suivantes :

1° Le plagioclase est hypidiomorphe, ce qui le distingue du plagioclase du granite régional, qui ne se développe que rarement suivant le plan g_1 ;

2° Le microcline est albitisé complètement ou en grande partie;

3° Sur le terrain, les roches syénitiques forment des masses plus importantes que les roches dioritiques.

Les caractéristiques pétrographiques des syénites et diorites s'opposent donc à celles des granites; ces roches sont cependant trop apparentées les unes aux autres pour qu'on puisse y voir des formations indépendantes; les variétés associées et le granite présentent en effet entre elles des relations très régulières, en même temps qu'une dépendance de l'existence d'enclaves. Elles représentent par conséquent des différenciations magmatiques du granite principal, dont je rechercherai le processus dans le § 4 de ce chapitre.

IV. — LE CHIMISME DU GRANITE.

Je groupe dans le tableau VI 5 analyses de la roche éruptive ordinaire, prélevée en différents points du massif.

Les analyses 7, 8 et 11 proviennent d'échantillons prélevés dans la région des sommets; les échantillons 9 et 10 proviennent de la vallée de la Kuka, en Uganda.

Les trois premiers ont leur plagioclase complètement saussuritisé, tandis que dans les trois derniers la saussuritisation est faible.

Analyse n° 7. Granite du Speke (pied du glacier).

Analyse n° 8. Granite de l'Emin.

TABLEAU VI.

	Analyse n° 7	Analyse n° 8	Analyse n° 9	Analyse n° 10	Analyse n° 11
SiO ₂	67.60	69.49	69.86	69.80	69.99
TiO ₂	0.28	0.30	0.20	0.33	0.44
Al ₂ O ₃	17.42	15.14	15.45	14.31	12.86
Fe ₂ O ₃	1.09	2.25	1.68	2.13	2.35
FeO	1.84	1.36	2.04	1.86	2.32
MnO	0.04	0.06	0.03	0.01	0.05
MgO	1.33	1.11	0.90	1.14	0.84
CaO	2.56	2.72	2.41	2.70	2.69
Na ₂ O	4.63	4.24	5.07	4.42	3.67
K ₂ O	3.65	3.52	2.02	2.02	3.81
H ₂ O+	0.60	0.69	0.67	0.46	0.63
H ₂ O-	0.02	0.04	0.10	0.04	0.05
P ₂ O ₅	tr.	0.05	0.20	0.31	0.08
	100.76	100.97	100.63	99.53	99.78

si	280.	305.	316.	328.	359.
al	41.8	39.3	40.9	38.9	35.1
fm	18.4	20.1	19.8	22.2	23.4
c	11.3	12.9	11.7	13.3	13.6
alk	28.4	27.7	27.6	25.6	27.9
k	0.34	0.35	0.21	0.23	0.41
mg	0.45	0.37	0.32	0.35	0.25
c/fm	0.52	0.64	0.59	0.60	0.59
section	IV	IV	IV	IV	IV

Chimiste : W. Jeunehomme, pour les analyses 7, 8, 10, 11.
P. Michot, pour l'analyse 9.

Analyse n° 9. Granite gneissique de la Kuka.

Analyse n° 10. Granite gneissique œillé de la Kuka.

Analyse n° 11. Granite de la région des sources de la Lanya.

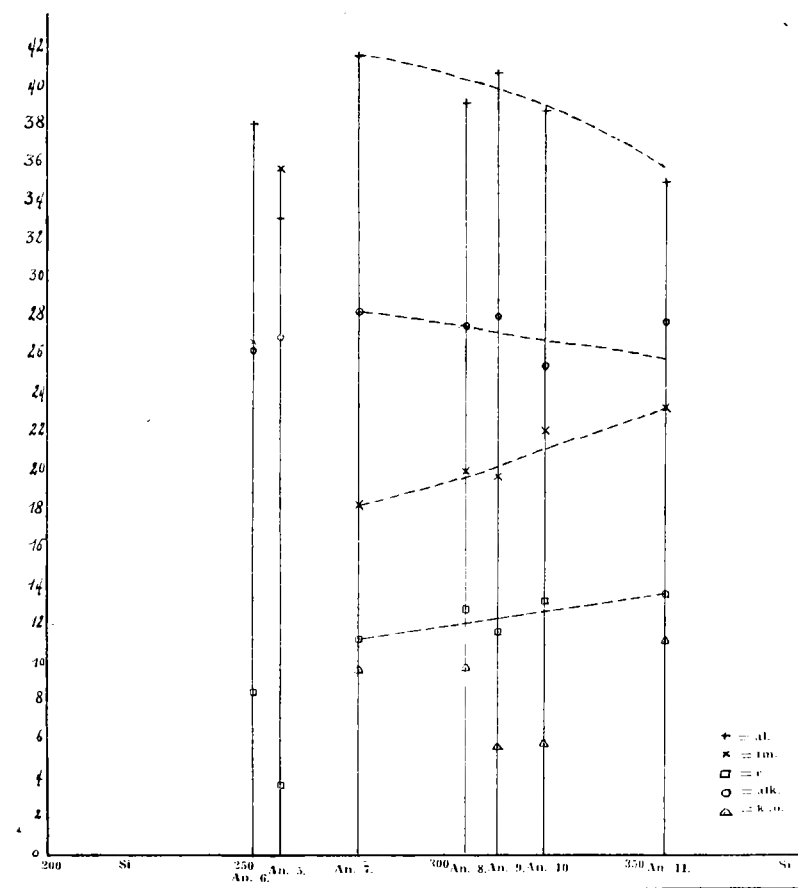


FIG. 10. — Granites et granitosyénites.

Analyses 5 et 6 : Granitosyénites. — Analyses 7, 8, 9, 10 et 11 : Granites.

Le granite du Speke se rapproche par ses valeurs *al-fm-c-alk*, du type yosémitique, dont il diffère par la faible valeur de *si*; ces mêmes valeurs le rapprochent également des magmas dioritiques de type plagioclaso-granitique,

dont il s'écarte par la trop forte valeur de k , qui les rapproche des types granitiques.

Le granite de l'Emin se rapproche davantage du type yosémititique ou du type granitique normal.

Le granite des sources de la Lamyra est apparenté à ce dernier type, mais est plus riche en silice que ces derniers.

La roche gneissique de la Kuka appartient aux magmas dioritiques du type plagioclaso-granitique, dont est proche également le granite gneissique œillé.

D'une façon générale, les roches ont un même air de famille. Elles évoluent entre les magmas dioritiques de type plagioclaso-granitique et les magmas yosémititiques.

Sur le diagramme de la figure 10, j'ai reporté, outre ces cinq granites, les deux roches granitosyémitiques provenant l'une du mont Speke (analyse n° 5), l'autre de la vallée Cavalli (analyse n° 6).

Bien que leurs paramètres diffèrent, ces deux roches possèdent des points figuratifs qui sont situés du même côté par rapport aux prolongements des courbes relatives au granite; ces déviations sont en outre très fortes pour al , fm et c . Il en résulte que la loi qui a présidé à la formation des variétés granitosyémitiques n'est pas la même que celle qui a régi la distribution des éléments chimiques dans le granite. Je reviendrai sur ce point dans un prochain paragraphe.

§ 3. Les enclaves énallogènes du granite.

La postériorité du granite aux différentes roches du mont Stanley résulte de leurs relations mutuelles dans la vallée Stuhlman, ainsi que je l'ai exposé plus haut. Elle se confirme par l'étude des enclaves qui sont nombreuses dans la région des sommets.

Toutes les enclaves sont des roches amphiboliques à granularité très fine; elles sont chargées de paillettes de biotite très petites qui, lorsqu'elles sont abondantes, leur donnent un aspect luisant; leur texture est tantôt massive, tantôt légèrement schisteuse; dans ce dernier cas le granite voisin montre également un feuilletage qui démontre que celui de l'enclave est postérieur à la consolidation de la roche granitique : un métamorphisme dynamique s'est superposé au métamorphisme de contact.

L'étude au microscope permet, sur la base des structures résiduelles, de ranger les enclaves en deux séries, suivant leur origine : les roches diabasiques et les roches amphibolitiques.

Ce sont les seules que contiennent le granite dans toute l'étendue explorée, aussi bien dans la région des monts Speke et Emin que dans la région des sources de la Lamya. Tout conduit par conséquent à admettre que le toit du massif granitique est constitué essentiellement par l'association de roches amphibolitiques et de diabases.

Les arguments convergent donc vers cette conclusion : le massif granitique s'est mis en place dans une couverture constituée par les mêmes roches que celles du massif Stanley, et qui constituait avec celui-ci une unité géologique.

A. — Les enclaves de roches diabasiques.

a) Près de la barre du lac Speke affleure un mamelon de diabases entouré en contre-bas par le granite. Il est traversé par un dyke alaskitique. Ailleurs, cette diabase a été imprégnée d'une façon diffuse par du matériel quartzofeldspathique; cette migmatite forme une mince zone verticale, floue, mal délimitée sur les bords et qui se fond progressivement dans la masse foncée.

Etant donnée la présence du granite tout autour de la diabase, on ne peut penser que cette dernière forme un

filon dans la roche granitique, à laquelle elle est antérieure.

La topographie des lieux ne permet pas de distinguer si cette masse est en enclave ou si elle constitue un élément du toit qui est proche.

b) Aux environs de la crête de partage de la Lusilobé et de la Tungala, le granite forme presque toute la surface du terrain situé en contre-bas du mont Emin. On y observe en outre une masse énorme de roches mélanocrates, à grain fin, formées d'amphibolites et de diabases; elle est limitée à l'Est, au Sud et à l'Ouest par le granite; au Nord elle est recoupée par un escarpement où affleurent dans la partie supérieure, l'amphibolite et, en contre-bas, le granite, qui pénètre irrégulièrement dans la masse amphibolitique.

En un autre point de cette masse, la diabase et le granite sont à quelques mètres l'un de l'autre; leur contact est caché sous la végétation.

Enfin à un troisième endroit, la masse amphibolitique est en contact avec le granite suivant une surface orientée Nord-15°-Ouest et inclinant de 50° à l'Est; la soudure est parfaite; il ne peut être question d'un contact par faille.

Il ne m'a pas été possible ici non plus de reconnaître si cette masse amphibolitique est le toit ou bien si elle forme une enclave.

c) D'autres enclaves de roches diabasiques ont été trouvées près du glacier du mont Speke et dans le cirque glaciaire situé au Nord du col Georges.

d) Au sommet du Catafalque il existe un dyke de dolérite transformé en amygdalite par les dislocations qui ont déformé le granite.

B. — Enclaves de roches amphibolitiques.

Outre l'immense enclave qui vient d'être signalée à la limite des bassins de la Tungula et de la Lusilobé, j'ai rencontré des enclaves d'amphibolites près du glacier du mont Speke, dans le cirque glaciaire situé au Nord du col Georges, dans la vallée Cavalli et dans la paroi orientale de la vallée glaciaire aux environs du col Stuhlman.

I. — ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES.**Généralités.**

Le microscope montre que les enclaves ont été soumises à des actions déformatrices postérieurement au métamorphisme de contact. Cependant, le dynamométamorphisme ne s'est pas exprimé partout, et de plus son action s'est limitée au développement de plans de glissement parfois très peu rapprochés, discontinus, laissant subsister entre eux des structures antérieures. Aussi est-il souvent très facile de faire dans la roche actuelle la part du dynamométamorphisme dû aux actions tectoniques postérieures à la consolidation du granite et celle de l'action magmatique.

Cette distinction effectuée, on constate que le métamorphisme de contact n'a que rarement oblitéré les structures qui lui sont antérieures, et que la transformation intégrale ne se produit que lorsque la roche est à très peu de distance du granite. Par exemple, une enclave de 5 cm. de diamètre montre encore certaines structures magmatiques résiduelles qui permettent de la rattacher à une diabase. A proximité, une enclave d'amphibolite épaisse de 5 m. n'a été que légèrement transformée. A la limite du bassin de la Lusilobé et de la Tungula, le massif amphibolitique n'a pas subi de transformation, si ce n'est au contact avec le granite; dans les parties centrales, la roche

est intacte et facilement identifiable aux roches gabbroïques du mont Stanley.

Dans la vallée Stuhlman et dans la région des sources de la Lamya, les roches amphibolitiques et diabasiques du toit, situées à proximité du granite, ne montrent, microscopiquement du moins, aucune modification.

En un mot, l'action métamorphique du granite n'a pas dépassé un rayon de quelques mètres, aussi bien dans le toit que dans les enclaves.

A. — Les enclaves diabasiques.

1° Maintes enclaves ont été pour ainsi dire complètement épargnées par le métamorphisme de contact. L'amphibole est de l'ouralite qui localement seulement a subi une légère biotitisation d'origine autopneumatolytique; elle est associée, en structure ophitique, à du plagioclase microlithique, complètement saussuritisé; tantôt l'altération du plagioclase consiste en une épidotisation qu'accompagne un peu de biotite brune avec albite interstitielle; tantôt la transformation du plagioclase est en relation étroite avec l'autopneumatolyse : il se forme autour des plages d'ilménite ou de leucoxène une couronne de hornblende bleuâtre et de biotite, ou de biotite et de chlorite positive.

Ces diabases sont également caractérisées par la présence de cristallisations magmatiques résiduelles formées de quartz, de biotite brune et de hornblende vert bleuâtre, de teinte vive, disposée en bordure de l'ouralite.

En un mot, ces diabases des enclaves possèdent toutes les caractéristiques structurales et minéralogiques des associations orthomagmatiques et autopneumatolytiques-hydrothermales des diabases du mont Stanley. Il n'y a donc aucune raison de faire des diabases des enclaves une série magmatique d'âge différent des diabases et dolérites du mont Stanley, d'ailleurs proches sur le terrain.

2° Dans ces roches, il se substitue aux grandes plages de hornblende ouralitique des lamelles de biotite brune disposées en parquetage couvrant à peu près toute la plage amphibolique (micro 64); cette structure n'est jamais observée dans le cas de l'autopneumatolyse; par contre, elle prend de plus en plus d'importance au fur et à mesure que l'action du granite se fait sentir.

3° Une enclave prélevée sur la crête du Speke a conservé comme seule structure d'origine magmatique une plage de sphène enrobant encore quelques formes microlithiques de feldspath actuellement entièrement saussuritisées (micro 65); cette structure caractéristique de la titanomagnétite des dolérites a été conservée au cours de la transformation de ce minéral en sphène.

Cette enclave possède une certaine hétérogénéité dans le grain des minéraux et dans les associations qui la constituent. Il existe des agrégats parquetés de biotite verte à laquelle s'associent un peu de muscovite, d'apatite, d'épidote et de sphène en gros grains. Localement l'épidote se présente en plus gros cristaux de l'ordre de 200 mmm. de diamètre, isolés ou accompagnant la biotite en grandes lamelles; ils résultent d'une substitution de ces dernières, ainsi que le montrent de très petites inclusions de biotite dans leur masse.

L'albite est en plages relativement grandes et forme un fond moulant des grains nombreux et très petits d'épidote, et des paillettes très fines de séricite et de biotite.

Enfin du quartz cristallise interstitiellement.

En résumé, la nouvelle minéralisation est formée d'albite, de biotite, de muscovite, de sphène, d'épidote et de quartz.

La saussurite très fine, en inclusion dans l'albite, indique que celle-ci provient d'un plagioclase plus riche en anorthite. Comme celui-ci est en plages plus grandes que

les microlithes conservés dans le sphène, il faut admettre qu'il est dû au métamorphisme de contact.

L'analyse chimique de cette enclave a donné le résultat suivant :

ANALYSE N° 12. — *Enclave d'origine diabasique, provenant du mont Speke.*

SiO ₂	55.65
TiO ₂	0.72
Al ₂ O ₃	17.11
Fe ₂ O ₃	4.29
FeO	4.02
MnO	0.15
MgO	3.05
CaO	5.48
Na ₂ O	4.59
K ₂ O	3.48
H ₂ O ₊	0.83
H ₂ O ₋	0.08
P ₂ O ₅	0.10
	99.25

Les paramètres de Niggli sont :

si	=	165
al	=	29,9
fm	=	33,5
c	=	47,4
alk	=	49,2
k	=	0,31
mg	=	0,40
c fm	=	0,52 Section IV

Chimiste : W. JEUNEHOMME

Cette roche a des caractères qui la classent dans le champ des roches éruptives, bien qu'il soit certain qu'elle est mixte. Ceci n'a rien qui doive étonner, puisque la roche originelle est une roche éruptive basique dont les caractères chimiques ne diffèrent en rien de ceux des roches basiques qui auraient pu être associées à la masse magmatique nouvelle; l'enclave basique est donc susceptible de suivre une évolution chimique semblable à celle des différenciations basiques associées au magma granitique.

La roche se range parmi les magmas essexitiques au sens strict du mot.

4° Enclave diabasique du cirque glaciaire sous le col Georges.

Dans la paroi occidentale du cirque glaciaire situé sous le col Georges, à une cinquantaine de mètres en amont du goulot, la roche éruptive est de teinte plus foncée qu'à l'ordinaire; elle est en contact avec une roche vert noirâtre finement grenue, chargée de biotite.

Au microscope, l'enclave montre à quelques centimètres du contact des plages isométriques d'épidote ne dépassant pas 80 mm. de diamètre; elles forment des mosaïques, auxquelles participe également de la biotite verte en quantité appréciable, entrelardée de clinocllore vert pomme, à très faible biréfringence. Il existe un peu de quartz interstitiel et de sphène. Entre nicols croisés, la structure en mosaïque seule est visible. En lumière naturelle, une structure microlithique fantomatique apparaît (micro 66) : les formes rectangulaires sont plus limpides que la masse enrobante et ont des dimensions qui sont celles de microlithes feldspathiques. Aux forts grossissements, on voit qu'une même plage d'épidote chargée d'inclusions à l'extérieur des rectangles en est presque dépourvue à l'intérieur. Ces rectangles étant disposés en tous sens dans la masse, je considère qu'ils sont le résidu d'une structure ophitique et que l'enclave était originellement de nature doléritique ou diabasique. La néominéralisation a consisté essentiellement dans une épidotisation qui a éliminé toute trace d'amphibole et de plagioclase; il n'existe plus de minéral sodique.

Au contact, la structure ophitique résiduelle est remplacée par des agrégats épidotiques à granularité plus forte : les grains peuvent atteindre 200 mm.; le sphène lui aussi est en plages plus grandes : la recristallisation a été plus intense. La quantité de quartz est supérieure à celle qui se trouve dans la partie plus centrale.

La roche granitique présente avec l'enclave des caractères communs, raison pour laquelle je donne ci-après sa description succincte.

Immédiatement au contact de l'enclave, elle est formée de grandes plages de quartz et de mosaïques d'épidote, de grain variable de l'ordre de 200 mmm. de diamètre (micro 67). Elle se différencie nettement de l'enclave par l'absence de toute structure résiduelle ophitique.

A 30 cm. du contact, la roche granitique possède une structure grossière comme celle de la roche éruptive du contact, dont elle diffère par la présence d'albite qui moule de petits cristaux idiomorphes d'épidote isolés les uns des autres, mais très abondants; à certains endroits, les plages d'épidote sont plus grossières et sont agglomérées les unes aux autres de façon à former une mosaïque enrobée dans l'albite (micro 68). Enfin, le quartz opère une corrosion sur l'albite, comme le démontrent des îlots d'albite, à contours déchiquetés, tous de même orientation optique, baignant dans du quartz.

Ainsi l'épidotisation de la roche n'est pas un phénomène propre à la diabase, mais affecte aussi la roche granitique enrobant l'enclave : *cette épidotisation massive est accompagnée d'une désodification de la roche*. Enfin notons en passant que, dans la roche éruptive encore chargée de plagioclase saussuritisé, le microcline fait originellement défaut.

En résumé, le résultat final de la transformation de la diabase est une épidotite biotitifère et chloritifère; la roche granitique au contact a conservé sa structure primaire grossière et s'est muée en une épidotite de composition minéralogique semblable à la précédente, et qui passe à une roche dioritique saussuritisée lorsqu'on s'écarte de l'enclave.

Les modifications minéralogiques et chimiques qu'a subies la roche éruptive au contact démontrent que l'épidotisation de l'enclave est un phénomène qui s'est superposé au métamorphisme de contact proprement dit. L'enclave est polymétamorphique.

Conclusion.

Le métamorphisme des diabases au contact du granite est caractérisé en général par l'association biotite, albite, épidote, muscovite, sphène, quartz, clinocllore. Cette association a été précédée par une autre dans laquelle le plagioclase devait être plus riche en anorthite; sa saussuritisation est due au phénomène pneumatolytique-hydrothermal qui lui a donné les mêmes caractères qu'au plagioclase de la roche granitique.

Les enclaves diabasiques ont été soumises à une série d'actions successives dont les résultats sont imparfaitement conservés, mais suffisamment néanmoins pour que puisse être saisi le cours de la transformation qui comporte les stades suivants :

a) Stade à haute température, au cours duquel prend naissance le plagioclase.

b) Stade pneumatolytique-hydrothermal au cours duquel se produit la saussuritisation du plagioclase; l'association albite, biotite, muscovite, épidote, apatite, sphène est stable.

c) Epidotisation de l'enclave portant également sur la roche granitique de contact; l'association stable est caractérisée par l'épidote, avec la biotite, le clinocllore et le quartz comme éléments accessoires. L'albite fait totalement défaut.

La recristallisation ne semble pas avoir été un phénomène important dans les enclaves, puisque dans des enclaves très petites ou au contact du granite, des structures microlithiques sont parfaitement conservées. En fait, la substitution a prédominé au cours du métamorphisme.

B. — Les enclaves amphibolitiques.

Comme les enclaves diabasiques, certaines de ces roches ont subi postérieurement au métamorphisme de contact des déformations qui ont produit localement un feuille-

tage rudimentaire; ces dislocations légères sont accompagnées de néominéralisations et de structures nouvelles d'importance locale qui ne masquent pas le métamorphisme de contact.

La minéralogie des enclaves d'origine amphibolitique comprend la hornblende, l'épidote, la biotite, la chlorite, le quartz et l'albite; les minéraux accessoires sont le sphène, l'ilménite et l'oligiste.

La hornblende est de teinte vert légèrement bleuâtre suivant Ng et jaune pâle, légèrement verdâtre suivant Np; contrairement à l'épidote et à la biotite qui lui sont voisines et prennent des formes idiomorphiques, elle possède des contours très découpés; elle contraste ainsi avec l'amphibole dynamométamorphique du gabbro du mont Stanley; cette structure est le résultat de la transformation de la hornblende en biotite et épidote.

L'épidote est granulaire ou tend parfois à prendre des formes idiomorphiques; sa biréfringence est de 30 environ, ce qui correspond à une teneur de 21 % d'épidote ferrique.

La biotite est de teinte brune, et ses paillettes sont assez massives; elle forme fréquemment des agrégats parquettés. Elle est associée à du clinocllore de teinte vert herbe suivant Ng, à biréfringence très basse.

Le quartz est interstitiel; il est régulièrement présent dans les roches, mais en quantité faible.

L'albite n'est pas toujours présente; elle est criblée de très petites inclusions d'épidote, de séricite ou de biotite très fine; elle a, de par cette association, le caractère d'une albite résultant de la saussuritisation d'un plagioclase antérieur.

La granularité de tous ces éléments, exception faite de l'amphibole, est de l'ordre de 200 μ m. pour la biotite, le quartz et l'albite; mais elle peut être inférieure pour l'épidote.

Les structures des associations sont multiples :

La biotite forme très fréquemment des agrégats parquettés qui se développent dans les amphiboles; elle est

accompagnée fréquemment d'épidote, spécialement sur sa bordure.

L'épidote se substitue non seulement à la hornblende, mais aussi à la biotite, car l'agrégat amphibole-biotite forme par rapport à l'épidote un noyau sur lequel celle-ci empiète en plages isométriques (micro 69); au sein de ces dernières existe parfois de la biotite résiduelle en éléments très menus.

Il semble que la substitution ne se fasse pas continuellement dans le sens d'un remplacement de la hornblende par la biotite, mais que dans un certain stade, ou du moins dans certaines conditions, l'épidote se substitue à la biotite, en même temps que l'albite disparaît complètement de la roche.

L'association qui tend à s'implanter est formée de biotite, épidote, chlorite, quartz. La hornblende résiduelle recristallise localement.

A titre d'exemple, je donne ci-après la composition chimique de deux roches amphibolitiques enclavées dans le granite.

ANALYSE N° 13. — *Enclave d'origine amphibolitique provenant du mont Speke.*

SiO ₂	50.96	<i>Les paramètres suivant Niggli sont :</i>	
TiO ₂	0.94		
Al ₂ O ₃	13.72	si =	125
Fe ₂ O ₃	6.00	al =	19,9
FeO	8.04	fm =	47,4
MnO	0.06	c =	28,5
MgO	5.29	alk =	4,2
CaO	10.87	k =	0,39
Na ₂ O	1.05	mg =	0,41
K ₂ O	4.01	c/fm =	0,60 Section IV
H ⁺ 2O+	1.64	<i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>	
H ⁺ 2O-	0.02		
P ₂ O ₅	0.06		
	99.66		

La première (analyse 13) provient de la crête septentrionale du mont Speke; elle contient de la hornblende, de l'épidote, de la biotite, du clinocllore, ainsi qu'un peu de quartz et de sphène; l'épidote empiète sur les ensembles formés par la hornblende et la biotite; l'albite fait défaut.

Dans le tétraèdre de P. Niggli, cette roche prend place dans le champ des roches éruptives. Elle présente beaucoup d'analogie avec un gabbro à biotite et augite que P. Niggli apparente aux magmas issitiques; mais elle s'en distingue cependant, comme de toutes les roches gabbroïdiques et ultra-féimiques, par la valeur très forte de k .

La seconde a été prélevée à 1 m. environ du granite dans la grande enclave qui se trouve sur la crête séparant les bassins de la Tungula et de la Lusilobé. Elle est formée de hornblende, de biotite brune, d'épidote, de sphène et d'albite feutrée par de l'épidote, de la séricite et de la biotite; sa teneur en quartz est très faible.

ANALYSE N° 14. — *Enclave d'origine amphibolitique, provenant du mont Emin.*

SiO ₂	49.65	<i>Les paramètres suivant Niggli sont :</i> si = 117 al = 19,2 fm = 50,5 c = 22,8 alk = 7,5 k = 0,33 mg = 0,40 c/fm = 0,45 Section IV <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ₂	1.33	
Al ₂ O ₃	13.95	
Fe ²⁺ O ₃	5.92	
FeO	10.09	
MnO	0.30	
MgO	5.70	
CaO	9.10	
Na ₂ O	2.23	
K ₂ O	4.65	
H ⁺ PO ₄	1.23	
H ⁻ PO ₄	0.13	
P ₂ O ₅	0.03	
	101.31	

Cette roche est apparentée aux magmas gabbroïdiques normaux dont elle diffère seulement par la valeur relativement forte de k ; celle-ci reflète la présence de la biotite

qui résulte de la transformation de la hornblende d'une roche gabbroïdique.

C. — Les enclaves d'origine amphibolitique probable.

Dans la région de la Lamya, vers 2.800 m., j'ai prélevé dans un bloc de teinte foncée, isolée dans la région granitique, deux échantillons distants de quelques mètres l'un de l'autre.

La roche est massive, de grain isométrique, mais de dimension variant légèrement d'un endroit à l'autre. Elle a un aspect dioritique.

a) Le premier échantillon est composé des minéraux suivants :

Plagioclase	...	...	...	...	...	71	%
Biotite	...	...	...	...	...	16	%
Hornblende	...	...	...	...	...	5	%
Epidote	...	...	...	...	...	5	%
Quartz	...	...	...	...	...	3	%
Pyrite	...	...	...	...	...		
Titanomagnétite	...	...	...	...	...		
Sphène	...	...	...	...	...		
Apatite	...	...	...	...	...		

Le plagioclase s'y présente en grains de diamètre fréquemment supérieur à 1 mm.; il titre de 25 à 28 % An et n'est zoné qu'exceptionnellement. Suivant les sutures entre grains, il est faiblement saussuritisé; la séricite a fréquemment un facies symplectitique et est disposée en bordure de la biotite. Celle-ci est de teinte brun vif.

La hornblende, dont le grain est de dimensions légèrement supérieures à ceux des autres éléments, est de teinte vert intense très légèrement bleuté.

Les minéraux forment une structure en mosaïque : la roche est une cornéenne.

L'analyse chimique a donné le résultat suivant :

ANALYSE N° 15. — *Enclave de la Lamy.*

SiO ₂	58.80	<i>Les paramètres suivant Niggli sont :</i> si = 182 al = 31,3 fm = 30 c = 17,9 alk = 20,8 k = 0,19 mg = 0,37 c/fm = 0,59 Section IV <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ₂	0.83	
Al ₂ O ₃	17.25	
Fe ₂ O ₃	4.16	
FeO	3.37	
MnO	0.06	
MgO	2.47	
CaO	5.44	
Na ₂ O	5.55	
K ₂ O	2.10	
H ₂ O ⁺	0.72	
H ₂ O ⁻	0.02	
P ₂ O ₅	0.03	
	100.80	

Cette roche prend place dans le champ des roches éruptives du tétraèdre de P. Niggli et correspondrait assez bien à un magma essexitique, étant donnée la valeur de *alk* supérieure à *c*.

b) L'autre échantillon présente la composition minéralogique suivante :

Plagioclase	...	...	...	...	53 %
Microcline	...	...	...	...	31 %
Quartz	...	...	...	...	6 %
Biotite	...	...	...	...	8 %
Muscovite	...	...	...	...	} 2 %
Epidote	...	...	...	...	
Magnétite	...	...	...	...	
Apatite	...	...	...	...	
Sphène	...	...	...	...	

Sa structure est celle d'une cornéenne dont les grains ne dépassent généralement pas 400 à 500 mmm. Le plagioclase titre environ 24 % An et est fréquemment antiperthitique. La biotite est de teinte brune.

L'analyse chimique de l'échantillon a donné les résultats suivants :

ANALYSE N° 16. — *Enclave de la Lamya.*

SiO ₂	69.66	<i>Les paramètres suivant Niggli sont :</i> si = 320 al = 42,4 fm = 43,8 c = 42,1 alk = 31,7 k = 0,38 mg = 0,22 cfm = 0,88 Section V <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ₂	0.30	
Al ₂ O ₃	15.69	
Fe ₂ O ₃	1.75	
FeO	1.11	
MnO	0.07	
MgO	0.45	
CaO	2.48	
Na ₂ O	4.43	
K ₂ O	4.17	
H ₂ O ₊	0.49	
H ₂ O-	0.06	
P ₂ O ₅	0.12	
	100.78	

La roche a son point figuratif dans le champ des roches éruptives du tétraèdre de P. Niggli; le magma correspondant serait à rapprocher des magmas yosémitiques dont il diffère seulement par une valeur de k un peu faible, quoique acceptable.

L'origine de l'enclave où ont été faits ces prélèvements est douteuse, à première vue. Les variations dans les compositions minéralogique et chimique des deux échantillons montrent qu'elles résultent de modifications d'intensités différentes dues au magma.

La région contient d'autre part, des enclaves assez nombreuses qui sont toutes des amphibolites. D'ailleurs, je ne connais pas, dans la couverture du granite, d'autres types de roches.

Pour ces raisons, je considère l'enclave qui m'occupe comme d'origine amphibolitique. A l'appui de cette con-

clusion, il faut mentionner l'existence, dans le premier échantillon, de hornblende en quantité appréciable.

c) Enfin, dans la basse Lamya, j'ai prélevé des enclaves de roches foncées qui sont constituées principalement par de la biotite brune et du plagioclase complètement saussuritisé. On y trouve accessoirement de l'épidote avec noyau d'orthite, du sphène et un peu de quartz.

L'association originelle principale formée par le plagioclase et la biotite est caractérisée par une structure grano-blastique, telle qu'on la rencontre dans l'enclave située vers 2.800 m. Les enclaves de la basse Lamya s'apparentent donc aux autres enclaves feldspathiques par leurs caractères structuraux et minéralogiques primaires, qui ont été modifiés, dans la suite, par l'action pneumatolytique-hydrothermale dont la masse granitique tout entière a été affectée.

En résumé, le métamorphisme de contact des amphibolites, sous l'action du granite, est, comme pour les diabases, très variable. Il reflète les différents stades par lesquels est passé le magma granitique au cours de sa consolidation et qui sont :

a) Un stade à température relativement élevée, au cours duquel se forment des cornéennes à base de plagioclase, microcline, biotite et quartz.

Il semble que l'association, qui prend naissance au cours de ces hautes températures, est caractérisée par l'incompatibilité de deux minéraux : la hornblende et le feldspath potassique; l'apparition du microcline semble liée à la transformation totale de la hornblende en biotite. D'où deux associations : plagioclase-hornblende-biotite et plagioclase-biotite-microcline.

b) Un stade pneumatolytique-hydrothermal, au cours duquel le plagioclase se saussuritise; l'épidote granulaire et le sphène se développent.

c) Un stade hydrothermal à plus basse température, au cours duquel se produit l'épidotisation, d'ailleurs locale. Elle se développe aux dépens de la hornblende et de la biotite, conduit à la disparition de la soude et affecte même la roche granitique adjacente.

II. — CONCLUSIONS.

Les roches qui ont été soumises à l'action du magma sont les roches gabbroïques et diabasiques du mont Stanley; elles possèdent des compositions minéralogiques et chimiques très semblables. C'est la raison pour laquelle on trouve une identité dans leur évolution au contact du granite.

L'intensité avec laquelle se sont exprimées les transformations est variable.

Dans la région des sommets, la recristallisation n'est que locale, et la pénétration du métamorphisme de contact, dans le toit comme dans les enclaves, est rapidement arrêtée. C'est l'action pneumatolytique-hydrothermale qui a été généralement le mieux ressentie par la roche.

Dans les régions basses, l'action métamorphique s'est traduite d'abord par une recristallisation générale avec néominéralisation à base de plagioclase, à laquelle s'est superposée occasionnellement une action pneumatolytique-hydrothermale à plus basse température, très intense, beaucoup plus prononcée que dans la région des sommets, et qui n'a cependant pas masqué les caractères structuraux acquis au cours de la période métamorphique antérieure.

Le processus de la transformation.

L'équilibre nouveau qui a pris naissance est caractérisé par la transformation de la hornblende en biotite et par

la naissance d'un plagioclase, oligoclase ou albite, suivant le stade de la transformation.

La hornblende et les plagioclases basiques prennent naissance à haute température dans les magmas d'où dérivent les granites. Leur instabilité dans ces derniers conduit, non à leur remise en solution, mais à leur transformation en minéraux qui sont ceux du granite. Les nombreuses expériences que Bowen a réalisées, à la Carnegie Institution, sur les équilibres entre minéraux réactionnels dans des magmas synthétiques, semblent montrer qu'au cours des réactions dues à la chute de température, la quantité d'oxydes constitutants, une fois fixée dans une phase solide, le reste indéfiniment; de plus, les transformations des phases instables sont accompagnées de la précipitation du minéral stable directement aux dépens de la solution magmatique.

Ainsi donc toute réaction autométamorphique est accompagnée d'une augmentation du volume des minéraux.

Dans les magmas, ces transformations s'accomplissent facilement; les cristaux engendrés à haute température trouvent autour d'eux-mêmes la substance nécessaire à leur transformation; de plus, comme les minéraux qui sont engendrés dans les magmas ont généralement un volume moléculaire égal à la somme des volumes moléculaires des oxydes constitutants, le système ne change pas de volume : l'accroissement du volume du solide est compensé par la diminution du volume du liquide.

Dans les enclaves, il en va tout autrement. La transformation nécessite un apport, comme le démontre l'analyse chimique. D'autre part, la réaction est fonction du volume : elle s'accomplira suivant le processus magmatique si l'enclave peut se déformer librement; au contraire, la réaction aura son cours modifié si le volume de l'enclave doit rester constant.

C'est en partie dans les variations plus ou moins permises du volume originel du solide réagissant que réside, à mon sens, la variété des produits de substitution du stade hydrothermal, d'apparence contradictoire, et dont la multiplicité ressort nettement d'une étude de B. S. Butler (1).

La variation de volume d'une enclave dans un magma est chose plus difficile à démontrer que celle d'une éponte atteinte par le phénomène hydrothermal qui laisse souvent subsister des structures résiduelles.

Dans le cas de plagioclases, cette recherche peut être basée sur le fait que tout plagioclase, en réagissant avec un magma acide, est amené à sa composition d'équilibre par l'addition de couronnes successives accompagnée d'une réaction avec le noyau. Cette augmentation de volume est évidente dans l'enclave diabasique du mont Speke, où les plagioclases ont des dimensions supérieures aux dimensions des microlithes originels conservés en empreinte dans le sphène résiduel.

On peut donc admettre que cette enclave a réagi avec le magma avec augmentation du volume.

C'est sa transformation que je vais étudier.

L'ouralite a complètement disparu de la roche. Dans des stades de transformations moins évolués, l'observation montre que ce minéral est épigénisé par la biotite. Partant c'est la transformation de l'ouralite et de la hornblende en biotite que j'envisagerai d'abord.

Je me suis basé, pour le calcul, sur les trois analyses d'ouralite du tableau VII, sur les quatre analyses de hornblende des tableaux III et IV, données aux pages 75 et 76.

(1) B. S. BUTLER, Influence of the replaced rock on replacement minerals associated with ore deposits. (*Economic Geology*, vol. XXVII, pp. 1-24.)

ainsi que sur dix analyses de biotite ⁽¹⁾. Je les transcris ici en nombres moléculaires multipliés par 1.000, suivant la méthode de P. Niggli (tableau VIII).

TABLEAU VII.

Analyses d'ouralite.

	Ottawa ⁽²⁾	Zwartkoppies ⁽²⁾	Sadholm ⁽³⁾
SiO ₂	52.82	52.73	49.58
TiO ₂	n. d.	n. d.	0.28
Al ₂ O ₃	3.21	4.70	6.82
Fe ₂ O ₃	2.07	5.26	3.35
FeO	2.71	10.21	12.35
MnO	0.28	n. d.	—
MgO	19.04	12.59	14.00
CaO	15.39	15.38	11.68
Na ₂ O	0.90	0.23	0.33
K ₂ O	0.69	0.06	0.28
Perte au feu	2.40	1.54	(—)
H ₂ O ₊	(—)	(—)	4.45
H ₂ O ₋	(—)	(—)	0.50
	99.51	99.90	100.62

(1) P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER, *Chemismus schweizerischer Gesteine. (Beiträge zur Geologie der Schweiz., Geotechnische Serie, XIV Lieferung, Bern, 1930.)*

(2) L. DUPARC, *Sur la transformation du pyroxène en amphibole. (Bull. de la Soc. franç. de Minéralogie, t. 31.)*

(3) J. J. SEDERHOLM, *On migmatites and associated pre-cambrien rocks of Southwestern Finland. Part I : The Pelling region. (Bull. de la Comm. géolog. de Finlande, n° 58, Helsingfors, 1928, p. 30.)*

TABLEAU VIII.

	Ouralite	Sorérite	Biotite	Biotite de même volume que la hornblende
SiO ₂	862 (+ TiO ₂)	763 (+ TiO ₂)	605	557
TiO ₂	—	—	31	28
Al ₂ O ₃	49	120	169	155
ferromagnésiens	542	554	558	512
CaO	253	244	4	4
Na ₂ O	8	34	18	17
K ₂ O	4	3	90	83
H ₂ O	100	74	195	179

La dernière colonne de ce tableau se rapporte aux réactions à volume constant; elle donne la composition moléculaire de la biotite occupant le même volume que l'ouralite et la hornblende; dans la transformation, j'ai pris 3,15 comme densité de l'ouralite et de la hornblende, et 2,90 pour celle de la biotite.

On voit, par ce tableau, que la transformation de la hornblende en biotite est pratiquement indépendante des éléments ferromagnésiens et que l'apport doit consister essentiellement en potasse et en eau, additionné d'alumine si l'amphibole à remplacer est de l'ouralite. Le phénomène aboutit à la mise en liberté de silice et de chaux. Cette dernière, ne pouvant rentrer dans le magma, doit se reprécipiter, par réaction avec le liquide, sous forme d'anorthite si celle-ci est la phase calcique stable dans ces conditions.

D'autre part, il n'y a pas lieu de supposer qu'il y ait apport appréciable d'éléments ferromagnésiens, puisque le magma granitique en contient très peu.

On peut donc baser le calcul de la composition de l'apport sur la constance de la quantité des éléments ferromagnésiens pendant toute la transformation.

J'ai utilisé l'analyse de la diabase du mont Stanley comme composition chimique originelle (analyse n° 1, p. 46). La construction graphique (fig. 11) fournit les chiffres de la colonne de gauche du tableau IX; ils expriment, suivant les paramètres de Niggli, la composition chimique de l'apport nécessaire pour effectuer la trans-

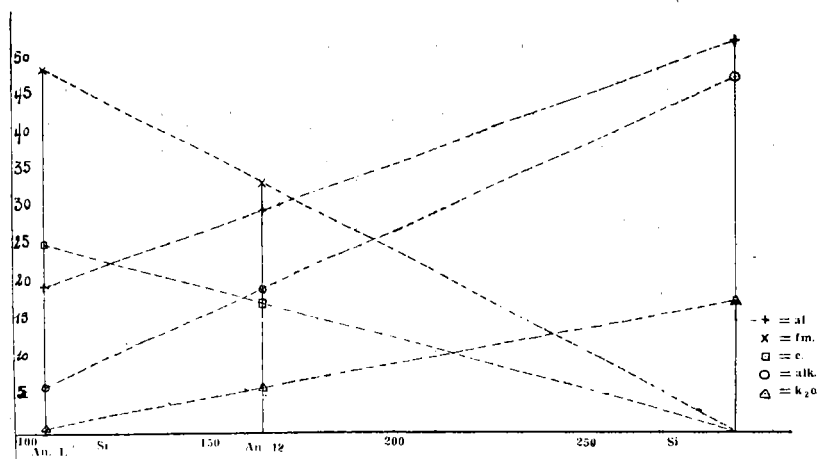


FIG. 11. — Enclave diabasique du mont Speke. Calcul des apports.
Analyse 1 : Dolérite du mont Stanley. — Analyse 12 : Enclave diabasique du mont Speke.

formation. La colonne de droite donne la composition minéralogique de cet apport exprimé en molécules-grammes, et en choisissant comme minéraux normaux les phases solides stables; ces chiffres n'ont ici qu'une valeur comparative.

TABLEAU IX.

Composition chimique et minéralogique de l'apport fourni
à l'enclave d'origine diabasique du mont Speke.

si — 290	
al — 52.5	quartz : 5 molécules/gr
fm — 0	corindon : 5
c = 0	anorthite : 0
alk — 47.5	feldspath alcalin : 47.5
k = 0.37	

L'apport est donc essentiellement feldspathique. La quantité de quartz est très faible; elle se chiffre par 1,7 % de la quantité si; comme elle est de l'ordre des erreurs possibles, attendu que la roche originelle soumise à la transformation a pu être quelque peu différente de la diabase du mont Stanley, elle pourrait ne pas correspondre à la réalité.

L'excès d'alumine est plus considérable et se chiffre par 10 % de la quantité apportée; il ne peut rentrer dans les limites d'erreur et est l'expression du déficit d'alumine que possède l'ouralite par rapport à la biotite.

Des considérations semblables, appliquées à l'enclave de la Lamya qui fut analysée dans deux de ses parties, conduit aux résultats suivants (fig. 12).

Exprimée selon les paramètres de Niggli, la composition chimique de l'apport fixé par la roche gabbroïque pour la transformer en une roche de type essexitique (si=182) est donnée par la colonne de gauche du tableau X. La colonne de droite en donne la composition minéralogique.

TABLEAU X.

**Composition chimique et minéralogique de l'apport fourni
à la partie essexitique de l'enclave de la Lamya.**

si = 288.5		
al = 49		quartz = 16,5 molécules/gr.
fm = 0		corindon = -2
c = 8.5		anorthite = 8,5
alk = 42.5	$\left\{ \begin{array}{l} \text{na}^2\text{o} = 32.2 \\ \text{k}^2\text{o} = 40.3 \end{array} \right.$	albite = 32,2
k = 0.24		orthose = 10,3

A peu de chose près, cette addition est feldspathique; il existe un excès de silice qui correspond à 6 % de la quantité de silice totale et un déficit d'alumine de 2 %. Ce dernier est dans le cadre des erreurs imputables à la variation de la composition chimique de la roche métamorphisée.

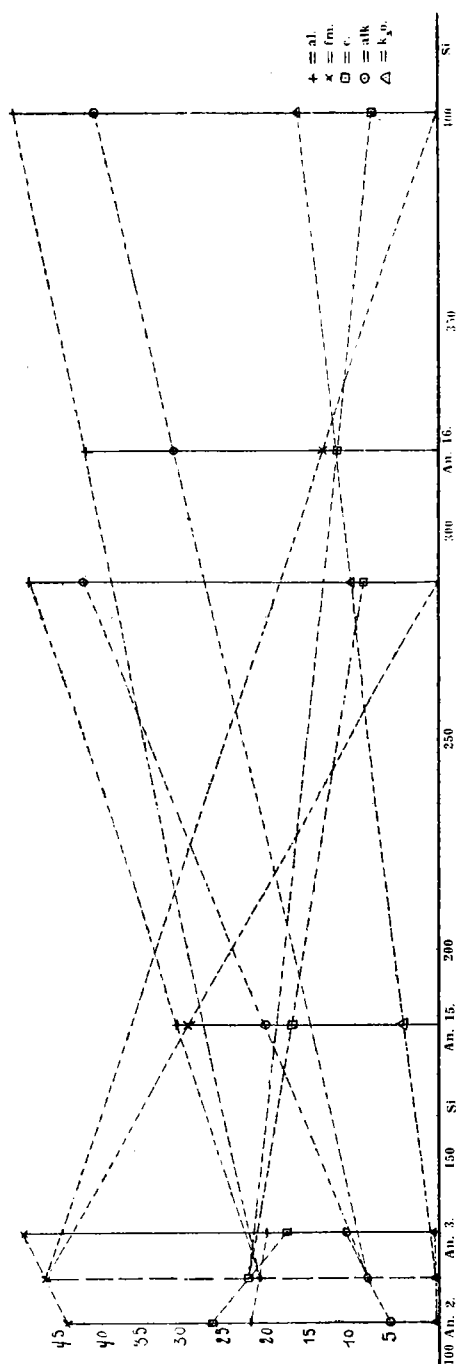


FIG. 12. — Enclave de la Lanya. Calcul des apports.

Analyses 2 et 3 : Gabbro du mont Stanley. Ces analyses ont fourni la valeur moyenne qui a servi de base au calcul des apports. — Analyses 15 et 16 : Enclave de la Lanya.

La transformation du même gabbro en une roche de type yosémititique (si=320) exige un apport (fig. 12) dont la composition chimique et la composition minéralogique sont données respectivement par les colonnes de gauche et de droite du tableau XI.

TABLEAU XI.

**Composition chimique et minéralogique de l'apport fourni
à la partie yosémititique de l'enclave de la Lamya.**

si = 402		
al = 50.7		
fm = 0		
c = 7.8		
alk = 41.5	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Na}_2\text{O} = 24.5 \\ \text{K}_2\text{O} = 17 \end{array} \right.$	
k = 0.41		
		quartz = 137 molécules gr.
		corindon = 1,4
		anorthite = 7,8
		albite = 24,5
		Orthose = 17

Dans ce cas, le léger excès d'alumine peut ne pas être réel; mais il faut noter, d'autre part, la très forte valeur de la silice libre en même temps que celle du rapport k.

Les éléments fixés et leur proportion dans l'apport varient donc en fonction du stade auquel est arrivée la transformation :

1° Dans les premiers stades, l'apport est essentiellement feldspathique, la silice n'étant fixée que dans les stades ultérieurs;

2° A la fin de la transformation, la valeur du rapport k croît, ce qui exprime que la fixation de la potasse s'intensifie.

J'ai calculé cet apport, en le rapportant à une quantité originelle de roche égale à 100 kg.; les résultats sont traduits dans le tableau XII.

TABLEAU XII.

**Calcul des apports quantitatifs nécessaires
pour transformer le gabbro à hornblende du mont Stanley
en roches de type essexitique et yosémititique.**

Minéraux cardinaux		Quantité apportée par 100 kg. de roche gabbroïque	% de chacun des minéraux dans l'apport
Stade essexitique	Quartz. .	4,070	3,9 %
	Anorthite.	9,450	9,1 %
	Albite . .	68,000	65,5 %
	Orthose .	22,700	21,5 %
		404,220	
Stade yosémititique	Quartz. .	139,200	25,5 %
	Anorthite.	35,600	6,5 %
	Albite . .	214,000	39,2 %
	Orthose] .	157,000	28,8 %
		545,800	

J'ai porté ces résultats dans un diagramme rectangulaire où le degré d'évolution de l'enclave, mesuré par la valeur de son paramètre *si*, est porté en abscisse, tandis qu'en ordonnée sont portés les apports exprimés en poids des minéraux cardinaux. Ce diagramme montre (fig. 13) :

1° Que l'orthose se précipite plus abondamment dans les derniers stades de la transformation que dans les premiers;

2° Que la fixation de l'albite et de l'anorthite se fait uniformément dans tous les stades, et que le plagioclase qui est fixé titre environ 14 % An.

Les éléments qui sont fixés et leur proportion dans l'apport dépendent avant tout de la composition de la solution

circulant dans l'enclave; on peut se demander alors si la variation des apports est due à celle de la composition des solutions, c'est-à-dire aux conditions d'évolution du magma dans le temps.

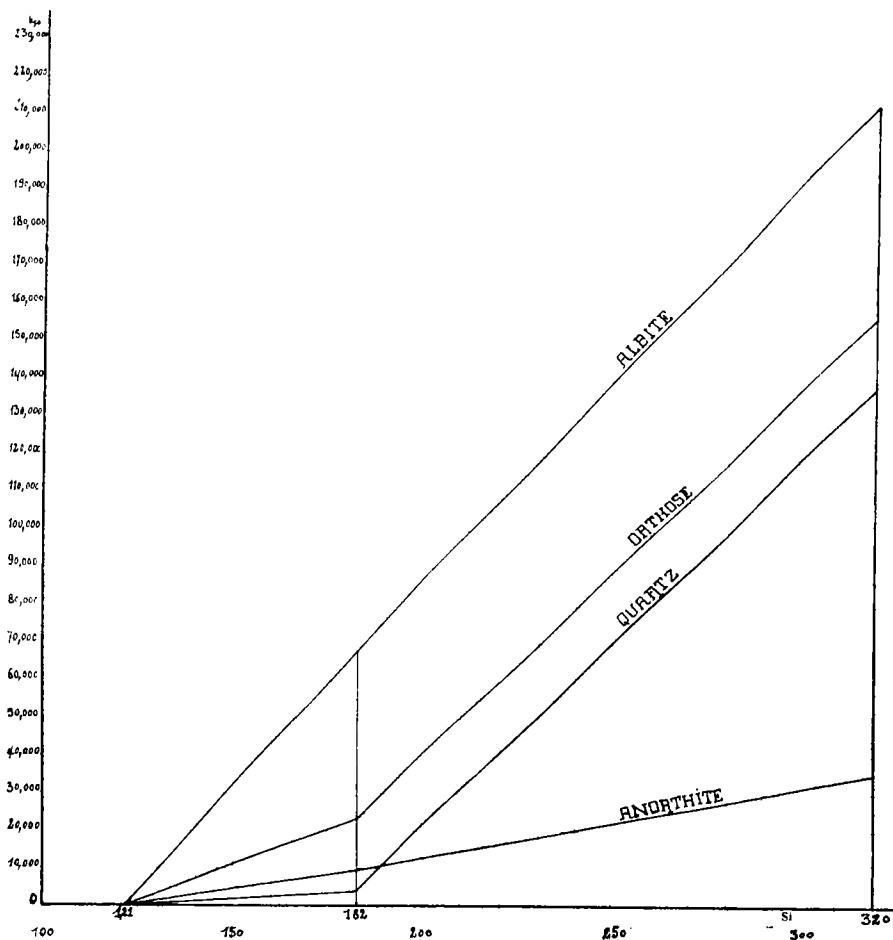


FIG. 13. — Quantités d'apports dans l'enclave de la Lamiya par 100 kg. de gabbro.

Je ne crois pas que tel soit le cas ici, car les échantillons recueillis représentent l'état final après que les solutions eurent cessé de circuler.

Le stade essexitique représente une phase d'évolution moins avancée que le stade yosémititique, non pas parce que l'apport a cessé plus tôt que dans ce dernier, mais parce que les solutions ont filtré dans la partie yosémititique avant d'atteindre la partie essexitique. Cette dernière n'a reçu comme apports que le résidu qui n'a pas été fixé par la première. Ce sont des stades différents dans l'espace, et non dans le temps.

La valeur de k , plus faible dans le stade essexitique, est due à la moindre teneur en potasse de la solution résiduelle; elle s'allie à la persistance d'une certaine quantité de hornblende. La potasse a été fixée dans le stade yosémititique où la hornblende fait complètement défaut.

La soude, au contraire, a été proportionnellement moins absorbée par la roche yosémititique, ce qui lui a permis de migrer davantage.

En conclusion, la migration différentielle de ces substances n'est pas l'expression de leurs vitesses de diffusion propres, mais bien du fait que le milieu amphibolique s'oppose à la circulation de la potasse, tandis qu'il laisse filtrer davantage la soude.

§ 4. — Les relations entre le toit, les enclaves et les différenciations magmatiques.

Les variétés dioritiques et syénitiques accompagnent régulièrement les roches énallogènes. Quoique les prélèvements d'échantillons n'aient pas été effectués systématiquement sur tout le pourtour des enclaves, on peut se rendre compte néanmoins, par une opération statistique, qu'une règle a présidé à cette association.

J'exposerai d'abord tous les cas que j'ai pu observer.

a) Dans la falaise septentrionale de la vallée Cavalli, une enclave énorme d'amphibolite biotitisée est bordée

d'un côté tout au moins par une syénite quartzifère, qui se charge d'un peu de plagioclase à l'approche de l'enclave, tandis qu'elle en est exempte à plus grande distance. Le microcline est complètement albitisé.

A une distance qu'il est difficile d'évaluer exactement à cause de la teinte identique de l'enclave et de la syénite contaminée, mais qui est de l'ordre de 20 à 30 m., le granite régional réapparaît avec ses caractéristiques courantes; le microcline n'y est plus albitisé.

b) Dans le goulot, qui ferme à l'aval le cirque glaciaire situé en contre-bas du col George, une enclave amphibolitique contient de l'épidote en abondance, de la biotite et du quartz, mais est exempte de tout plagioclase.

Elle est directement en contact avec une diorite quartzique entièrement saussuritisée. A 3 m. du contact, la roche est semblable aux granito-syénites du mont Speke; l'oligoclase originel est rare; l'albite originelle est le constituant principal; l'albite à macles courtes témoigne de l'existence antérieure du microcline.

c) Le sommet du Catafalque est formé par une masse d'amphibolites traversé par un dyke de diabase. Je n'ai pu vérifier si cette masse constitue une grande enclave ou le toit, mais sa situation dans le prolongement direct des bancs qui forment la couverture du granite dans la vallée Stuhlman rend vraisemblable cette dernière opinion; il est probable que toute la partie orientale du Catafalque est proche du toit.

Au Sud-Est de ce massif d'amphibolite, la crête est jalonnée successivement, d'abord par de la diorite quartzique, ensuite par de la syénite qui forme le pointement situé immédiatement à proximité du col George. Dans cette dernière roche, le microcline est complètement albitisé.

Au delà, dans la région du col, réapparaît le granite régional à microcline intact.

d) La crête du mont Speke porte des pointements qui montrent tous des enclaves; la roche est foncée comme toujours aux abords de ces dernières. La pointe Victor Emmanuel est formée par une syénite quartzifère ne contenant, comme feldspath originel, que du microcline albitisé en grande partie.

La portion septentrionale de la crête est formée d'une granitosyénite dont les résultats d'analyse sont donnés sous le n° 5 (p. 155).

e) Près du glacier du Speke, une enclave diabasique de 5 cm. de diamètre, noyée dans le granite régional, est entourée d'une mince enveloppe de diorite quartzique.

f) Sur le versant méridional de la vallée Cavalli, il existe des enclaves enrobées dans de la granitosyénite dont l'analyse est figurée sous le n° 6 (p. 156).

En résumé, l'ensemble des faits montre que les différenciations lithologiques occupent par rapport aux enclaves des positions qui paraissent bien fixes :

a) près des enclaves apparaissent les diorites quartziques;

b) à plus grande distance se montrent les roches syénitiques dont le microcline est régulièrement albitisé;

c) enfin, au delà de celles-ci, se trouve le granite régional à microcline intact.

Parmi ces variétés, la granitosyénite semble la mieux représentée.

Par sa situation entre les enclaves amphiboliques et la roche syénitique, la variété dioritique joue le rôle d'un produit de réaction. La granitosyénite, disposée en masses plus importantes entre, d'une part, l'enclave et son enveloppe dioritique, et, d'autre part, le granite régional, paraît plutôt le produit d'une différenciation liée à la présence de l'enclave.

Le problème consiste à rechercher la raison de cette différenciation qui s'est opérée dans le sens d'une plus grande alcalinité du magma.

Les relations mutuelles des feldspaths dans la roche granitique montrent que le microcline s'est formé postérieurement au plagioclase. Par conséquent, la formation d'un magma alcalin aux dépens du magma granitique primaire pourrait s'expliquer par l'action de la gravité s'opérant sur les premiers cristaux formés.

Pour déterminer si cette action a été effective, on peut admettre que la gravité n'agit pas sur les éléments biotitiques à cause de leur forme en lamelles; une telle supposition est acceptable, puisque, à ma connaissance du moins, on n'a jamais signalé la concentration de la biotite en couches, alors qu'elle se produit pour les autres minéraux magmatiques ferromagnésiens. On peut donc admettre que pendant la différenciation, la quantité de biotite est restée constante. Le calcul graphique indique alors que le magma granitosyénitique du mont Speke (analyse n° 5) peut résulter du magma granitique régional (analyse n° 7 de la roche du glacier du mont Speke) par la soustraction d'un produit ayant la composition suivante (fig. 14) :

$$\begin{aligned} \text{si} &= 301 \\ \text{al} &= 50,9 \\ \text{c} &= 19,4 \\ \text{alk} &= 29,7 \end{aligned}$$

De même la granitosyénite de la vallée Cavalli (analyse n° 6) peut résulter du magma régional (représenté par la roche granitique du mont Speke, la plus proche qui ait été analysée) par la soustraction du produit ayant la composition suivante :

$$\begin{aligned} \text{si} &= 339 \\ \text{al} &= 49,7 \\ \text{c} &= 17,4 \\ \text{alk} &= 32,9 \end{aligned}$$

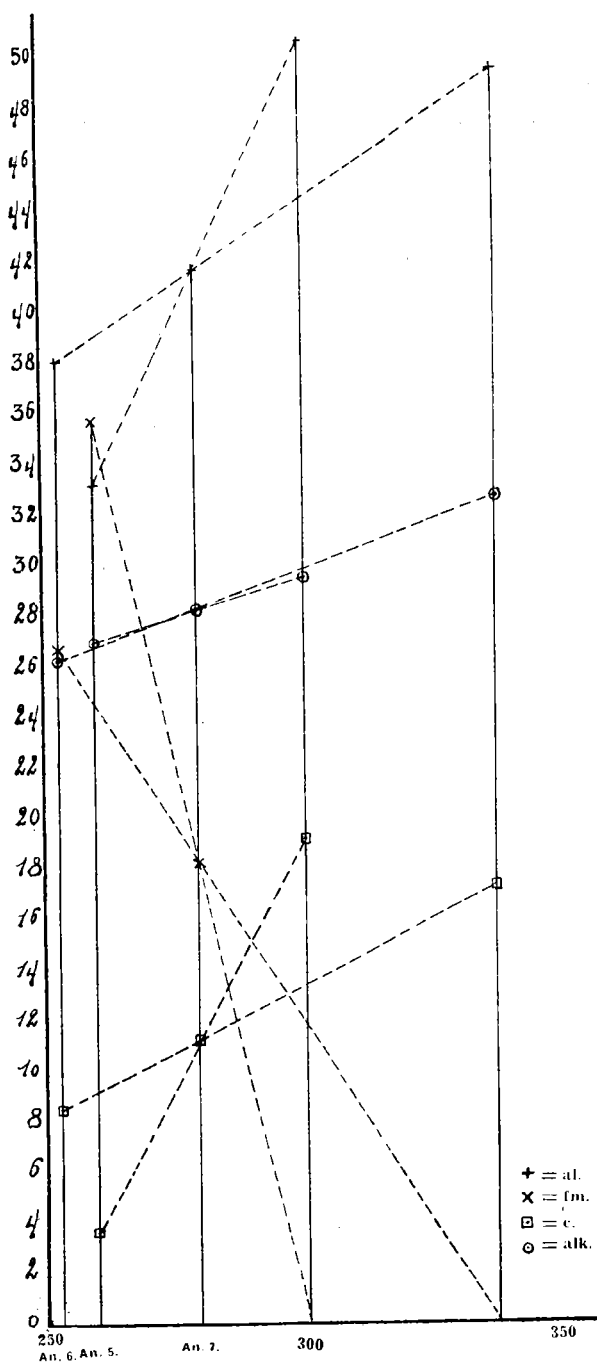


FIG. 14. — Genèse des granitosyérites.
Analyse 7 : Granite du Speke. — Analyses 5 et 6 : Granitosyérites
du Speke et de la vallée Cavalli.

Pour les deux roches, il est frappant de constater que les valeurs de *al*, *c* et *alk* correspondent à une association de feldspaths, si l'on fait abstraction de l'excès (1,8) et du déficit (0,6), légers dans les deux cas, et qui sont imputables à l'approximation des données.

Cette coïncidence, reconnue pour les deux syénites analysées, paraît établir le bien-fondé d'une hypothèse basée sur l'action de la gravité pour expliquer la différenciation observée.

Cette hypothèse à elle seule ne rend cependant pas compte de la liaison des enclaves et du toit avec les différenciations alcalines du granite; elle n'explique pas pourquoi ces dernières passent latéralement au granite normal, alors que la différenciation eût dû conduire à une disposition générale des variétés suivant des couches horizontales.

On ne comprendrait pas en outre pourquoi il se produit autour des enclaves une variation si rapide dans la minéralogie de la roche éruptive, alors que dans les parties plus profondes, et plus favorables encore à la différenciation gravitative, la roche possède une composition minéralogique constante.

Puisque la gravité a pu exercer son influence, c'est que la viscosité du magma était moindre aux environs des enclaves et du toit et que, par conséquent, la proportion des éléments volatils y était plus forte qu'ailleurs.

Semblable accumulation de minéralisateurs ne peut être que le résultat de leur diffusion des parties centrales vers les parties périphériques.

Ce phénomène peut être dû à l'une des deux causes suivantes : ou bien à une température relativement froide du toit, ou bien à une diminution suffisante de la charge statique qui pèse sur le magma, et qui permet le dégagement d'une phase gazeuse.

Sa liaison aux enclaves autorise à y voir l'action refroidissante de la paroi.

Cependant, cette accumulation d'éléments volatils, puisqu'elle favorise le setzage du plagioclase, précède ou accompagne nécessairement l'autopneumatolyse qui est générale dans la région des sommets : c'est probablement à une cause générale qu'il faut la rattacher également. Je reviendrai sur ce point dans les conclusions de ce travail.

Quoi qu'il en soit, *il faut voir, dans la gravité, un facteur qui a conduit à la production des variétés syénitiques aux dépens du granite régional, et dont l'action a été favorisée par l'accumulation locale d'éléments volatils.*

CHAPITRE II.

LA COURONNE EXTERNE DE ROCHES AMPHIBOLIQUES.

Ce sont les roches amphiboliques qui sont les seules représentées dans la bordure du massif, spécialement dans sa partie nord-occidentale.

Entre la Lamya et la vallée de la Tungula, elles sont parfois disposées en masses importantes dans le granite et dans ses variétés dynamométamorphiques.

Dans le bassin de la Ruanoli, je n'ai pu déceler de continuité dans leur disposition géométrique.

A partir de la vallée inférieure de la Kombo, elles forment une bande pour ainsi dire continue, qui se retrouve dans les environs du mont Bomé, dans la Dama et la Molingo. Elles se rencontrent ensuite en grande abondance dans la vallée inférieure de la Lami de Katuka et dans le versant tourné vers la plaine, ainsi qu'en maints endroits de la Tungula inférieure. Enfin, plus au Sud, elles doivent être abondantes à l'intérieur de la montagne, étant donnés les nombreux blocs charriés par les torrents.

Les amphiboloschistes sont les variétés les mieux représentées, bien qu'il existe parfois des amphibolites.

La bande ainsi formée n'a aucune unité lithologique; elle contient parfois des intercalations épaisses de biotitoschistes finement pailletés, comme dans les environs du mont Bomé, où ils constituent des masses très importantes. Celles-ci sont prolongées vers le Sud-Ouest par les amphiboloschistes de la Dama, de sorte qu'elles possèdent, dans la bande, une allure lenticulaire.

Je désignerai ces différentes roches sous le nom d'amphiboloschistes de la Dama et de biotitoschistes du Bomé.

Les amphiboloschistes sont parfois injectés, suivant leur feuilletage, par des alaskites dont l'abondance croît au fur et à mesure que l'on pénètre dans la chaîne. Au contact de ces dykes, ils se chargent de biotite; parfois même l'amphibole disparaît et, dans les zones abondamment injectées, les amphiboloschistes et amphibolites font complètement défaut.

L'observation sur le terrain conduit à deux constatations fondamentales qui relèvent de la statistique :

1° L'association sans exception de roches biotitiques et d'injections alaskitiques;

2° La présence de roches amphiboliques entièrement dépourvues de biotite ou du moins très pauvres en ce minéral, là où font défaut ces injections alaskitiques.

Ces compatibilités et incompatibilités lithologiques font admettre la biotitisation des roches amphiboliques sous l'action des venues alaskitiques.

Les roches amphiboliques sont donc antérieures aux injections alaskitiques et par conséquent au granite central dont elles dépendent.

Le levé du terrain a permis également d'établir la liaison entre la bordure nord-occidentale et la région des sommets. Dans le bassin de la Lamya on rencontre, en mélange avec le granite et les roches feuilletées qui en proviennent, des masses amphiboliques qui s'échelonnent de la bordure au sommet, où elles forment le toit du granite.

Mon collègue Jean de La Vallée Poussin a, lui aussi, mentionné, dans son itinéraire de la Tungula, l'existence en maints endroits de roches amphiboliques.

Enfin, la couronne externe, prolongée vers le Sud, va rejoindre les masses amphiboliques et les gabbros à amphibole qui forment les hauteurs au Nord de la Butahu, dans les environs de Kalongé.

Le levé géologique conduit donc à reconnaître l'identité, à l'origine, du massif gabbroïque du mont Stanley, d'une part, et de la couronne d'amphiboloschistes et amphibolites de la bordure occidentale de la chaîne, d'autre part.

§ 1. Etude pétrographique.

Partout les amphiboloschistes portent les marques de déformations importantes qui ont été accompagnées de recristallisations. Cependant, des lentilles, contournées par les plans de feuilletage, ont conservé des structures résiduelles qui permettent de remonter des variétés dynamométamorphiques aux roches originelles. Celles-ci appartiennent à deux types différents :

1° Un gabbro à hornblende;

2° Des diabases.

1° Le gabbro à hornblende est formé essentiellement de hornblende vert vif et d'albite abondamment chargée de saussurite; le plagioclase se présente en grand cristaux, légèrement aplatis suivant g_1 , que moule l'amphibole.

Il existe, en outre, comme éléments accessoires, du quartz, de l'apatite, de l'ilménite avec couronne de sphène ou du sphène seul. La biotite fait généralement défaut ou n'existe qu'en traces.

Ces caractères minéralogiques et structuraux sont ainsi identiques à ceux du gabbro à hornblende du mont Stanley

2° Des diabases ont été rencontrées en différents endroits. Elles sont constituées par de l'ouralite et du plagioclase entièrement saussuritisé, dans lequel la forte proportion d'épidote et de zoïsité fait présumer une forte teneur en anorthite du plagioclase originel; l'ouralite et le plagioclase sont associés entre eux suivant la structure ophitique. L'ilménite avec sa couronne de sphène se présente en grains dans lesquels sont implantés de petits micro-

lithes feldspathiques. Enfin, le quartz remplit les vides résiduels dans lesquels se projettent les microlithes de feldspath; il est accompagné d'un peu de biotite et de hornblende vert bleuâtre.

Dans la vallée de la Molingo, à un kilomètre environ en amont de son confluent avec la Muraria, un dyke diabasique massif est en contact avec une injection alaskitique qui l'a biotitisée. Les diabases sont donc antérieures à l'injection alaskitique et par conséquent au granite central.

Nulle part cependant les relations entre la diabase et les amphiboloschistes n'ont pu être décelées, car la mylonitisation et la recristallisation de la roche ont réduit au même facies et à la même granularité les roches gabbroïques et les roches diabasiques; l'attention n'a pas été attirée sur cette distinction au cours du levé de terrain.

En résumé, *la couronne externe était donc composée, à l'origine, par un gabbro à hornblende et par des diabases, dont le facies de consolidation est identique à celui que prennent ces roches dans le mont Stanley.*

§ 2. Analyse chimique.

Afin de corroborer le rapprochement, j'ai fait analyser une amphibolite prélevée dans la partie inférieure de la Lami de Katuka. La roche se compose essentiellement de hornblende vert intense, légèrement bleutée, de plagioclase abondamment saussuritisé; les éléments accessoires sont l'ilménite, le sphène et l'apatite, ainsi que très peu de biotite qui résulte de l'action de contact d'un dyke alaskitique proche.

Cette roche se range parmi les magmas gabbroïques de type normal dont elle diffère seulement par la valeur du paramètre k , légèrement supérieure à la moyenne, anomalie qui est due à la proximité de l'alaskite.

Elle s'apparente ainsi très nettement au gabbro à hornblende du mont Stanley.

ANALYSE N° 17. — *Amphibolite de la Lami de Katuka.*

SiO ₂	48.96		<i>Les paramètres</i>	
TiO ₂	1.00		<i>suivant Niggli sont :</i>	
Al ₂ O ₃	13.29		si =	115
Fe ₂ O ₃	6.85		al =	18,3
FeO	9.98		fm =	50,3
MnO	0.22		c =	23,6
MgO	5.16		alk =	7,8
CaO	9.35		k =	0,27
Na ₂ O	2.51		mg =	0,33
K ₂ O	1.38		c/fm =	0,47 Section IV
H ₂ O+	0.88		<i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>	
H ₂ O-	0.07			
P ₂ O ₅	0.03			
	99.68			

§ 3. Conclusion.

L'étude pétrographique et l'analyse chimique établissent l'identité des roches originelles formant la couronne amphibolique du granite, et des roches du mont Stanley, non seulement au point de vue de leur composition minéralogique et de leur chimisme, mais également de leur facies, et par conséquent des conditions géologiques dans lesquelles elles se sont formées.

Le levé géologique montre en outre la continuité de masse entre ces deux régions.

On peut par conséquent affirmer qu'elles font partie d'une unité autrefois beaucoup plus grande formée essentiellement de gabbro à hornblende et de diabases, auxquels devaient se mêler des cipolins et autres roches sédimentaires.

Antérieurement à l'intrusion du massif granitique, cette unité s'étendait sur tout le Ruwenzori septentrional.

CHAPITRE III.

LA ZONE DES INJECTIONS.

La zone injectée forme, en bordure du culot granitique, une bande que j'ai suivie depuis le débouché de la Ruani dans la plaine de la Semliki, jusque dans la vallée de la Tungula. Elle se prolonge certainement au Sud de cette dernière, car les torrents ont charrié des blocs abondants de roches injectées.

Aux environs de Kalasabango, le flanc de la montagne est formé par une série de chloritoschistes qui appartiennent à la zone dynamométamorphique de Kalongé et qui constituent la base de la nappe de la Butahu limitant au Sud le massif autochtone. Les injections y font défaut.

Entre Kalasabango et Mutwanga, la partie inférieure des vallées que j'ai parcourues, la Njelubé, la Lusilobé et la Bombe, est entaillée dans une unité lithologique entièrement différente de celle du Ruwenzori septentrional et qui appartient à la nappe de la Butahu. Le granite et sa zone d'injections sont en retrait par rapport à la bordure de la chaîne.

Il est certain, d'autre part, que la zone des injections ne se prolonge pas tout autour de la bordure du granite, puisque dans la partie haute de la chaîne les injections font totalement défaut. C'est pourquoi, sur la carte géologique, je n'ai figuré la zone d'injections que jusqu'à mi-chemin de la plaine aux sommets, bien que sa terminaison n'ait pas été reconnue sur le terrain.

La largeur de la zone d'injections est variable et, cela va de soi, difficile à délimiter. Les injections apparaissent d'abord sporadiquement dans la zone des amphibolites et amphiboloschistes; en amont de celles-ci, elles prennent

de plus en plus d'importance; elles sont plus abondantes et parfois, sur un espace de 30 à 50 m., occupent la moitié de la masse rocheuse. Elles sont aussi plus épaisses. La répartition des injections n'est cependant pas uniforme; des zones riches en alaskites succèdent à des zones pauvres.

Plus loin, les roches amphiboliques ont complètement disparu ou du moins n'apparaissent plus que sporadiquement; elles sont remplacées par des gneiss à plagioclase et biotite ou par des biotitoschistes qui en sont la dégradation mylonitique.

Vers l'intérieur du massif, les injections sont moins régulières et moins bien délimitées par la roche encaissante; par endroits, elles sont fines et lenticulaires. Des gneiss œillés apparaissent en bandes épaisses de plusieurs mètres.

Tandis que les dykes éloignés du granite sont généralement exempts de toute contamination, ceux qui en sont proches présentent de nombreuses digitations isolant des bancs et des enclaves autour desquelles l'alaskite prend un facies nébulitique.

Plus loin, les roches encaissantes sont des gneiss à grain grossier avec des feldspaths porphyroblastiques dans une masse plus fine, riche en biotite; ce facies passe à une roche gneissique homogène identique au granite gneissique décrit dans le premier chapitre de cette partie du mémoire.

Il existe donc, entre la zone des injections franches et la région granitique, une région intermédiaire où l'on ne distingue plus ce qui est d'origine magmatique et ce qui constitue la roche envahie.

V. M. Goldschmidt, dans son mémoire sur la région de Stavanger, a montré déjà la progressivité du phénomène d'envahissement du toit par le magma granitique.

Dans la région de la Lami de Katuka, la largeur de la zone injectée peut avoir 5 km. environ, et, dans la Tungula, 3 km. au moins.

Ce chapitre traite du métamorphisme d'injections. Il envisage successivement :

- 1° les injections;
- 2° le métamorphisme d'injection.

§ 1. Les injections.

Les injections sont d'épaisseur variable; tantôt elles sont très fines et abondantes, de l'ordre de 1 à 4 cm.; tantôt, au contraire, elles sont plus épaisses, atteignant parfois 50 cm.; il en existe quelques rares ayant plusieurs mètres d'épaisseur.

I. — COMPOSITION MINÉRALOGIQUE.

Les injections sont hololeucocrates. Leur composition minéralogique originelle comprend du plagioclase, du microcline et du quartz.

Dans d'autres dykes, le plagioclase originel est de l'albite.

Le *microcline* est riche en microperthites; celles-ci sont de deux types : les unes ont un aspect trapu et, lorsque se produit la saussuritisation, les fuseaux plagioclasiques se chargent de fines inclusions de zoïsite relativement abondantes; elles représentent des exsolutions se produisant au cours de la chute de température. Les autres ont un aspect flammé, très allongé; elles divergent parfois d'un point de contact du microcline avec un autre minéral; elles sont le résultat de déformations; l'albite, qui les constitue, est pure ou du moins très pauvre en inclusions de zoïsite.

Le *quartz* est presque toujours granulé dans les dykes de la zone externe, même quand les autres éléments sont intacts. Il se présente alors en agrégats de plages de 200 mmm. de diamètre en moyenne. Dans la zone interne, il atteint souvent 1 cm.; les grains s'interpénètrent fré-

quemment; il corrode à la fois le microcline et le plagioclase. Celui-ci contient de petites perforations sensiblement circulaires de moins de 100 mmm. de diamètre, remplies par une seule plage de quartz. Il est assez difficile de connaître leur nature exacte; elles peuvent être des apophyses pénétrant dans le plagioclase par suite de la corrosion et provenant des plages de quartz plus grandes situées soit au-dessus, soit au-dessous du plan de la lame mince. Mais, étant donnée cette régularité de forme et de dimensions, on peut se demander si ce ne sont pas des sections dans un sphérule de quartz isolé dans le plagioclase et mis en place par suite d'un phénomène de corrosion exercée par les éléments volatils.

II. — STRUCTURE ET TEXTURE.

Il semble que la structure pegmatitique soit la forme la plus fréquente sous laquelle se soient consolidés les magmas alaskitiques; mais elle est souvent masquée soit par une cataclase, soit par une protoclaste dont on ne trouve la preuve que dans les alaskites de la zone interne, souvent épargnées par la cataclase.

Dans ces dernières, le quartz se présente en grandes plages non cataclasées atteignant 1 cm. de longueur et 300 à 400 mmm. de largeur; toutes les plages de quartz sont ainsi allongées parallèlement entre elles et dessinent la texture gneissique. La conservation parfaite de plages d'un minéral aussi fragile indique que cette texture est bien originelle (micro 70).

Dans ces dykes, le microcline se présente en agrégats de plages qui proviennent de la désagrégation d'un gros cristal: les sutures entre deux grains, albitisées comme toujours sont nettement interrompues au contact du quartz. Il en résulte donc que la cataclase du microcline s'est produite à une époque où le quartz n'était pas encore consolidé: la structure de la roche est protoclastique;

l'allongement des plages de quartz, ou plutôt des logements dans lesquels il se trouvait originellement à l'état liquide, est concomitant des déformations protoclastiques qui ont affecté les minéraux antérieurement cristallisés.

La cristallisation s'est par conséquent faite sous l'influence d'une pression dirigée.

Dans maints dykes de la bordure, où le quartz est toujours granulé, les agrégats ont souvent des formes allongées; il est possible que, là aussi, cette texture date de la consolidation. Cependant il semble que la texture gneissique soit toujours mieux exprimée dans les dykes proches du culot granitique que dans ceux qui en sont le plus éloignés. Toutefois, ce fait n'est pas établi avec certitude, étant donné que, en bordure, la plupart des alaskites sont mylonitisées.

III. — TYPES D'ALASKITES.

On distingue trois types d'alaskites suivant la nature des feldspaths entrant dans leur composition :

- a) les alaskites à microcline et albite;
- b) les alaskites à microcline et plagioclase;
- c) les plagiaplites.

Il est remarquable que les filons de 1 à 2 cm. d'épaisseur sont exempts de microcline, tandis que les dykes épais en contiennent. Dans le cas d'un filon plus épais de 5 à 6 cm., j'ai pu observer que la bordure du dyke était plagiaplitique, alors que la partie centrale est chargée de microcline.

Dans un autre dyke, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, et qui est chargé d'enclaves, le microcline fait défaut autour de celles-ci, alors qu'il est en gros cristaux dans les autres portions.

Etant donné que la variation de la composition minéralogique est en relation avec l'existence d'enclaves, il faut déduire qu'elle est d'origine endomorphique; même

pour les dykes sans microcline, on ne peut faire appel à une injection datant d'un autre stade de la différenciation du granite, car on ne pourrait pas comprendre qu'à l'épaisseur du dyke fût liée la composition originelle du magma alaskitique.

Il y a donc lieu d'orienter une explication de la variété des alaskites dans le sens d'une différenciation *in situ*. Comme les dykes à microcline et les plagiaplites voisinent fréquemment, il faut voir la cause de la différenciation dans une action liée à l'épaisseur du dyke, donc à l'action des épontes, qui est d'autant plus importante que le dyke est étroit. Dans ce cas, il n'y a aucune raison pour ne pas admettre que ces alaskites sont contemporaines et représentent un résidu magmatique homogène pour toute la région.

Parmi les dykes à microcline, il en est où ce minéral est bien conservé, d'autres où il est albitisé. Il semble bien que, dans ce dernier cas, le plagioclase originel associé soit toujours de l'oligoclase. Ce seraient donc les roches à albite originelle qui excluraient l'albitisation; dans le cas considéré, celle-ci ne serait pas liée à la richesse du magma en soude.

On peut se demander, au contraire, si cette albitisation n'est pas une autre forme de la dépotassification de l'alaskite, dont la plagiaplite ne serait qu'un stade plus avancé, et si, par conséquent, elle n'est pas à mettre également en relation avec une action de la paroi.

Je rappellerai ici que le même problème se pose dans les différenciations syénitiques du granite des hauts sommets, où le microcline est toujours albitisé près des enclaves et près du toit du massif granitique.

IV. — LES NEBULITES.

Dans la bordure externe de la zone d'injections, aucun matériau de l'éponte n'est mélangé à l'alaskite, et la limite entre les deux roches est très nette.

Dans la partie interne, les alaskites sont contaminées par l'incorporation de biotite. Un dyke épais est formé dans sa partie centrale par une pegmatite qui doit sa structure grossière à de gros cristaux de microcline. Sur sa bordure, il se charge d'enclaves qui s'étirent suivant leur feuilletage et s'effilochent dans la roche. Dans cette dernière persistent de fines zones ou traînées de biotite de plus en plus ténues, qui forment une couronne nébulitique tout autour de l'enclave. Au delà, la roche du dyke est chargée de biotite uniformément dispersée; cette contamination donne à la roche un aspect de granite à grain fin, pauvre en biotite. La roche passe ensuite à l'alaskite courante.

Ces nébulites ont perdu la structure pegmatitique; le microcline y est en petites plages; près de l'enclave, il fait complètement défaut, la roche passe au facies plagiopli-tique. Le plagioclase est associé au quartz et à la biotite.

La disparition du microcline est donc liée à la présence de roches énallogènes.

Lorsque la roche est un gneiss rubané, les filets injectés sont eux aussi contaminés par la biotite; celle-ci y est moins abondante que dans les rubans qui l'enserrent et a été substituée au cours du phénomène pneumatolytique-hydrothermal ultérieur.

V. — L'AUTOMETAMORPHISME.

Les alaskites de la zone externe ont généralement enregistré une action autopneumatolytique-hydrothermale consistant dans la saussuritisation du plagioclase; la séricite est très fine et les petits cristaux de zoïsite sont trapus et de dimensions remarquablement régulières dans toutes les alaskites (micro 71 et 72). Ce facies d'altération contraste avec celui qui a pris naissance dans le plagioclase de l'éponte; il permet ainsi de déceler la présence, dans les roches, de quantités très faibles de matériaux injectés.

Dans les alaskites contaminées par la biotite, celle-ci a

été remplacée en très grande partie par de la muscovite, de l'épidote et surtout par de l'albite; elle a laissé dans ces minéraux des alignements de cristaux de sphène très ténus, qui représentent l'ancienne direction des clivages *p*. Ce type de substitution est celui qui est courant dans toute la bordure du granite, au cours du phénomène pneumatolytique-hydrothermal.

Dans la partie de la zone d'injections qui est proche du granite, la saussuritisation du plagioclase est faible ou nulle.

VI. — CHIMISME DES ALASKITES.

Je donne ici l'analyse d'une alaskite, constituée de microcline, d'albite presque exempte de produits de saussuritisation, et de quartz.

ANALYSE N° 18. — *Alaskite*.

SiO ²	72.23	<i>Les paramètres magmatiques suivant Niggli sont :</i> si = 377 al = 49,8 fm = 4,6 c = 2,5 alk = 46,1 k = 0,28 mg = 0,80 c/fm = 4,6 Section VII <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ²	—	
Al ² O ³	16.22	
Fe ² O ³	0.02	
FeO	0.10	
MnO	—	
MgO	0.15	
CaO	0.47	
Na ² O	6.52	
K ² O	3.96	
H ² O _i	0.43	
H ² O ₋	—	
P ² O ⁵	—	
	99.80	

Il faut remarquer la faible valeur de *c*, les valeurs sensiblement égales de *alk* et *al* et celle relativement basse de *k*. Il semble donc se manifester une certaine parenté avec les magmas de la série sodique. Je ne dispose que d'une seule analyse, et il m'est donc impossible de décider si la roche analysée constitue bien le type originel.

V. — RESUME ET CONCLUSIONS.

Les dykes alaskitiques ont des caractères et des évolutions qui diffèrent les uns des autres.

a) Suivant leur distance au granite.

1. Près du culot granitique, leur délimitation de l'éponte est beaucoup moins nette que dans la partie externe et ils ont généralement dans la roche un aspect beaucoup plus diffus.

Les conditions de la fracturation paraissent donc différentes; tandis que dans les parties externes, le débitage de la roche du toit se fait avec netteté suivant des plans parallèles, au contraire, dans les parties internes la roche semble posséder une rigidité moindre.

2. La saussuritisation, générale dans la plus grande partie de la zone d'injection, est beaucoup moindre ou nulle dans les migmatites proches du granite.

Etant donnée la variation progressive des caractères des injections à l'approche du granite, il y a lieu d'admettre que ces différences sont dues, non pas à des injections successives au fur et à mesure de la consolidation de la masse granitique, mais à des variations dans les conditions de cristallisation d'une série d'alaskites contemporaines. Tandis que celles de la bordure se seraient consolidées en présence de minéralisateurs abondants auxquels serait due la structure pegmatitique, les imprégnations diffuses de la partie centrale n'auraient pas été dans des conditions aussi favorables, soit pour accumuler les éléments volatils, soit plutôt pour les conserver jusqu'à la fin. En fait, si le stade pneumatolytique-hydrothermal a pu être atteint dans les alaskites de la bordure, c'est en partie grâce à la résistance de leur paroi; il en est tout autrement si la paroi présente une certaine mobilité et par conséquent une certaine perméabilité à haute tempéra-

ture : toute augmentation de la pression interne des gaz sera réduite par un départ au travers des épontes.

3. La consolidation des alaskites de la partie proche du granite a été accompagnée d'une protoclase au cours de laquelle la texture gneissique a pris naissance. Ce caractère traduit l'action des efforts tectoniques, qui, comme je le montrerai plus loin, ont été enregistrés dans la bordure externe d'une façon beaucoup plus intense.

b) Suivant leur épaisseur.

L'action des parois s'est fait sentir spécialement dans les dykes étroits, où elle se marque spécialement par l'absence du microcline. Ailleurs la cristallisation de ce minéral dans le stade magmatique a été suivie de l'albitisation.

Les différences dans les alaskites de la partie externe de la zone d'injections et de la partie proche du magma plaident en faveur d'une température plus froide de la première.

§ 2. Le métamorphisme d'injection.

Généralités.

Les roches à amphibole constituent l'élément lithologique essentiel de la bordure externe de la zone d'injections, où elles ne subissent de la part des alaskites qu'une action de contact locale qui les transforme en gneiss à plagioclase et biotite.

Dans la partie centrale, les roches amphiboliques deviennent de moins en moins nombreuses au fur et à mesure que les dykes se multiplient et, en général, les éléments injectés. A leur place se développent les roches à plagioclase et biotite qui constituent le type lithologique principal.

Plus près du massif central, les caractères de la roche autochtone tendent vers ceux du granite.

En général, l'étude des structures montre que les roches ont subi une action double: d'abord une action à température relativement élevée, au cours de laquelle elles recristallisent entièrement en prenant un facies correspondant aux associations minéralogiques du stade magmatique liquide de la roche alaskitique ou granitique; ensuite une action pneumatolytique-hydrothermale qui superpose ses caractéristiques minéralogiques et structurelles aux caractères antérieurement acquis.

I. — LE METAMORPHISME A HAUTE TEMPERATURE.

A. — Les amphibolites.

La partie externe de la zone dans laquelle les amphibolites sont bien représentées et les dykes peu nombreux permet d'observer les premiers stades de la transformation (micro 73).

Même à faible distance des dykes, la roche amphibolitique semble n'avoir, macroscopiquement du moins, subi qu'une recristallisation.

Au microscope, l'amphibole a une teinte vert intense légèrement bleuté, uniforme dans toute sa masse; elle se présente en plages variant entre 1 et 2 mm. de diamètre. Elle est accompagnée par de l'albite garnie d'un feutrage d'épidote, de zoïsité, de séricite et de biotite, en fines paillettes; la teneur en épidote ou en zoïsité fait présumer une teneur originelle assez forte en anorthite. La dimension de ces plages est de 500 mmm. à 1 mm.

La schistosité de cristallisation est nette.

La hornblende vert bleuté est inconnue dans la série de la Dama, où toutes les amphiboles ont la teinte verte courante; elle est liée, au contraire, à la zone des injections.

Dans les dislocations de cette hornblende, se sont développées localement de la biotite et de la hornblende bleue. Il se produit donc deux transformations successives: l'une marquée par la naissance de hornblendes bleuâtres; l'au-

tre accentuant encore la coloration précédente avec formation de biotite.

La couleur bleue des amphiboles est due à une plus forte teneur en molécules de glaucophane et par conséquent en soude. Il faut donc déduire de là que la transformation de la hornblende magmatique courante en hornblende bleuâtre résulte d'un apport de soude.

La seconde transformation nécessite un apport de potasse, puisque la biotite contient cet élément en plus grande quantité que la hornblende. Quant à la soude, qui a produit le renforcement local de la teinte bleue de la hornblende, elle peut être aussi le résultat d'un apport; mais une partie tout au moins est autochtone, car la formation de la biotite aux dépens de la hornblende libère de la soude dont la fixation à proximité explique la coexistence observée de la biotite et de la hornblende nouvelle.

La seconde venue est caractérisée avant tout par de la potasse.

L'analyse chimique de cette roche est donnée sous le n° 17, page 200. Elle établit sa parenté avec le gabbro à hornblende du mont Stanley; la valeur relativement élevée du paramètre k indique l'apport de potasse.

B. — Roche de contact.

Au contact des filons alaskitiques, la roche est gris clair et a l'aspect d'un quartzite feldspathique, légèrement biotitique. Elle forme une bande d'allure irrégulière variant de quelques centimètres à 20 ou 30 centimètres.

Au microscope elle se montre formée de plagioclase, biotite et quartz.

Le plagioclase titre de 22 % à 26 % An et se présente en plages de 1 à 2 mm. qui sont en général isométriques ou légèrement allongées (micro 74).

La biotite est en plages de l'ordre de 500 mmm. à 1 mm.; ses contours, spécialement ceux qui recoupent le

clivage, sont particulièrement sinueux et dentelés; sa teinte est d'un brun vif qui est caractéristique pour toutes les roches de contact dont il est question ici. Ces lamelles contiennent toujours de fines aiguilles de rutilé, parfois transformées en granules de sphène.

Le quartz se présente en grandes plages corrodant le plagioclase comme dans les plagiaplites de la région. Il forme aussi, dans le plagioclase, des plages circulaires représentant soit de véritables gouttelettes, soit les appendices corrodants de plages plus grandes.

Cinq caractères apparaissent dans ce stade :

1° La transformation intégrale de la hornblende en biotite brun vif;

2° L'existence d'un plagioclase dont la composition est la même, statistiquement parlant, que celle du plagioclase de l'alaskite;

3° Les plagioclases ont des dimensions linéaires au moins doubles de celles des plagioclases de l'amphibolite originelle;

4° La roche a un index colorimétrique de beaucoup inférieur à celui de l'amphibolite;

5° Le quartz, inexistant dans l'amphibolite ou du moins tout à fait accessoire, est un élément important dans le gneiss de contact.

Les relations du quartz et des autres minéraux sont particulièrement remarquables : le quartz est discordant, c'est-à-dire que la biotite, toujours implantée dans le plagioclase, ne se prolonge jamais dans le quartz : celui-ci coupe, au contraire, comme à l'emporte-pièce, l'ensemble plagioclase-biotite.

C. — Gneiss rubané à hornblende, biotite et plagioclase.

Dans un gneiss rubané dont les filonets alaskitiques ont moins de 1 cm. d'épaisseur, on observe la succession des trois zones suivantes :

1° Filonet plagiaplitique proprement dit, formé de

plagioclase antiperthitique à peine ou pas saussuritisé, de quartz, de hornblende vert intense bleuté dans laquelle s'implante localement un peu de biotite. La dimension des plagioclases est de 2 à 4 mm. (micro 75).

2° En contact avec la précédente, zone formée de plagioclase presque entièrement saussuritisé, parfois antiperthitique; les produits de la saussuritisation sont de la muscovite symplectitique, de la biotite et de l'épidote; la hornblende est entourée d'une couronne importante de biotite brun vif; le quartz est quantitativement moins important que dans la plagiaplite; les éléments ferromagnésiens sont en plus grande quantité que dans la zone précédente.

3° Zone essentiellement biotitique, avec un peu de hornblende formant le centre d'agrégats de biotite qui constituent l'élément ferromagnésien principal. Le plagioclase est entièrement saussuritisé; il est toujours de dimension inférieure à 1 mm. Dans cette dernière zone, la proportion d'élément ferromagnésien est supérieure à celle qui existe dans la seconde zone (micro 76).

Dans les trois zones, le microcline fait défaut.

Il résulte de ces constatations que :

1° Le plagioclase est de dimension plus grande dans le filon, ou à ses abords, que dans la roche encaissante;

2° Le plagioclase ne se saussuritise pas dans le filon, mais seulement à une certaine distance de celui-ci;

3° Le filon contient de la hornblende en quantité plus faible que dans les zones qui l'encadrent;

4° La hornblende est, pour ainsi dire, intacte dans le filon, mais est complètement transformée à quelque distance.

D. — Gneiss rubanés à plagioclase et microcline.

Certains gneiss se rapprochent très fortement des précédents, dont ils diffèrent seulement par la disparition

complète de la hornblende et par la composition des filonets d'injection.

Ceux-ci sont toujours lenticulaires et très fins. Ils se distinguent très facilement de la roche encaissante par l'absence ou la rareté de la biotite, par les grandes dimensions du plagioclase souvent percé de plages de quartz circulaires, et par la présence d'albite de substitution en gros cristaux qui contiennent parfois des îlots résiduels de microcline.

Le quartz est abondant.

La partie autochtone de la roche est riche en biotite brune, en plagioclase, et contient parfois un îlot d'albite de substitution au microcline.

E. — Gneiss œillés.

Sur le terrain, les gneiss rubanés sont accompagnés de gneiss œillés.

D'une façon générale cette texture peut être due à deux causes différentes : ou bien elle est l'expression d'une dislocation s'exerçant inégalement sur les constituants d'une roche solide dont les éléments les plus résistants forment des yeux empâtés dans la masse cataclastique ou mylonitique; ou bien elle est, au contraire, l'expression d'une néocristallisation qui résulte d'un apport ou de l'augmentation de la granularité de certains éléments, tandis que d'autres restent dans leur état antérieur.

Sur le terrain, il ne m'a pas été toujours possible de distinguer entre les deux. Dans un très grand nombre de cas, l'examen au microscope a démontré que cette texture œillée est l'effet de la mylonitisation.

Il est des cas cependant où elle est originelle.

Suivant la nature des yeux qui prennent naissance, on peut alors distinguer deux types de gneiss œillés : les gneiss œillés à plagioclase; les gneiss œillés à microcline.

Gneiss œillés à yeux de plagioclase. — Les yeux ont des dimensions atteignant 7 mm. Ils sont enrobés dans une masse constituée essentiellement par du plagioclase ne dépassant pas 400 mmm. et de la biotite brun foncé, dont les lamelles sont disposées dans l'ensemble parallèlement au feuilletage.

Cette biotite a été déformée et cataclasée; la granularité du plagioclase est plus faible que dans les roches non disloquées. Ces caractères sont le résultat de déformations qui ne peuvent être qu'antérieures aux injections qui traversent la roche ou contemporaines de celles-ci, car ces injections sont à peine disloquées et le quartz, qui se trouve à côté des yeux feldspathiques, montre encore des structures d'imbrication parfaite. On ne peut prétendre, dans ce cas, que la texture œillée est due à des dislocations postérieures agissant sur une roche à granularité homogène.

Ce qui le prouve aussi, c'est que les yeux de plagioclase ont le caractère des plagioclases des dykes; de plus, leurs dimensions sont plus fortes que celles des gneiss à plagioclase et biotite qui forment les épontes des dykes.

Ces yeux sont parfois accompagnés de microcline complètement albitisé.

Gneiss œillés à yeux de microcline. — Ces roches sont assez fréquentes et sont accompagnées par de nombreuses injections alaskitiques. Le microcline atteint fréquemment 3 à 4 cm. de longueur sur 1 à 2 cm. d'épaisseur; il se présente avec une structure lenticulaire, mais chaque œil est formé d'un seul cristal. Il contient en inclusion de nombreuses petites plages de plagioclase. Ce microcline peut être partiellement albitisé. Il est accompagné immédiatement dans son voisinage par du quartz à structure imbriquée typique, ce qui ne permet pas de considérer la structure du microcline comme résultant d'une modification mécanique.

La partie enrobante a une texture orientée, que soulignent d'ailleurs l'allongement des zones quartziques et l'élongation du microcline.

F. — **Gneiss d'imprégnation.**

Les stades antérieurs sont caractérisés par l'hétérogénéité de la masse, qui se manifeste toujours soit par une texture rubanée nette, soit par la texture œillée; la distinction se fait facilement entre le matériau d'apport et la roche envahie, malgré la contamination des produits d'injection.

On passe ainsi à des roches à texture plus ou moins largement rubanée, dont les rubans n'ont d'autre différence que dans la proportion de biotite, la roche la plus foncée ayant quand même un caractère leucocrate : macroscopiquement les roches se rapprochent du granite gneissique. Mais l'existence du rubanement ne permet pas de voir dans ces masses autre chose que les produits d'une migmatitisation intense, dont les cristallisations revêtent des aspects identiques à ceux des granites gneissiques.

Sous le microscope, aucune différence de texture ou de structure n'existe entre les parties de teinte différente.

Les rubans les plus clairs sont caractérisés par une proportion plus faible en biotite et plus forte en microcline que celle des rubans plus foncés. Le plagioclase se présente avec des dimensions de l'ordre de 3 à 4 mm.; le microcline est cataclaté généralement en plages de l'ordre de 200 à 400 mmm., tandis que le quartz a conservé parfaitement de très grandes dimensions atteignant parfois 1 cm. La biotite est en grandes plages, de teinte vert brunâtre opaque; ses lamelles sont toujours disposées périphériquement par rapport au plagioclase avec lequel elles sont de préférence en relation; par contre, elles ne sont jamais enclavées dans le microcline, ni le quartz, contre lequel elles s'arrêtent brusquement. Il semble donc que l'association de base soit le plagioclase et la biotite,

auxquels sont venus s'associer le microcline et le quartz; la cristallisation de celui-ci a été précédée par une proto-clase, puisque le microcline spécialement et le plagioclase sont fracturés, alors que le quartz est indemne (micro 77).

La texture gneissique est très accentuée; elle est antérieure à la cristallisation du quartz et, par conséquent, est contemporaine de la protoclase; ces deux déformations sont l'expression d'une pression tectonique dirigée.

L'alaskite a perdu son caractère de pegmatite; sa granularité est semblable à celle de la roche encaissante.

Celle-ci possède les mêmes caractères minéralogiques, structuraux et texturaux que l'alaskite adjacente; seule la biotite est plus abondante et fonce ainsi la teinte de la roche.

Dans les premiers stades de l'imbibition, le microcline se présente en très petites plages accolées au plagioclase et forme, avec celui-ci, des associations vis-à-vis desquelles le quartz est discordant comme dans l'alaskite voisine.

Dans les stades plus avancés, le microcline prend plus d'importance et montre toujours les mêmes relations vis-à-vis du quartz.

G. — Le granite gneissique.

Dans la partie centrale, la roche est plus ou moins homogène sans rubanement visible; sa teinte, parfois foncée, est due vraisemblablement à la contamination par les éléments ferromagnésiens provenant de la digestion des roches du toit; on y trouve d'ailleurs par endroits des agrégats de biotite, avec un peu de hornblende qui sont des enclaves en voie d'assimilation.

Dans cette masse homogène, d'essence éruptive, on trouve parfois de gros yeux de microcline qui probablement sont des yeux ayant appartenu à un gneiss œillé complètement assimilé.

Je donne ici l'analyse d'une roche semblable, trouvée dans la vallée de la Kuka; elle contient de l'oligoclase, un peu de microcline, du quartz, de la biotite, du sphène; le plagioclase est légèrement saussurilisé.

ANALYSE N° 10. — *Granite de la Kuka.*

SiO ²	69.80	<i>Les paramètres magmatiques sont :</i> <i>si</i> = 328 <i>al</i> = 38,9 <i>fm</i> = 22,2 <i>c</i> = 13,3 <i>alk</i> = 25,6 <i>k</i> = 0,23 <i>mg</i> = 0,35 <i>cfm</i> = 0,60 Section IV <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ²	0.33	
Al ² O ³	14.31	
Fe ² O ³	2.13	
FeO	1.86	
MnO	0.01	
MgO	1.14	
CaO	2.70	
Na ² O	4.42	
K ² O	2.02	
H ² O ₊	0.46	
H ² O ₋	0.04	
P ² O ⁵	0.31	
	99.53	

La faible valeur de *k* rapporte ce magma à la famille des magmas dioritiques; par la valeur *al*, *fm*, *c*, il se rapproche des magmas quartzodioritiques, mais en diffère par sa plus forte teneur en *alk* et en *si*, qui le rapprochent des magmas plagioclasogranitiques.

Au microscope, tous les caractères minéralogiques, structuraux et texturaux sont identiques à ceux des gneiss précédents; ce sont des granites qui ont fait l'objet du premier chapitre de la seconde partie de ce mémoire.

Résumé.

J'ai effectué la classification des produits du métamorphisme d'injection en me basant sur l'apparition progressive des caractères qui sont ceux du granite gneissique et

sur l'importance croissante qu'ils prennent; je les résume ainsi :

- a) Biotitisation de la hornblende et transformation de l'amphibolite en gneiss à plagioclase et biotite;
- b) Gneiss rubanés et gneiss œillés à plagioclase et microcline;
- c) Gneiss d'imprégnation;
- d) Granite gneissique.

**Disposition schématique des facies métamorphiques
par rapport au granite.**

La disposition des variétés métamorphiques par rapport à la masse centrale s'observe parfaitement dans la vallée de la Lami de Katuka. En se dirigeant vers le massif granitique, on recoupe successivement les zones suivantes :

- a) Près de la plaine de la Semliki et dans tout le versant qui lui fait face, zone essentiellement amphibolitique, contenant irrégulièrement des injections au contact desquelles se développent les gneiss à plagioclase et biotite; leur distinction se fait aisément de l'alaskite; cette dernière n'est pas contaminée par les produits de l'éponte;
- b) Zone formée exclusivement de gneiss à biotite et plagioclase, de gneiss à yeux de plagioclase et d'alaskites non contaminées;
- c) Zone de gneiss d'injection rubanés avec dykes et injections contaminées; gneiss d'imprégnation; gneiss œillés à yeux de microcline;
- d) Granite gneissique contaminé.

Conclusions.

Les minéraux qui naissent dans les roches amphibolitiques par suite de l'injection du magma alaskitique sont de deux types : les uns, la biotite, le plagioclase, le sphène, résultent d'une transformation opérée aux dépens des élé-

ments préexistants; les autres, le microcline et le quartz, sont nouveaux.

Tous les minéraux détruits font défaut dans les alaskites et le granite central; au contraire, naissent seules les associations minéralogiques du stade magmatique liquide du granite.

Ainsi les alaskites, par les apports qu'elles ont occasionnés dans l'enveloppe amphibolitique du magma granitique, ont fait naître dans celle-ci : d'abord certains minéraux du granite, et enfin ses associations minéralogiques typiques et complètes. Leur abondance, leur immixtion intime liée aux phénomènes réactionnels ont développé dans cette enveloppe une homogénéisation rendant la roche résultante très semblable à la roche granitique, mère des alaskites.

La netteté de certaines épontes homogénéisées de la sorte au contact des alaskites est la preuve qu'elles sont restées continuellement compactes et solides pendant toute la durée de l'imbibition, n'ayant aucune tendance à s'émietter dans le liquide alaskitique voisin, ainsi que la chose se serait certainement produite si un liquide interstitiel avait effectivement baigné les éléments originels de l'éponte. Il semble donc que les apports dans l'éponte aient été consolidés au fur et à mesure de leur introduction : *la matière granitique qui est résultée de ce mélange n'a jamais eu la mobilité des magmas granitiques; elle s'est formée en restant à l'état solide.*

Le processus de la transformation.

C'est dans certains gneiss rubanés que se saisit le mieux le processus de l'assimilation, parce qu'ils concentrent, sur une très faible distance, tous les degrés de la transformation.

Un fait constant dans l'éponte est l'augmentation, à l'approche du filon, de la granularité du plagioclase, qui atteint la dimension du plagioclase du dyke. Il ne peut

être le résultat d'une recristallisation (*Sammelkristallisation* de Rinne) que favoriseraient la présence d'éléments volatils et l'élévation de température, car il est accompagné d'une augmentation de la proportion des éléments blancs.

Un nourrissage du grain du feldspath originel a donc eu lieu; il se comprend si l'on se reporte à la roche originelle, dont le plagioclase a une teneur de 30 à 40 % An et parfois plus. Dans ce cas, comme Bowen l'a montré, l'équilibre minéralogique s'établit, non par une dissolution du plagioclase trop basique, mais par l'incorporation à l'ancien cristal d'une addition plus albitique que ce dernier, et qui se prolongera jusqu'à ce que l'équilibre soit établi avec le liquide, c'est-à-dire avec la composition du plagioclase du dyke.

L'augmentation de la grosseur du grain est donc ici la preuve de l'apport qui résulte du déséquilibre originel entre les alaskites et les amphibolites, et qui tend à le supprimer; elle traduit un apport de soude.

ANALYSE N° 19. — *Gneiss à plagioclase et biotite.*

SiO ₂	68.73	<i>Les paramètres suivant Niggli sont :</i> si = 308 al = 42,7 fm = 48,6 c = 44,8 alk = 23,9 k = 0,25 mg = 0,35 c/fm = 0,80 Section V <i>Chimiste : W. JEUNEHOMME</i>
TiO ₂	0.28	
Al ₂ O ₃	16.21	
Fe ₂ O ₃	1.28	
FeO	2.00	
MnO	0.04	
MgO	0.95	
CaO	3.07	
Na ₂ O	4.15	
K ₂ O	2.03	
H ⁺ O+	0.49	
H ⁻ O-	0.03	
P ₂ O ₅	tr.	
	99.26	

La transformation de la hornblende en biotite exige essentiellement une addition de potasse et d'eau. Pour la

chiffrer, j'ai soumis à l'analyse la roche du contact séparant une amphibolite d'un dyke. Minéralogiquement, elle est constituée par de l'oligoclase, de la biotite brune, du quartz, un peu de sphène; le plagioclase est légèrement saussuritisé (analyse n° 19).

La roche correspondrait à un magma dioritique, du type plagioclasogranitique.

En prenant pour base de calcul la roche gabbroïque moyenne du mont Stanley — et non la roche amphibolitique adjacente qui a subi un léger apport de soude et de potasse — et en supposant que la quantité des éléments ferromagnésiens soit restée constante dans la roche, on obtient la valeur suivante de l'apport, exprimée en paramètres magmatiques suivant Niggli (fig. 15) :

$$\begin{aligned} \text{si} &= 431 \\ \text{al} &= 56,5 \\ \text{c} &= 9,3 \\ \text{alk} &= 34,2 \\ \text{k} &= 0,27. \end{aligned}$$

Cet apport se traduit en minéraux cardinaux :

$$\begin{aligned} \text{Quartz} &= 207 \text{ molécule/gr.} \\ \text{Corindon} &= 13 \\ \text{Anorthite} &= 9,3 \\ \text{Albite} &= 25 \\ \text{Orthose} &= 9,2. \end{aligned}$$

Il faut remarquer ici la présence d'un excès de corindon, trop considérable pour qu'il puisse être imputé à des approximations trop grossières dans les hypothèses du calcul.

Il me paraît vraisemblable que dans le cas présent il n'y a pas eu une imprégnation mécanique propre de la roche par le magma lui-même, car la distinction entre la masse éruptive et l'éponte est nette, et que dans la roche de cette dernière il n'existe pas d'agrégat de nature alaskitique.

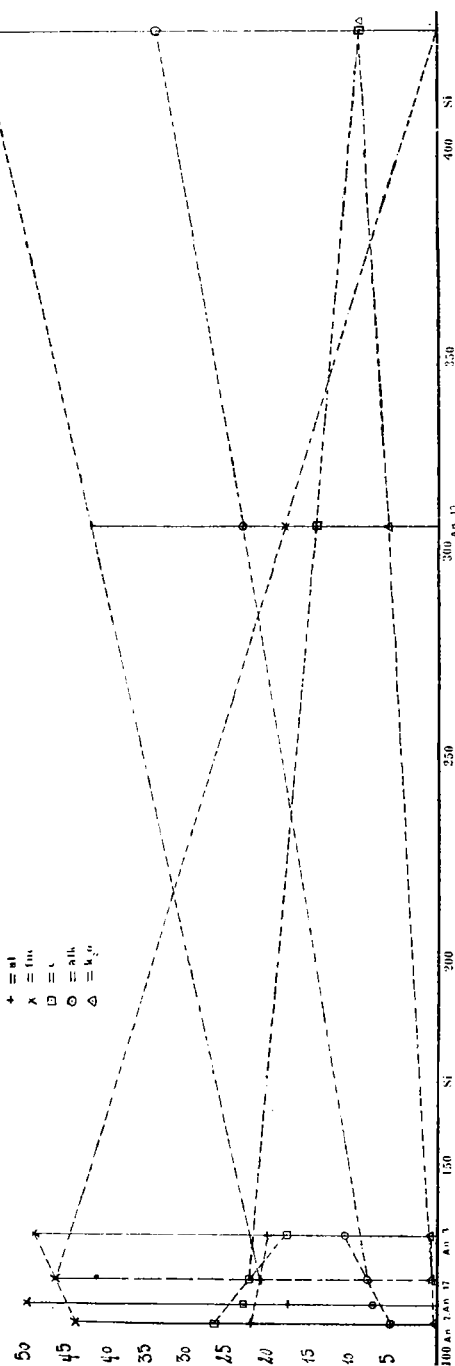


FIG. 15. — Gneiss à plagioclase et biotite. Calcul de l'apport au contact des alaskites.
Analyses 2 et 3 : Gabbro du mont Stanley. Ces analyses ont fourni la valeur moyenne qui a servi de base au calcul de l'apport. — Analyse 19 : Gneiss à plagioclase et biotite.

C'est donc une phase fluide qui a contaminé l'amphibolite. Sa composition est différente de l'alaskite et a été, au moment de son dégagement, en équilibre avec cette dernière. Comme l'alaskite ne contient pas de corindon, on ne peut donc penser que la phase fluide a contenu de l'alumine « libre ».

Si donc de l'alumine est précipitée de la solution itinérante, c'est qu'il s'est produit une réaction de substitution avec des minéraux de l'éponte.

Cette substitution, et la réaction en général, s'est faite à volume variable de la phase solide, ainsi que le démontre l'augmentation du grain des plagioclases.

Dans ces conditions, la transformation de la hornblende en biotite entraîne la libération d'une quantité importante de chaux; celle-ci se transforme en anorthite, qui est le composé stable à cette température, absorbant non seulement l'excès de silice libéré par la biotitisation (voir tableau page 182, colonnes 2, 3), mais aussi une quantité plus importante empruntée au liquide, et toute l'alumine nécessaire empruntée dès lors au fluide.

Le quartz ne peut donc être le résultat de la biotitisation de la hornblende et est l'expression d'un apport.

J'ai calculé et exprimé en poids l'apport nécessaire pour transformer 100 kg. de gabbro à hornblende du mont Stanley (composition moyenne) en gneiss à plagioclase

	Apport par 100 kg. de roche à transformer	% en poids de chaque constituant dans l'apport
Quartz	133,2	36,2 %
Corindon	14	3,8 %
Anorthite	27,8	7,5 %
Albite	138	37,7 %
Orthose	54,5	14,8 %
	367,5	

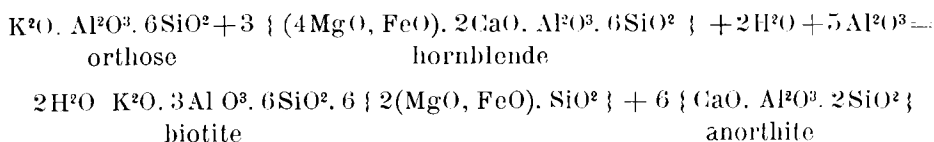
et biotite dont il vient d'être question. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-avant.

Au cours de ce calcul, on peut se rendre compte de ce que la quantité d'alumine exprimée en corindon dans l'apport minéralogique est plus que suffisante pour neutraliser la chaux libérée par la biotitisation. Il existe même un excès important d'alumine qui pourrait être dû à la légère saussuritisation qui a suivi le métamorphisme à haute température.

L'enclave de la Lamy a montré que l'apport fixé par elle a une composition essentiellement feldspathique, et il est probable qu'étant donnée la composition de l'alaskite, il en est de même de la phase fluide qui imprègne l'éponte. Dans ces conditions, la fixation de la chaux de la hornblende dans la molécule d'anorthite entraîne la libération de soude ou de potasse, ou ces deux éléments, suivant les feldspaths qui réagissent. Peut-être est-ce là un des modes de formation de solutions sodées ou de silicates de soude dont l'existence a été démontrée par les travaux de V. M. Goldschmidt ⁽¹⁾.

Il n'existe donc pas une action thermique unique, mais une modification chimico-minéralogique de l'éponte, qui s'imprègne de fluides émis par l'alaskite contiguë et qui en fixe une partie dans les minéraux stables à la température du milieu.

Dans tous les cas, la potasse ne se fixe pas sous forme d'orthose (ou de microcline) tant que persiste la hornblende. Il faut donc voir entre ces deux minéraux, et dans les conditions de température présentes, une incompatibilité qu'exprime l'équation chimique suivante :



(1) V. M. GOLDSCHMIDT, *Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete*. Oslo, 1921.

J'ai utilisé ici, pour formule de la hornblende, non pas la formule théorique courante, mais celle, plus approchante, qui résulte des analyses de sorétites faites par Duparc.

Ce n'est que dans les stades plus avancés, c'est-à-dire en se rapprochant du granite, que le microcline apparaît dans les roches. Dans certains cas, il est nettement le résultat d'un apport introduit tel quel dans la roche; mais on peut se demander si, comme l'a montré Goldschmidt pour l'albite, il ne pourrait être le résultat d'une action métasomatique opérée par les solutions pegmatitiques sur un élément préexistant de la roche.

La soude, dans le stade plagioclase-biotitique, est fixée uniquement dans le plagioclase, tandis qu'elle peut entrer dans la hornblende à plus grande distance de l'alaskite.

Enfin les calculs précédents montrent que, dans une roche qui dispose d'un excédent de chaux libéré par la biotitisation de la hornblende, il se produit néanmoins des apports de chaux; ceci est d'ailleurs conforme aux conditions d'équilibre d'une solution solide avec sa phase liquide ou gazeuse.

Le milieu de l'injection.

Les amphibolites sont constituées par deux minéraux essentiels, susceptibles chacun d'arrêter et de fixer un élément chimique particulier : la hornblende fixe la potasse; le plagioclase basique fixe la soude.

L'absorption de l'un ou de l'autre de ces deux éléments dépend avant tout, comme on peut se le figurer *a priori*, de la température du milieu; si celle-ci est supérieure à la température de stabilité de la hornblende, en présence d'une solution de potasse, la fixation de la soude seule s'opérera pour autant que le plagioclase soit assez basique; si la température est inférieure, la soude et la potasse se fixeront simultanément. La composition résiduelle de la

solution variera donc suivant le milieu de l'injection et suivant la vitesse de fixation de ses éléments.

Le milieu géothermique dans lequel se produit l'injection est caractérisé dans le cas présent par l'instabilité de la hornblende; la conservation de ce minéral dans les petits filonets alaskitiques seulement, alors qu'elle est transformée à proximité, en est une preuve.

Faut-il déduire de là que la température du magma était supérieure à la température du milieu ? Pas nécessairement, car on peut expliquer la stabilité de la hornblende dans les filons par l'accroissement de température dû au dégagement de chaleur résultant de la réaction entre le plagioclase de l'éponte et le liquide alaskitique, le long de la surface qui les met en contact; l'échauffement de la masse liquide est d'autant plus marqué que le volume à réchauffer est plus faible, c'est-à-dire que le filon est plus étroit.

Dans les gros dykes, au contraire, la hornblende fait presque toujours défaut; ce n'est que dans un seul cas de dyke épais que je l'ai trouvée accompagnée d'un peu de biotite seulement.

La température des injections a donc été vraisemblablement inférieure à la température de stabilité de la hornblende en présence de solutions potassiques, et il est certain que la température de la région a été inférieure à cette température d'équilibre.

Endomorphisme des alaskites.

La valeur du paramètre k des apports fixés par l'éponte et par les enclaves en général dans les différents stades de la transformation diminue avec leur quantité, c'est-à-dire avec la modification apportée. Cela signifie que, dans chaque stade, la roche précipite des quantités de potasse et de soude dans un rapport supérieur à celui suivant lequel ces éléments entrent dans les fluides : il est donc certain

que ceux-ci ont pour k une valeur inférieure à 0.40 ⁽¹⁾. Si l'on prend pour base l'alaskite analysée page 208, considérée comme étant le magma alaskitique originel, toute émission de fluide caractérisée par une valeur de k supérieure à 0.28 conduit à un appauvrissement plus rapide en potasse qu'en soude : le microcline disparaît si cette émission dure suffisamment longtemps ou si le dyke est peu épais.

Je ne puis démontrer, par le calcul, qu'il en est bien ainsi. Mais si l'on se base sur les faits observés, et puisque l'absorption de la potasse, entre autres, est réelle, il faut bien conclure que, dans le fluide pneumatolytique, la proportion de potasse par rapport à la soude est plus grande que dans le magma alaskitique.

Un problème semblable se pose en ce qui concerne l'anorthite. La composition du plagioclase qui précipite du fluide est remarquablement constante : elle est de 14 % An environ. Telle est également la proportion d'anorthite dans la quantité de plagioclase qui est précipitée dans toute l'éponte ⁽²⁾.

Dans ce cas, tout magma alaskitique ayant une teneur originelle en anorthite supérieure à 14 % aura, après la pneumatolyse, un plagioclase de teneur supérieure et inversement.

En particulier, le dyke dont l'analyse est donnée sous le n° 18 (page 208) possède un plagioclase qui est de l'albite. Il serait, dans ce cas, un magma considérablement appauvri en chaux : le paramètre k plaide d'ailleurs en faveur d'une modification du magma.

(1) On est en effet autorisé à admettre que l'enclave de type yosémitique de la Lamya représente le maximum possible de la transformation; son paramètre $si=320$ indique sa parenté avec le magma granitique voisin.

(2) Cette proportion est donnée par le rapport de la surface de l'espace compris entre les deux axes coordonnés et les lignes brisées de l'anorthite et de l'albite.

Les modifications endomorphiques des magmas alaskitiques par la voie d'une émission fluidale sont donc la conséquence logique tirée de l'étude du métamorphisme des éponges. Il serait utile cependant de contrôler cette déduction en partant de l'étude des dykes seuls. Aussi faut-il attendre de nouvelles données avant de tirer des conclusions définitives.

II. — LE PHENOMENE PNEUMATOLYTIQUE-HYDROTHERMAL.

Lorsque le plagioclase du dyke est saussuritisé, celui de l'éponge l'est également. Cette dépendance est un caractère général de la zone d'injections; ce n'est qu'à proximité du granite que la saussuritisation diminue et ne revêt plus qu'un caractère tout à fait secondaire et sporadique, comme dans la région des granites gneissiques.

La saussurite a un facies complètement différent de celui qu'elle possède couramment. Il naît dans le plagioclase des symplectites de muscovite et d'albite, toujours mieux développées que celles que l'on observe parfois dans la saussurite du granite des sommets, et souvent plus jolies que celles du granite gneissique de la bordure (micro 78).

De la biotite l'accompagne fréquemment, parfois massive, parfois à facies symplectitique, mais à canaux plus courts et plus trapus. La biotite occupe toujours dans le feldspath une position plus centrale par rapport à la muscovite (micro 79).

L'épidote est un produit accompagnateur qui est exclu des agrégats de symplectites.

Dans tout le Ruwenzori septentrional, ce type de saussuritisation est intimement lié aux injections et au granite gneissique voisin; son abondance et son beau développement me font considérer le facies symplectitique comme étant ici propre à la zone d'injections.

D'ailleurs le fait ne semble pas réservé à cette région.

Zoubek ⁽¹⁾ l'a signalé également dans les gneiss d'injection de la région de Pelhrimov.

Michel Lévy ⁽²⁾ a observé des symplectites de quartz et de biotite dans un granite près de Limoges; Sederholm ⁽³⁾ a signalé une symplectite de muscovite et de quartz dans un granite à microcline de Finlande; ces symplectites ne sont qu'occasionnelles dans la roche. Il se pourrait que les granites qui les contiennent soient l'analogue des granites gneissiques adjacents à la zone d'injections.

Le phénomène pneumatolytique-hydrothermal a donc conduit au développement, dans presque toute la zone d'injections, de l'association albite-biotite-épidote-muscovite. Il est au terme d'aboutissement du métamorphisme d'injections.

Il est remarquable de voir le développement que prennent les plages de muscovite et de biotite dans ce stade. Il faut l'attribuer, non pas à la haute température, car alors il faudrait s'attendre à des phénomènes semblables dans les roches laccolithiques, mais à une grande abondance d'éléments volatils, liée à une durée suffisamment longue de la réaction ⁽⁴⁾.

L'abondance des minéralisateurs est prouvée par la structure pegmatitique que prennent les alaskites lors de la consolidation.

Quant à la durée de la réaction, elle se traduit par la granularité bien développée et inusitée de ses produits; elle indique que le milieu dans lequel s'est développé le

(1) V. ZOUBEK, Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhrimov, Prague, 1927. (*Zvláštní otisk ze sborníku statního geologického ústavu československé republiky*; Svazek VII, 1927.).

(2) MICHEL LEVY, Contribution à l'étude du Granite de Flamanville et des Granites français en général. (*Bull. des Services de la Carte géolog. de France et des topographies souterraines*, n° 36, t. V, 1843-1844.)

(3) J. J. SEDERHOLM, On synantetic minerals and related phenomena. (*Bull. de la Comm. géolog. de Finlande*, n° 48, 1916.)

(4) P. MICHOT, Contribution à l'étude des symplectites. (*Annales de la Société géologique de Belgique*, t. LX, B 385-409, 1937.)

phénomène pneumatolytique-hydrothermal est à une température légèrement inférieure à celle de la formation des minéraux nouveaux. Le milieu géothermique est donc celui que caractérise l'association albite-épidote-muscovite-biotite : c'est la mésozone supérieure.

A la fin de l'injection, la zone d'injections se trouvait par conséquent dans les conditions suivantes : température éminemment favorable à la formation des associations mésozonales supérieures; imprégnation abondante par les éléments volatils qui n'ont aucune tendance à migrer, étant donné que le milieu thermique n'est pas dû essentiellement à l'intrusion du granite, mais est celui qui est propre au toit. La zone était donc très favorable à la production de phénomènes de diffusion et d'équilibre qui seraient masqués ou ne se produiraient pas dans d'autres conditions.

C'est par les conditions spéciales qui y règnent que j'essaie d'expliquer certaines réactions.

Diffusion et réaction à volume constant du solide.

Je reviens ici sur le cas des enclaves rencontrées dans la région des monts Speke et Emin, et d'abord sur l'enclave située dans le cirque glaciaire du col Georges (p. 163). La conservation parfaite des formes microlithiques de la diabase, épigénisées par l'épidote, implique une réaction au cours de laquelle le volume des phases solides est resté constant; son résultat marquant est l'élimination de la soude; cette désodification et cette épidotisation dans une roche diabasique sont le stade ultime d'une transformation dont le début apparaît dans une amphibolite partiellement biotitisée, où toute trace de minéral essentiellement sodique a disparu, tandis que se développe l'épidote.

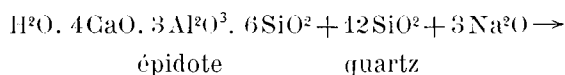
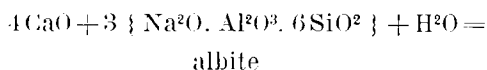
La recherche du processus de cette transformation à volume constant du solide me paraît devoir être basée sur les observations suivantes :

L'opération première est, dans tous les cas, la formation

de la biotite à l'emplacement de la hornblende; elle conduit, comme l'indique le tableau de la page 182, à la mise en liberté de chaux.

Dans le cas de la biotitisation de la hornblende à volume variable, la chaux se fixe à proximité sous forme de feldspath ou d'épidote selon la température.

Dans le cas de réactions à volume constant du solide, la biotitisation entraîne le départ d'une quantité de matière contrebalançant l'addition, car dans cette compétition pour la place, la biotite est l'élément favorisé. Cependant la chaux n'est pas éliminée; on la retrouve fixée dans l'épidote; c'est, au contraire, l'albite adjacente à la hornblende qui disparaît, comme on le constate au microscope dans l'enclave la moins transformée parmi les deux roches précitées. Cette disparition est due avant tout au départ de la soude, attendu qu'on ne la retrouve dans aucun autre minéral sodique. Il est vraisemblable que la chaux, libérée par la biotitisation de la hornblende réagit sur l'albite de la manière exprimée comme suit :



Les minéraux paragénétiques sont donc la biotite, l'épidote et le quartz; la soude est entraînée en solution.

Dans les modifications des enclaves amphibolitiques à volume constant, la biotite, l'épidote et le quartz sont les éléments qui effectivement restent en présence.

La soude est éliminée d'abord.

Lorsque la quantité de chaux libérée par la biotitisation de la hornblende dépasse celle qui peut être substituée à l'albite de la roche, la migration en entraînera l'excès dans les parties voisines où le remplacement continuera à se produire.

Les anomalies de l'analyse 13 de l'enclave amphibolitique du mont Speke (page 172), résultent de cette substitution.

Pour le montrer, j'ai porté sur un diagramme (fig. 16) la composition des deux gabbros du mont Stanley; le segment qui joint leurs points représentatifs figure, grosso modo, la variation de chacun des paramètres en fonction de la variation de *si*.

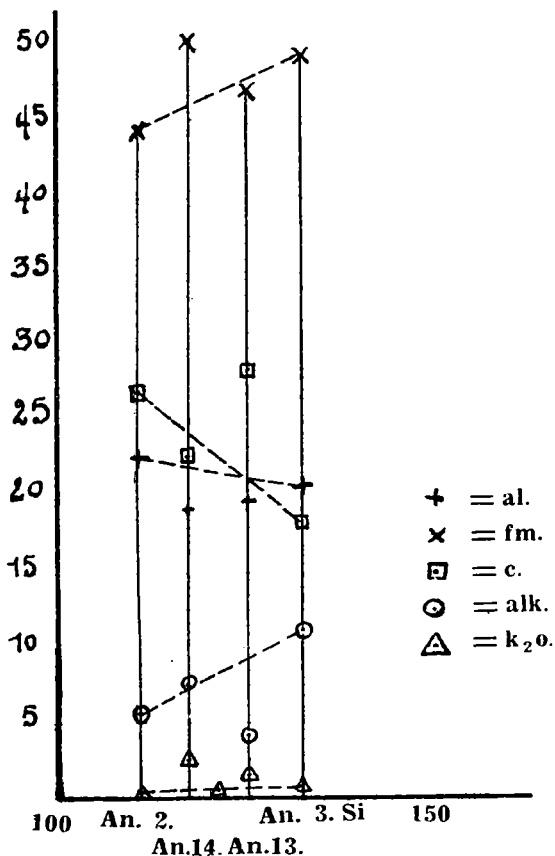


FIG. 16. — Enclaves amphibolitiques.

Analyses 2 et 3. Gabbro du mont Stanley; les lignes ponctuées sont les segments d'interpolation pour les valeurs intermédiaires de Si.

Analyse 13 : Enclave amphibolitique du mont Speke.

Analyse 14 : Enclave amphibolitique du mont Emin.

L'enclave amphibolitique du mont Speke, exempte d'albite, mais riche en épidote, est caractérisée par des paramètres *al* et *fm* qui sont situés à proximité des courbes relatives aux roches gabbroïques intactes du mont Stanley. La roche n'a probablement subi aucune altération de ce côté.

Les valeurs *c* et *alk* dévient, au contraire, très fort des courbes correspondantes. Le déficit en *alk* ne provient pas de la potasse, puisque la quantité de cette dernière est plus grande que dans la courbe correspondant au gabbro; le déficit des alcalis est la conséquence du départ de la soude. Il est égal à 5,5, tandis que le gain en *c* est de 7.

Les anomalies s'expliquent donc par le remplacement de la soude par la chaux.

Lorsque le gradient thermique est créé par l'intrusion du granite, les solutions migrent constamment dans le sens de la diminution de la température; d'après ce qui précède leur teneur en soude ne provient pas uniquement du magma, mais aussi de réactions à volume constant des phases solides, opérées dans les éponges amphibolitiques.

Si l'équilibre de température est réalisé, c'est-à-dire si la température du magma est celle du toit, les fluides stagnent; le transport de la matière se produit par diffusion sous l'impulsion de différences de concentration des éléments dissouts dans le fluide. Au courant qui transporte la substance du magma dans les éponges s'ajoute un courant, en sens inverse, qui résulte de la concentration d'une substance mise en solution au cours de réactions dans l'éponge.

Dans le cas des amphibolites modifiées par l'action hydrothermale s'accomplissant dans la mésozone supérieure, le courant de potasse émis par le magma sera contrebalancé par un courant de soude venant de l'amphibolite, auquel s'ajoutera ensuite de la chaux.

L'albitisation du microcline me paraît en relation avec de semblables échanges. Si elle est fréquemment due à

des solutions résiduelles magmatiques, tel ne paraît pas être le cas ici, car comment admettre qu'elle se soit limitée à la proximité des enclaves ? Je vois donc dans l'albitisation du microcline des pegmatites de la zone d'injections et des roches syénitiques de la région des sommets, le résultat d'échanges effectués par voie de diffusion entre la roche magmatique et ses enclaves, dans les conditions de la mésozone supérieure. Dans ce circuit, le moteur est la biotitisation de la hornblende.

Dans le cas d'un gradient de température dû au magma, les solutions, qui migrent continuellement dans le même sens à travers les amphibolites, perdent d'abord leur potasse et s'enrichissent en soude; la valeur du paramètre k diminue, les possibilités de biotitisation se réduisent également; la soude exercera seule plus loin son action et donnera aux hornblendes leur ton bleuâtre caractéristique.

Cemenenko ⁽¹⁾ a signalé aussi la migration différentielle de la potasse et de la soude, qu'il attribue, pour autant que j'aie pu le comprendre, à une vitesse différentielle de la diffusion de ces éléments. Je crois plutôt que la vitesse de diffusion n'est pas en cause ici, mais que la distribution différente de la soude et de la potasse est liée à l'absorption différentielle de ces éléments par l'amphibolite qui agit comme un filtre.

III. — CONCLUSIONS.

En résumé, les conditions mésozonales, dans lesquelles se trouvait la masse amphibolitique du toit avant l'injection du granite, ont permis une assimilation importante de matériaux sous l'action des injections qui se sont développées dans une large zone. Ces injections ont provoqué

(1) CEMENENKO, Process of contact metamorphism and assimilation in the rocks forming the region of Dnieper waterpower station. (*Probl. of Soviet Geology*, 1936, n° 4.)

une modification profonde des roches encaissantes, d'abord sous l'action de fluides à haute température qui les ont imprégnées et qui ont conduit à l'homogénéité des associations minéralogiques du toit et de la roche granitique; les fluides qu'elles ont dégagés ensuite, dans la phase pneumatolytique-hydrothermale, ont trouvé des conditions tout à fait favorables pour réagir avec les roches déjà modifiées et leur donner des cristallisations bien développées, formées essentiellement de symplectites, et qui ont cependant respecté les structures à haute température.

Le milieu mésozonal, dans lequel se développe le stade pneumatolytique-hydrothermal, était tout à fait favorable à une diffusion générale, non dans le sens des températures décroissantes, mais dans celui des variations de concentration qui résultent de réactions et, en tout premier lieu, de la biotitisation de la hornblende.

C'est grâce à cette diffusion opérée dans de telles conditions que peuvent s'effectuer les réactions multiples d'apparence contradictoire, et dans lesquelles la constance du volume peut prendre toute son importance. C'est elle qui est la cause de certaines altérations endomorphiques des alaskites et principalement de l'albitisation du microcline.

Que les réactions aient lieu à volume constant ou à volume variable, elles conduisent toujours, dans les roches amphibolitiques et dans les conditions de la mésozone supérieure, à un enrichissement en soude des solutions résiduelles filtrant dans les épontes.

La question de l'assimilation.

Je parlerai maintenant de la question de l'assimilation du toit amphibolitique par le granite.

Les observations de terrain montrent combien sont importants les apports. Dans le cas qui nous occupe, leurs réactions avec les masses amphiboliques sont exother-

miques. Le problème de la réserve calorique que nécessite l'assimilation ne se pose pas. La transformation de la masse du toit peut toujours être considérée comme possible si l'on examine le bilan thermique de l'opération.

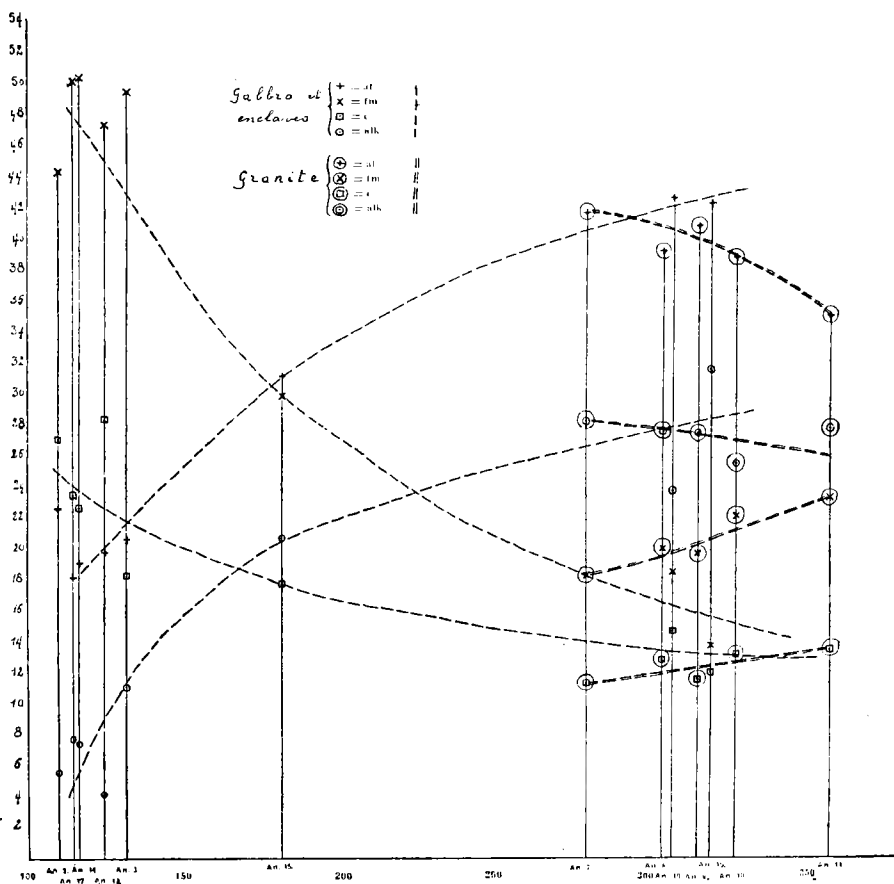


FIG. 17. — Courbes d'assimilation du gabbro à hornblende et courbes de différenciation du granite.

Mais les différents calculs basés sur l'analyse chimique des enclaves montrent combien les apports doivent être importants pour assimiler le toit, c'est-à-dire donner ce renouveau d'activité éruptive. Cette palingénèse, comme

l'a appelée Sederholm, serait le résultat d'apports dépassant cinq fois le volume de la masse assimilée.

Il est certain que l'assimilation existe; mais faut-il aller jusqu'à admettre que tout le granite oligoclasique du Ruwenzori septentrional est le résultat d'une assimilation du massif gabbroïque du mont Stanley par un magma acide ?

Il faut réexaminer par conséquent les produits d'assimilation partielle. Dans le diagramme figure 17, j'ai tracé les courbes d'assimilation du gabbro du mont Stanley. La courbe *fm* montre nettement une tendance à recouper la courbe *c*, dans les fortes teneurs en *si*. Strictement parlant, cela signifie que la proportion des *fm* tombe plus rapidement que *c*; le diagramme appuie par conséquent l'hypothèse que j'ai faite lors du calcul des apports, de la constance du poids des éléments ferromagnésiens dans les différents stades du métamorphisme exomorphique.

On aurait pu, de la même façon, calculer, sur la base de la constance des éléments ferro-magnésiens, l'apport quartzo-feldspathique qui eût assimilé le gabbro du mont Stanley et qui l'eût amené à la composition du granite central.

Cette conception eût été contraire à ce fait essentiel, à savoir que les courbes relatives au granite ne prolongent pas les courbes d'assimilation; elles n'ont pas la même allure.

Si même, comme on le fait souvent dans des diagrammes de différenciation, on avait réuni indifféremment toutes roches dépendant du même massif en se basant uniquement sur leur chimisme pour reconnaître leur origine éruptive, on n'eût certainement pas manqué d'observer l'existence de maxima ou de minima qui sont particulièrement marqués pour les paramètres *al* et *fm* aux environs de *si*=280 à 300. Ces maxima et minima indiquent

la superposition de deux phénomènes variant en sens inverse : une des branches correspond précisément ici à la phase d'assimilation, l'autre, au contraire, est propre à la phase éruptive.

Dans ces conditions, *il n'est donc pas possible de considérer le granite comme le terme ultime de l'assimilation du toit par un magma ultra-acide; ses éléments ferromagnésiens ne proviennent pas seulement de l'assimilation du toit; le granite est, dans son essence, autonome.*

CHAPITRE IV.

LE DYNAMOMETAMORPHISME.

GENERALITES.

Les roches du massif granitique et de sa couverture ont été déformées à des degrés divers; tantôt ce sont des **kakirites** grossières dans lesquelles les plans de glissement s'entrecroisent; tantôt les roches sont restées massives, mais l'examen pétrographique montre qu'elles ont subi une action cataclastique importante; tantôt enfin la texture schisteuse apparaît et prend un grand développement : les roches sont des mylonites.

La mylonitisation est toujours accompagnée d'une recrystallisation dont l'importance et le grain dépendent du degré de broyage.

Parfois cette recrystallisation est très fine; au microscope elle se présente en zones ou lentilles adjacentes à d'autres parties rubanées d'origine cataclastique; des porphyroclastes généralement abondants s'isolent dans cette texture zonaire.

D'autre fois la recrystallisation est plus générale, le grain de néoformation est plus grossier, la schistosité de cristallisation est bien développée. Des porphyroclastes permettent cependant de retrouver l'origine de la roche broyée.

Enfin ces variétés passent localement à des variétés plus cristallines, dans lesquelles quelques grains plus gros permettent de présumer d'une origine mylonitique.

§ 1. Etude pétrographique.

I. LES CATACLASITES. — Le quartz est toujours l'élément le plus fragile; la dislocation de ses grains consiste

généralement en une granulation régulière en plages de 100 à 200 mmm. de diamètre, qui se propage régulièrement de la périphérie vers le centre (micro 61); elle consiste plus rarement en zones de broyage fines qui les traversent de part en part.

Le quartz est parfois complètement granulé, alors que les autres minéraux, le feldspath entre autres, restent intacts (micro 72).

Le microcline conserve généralement, dans la cataclase, des dimensions plus grandes que les autres éléments. Quand la roche originelle est un granite, il renferme souvent des structures résiduelles d'origine magmatique : inclusions de plagioclase saussuritisé avec fine bordure albitique et parfois myrmékites. Lorsqu'il est granulé et que ses débris sont pressés les uns contre les autres, il est finement et régulièrement albitisé le long de sutures. Lorsque les tronçons sont disjoints, les intervalles sont remplis par du quartz, parfois accompagné de petits grains de feldspath (microcline résiduel parfois albitisé, albite), d'épidote et de séricite.

La biotite ou les agrégats biotitiques sont légèrement déformés et présentent les dislocations courantes des cataclasites.

La texture de la roche reste massive.

II. AMYGDALITES. — Dans un stade de déformation plus accentué, la texture de la roche commence à s'orienter. Macroscopiquement, les plagioclases, qui tranchent par l'aspect blanc mat ou verdâtre dû à la saussuritisation, s'ovalisent parallèlement entre eux (micro 80); il naît des joints sériciteux, discontinus, disposés en relais, grâce auxquels la roche se débite suivant des surfaces parallèles.

Le plus fréquemment cette déformation atteint les roches abondamment et finement saussuritisées. Grâce à sa saussurite, le plagioclase se déforme rapidement et d'autant plus facilement que les paillettes de séricite qui

le garnissent sont fines. Celles-ci, auparavant disposées en tous sens, montrent une tendance à s'orienter parallèlement à l'élongation générale. La déformation est d'apparence plastique. Le plagioclase feutré va parfois jusqu'à être étiré très fortement dans ce stade (micro 81).

Lorsque le garnissage sériciteux du plagioclase est moins dense, l'élongation n'est pas aussi prononcée, le tronçonnement se produit plus hâtivement et la déformation se fait par un jeu de losanges qui se déplacent tout en conservant une extinction d'ensemble; dans le détail, cependant, ils ont tourné légèrement les uns par rapport aux autres, mais sans aucune règle. Le long des joints de disjonction se développe de la séricite en grandes lamelles qu'accompagnent du quartz, de l'albite, de l'épidote et de la clinozoïsité disposés parallèlement au feuilletage.

Le quartz est souvent granulé régulièrement comme dans le stade cataclastique; parfois, quand le plagioclase est très feutré et se déforme plastiquement, le quartz ne se granule que périphériquement.

Le microcline et l'albite de substitution se conservent en éléments grossiers et se cataclisent moins que les autres minéraux.

Les agrégats biotitiques subissent une élongation semblable à celle des plagioclases saussuritisés.

La roche est munie de petits joints subparallèles contourant les feldspaths et formés de séricite très fine et d'épidote avec un peu de quartz et d'albite interstitiels.

Ce stade montre le mieux la façon différente dont les minéraux des roches granitiques se déforment, spécialement lorsque la saussurite du plagioclase est abondamment développée. Lorsque celui-ci est enrobé dans le quartz, il prend une forme en amande très caractéristique et qui se termine par de petits filaments essentiellement sériciteux. Cette texture schisteuse naissante est caractérisée par la discontinuité des plans.

Pour éviter en français le mot « schistifié », qui qualifie en langue allemande les roches qui ont subi cette déformation, je préfère rappeler dans la désignation nouvelle la forme en amande des éléments porphyroclastiques qui sont le motif principal de la roche et appeler amygdalite la roche mylonitique possédant cette texture.

La recristallisation, dans ce stade, est encore très faible. Malgré les déformations qu'ils ont subies, les éléments primaires possèdent encore suffisamment de leurs caractéristiques pour qu'on décèle leur provenance avec facilité. La séricite, qui prend une nouvelle orientation dans le plagioclase, peut ne provenir que de la transposition des anciennes paillettes de séricite autrefois disposées en tous sens, comme le montrent de grandes paillettes déformées et disloquées; mais il est difficile de reconnaître si la séricite fine y est de néoformation ou si elle est antérieure à la déformation.

Les néocristallisations franches sont limitées aux joints dessinant la schistosité, et entre les tronçons disjoints des porphyroclastes; elles consistent surtout en quartz, biotite, séricite et épidote.

III. LES SCHISTES MYLONITIQUES. — Dans ce stade, les zones sont lenticulaires et très plates, parfois très effilées; elles contournent de gros cristaux de 2 à 5 mm. de diamètre, formés de microcline et parfois de plagioclase faiblement saussuritisé.

Les zones ont des compositions minéralogiques variables dépendant en premier lieu de la roche qui a été mylonitisée.

a) Dans la région des sommets, le plagioclase, abondamment et finement saussuritisé, se transforme en bandes assez larges qui sont formées par un fond très dense de séricite, en paillettes très ténues, enrobant des grains d'épidote, de sphène et d'apatite, ainsi que de grandes lamelles déchiquetées, débris de plages plus

grandes encore qui proviennent de l'altération autométamorphique du granite. Il est très difficile de dire ce qui, parmi les éléments fins de ce feuilletage, est de néocristallisation et ce qui peut être une transposition d'anciens éléments.

Le quartz est en rubans plus ou moins réguliers d'abord, se coinçant ensuite.

Le microcline et l'albite de substitution sont les seuls éléments qui résistent à la granulation et se retrouvent sous forme de porphyroclastes.

Les néocristallisations sont peu abondantes; néanmoins il se forme, en maints endroits, des zones lenticulaires, constituées essentiellement d'albite, de séricite, d'épidote et de biotite, en plages extrêmement fines et ne dépassant pas 50 mm. Au quartz s'associe régulièrement de la biotite très fine. Ces associations montrent une schistosité de cristallisation très nette.

b) Dans la bordure occidentale de la chaîne, la mylonitisation a donné naissance à des roches souvent bien rubanées, contenant des porphyroclastes de 2 à 5 mm. de diamètre qui sont constitués par du microcline ou du plagioclase.

Lorsqu'il est présent, le microcline montre fréquemment des micropertthites flammées; les parties albitiques sont le résultat de pressions locales exercées à la périphérie par les éléments étrangers, surtout le quartz.

Le plagioclase œillé est toujours présent (micro 82). Tantôt il possède un garnissage de muscovite et de biotite symplectitiques qui montre que la roche mylonitisée est un gneiss d'injection (micro 83); tantôt il contient de la saussurite à zoïsité trapue, typique des dykes alaskitiques.

On reconnaît facilement en lames minces, dans bon nombre de cas, si les mylonites sont d'origine alaskitique ou proviennent de gneiss d'injection rubanés.

Les zones qui enrobent les yeux sont de composition minéralogique variable (micro 84, 85, 86).

Les unes, quartzitiques, sont extrêmement minces, de l'ordre de 150 à 300 mmm. d'épaisseur; elles sont formées exclusivement de plages isométriques de 100 à 200 mmm. de diamètre, orientées suivant la règle de Trenner. Parfois de la biotite en paillettes disposées parallèlement au feuilletage s'y ajoute.

D'autres sont essentiellement formées d'une association microgrenue de plages de plagioclase chargées de saussurite qui indiquent qu'elles sont d'origine cataclastique. Cependant il y a un début de recristallisation consistant en une couronne albitique, de 30 à 50 mmm. d'épaisseur, disposée autour des grains cataclastiques et complètement exempte de séricite et d'épidote.

Ces derniers minéraux s'individualisent dans des zones épidoto-muscovitiques continues; la muscovite, en paillettes de 200 mmm. de longueur, et l'épidote en bâtonnets, sont orientées parallèlement au feuilletage; interstitiellement cristallise un peu d'albite.

D'autres associations participent à la texture zonaire; elles ont, par rapport aux précédentes, une disposition plus lenticulaire; elles montrent très nettement une schistosité de cristallisation et sont constituées par des grains d'albite de 50 mmm. de diamètre auxquels se mélangent, en quantités variables, du quartz, de la séricite, de l'épidote et de la biotite. Les plages d'albite sont exemptes de toute inclusion.

La proportion de séricite et d'épidote participant à la constitution de ces lentilles est de beaucoup inférieure à la quantité que contient le plagioclase originel, de même dimension que l'agrégat; il y a donc eu une purification qui a accompagné la néocristallisation.

Des agrégats de très petites plages se forment aussi aux dépens du microcline; les sutures sont albitisées.

Le microcline est instable au cours de la mylonitisation, car il ne recrystallise pas dans les fissures qui résultent du tronçonnement et parce qu'au cours de la cicatrisation des cataclases, seule l'albite recrystallise.

On ne peut donc admettre que les agrégats de plages de microcline aient d'autres causes de formation que la microbrecciation de plages autrefois plus grandes.

La roche est une mylonite dont la recrystallisation a déjà une certaine importance et porte sur l'épidote, la muscovite, la biotite, l'albite et le quartz; ces minéraux ont une tendance à s'individualiser dans des zones, le quartz et la biotite, d'une part, l'épidote et la séricite, d'autre part, et enfin l'albite.

Les éléments cataclastiques persistent nombreux dans la roche, mais recrystallisent en bordure.

Dans les agrégats de néoformation, la schistosité de cristallisation est nette.

Je réserve à ce stade la désignation de *schiste mylonitique*, non pas au sens où P. Quensel ⁽¹⁾ l'entend, mais à ce degré de recrystallisation de la mylonite où les éléments sont très fins encore et où des porphyroclastes ont des dimensions qui contrastent avec les produits de néo-cristallisation.

IV. GNEISS MYLONITIQUES. — Macroscopiquement ces roches sont caractérisées par une texture rubanée très fine et très régulière, marquée par la couleur plus grise de zones quartziques et la couleur blanc mat des zones feldspathiques; ces zones forment des rubans plus larges que séparent des zones micacées, réduites le plus souvent à de simples plans, suivant lesquels la roche se débite.

(1) P. QUENSEL, Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisergebiet. (*Bull. of the geological Institution of the University of Upsala*, vol. XV, 1916, pp. 91-116.)

(2) E. B. KNOPF, Retrogressive Metamorphism and phyllonitisation. (*Amer. Journ. of Science*, 5^e série, n° 121, vol. XXI, 1931.)

Sous le microscope, la texture rubanée s'avère extrêmement fine (micro 87, 88).

Il est rare que les zones atteignent 1 mm. d'épaisseur; le plus souvent elles ne dépassent pas 400 mmm. et sont remarquablement régulières.

Elles sont monominéraliques; le quartz est en plages isométriques de l'ordre de 150 mmm. de diamètre.

Les zones feldspathiques sont formées essentiellement d'albite, en plages de 100 mmm. de longueur sur 30 mmm. de largeur, absolument pures de toute inclusion. Le quartz est exceptionnel. Fréquemment de la muscovite y participe, soit en paillettes isolées, soit en filets presque ininterrompus, aux dimensions de la lame mince, formés de plages de 100 mmm. de longueur sur 30 mmm. de largeur.

Il existe parfois des zones essentiellement muscovitiques auxquelles participent accessoirement de l'albite ou du quartz, ainsi qu'un peu d'épidote ou de zoïsite.

Dans cet ensemble persistent quelques éléments d'albite ou de microcline atteignant 500 mmm. de longueur et 200 mmm. de largeur, et que contournent les zones feldspathiques.

Quelquefois les tronçons de porphyroclastes cataclasés sont réunis entre eux par une cimentation granoblastique, identique à celle des zones feldspathiques de néocristallisation; il est impossible de tracer une limite entre l'élément résiduel et la néocristallisation. Le porphyroclaste est en voie de recrystallisation.

En résumé, ces roches ne possèdent que peu de porphyroclastes, dont les dimensions atteignent rarement 1 mm. et sont le plus souvent au-dessous de 500 mmm. La recrystallisation est un phénomène essentiel.

Ce stade de mylonitisation est caractérisé, par rapport au précédent, par un broyage plus achevé; les porphyroclastes sont moins abondants et toujours de dimensions plus faibles que dans les schistes mylonitiques; le rubanc-

ment de la roche est régulier et extrêmement fin. La recrystallisation est très importante, et le grain plus grossier.

Je dénomme des mylonites semblablement recrystallisées : gneiss mylonitiques.

Dans la région étudiée, seules quelques alaskites atteignent ce stade.

V. BLASTOMYLONITES. — La roche mylonitique passe progressivement à des types dans lesquels on ne distingue plus que quelques porphyroclastes douteux, présumés tels à cause de leurs dimensions plus grandes que le grain de la roche. La recrystallisation est pratiquement complète. Ce sont des blastomylonites (micro 89).

Ce facies dérive ici uniquement des alaskites. J'ai rencontré en outre dans un schiste mylonitique très fin, provenant d'un gneiss à biotite et plagioclase, une zone blastomylonitique dont la recrystallisation s'est faite sous l'influence des injections.

§ 2. Les caractères de la mylonitisation suivant les régions.

Les mylonites ont des caractères différents suivant qu'elles se sont formées dans la région des sommets ou dans la bordure nord-occidentale de la chaîne. Je les comparerai au double point de vue de la mylonitisation et de la recrystallisation.

I. LE DEGRÉ DE LA DÉFORMATION. — a) Dans la région des sommets, la cataclase, limitée à la granulation du quartz, est un phénomène à peu près général; localement apparaissent des kakirites.

Les amygdalites et les schistes mylonitiques n'ont qu'une extension très faible. Je n'ai rencontré qu'une ligne de dislocation importante sur le flanc occidental

du mont Speke; la zone mylonitique se suit aisément; elle est orientée N. 20°.W-S. 20°.E. et est sensiblement verticale; elle part du sommet du Catafalque, passe à proximité du petit lac du Speke et près du col Stuhlman, où l'on trouve des roches mylonitiques dans le prolongement de la zone disloquée précédente.

Un peu à l'Ouest, les diabases formant la crête longitudinale de la vallée Stuhlman, sont aussi laminées.

b) Dans la bordure, la mylonitisation est beaucoup plus intense et intéresse une zone beaucoup plus large. Elle affecte les alaskites et les roches encaissantes, les gneiss à plagioclase et biotite et les amphibolites; elle les transforme souvent en schistes mylonitiques, parfois en gneiss mylonitiques.

Les biotitoschistes très fins de la région du mont Bomé et de la Dama proviennent du laminage des gneiss à plagioclase et biotite résultant du métamorphisme de contact des alaskites.

Les gneiss mylonitiques forment des passées importantes dans la basse vallée de la Kanisimba, où leur texture schisteuse régulière et leur teinte verdâtre les font considérer à première vue comme des schistes plus ou moins grossiers, très semblables à des schistes d'origine sédimentaire.

La déformation a été intense dans la zone d'injections; cependant, à l'intérieur de celle-ci, la mylonitisation s'atténue progressivement et les roches conservent leurs caractères gneissiques originels, qu'ils soient le granite gneissique ou le gneiss d'injection.

II. LE DEGRÉ DE RECRISTALLISATION. — a) Dans la région des sommets, la recristallisation est faible en général; elle consiste, dans les stades les plus avancés, en associations finement grenues, lenticulaires ou, plus rarement, rubanées, et en minces filets sériciteux. Mais étant donné

le degré de finesse de la séricite, il est souvent impossible de la distinguer des produits de désintégration des paillettes qui ont pris naissance dans les feldspaths au cours de la phase hydrothermale.

Les débris résultant de la microbrecciation l'emportent généralement de beaucoup sur les néocristallisations.

b) Dans la bordure nord-occidentale, la recristallisation est beaucoup plus générale et est intimement liée à la dégradation mécanique; elle est le plus intense dans les roches alaskitiques.

D'une façon générale, aussi bien dans la bordure nord-occidentale que dans la région des sommets, le plagioclase saussuritisé est moins résistant et c'est sur lui que porte essentiellement la déformation.

Au contraire, dans les alaskites, le plagioclase est plus résistant, ainsi que le prouve sa présence à l'état de porphyroclastes beaucoup plus abondants. La différence de résistance entre microcline et plagioclase est moindre, le broyage est plus uniforme. Il est vraisemblable qu'il faut mettre cette aptitude à recristalliser en relation, entre autres, avec une plus fine pulvérisation de la masse.

III. — RESUME ET CONCLUSIONS.

La mylonitisation s'accomplit avec des caractéristiques différentes dans la région des sommets et dans la région basse.

Dans la première, elle n'a qu'une faible extension, ne donnant naissance qu'à des produits peu dégradés, malgré l'aptitude spéciale que leur confère le plagioclase saussuritisé; la recristallisation est finement grenue et ne dépasse pas l'importance qu'elle a dans le stade des schistes mylonitiques.

Dans la région basse, elle se développe dans une large zone où les roches sont profondément dégradées et souvent largement régénérées par la recristallisation.

Ces deux régions présentent cependant un caractère commun; l'association minéralogique qui se forme au cours de la recristallisation est la même : elle comprend l'albite, l'épidote, la séricite-muscovite, la biotite et le quartz; c'est celle de la mésozone supérieure.

Elle indique que les déformations se sont effectuées dans cette zone géométamorphique.

On ne peut admettre qu'il s'agisse essentiellement de mouvements liés aux propriétés mécaniques différentes du granite et de son toit, et qui eussent permis la localisation de la déformation dans la couverture, car, dans la région des hauts sommets, la déformation est inexistante ou étroitement localisée.

La zone mylonitique, qui s'étend de la Kombo jusqu'à la Tungula, passe géométriquement sous la zone dynamométamorphique de Kalongé; celle-ci forme le flanc de la montagne à partir des environs de Kalasabango dans la direction du Sud. Elle constitue la base d'une nappe que je considère comme un pli couché.

La mylonitisation de la zone des injections doit être intimement liée à cet accident tectonique principal.

§ 3. La contemporanéité de l'injection et des efforts tectoniques.

La couronne d'injections a été le siège d'une mylonitisation intense qui est nécessairement postérieure à l'injection, puisqu'elle en déforme les produits.

On peut se demander si la mylonitisation doit être rapportée à une époque orogénique essentiellement différente de celle de l'injection, ou bien si ces deux phénomènes sont intimement liés dans le temps.

Ordinairement, dans des problèmes de ce genre, il est fait appel à l'âge du feuilletage ou des couches qui ont

été injectées; mais ici le gabbro date d'une orogénèse antérieure et les joints qui ont orienté les injections peuvent être ceux qui ont résulté de son laminage immédiat. Il n'est donc pas possible par cette voie de démontrer que des déformations tectoniques ont précédé immédiatement les injections.

L'examen microscopique démontre cependant que des déformations ont pris naissance pendant la cristallisation des alaskites, à une époque où le plagioclase et le microcline étaient ségrégés et où le quartz n'était pas encore consolidé. La protoclase des roches alaskitiques et des gneiss d'injections qui les accompagnent le montre suffisamment. La texture gneissique que prend l'éponge cristalline exprime cette même action.

La roche, encaissant une alaskite gneissique dans la vallée de la Lamy, indique aussi l'existence d'une pression orientée au cours de l'injection. C'est un schiste à muscovite, biotite et plagioclase saussuritisé. Il contient une zone étroite à granularité plus grossière. La biotite est en plages isolées, disposées parallèlement au feuilletage général. Cette zone plus grossière provient de la recristallisation de zones plus fines, sous l'influence d'une imprégnation diffuse, dont la preuve réside dans l'existence d'albite de substitution au microcline.

La zone plus grossière montre par son état parfait de conservation :

1° que la recristallisation orientée s'est accomplie sous une pression dirigée;

2° que cette recristallisation n'ayant pas été détruite dans la suite, le schiste voisin doit son état de finesse, non à une mylonitisation postérieure à l'imprégnation, mais à une déformation antérieure qui lui a déjà donné une texture schisteuse.

Celle-ci date néanmoins de la période générale d'injection, puisque la biotite est de cet âge.

La zone à structure plus grossière est donc en réalité une blastomylonite dont la recristallisation est due aux injections alaskitiques.

Déformations, injections et recristallisations sont donc des phénomènes qui se sont entremêlés en s'opérant sous une pression dirigée.

On ne peut s'empêcher ensuite de voir une liaison étroite entre les déformations contemporaines de l'injection et la mylonitisation intense qui succède à cette dernière. Pendant les premières, la cicatrisation est facile grâce aux éléments volatils qui imprègnent abondamment la masse injectée. Le caractère mylonitique n'est plus effacé dans la période suivante; mais les néocristallisations conservent toutes deux les mêmes caractères mésozonaux. Il n'existe nulle part de trace d'un hiatus.

La pression tectonique qui a mylonitisé les roches agissait déjà pendant la période d'injections.

CHAPITRE V.

CONCLUSIONS.

Le massif granitique du Ruwenzori septentrional a fait intrusion dans une couverture constituée par le gabbro à hornblende et ses dérivés métamorphiques, les dykes diabasiques du mont Stanley et des roches sédimentaires de la série du mont Stanley qui n'apparaissent que localement.

Le granite a des caractères communs dans toute son étendue : il est protoclastique ; la cristallisation du quartz a été précédée d'une corrosion des minéraux antérieurs au cours de laquelle a débuté une action autométamorphique intense.

Ces faits ont conduit à cette conclusion : le granite a subi une diminution de charge statique résultant soit de la progression de son intrusion dans sa couverture, soit d'une action tectonique.

D'autre part, les différenciations alaskitiques du granite ont subi contemporanément et postérieurement à leur consolidation des déformations très intenses qui ont conduit à leur mylonitisation dans toute la partie située en bordure de la chaîne ; de plus les conditions géothermiques dans le toit ont été les mêmes pendant l'injection et pendant la mylonitisation.

Cette continuité dans les déformations et cette identité dans les conditions du milieu de l'injection et de la mylonitisation indiquent que la mise en place du granite et les déformations qu'il a subies dans son ensemble et dans ses différenciations datent d'une même époque orogénique.

On en vient ainsi à se demander s'il n'existe pas une dépendance entre le phénomène d'injection des alaskites et la pression orogénique.

Dans ce but, je discuterai successivement la genèse des alaskites et les relations entre la zone d'injections et la zone de dislocation.

§ 1. Genèse des alaskites.

La structure pegmatitique des alaskites, qui est la règle, et les transformations du stade hydrothermal qui se développent dans les roches encaissantes, démontrent l'abondance des éléments volatils, dont l'accumulation est fonction du stade de cristallisation du magma granitique.

Il n'est pas possible d'admettre que les alaskites constituent le liquide résiduel du magma granitique. En effet, lorsqu'elles ne sont pas contaminées par les épontes ou les enclaves, elles sont exemptes de biotite. Or, il n'est pas vrai que, dans le bassin magmatique, il se produise un setzage des paillettes de biotite, conduisant à la formation d'un liquide hololeucocrate. Le terrain en donne la preuve au Ruwenzori même; il existe dans la région des sommets des roches formées dans le bassin magmatique et qui peuvent être considérées comme les équivalents de certaines alaskites; ce sont les granitosyénites du mont Speke, du Catafalque ou de la vallée Cavalli. Ces roches, qui sont l'expression d'une concentration d'éléments volatils dans la partie voisine du toit, sont criblées de biotite.

L'injection des alaskites n'est donc pas un phénomène d'injection de liquides; elle doit se produire en même temps qu'un processus éliminant par lui-même toute trace de solide; ce processus est la distillation.

L'injection lit par lit nécessite donc la coexistence de deux phénomènes : 1° la distillation; 2° la formation de

vides que les produits de cette distillation remplissent ou de joints qu'ils peuvent forcer et ouvrir.

La formation d'une phase fluide ou gazeuse est fonction de la pression interne du liquide et de la charge statique qu'il subit. Comme l'a montré P. Niggli, malgré la diminution de température du magma, dont la cristallisation est la manifestation, la pression interne du liquide résiduel augmente. Lorsqu'elle devient supérieure à la charge statique, il se produit dans le liquide résiduel une distillation dont les produits migrent suivant les fissures qu'ils créent grâce à leur propre expansion, et dont la condensation se produit dans l'enveloppe du magma. Le phénomène pegmatitique se développe suivant son cours normal.

Au Ruwenzori, il n'est pas possible de mettre la distillation en relation avec le degré croissant de cristallisation du magma granitique, puisqu'elle y est précisément accompagnée d'une corrosion de l'éponge cristalline, qui oblige à mettre le phénomène en relation avec une diminution de la charge statique.

Celle-ci, qui peut être due à l'érosion ou à la progression du magma granitique dans les niveaux supérieurs de l'écorce terrestre, peut donc hâter la distillation du magma granitique pour un même degré de cristallisation de ce dernier. Cette conception me paraît cependant difficilement acceptable dans le cas du granite du Ruwenzori, car elle n'expliquerait pas pourquoi les alaskites ne se sont pas injectées dans des parties de l'enveloppe magmatique, qui se trouvaient dans des conditions statiques identiques à celles qui ont subi l'injection, et sous lesquelles le magma était susceptible de donner des produits de distillation.

On en vient ainsi à envisager l'action d'un bombement de la couverture du granite, ayant ainsi pour effet de décharger les parties axiales et de reporter latéralement une partie de la charge statique qui pèse sur elles.

Une telle déformation a pour effet de déclancher naturellement, suivant les couches ou le feuilletage, des dislocations et des glissements qui diminuent la cohésion de la masse et favorisent l'injection des produits de la distillation sous leur simple pression.

Mais au Ruwenzori les facteurs qui ont déterminé la position de la zone d'injections sont plus immédiats, comme le montrent les relations de la zone d'injection et de la zone des dislocations.

§ 2. La zone d'injections et la zone de dislocations.

La première question qui se pose est celle de savoir si l'injection est, dans le cas présent, en relation avec un niveau de position fixe par rapport à l'apex du massif granitique.

Dans la topographie actuelle de la chaîne, la zone d'injections est grosso modo à 3.500 ou 4.000 m. en contre-bas du point le plus haut du massif granitique. Mais il s'agit de connaître la répartition des injections à la fin de la période orogénique au cours de laquelle le granite s'est consolidé.

Or les déformations du tertiaire supérieur sont venues troubler complètement cette disposition. Il faut donc, par la pensée, faire effectuer un mouvement en sens inverse pour rétablir la forme du massif après sa consolidation.

Si le Ruwenzori s'était soulevé en bloc et partout avec la même amplitude de surélévation, la différence d'altitude, observée actuellement entre la couronne d'injections et le granite des sommets, serait originelle; mais ce n'est pas le cas, car la zone d'injections affleure sur le replat des environs du Bomé, qui constitue un vestige de la pénéplaine antétertiaire. Il a donc pour équivalent antétertiaire un niveau qui passe tangentiellement à la région des hauts sommets, où font défaut les injections alaskitiques.

Les déformations karroosiennes ont été faibles et il faut remonter au plissement urundien pour retrouver, dans la région, une période de dénivellations verticales importantes : c'est probablement la période au cours de laquelle le massif granitique s'est mis en place.

On peut donc dire, dans les limites de l'approximation assez large qu'implique une telle reconstitution, que la zone d'injections ne forme pas une couronne continue autour du granite, du moins au niveau où on la trouve; c'est uniquement dans la partie occidentale du granite qu'elle s'est développée.

Or la région des sommets n'a subi que des déformations locales et très faibles, à l'inverse de la région occidentale, qui est d'ailleurs immédiatement sous-jacente à la zone dynamométamorphique de Kalongé. Aussi je vois, dans la mylonitisation de la zone des injections, le résultat de mouvements qui ont accompagné les translations importantes des plis couchés; dans cette hypothèse, la zone d'injections est liée aux déformations tectoniques qui passent à proximité du bassin magmatique.

Il m'est difficile de situer exactement l'époque de l'injection des alaskites; faut-il la placer au début ou dans la période finale du mouvement de charriages ?

Les nappes du Ruwenzori et les plis des amphibolonites du mont Stanley se surélèvent très fortement dans la direction du granite. Leur ennoyage ne date pas de la déformation du tertiaire supérieur, car on ne pourrait admettre un basculement de la pénéplaine de 30 à 40°.

L'ennoyage est originel et marque un bombement à l'endroit du granite. C'est en relation avec ce bombement que se produirait la genèse des magmas alaskitiques.

Les injections dateraient donc de la fin de la période des charriages.

L'arrivée du granite dans la mésozone supérieure se serait produite à la fin de la période des nappes et contemporanément à leur replissement.

Je ne crois pas que le granite a été complètement passif. Si son intrusion a pu être orientée, il a néanmoins réagi vis-à-vis de son entourage. Les mylonites de la zone d'injection sont très redressées et parfois même renversées vers l'extérieur du culot granitique, comme on peut le voir dans les vallées de la Tungula et de la Molingo. Ces déviations correspondent, à mon avis, à des déformations en retour; elles marquent la tendance de la masse granitique supérieure à se mouvoir horizontalement et dans un sens opposé aux translations générales des masses orogéniques. Peut-être faut-il voir, dans cette réaction de la masse granitique vis-à-vis de son entourage, l'expression d'une tendance à la formation laccolithique.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

§ 1. Lithologie.

1° Le versant congolais du Ruwenzori septentrional, c'est-à-dire la partie de la chaîne qui s'étend au Nord du sillon de la Butahu, constitue dans l'état actuel de mes connaissances une masse autochtone, recouverte au Sud par les nappes de la partie méridionale de la chaîne.

2° Les roches les plus anciennes sont des cipolins accompagnés d'amphiboloschistes d'origine sédimentaire; ces couches n'existent que sporadiquement, du moins dans toute la partie explorée de cette unité. Je les groupe sous le nom de « série du mont Stanley ».

3° Un massif de gabbro à hornblende a constitué autrefois toute la région; il est encore représenté actuellement par les masses importantes du mont Stanley, du Wusuwameso, du mont Baker, des environs des sources de la Lamya et de la bordure occidentale de la région; dans les intervalles, des enclaves témoignent de sa continuité antérieure.

4° Des dolérites et des diabases sont postérieures au gabbro à hornblende et forment des dykes dans sa masse.

5° Enfin un granite avec ses différenciations essentiellement syénitiques et alaskitiques constitue l'unité lithologique la plus récente qui soit connue.

§ 2. Les orogénèses.

I. L'OROGENÈSE WUSUWAMÉSIENNE. — L'intrusion du gabbro à hornblende a été suivie immédiatement par son amphibolonitisation; les produits de ce laminage ont pro-

blement été, au cours de la même période orogénique, repris dans un plissement de caractère assez superficiel.

Le gabbro originel, qui présente un facies de consolidation mésozonal franc, et les produits de l'amphibolitisation ont gagné des niveaux de plus en plus élevés. Lorsque le bâti est parvenu dans l'épizone, des dykes de dolérite et de diabase s'y sont mis en place.

Ce transfert progressif de l'unité gabbroïque et des sédiments qui l'accompagnent, de la mésozone franche dans l'épizone, est la traduction de l'équilibre isostatique dans une phase où les actions destructrices de l'érosion l'emportent sur les actions constructrices; il succède à une phase dans laquelle ces dernières l'emportent, et dont le métamorphisme des cipolins est peut-être le seul témoin.

Ces phénomènes marquent l'existence d'une orogénèse, dont la dernière phase est marquée par l'apparition des dykes doléritiques et diabasiques. Je désigne cette orogénèse sous le nom de wusuwamésienne.

II. L'OROGÉNÈSE RUWENZORIENNE. — Dans le bâti formé par les éléments lithologiques de l'orogénèse wusuwamésienne, un granite s'est mis en place au cours d'une phase tardive d'une nouvelle période orogénique que j'ai dénommée orogénèse ruwenzorienne.

Les plis couchés qui sont, dans la moitié méridionale de la chaîne, la manifestation de ce nouveau plissement, sont empilés sur le bâti wusuwamésien. Le matériel qui est impliqué dans cette translation n'est pas encore étudié par les techniques du laboratoire. Cependant, dans la nappe moyenne, une zone importante de quartzites semblerait indiquer qu'une partie tout au moins appartient à la série d'Ankole; dans ce cas, l'orogénèse ruwenzorienne serait à rattacher à l'orogénèse urundienne.

Les nappes et toute la couverture méridionale du granite ennoient très fortement vers le Sud. Cette déformation a débuté vraisemblablement dans la région septen-

trionale de la chaîne par un léger bombement dans lequel le granite s'est mis en place; grâce à la décharge qu'il a subie, il a émis ses différenciations alaskitiques dans les zones de dislocation qui lui sont proches, et qui sont liées à la translation de la nappe de la Butahu, immédiatement susjacent.

Les efforts se prolongeant, les produits de l'injection ont été laminés à leur tour, probablement par des mouvements dépendant de la progression des nappes.

Le bombement dans lequel le granite a pris place, est l'expression d'une tendance générale de la matière plastique à fluer suivant la verticale; ce type de déformation s'est substitué entièrement aux translations des masses suivant l'horizontale; les plis couchés ont cessé de progresser.

Le granite, continuant à monter a acquis dans la zone qu'il pénètre une individualité.

Enfin, dans une dernière phase, il a réagi contre les parois, qu'il a déversées vers l'extérieur, montrant ainsi une propension à se développer latéralement. Il a dû rencontrer, s'il a pu vaincre sa couverture de gabbro, les nappes récentes qui sont superposées au bâti ancien.

On rapproche ainsi ce stade d'éruption de celui que présente le massif éruptif de Bergell, qui, dans la zone alpine, recoupe l'ensemble des nappes de type penninique. On pourrait donc voir dans le milieu où s'est mis en place le granite du Ruwenzori septentrional, et peut-être aussi dans la chaîne ruwenzorienne, le plan de construction d'une zone orogénique à un niveau plus profond que celui qu'offre la chaîne alpine.

Les différenciations alaskitiques et la consolidation du granite se sont produites dans la mésozone supérieure, raison pour laquelle les phénomènes d'autométamorphisme et de métamorphisme pneumatolytique-hydrothermal ont un large développement.

Analyses du gabbro et des enclaves d'origine gabbroïque.

	Analyse n° 2	Analyse n° 17	Analyse n° 14	Analyse n° 13	Analyse n° 3	Analyse n° 15	Analyse n° 16
SiO ₂	49.37	48.96	49.65	50.96	51.66	58.80	69.66
TiO ₂	0.79	1.00	1.33	0.94	1.18	0.83	0.30
Al ₂ O ₃	17.22	13.29	13.95	13.72	13.86	17.25	15.69
Fe ₂ O ₃	3.13	6.85	5.92	6.00	4.23	4.16	1.75
FeO	7.45	9.98	10.09	8.04	11.52	3.37	1.11
MnO	0.09	0.22	0.30	0.06	0.18	0.06	0.07
MgO	7.52	5.16	5.70	5.29	4.37	2.47	0.45
CaO	11.36	9.35	9.10	10.87	6.71	5.44	2.48
Na ₂ O	2.43	2.51	2.23	1.05	4.29	5.55	4.43
K ₂ O	0.32	1.38	1.65	1.01	0.34	2.10	1.17
H ₂ O _i	0.82	0.88	1.23	1.64	1.03	0.72	0.49
H ₂ O-	0.10	0.07	0.13	0.02	0.11	0.02	0.06
P ₂ O ₅	0.06	0.03	0.03	0.06	0.14	0.03	0.12
	100.66	99.68	101.31	99.66	99.62	100.80	100.78
si	110	115	117	125	132	182	320
al	22.7	18.3	19.2	19.9	20.8	31.3	42.4
fm	44.5	50.3	50.5	47.4	49.6	30	13.8
c	27.2	23.6	22.8	28.5	18.4	17.9	12.1
alk	5.6	7.8	7.5	4.2	11.2	20.8	31.7
k	0.07	0.27	0.33	0.39	0.06	0.19	0.38
mg	0.56	0.33	0.40	0.41	0.34	0.37	0.22
c, fm	0.61	0.47	0.45	0.60	0.37	0.59	0.88
section	IV	IV	IV	IV	III	IV	V

Analyse n° 2 : Gabbro à hornblende du mont Stanley, Pointe Hélène.

Analyse n° 17 : Amphibolite de la bordure nord-occidentale. Echantillon prélevé à 1 mètre d'un dyke d'alaskite, Lami de Katuka.

Analyse n° 14 : Enclave amphibolitique dans le granite de l'Emin.

Analyse n° 13 : Enclave amphibolitique dans le granite du Speke.

Analyse n° 3 : Gabbro à hornblende du Wusuwameso.

Analyse n° 15 : Enclave de la Lamya.

Analyse n° 16 : Enclave de la Lamya.

Chimiste : JEUNEHOMME.

Le métamorphisme de l'enveloppe du granite a été moindre dans la région des hauts sommets; on pourrait peut-être en rechercher la cause dans une moins grande quantité d'éléments volatils, quoique le granite soit partout complètement saussuritisé et que, sous leur influence, il se soit produit des différenciations granito-syénitiques qui sont l'équivalent, dans le bassin magmatique, des différenciations alaskitiques de la bordure nord-occidentale.

Je crois plutôt que l'absence, à l'époque de la différenciation alaskitique, de dislocations permettant l'émission abondante d'éléments volatils et leur répartition dans le toit, est un facteur important. Il l'est d'autant plus, que précisément les modifications qui doivent s'accomplir dans les roches encaissantes le font avec augmentation du volume des produits solides, ce qui tend à combler continuellement les vides et à diminuer l'apport.

Les réactions doivent dès lors se faire à volume constant; elles ont alors une moins grande extension et impliquent des processus différents de ceux qui accompagnent des réactions à volume variable.

§ 3. La déformation du tertiaire supérieur.

Les dernières actions tectoniques, qui datent du tertiaire supérieur et ont déformé la pénéplaine du centre africain, ont donné naissance aux graben et ont exercé une action paroxysmique à l'emplacement du Ruwenzori; la chaîne actuelle doit sa formation à des soulèvements différentiels de compartiments, dont la surface-enveloppe forme un ellipsoïde très allongé épousant probablement la forme topographique actuelle.

TABLE DES ANALYSES.

	Pages.
N° 1. — Dolérite du mont Stanley	46
N° 2. — Gabbro à hornblende du mont Stanley	69, 264
N° 3. — Gabbro à hornblende du mont Stanley	70, 264
N° 4. — Hornblendite de Campi ya Chupa	72
N° 5. — Granitosyénite du mont Speke... ..	155
N° 6. — Granitosyénite de la vallée Cavalli	156
N° 7. — Granite du mont Speke	159
N° 8. — Granite du mont Emin... ..	159
N° 9. — Granite gneissique de la Kuka... ..	159
N° 10. — Granite gneissique œillé de la Kuka	159, 219
N° 11. — Granite de la région des sources de la Lanya	159
N° 12. — Enclave d'origine diabasique, mont Speke	167
N° 13. — Enclave d'origine amphibolitique, mont Speke	172, 264
N° 14. — Enclave d'origine amphibolitique, mont Emin.	173, 264
N°s 15 et 16. — Enclave de la Lanya... ..	175, 176, 264
N° 17. — Amphibolite de la Lami de Katuka	200, 264
N° 18. — Alaskite	208
N° 19. — Gneiss à plagioclase et biotite	222

TABLE DES FIGURES.

	Pages.
FIG. 1. — Situation du Ruwenzori	20
FIG. 2. — Le Ruwenzori	21
FIG. 3, 4 et 5. — Profils topographiques du versant occidental du Ruwenzori	22
FIG. 6. — Courbe des températures finales de consolidation dans les différentes zones de la dolérite du mont Stanley ...	56
FIG. 7. — Courbe du pouvoir cristallisant	60
FIG. 8. — Courbe des concentrations des éléments volatils dans la dolérite du mont Stanley	63
FIG. 9. — Structure imbriquée du quartz dans le granite gneissi- que de la Kuka	131
FIG. 10. — Granites et Granitosyérites	160
FIG. 11. — Enclave diabasique du mont Speke. Calcul des apports.	183
FIG. 12. — Enclave de la Lamyá. Calcul des apports	185
FIG. 13. — Quantités d'apports dans l'enclave de la Lamyá par 100 kg. de gabbro	188
FIG. 14. — Genèse des granitosyérites.	193
FIG. 15. — Gneiss à plagioclase et biotite. Calcul de l'apport	224
FIG. 16. — Enclaves amphibolitiques... ..	234
FIG. 17. — Courbes d'assimilation du gabbro à hornblende et cour- bes de différenciation du Granite	238

TABLE DES MATIERES.

	Pages.
INTRODUCTION..	3
LES TRAVAUX ANTÉRIEURS ..	9
DIVISION DU TRAVAIL..	17
PHYSIOGRAPHIE ..	19
Abrupts et replats..	19
Replats et pénéplaine..	23
L'orogénèse tertiaire et quaternaire..	25

PREMIÈRE PARTIE.

Le mont Stanley et le Wusuwameso.

GÉNÉRALITÉS..	29
CHAPITRE I. — <i>Les dykes doléritiques et leurs variétés diabasiques</i> ...	32
§ 1. Le dyke du seuil séparant les glaciers Stanley et Alexandra	32
I. — Étude pétrographique..	33
II. — Conclusions ..	41
§ 2. Le dyke de dolérite et de gabbrodiorite du glacier Stanley.	45
I. — Étude pétrographique..	47
II. — Conclusions ..	51
CHAPITRE II. — <i>Le gabbro du mont Stanley et ses dérivés métamorphiques</i> ...	67
§ 1. Le gabbro à hornblende ...	68
§ 2. Les dérivés dynamométamorphiques..	78
I. — Les Amphibolites et Amphiboloschistes...	81
II. — Les Cataclasites et les Mylonites ...	92
III. — Conclusions ..	98
§ 3. Le métamorphisme hydrothermal du gabbro ...	99
Conclusion..	102
§ 4. Le métamorphisme du gabbro au contact de la diabase ...	102
CHAPITRE III. — <i>Les Cipolins et Amphiboloschistes du mont Stanley.</i>	105
§ 1. Le stade mésozonal franc..	107
§ 2. La déformation mésozonale supérieure...	109
§ 3. Le métamorphisme hydrothermal. ...	110
CHAPITRE IV. — <i>Conclusions</i> ...	113

DEUXIEME PARTIE.

Le massif éruptif septentrional.

	Pages.
GÉNÉRALITÉS..	121
CHAPITRE I. — <i>Le Granite, ses variétés, ses enclaves</i>	125
§ 1. Le Granite gneissique de la bordure... ..	125
I. — Etude pétrographique..	126
II. — L'autométagmorphisme.	135
III. — Age de l'autométagmorphisme.	140
§ 2. Le Granite massif des hauts sommets	142
I. — Le Granite..	143
II. — Les Dykes alaskitiques du Granite	151
III. — Les variétés associées.	152
IV. — Le chimisme du Granite	158
§ 3. Les enclaves enalogènes du Granite..	161
I. — Etude pétrographique..	164
II. — Conclusion..	178
§ 4. Les relations entre le toit, les enclaves et les différen- ciations magmatiques... ..	189
CHAPITRE II. — <i>La couronne externe de roches amphiboliques</i>	196
§ 1. Etude pétrographique..	198
§ 2. Analyse chimique... ..	199
§ 3. Conclusion..	200
CHAPITRE III. — <i>La zone des injections</i>	201
§ 1. Les injections... ..	203
I. — Composition minéralogique	203
II. — Structure et texture	204
III. — Types d'Alaskite	205
IV. — Les Nébulites... ..	206
V. — L'autométagmorphisme.	207
VI. — Chimisme des Alaskites	208
VII. — Résumé et conclusion..	209
§ 2. Le métamorphisme d'injection	210
I. — Le métamorphisme à haute température	211
II. — Le phénomène pneumatolytique hydrothermal... ..	230
III. — Conclusion..	236
CHAPITRE IV. — <i>Le dynamométagmorphisme</i>	241
§ 1. Etude pétrographique..	241
I. — Les Cataclasites	241

	Pages.
II. — Les Amygdalites	242
III. — Les Schistes mylonitiques.	244
IV. — Les Gneiss mylonitiques... ..	247
V. — Les Blastomylonites	249
§ 2. Les caractères de la mylonitisation suivant les régions..	249
I. — Le degré de la déformation	249
II. — Le degré de la recristallisation	250
III. — Résumé et conclusion..	251
§ 3. La contemporanéité de l'injection et des efforts tectoniques.	252
CHAPITRE V. — <i>Conclusions.</i>	255
§ 1. Genèse des Alaskites	256
§ 2. La zone des injections et la zone des dislocations	258

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

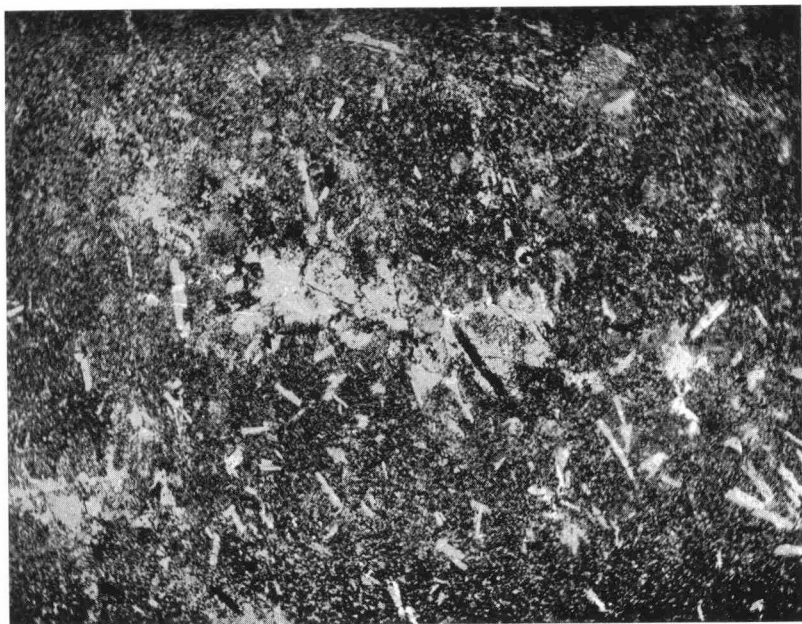
§ 1. Lithologie	261
§ 2. Les orogénèses..	261
I. — Orogénèse wasuwamésienne...	261
II. — Orogénèse ruwenzorienne.	262
§ 3. La déformation du tertiaire supérieur	265
TABLE DES ANALYSES	267
TABLE DES FIGURES	268
TABLE DES MATIÈRES... ..	269





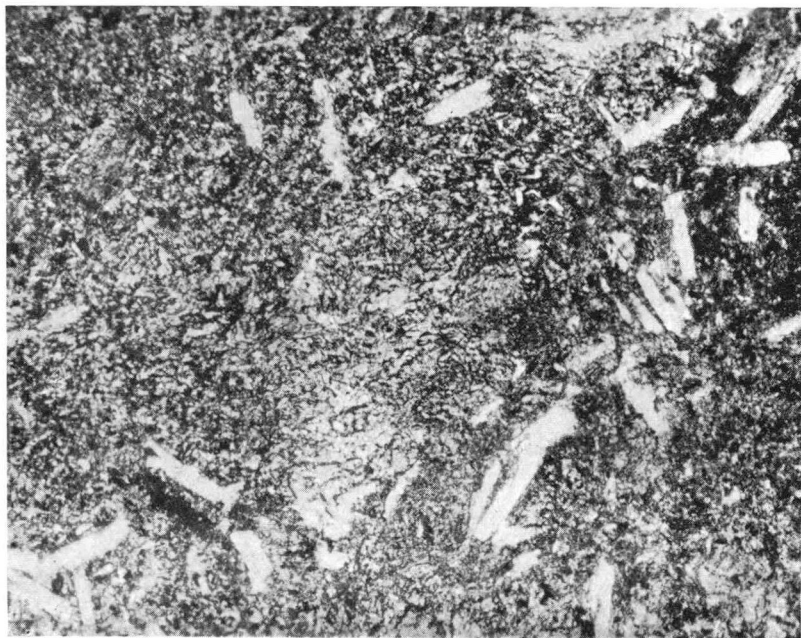
Micro 1. — Lumière verte polarisée. Gross.: 120.

Zone a. Texture fluidale dessinée par les grands microlithes de plagioclase; pâte ultramicrogrenue formée de plagioclase, hornblende et ilménite. — *Lame 95/b/1* (p. 33).



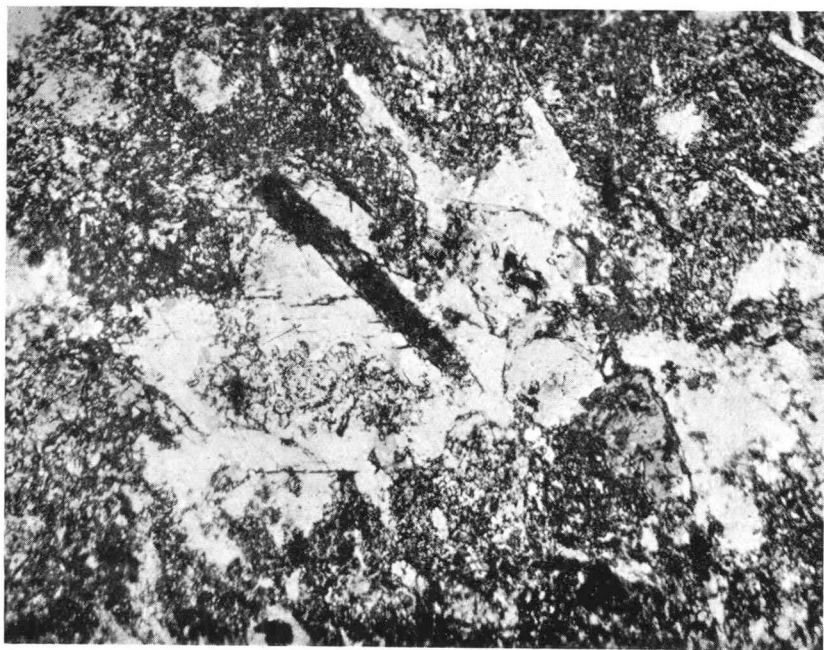
Micro 2. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Zone b. Au centre, en clair, cristaux géodiques de hornblende vert brunâtre. La géode contient en outre du quartz, à son extrémité occidentale entre autres. — *Lame 95/b/1* (p. 34).



Micro 3. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Zone *b*. Au centre, porphyroblaste de hornblende vert brunâtre, criblé de très petits microlithes de plagioclase identiques à ceux de la pâte. Il s'étend presque jusqu'aux gros microlithes. — *Lame 95/b/1* (p. 35).



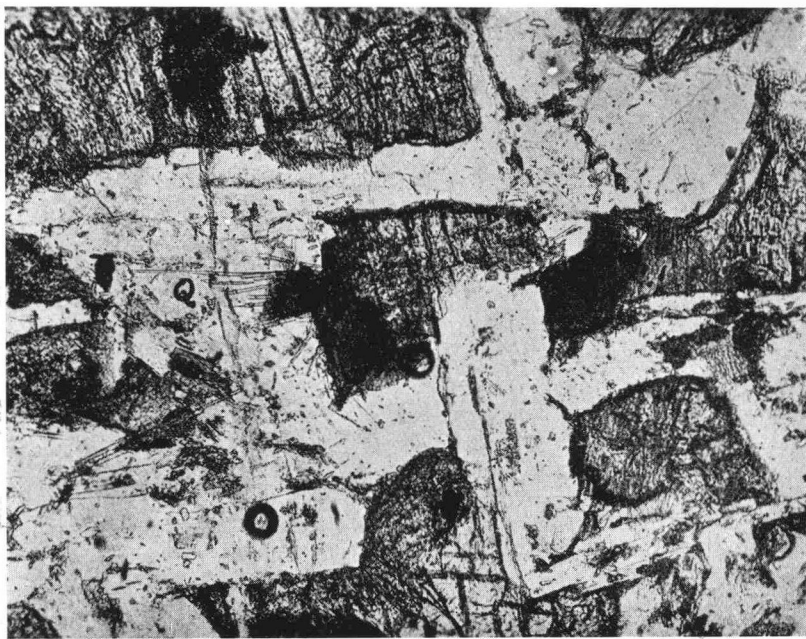
Micro 4. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Zone *b*. Hornblende vert brunâtre géodique, généralement massive; sur ses bords, elle enrobe des microlithes de la pâte. — *Lame 95/b/1* (p. 35).



Micro 5. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Partie centrale du dyke. Microlithes de plagioclase en clair, pyroxène en gris, titanomagnétite en noir. — Lamé 95/c (p. 38).



Micro 6. — Lumière verte polarisée. Gross.: 120.

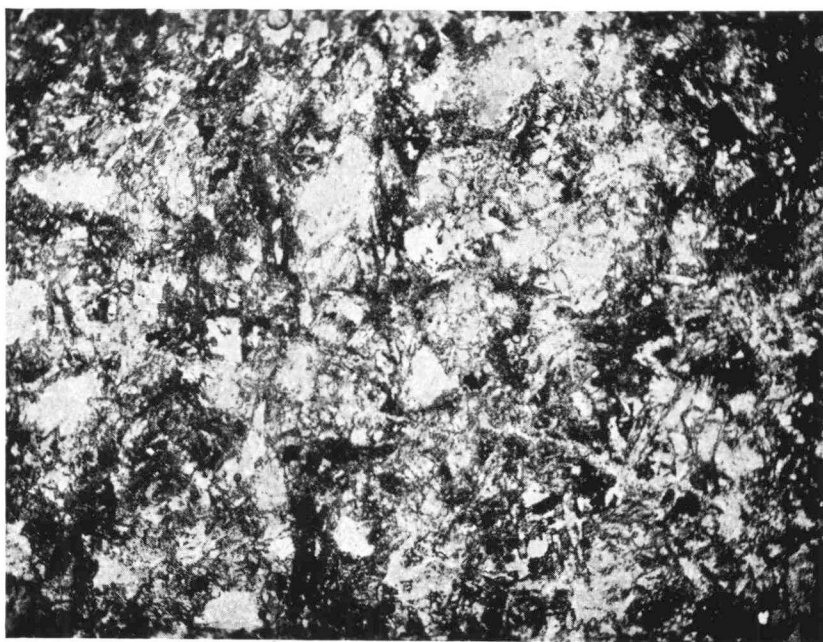
Partie centrale du dyke. Cristallisation magmatique résiduelle : hornblende, biotite, quartz (Q). Ce dernier enrobe des aiguilles d'apatite. A sa droite, une plage de biotite est en bordure d'un pyroxène; celui-ci possède une couronne d'ouralite qui se marque en plus foncé sur la micro.
Lamé 95/c (p. 40).



Micro 7. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Partie centrale du dyke. Au centre de la micro, ilménite avec bordure fine et régulière de hornblende verte et de biotite brune en substitution au plagioclase. Bordure d'ouralite ponctuée d'ilménite entre le diopside et l'ilménite. — Lamé 95/c (p. 39).

GROS DYKE DE DOLERITE DU MONT STANLEY.



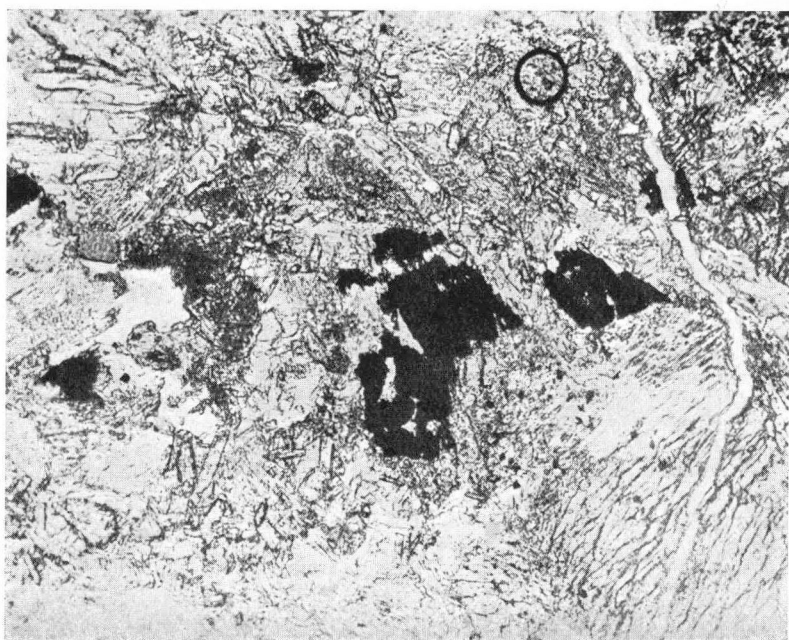
Micro 8. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Bordure autométamorphisée. Zone b. Vue générale du faciès diabasique: grandes plages d'ouralite enrobant de petits microlithes de plagioclase saussuritisé complètement. Ces derniers apparaissent en noir sur la micro, car ils sont criblés de zoisite. Lamé 99/c/B (p. 48).



Micro 9. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Bordure autométamorphisée. Zone *b*. Cristallisation magmatique résiduelle : hornblende, biotite, quartz, apatite. Le quartz forme la plage centrale claire; en-dessous de celle-ci, hornblende homogène en gris uniforme; les parties noires au contact du quartz sont de la biotite. — Lamé 99/c/B (p. 48).



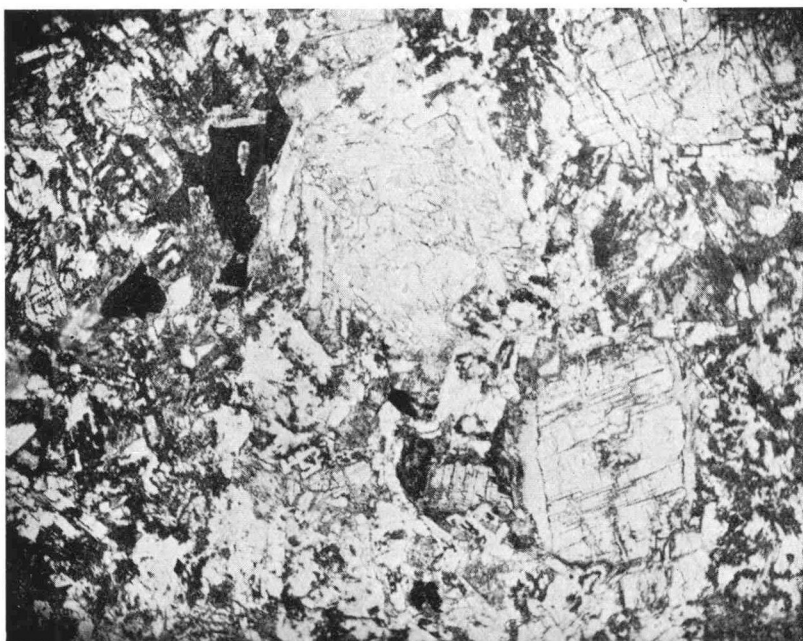
Micro 10. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Bordure autométamorphisée. Zone *b*. Ilménite avec couronne de biotite en très fines lamelles; celle-ci épigénise le microlithe de plagioclase situé au Nord-Est du centre. — Lamé 99/c/B (p. 48).



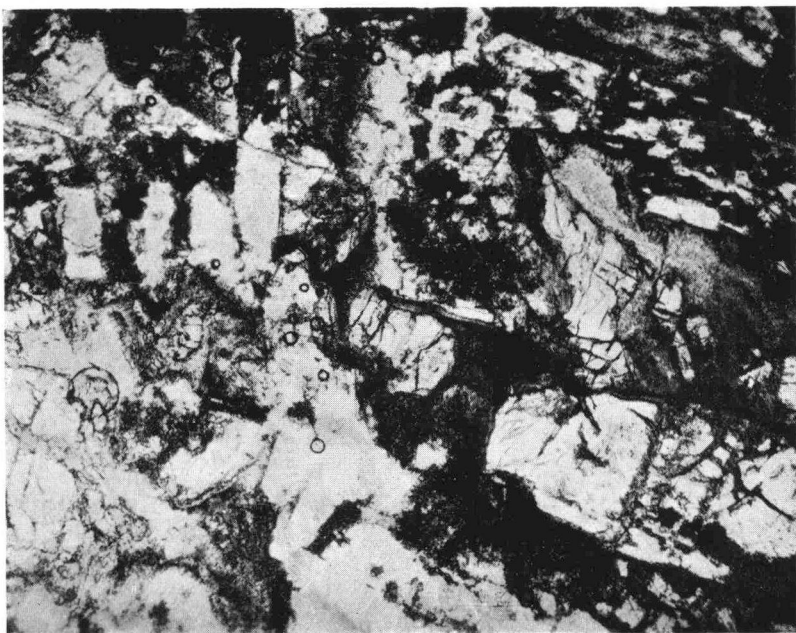
Micro 11. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.

Bordure autométamorphisée. Zone c. Ilménite avec couronne de sphène (celle-ci est peu visible sur la micro) et chlorite positive en substitution au plagioclase microlithique. — Lamé 99/d/A (p. 49).



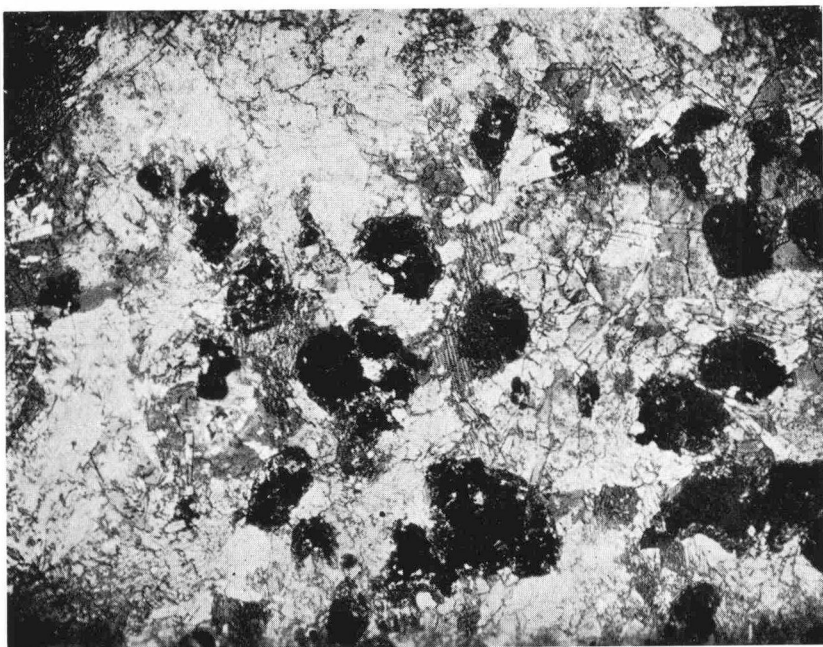
Micro 12. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Dolérite. Zone d. Dans le cadran Sud-Est, diopside en voie d'ouralisation. Il est entouré d'une double couronne; l'interne est formée d'ouralite fibreuse; l'externe de hornblende vert bleuâtre. Dans le cadran Nord-Ouest, ilménite avec couronne de biotite et de hornblende vert bleuâtre en substitution aux microlithes de plagioclase. — Lamé 99/e/A (p. 49).



Micro 13. — Lumière verte polarisée. Gross.: 62.
Dolélite. Zone *d*. Au centre, diopside avec couronne d'ouralite et de hornblende bleue (en foncé). — *Lame 99/e* (p. 50).

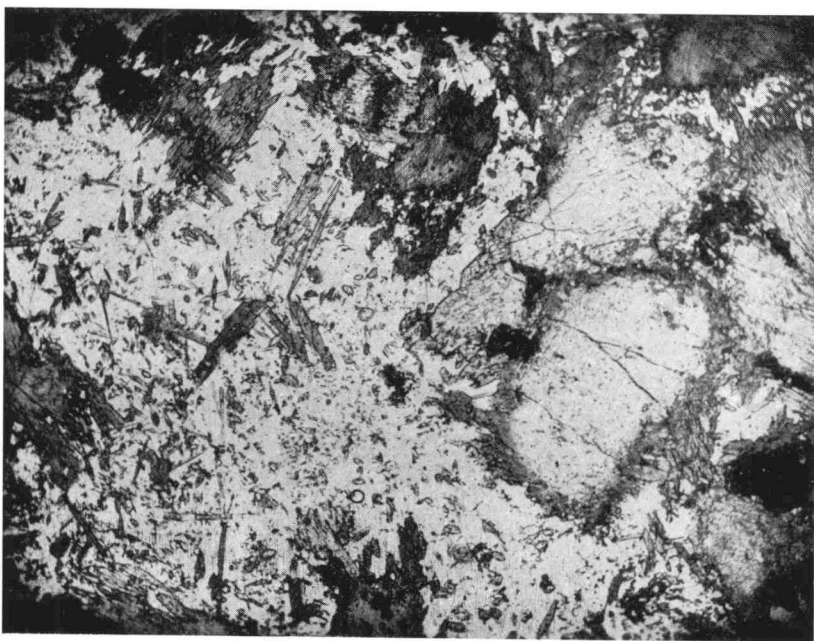
GABBRO A HORNBLLENDE DU MONT STANLEY ET SES DERIVES
DYNAMOMETAMORPHIQUES.



Micro 14. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Hornblendite de Campi ya Chupa. Les plages noires, avec couronne gris foncé, sont de l'ilménite avec bordure de sphène. Les plages claires sont de la hornblende.
Lame 4 (p. 71).



Micro 15. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Gabbroamphibolite. Hornblende vert bleuâtre en aiguilles et en couronne autour de
la hornblende verte. — *Lame 92/A* (p. 81).



Micro 16. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Gabbroamphibolite. Aiguilles de hornblende vert bleuâtre isolées dans le plagioclase.
Lame 94/A/I (p. 82).



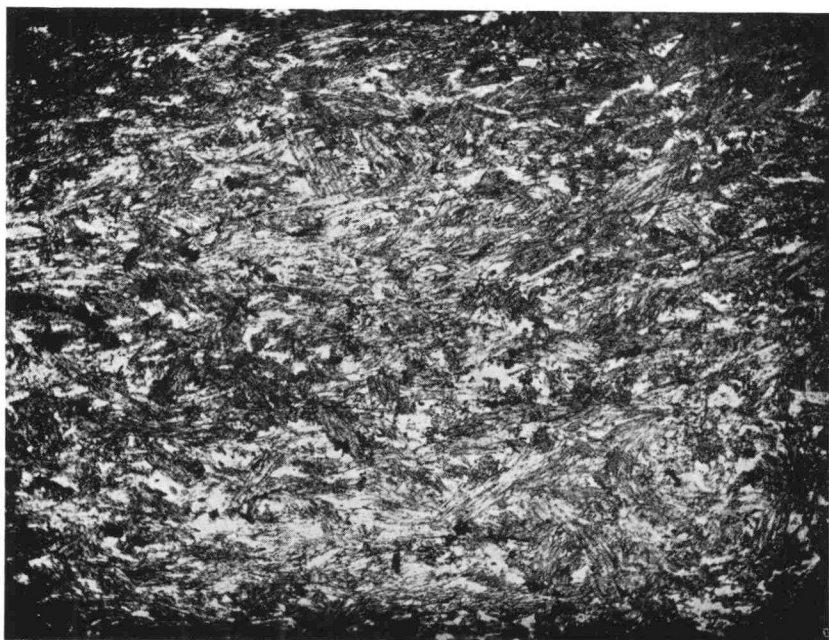
Micro 17. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 19.

Amphibolite, Stade B. Mosaïque de plages de plagioclase; hornblende avec aiguille disposée en périphérie des grandes plages. — *Lame 102/B* (p. 83).



Micro 18. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 19.

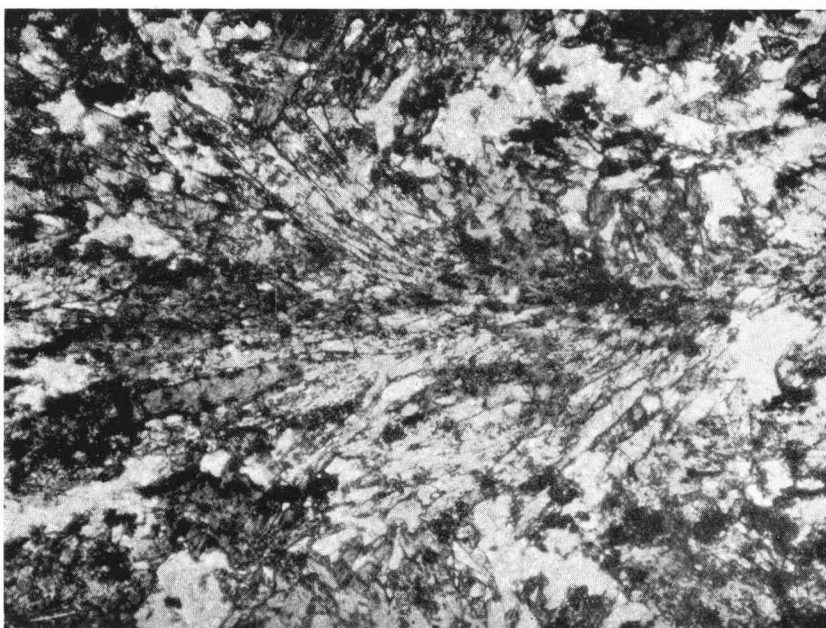
Amphibolite, Stade C. Structure fantomatique de la hornblende gabbroïque transformée en un faisceau d'aiguilles. — *Lame 102/D* (p. 84).



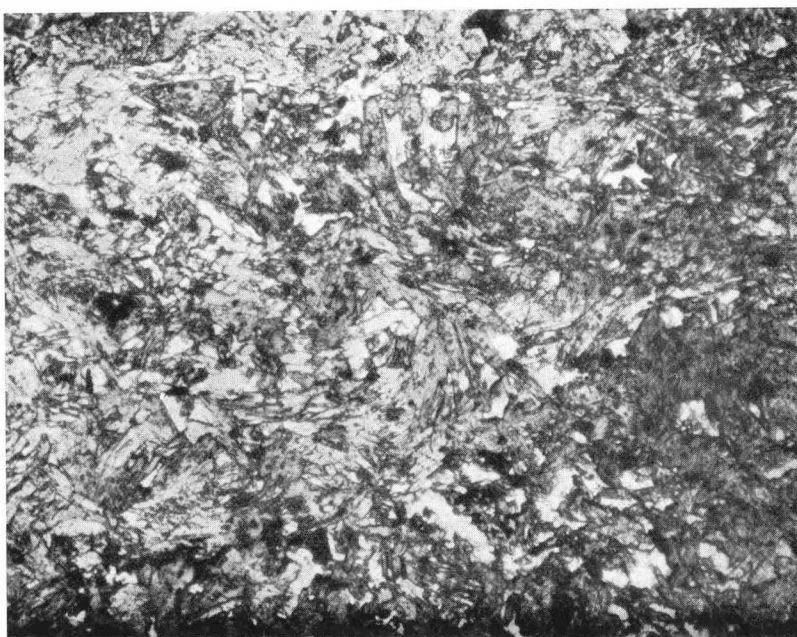
Micro 19. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Amphiboloschiste grossier. Structure roulée des amphiboles. Section longitudinale.
Lame 10/B (p. 85).



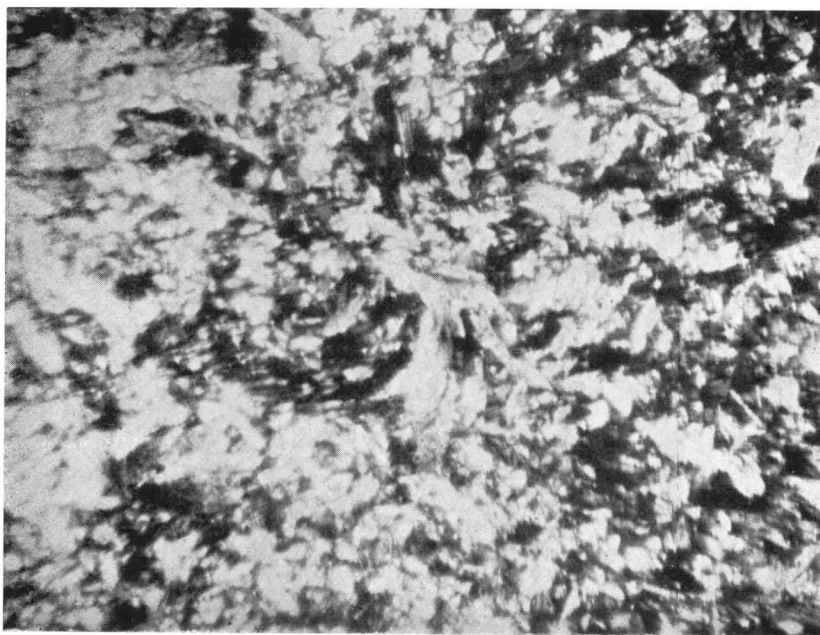
Micro 20. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 75.
Amphiboloschiste grossier. Structure de la hornblende. Section longitudinale. Les
aiguilles sont disposées obliquement à l'axe de la fibre, et donnent l'impression d'une
torsade. Au centre, terminaison en gerbe d'une torsade. — Lame 10/B (p. 85).



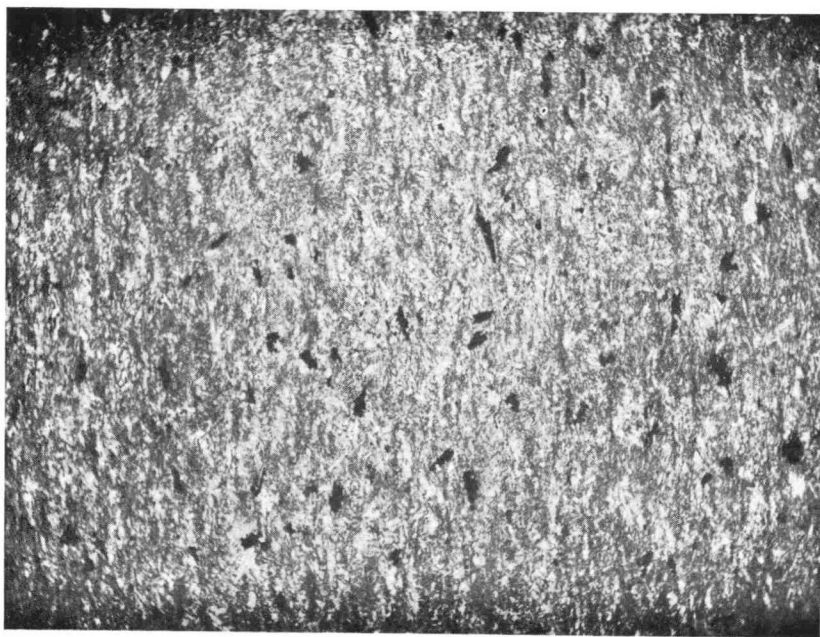
Micro 21. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 75.
Amphiboloschiste grossier. Structure en gerbe de l'amphibole. Section longitudinale.
Lame 109/c/1 (p. 86).



Micro 22. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 75.
Amphiboloschiste grossier. Section perpendiculaire à la fibre de la roche.
Lame 109/c/2 (p. 86).



Micro 23. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 75.
Amphibolite grossier. Même que la précédente. Au centre, structure spiralée
de la hornblende. — Lame 109/c/2 (p. 86).

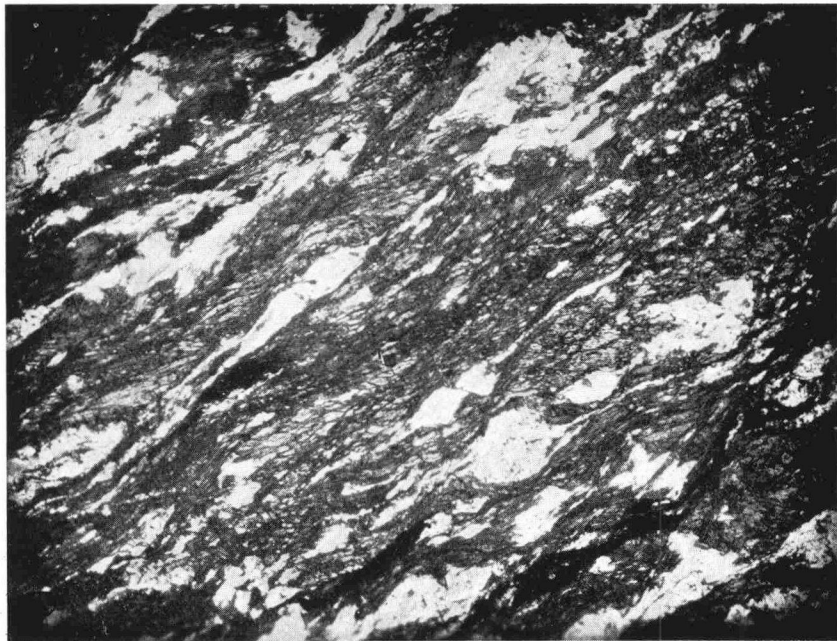


Micro 24. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 19.
Amphibolite fin. Section longitudinale. — Lame 10/A (p. 87).



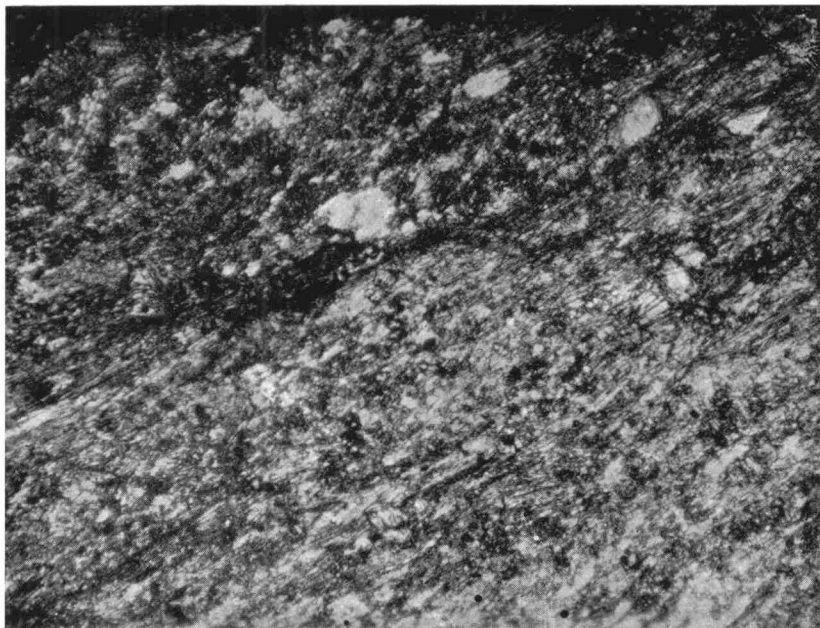
Micro 25. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 62.

Gabbro à hornblende cataclasique. Toute la partie centrale et le coin Nord-Est sont constitués de plagioclase avec aiguilles de hornblende disposées en étoilement. Les lignes de granulation dessinent la cataclase. — Lamé 28/B (p. 93).



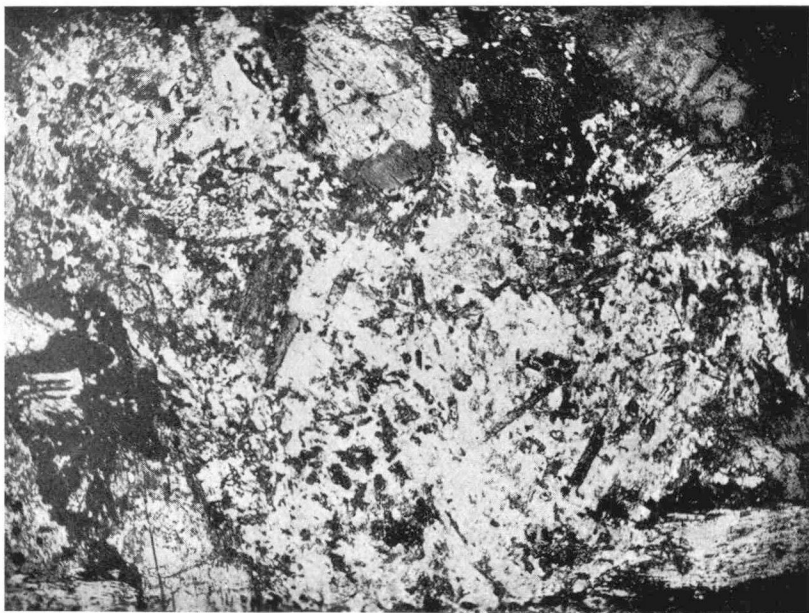
Micro 26. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 19.

Mylonite gabbroïque. — Lamé 27/C (p. 95).

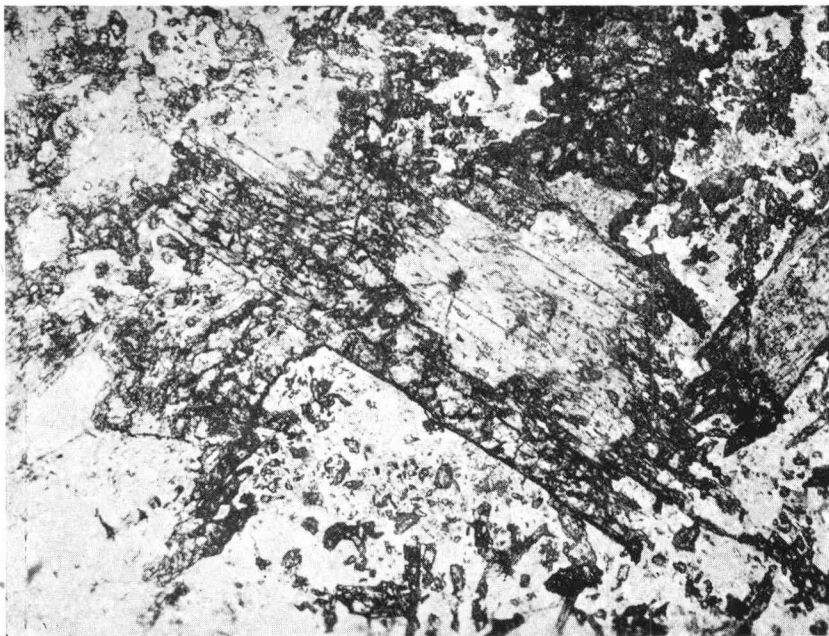


Micro 27. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 19.
Amphibolite mylonitique, d'origine gabbroïque. — Lam. 27/A (p. 96).

GABBRO A HORNBLLENDE METAMORPHISE PAR UNE ACTION
HYDROTHERMALE.



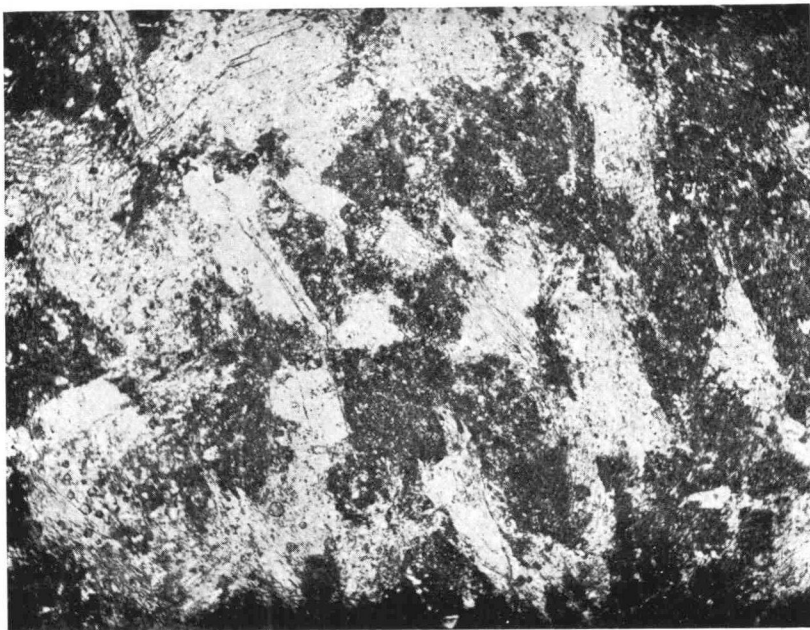
Micro 28. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Stade a. Faible saussuritisation du plagioclase et altération locale de la hornblende.
Lam. 92/B (p. 100).



Micro 29. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Stade *b*. Epidotisation des aiguilles de hornblende disposées sur la périphérie des grandes plages. — Lame 96/B (p. 100).



Micro 30. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Stade *b*. Vue générale; les aiguilles de hornblende ont complètement disparu ou sont épigénisées. La coloration bleue de la périphérie des grandes plages persiste localement. — Lame 92/C (p. 100).



Micro 31. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Stade *c*. Disparition totale de la hornblende vert bleuâtre; la hornblende est vert très pâle; le plagioclase est parfois complètement épidotisé (parties foncées).
Lame 96/C (p. 100).

CIPOLINS ET AMPHIBOLOSCHISTES ASSOCIES DU MONT STANLEY.



Micro 32. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Cipolin. Les zones finement granulées sont disposées dans une masse plus grossièrement grenue. — Lame 80/A (p. 107).



Micro 33. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Cipolin à hornblende. Porphyroblaste de hornblende (en foncé), enrobant des plages de calcite. — *Lame 80/G* (p. 108).



Micro 34. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 19.

Amphibolite. Vue générale. Porphyroblastes de hornblende. — *Lame 19/B/I* (p. 108).



Micro 35. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.
Amphiboloschiste. Porphyroblaste de hornblende. — *Lame 19/B/I* (p. 108).



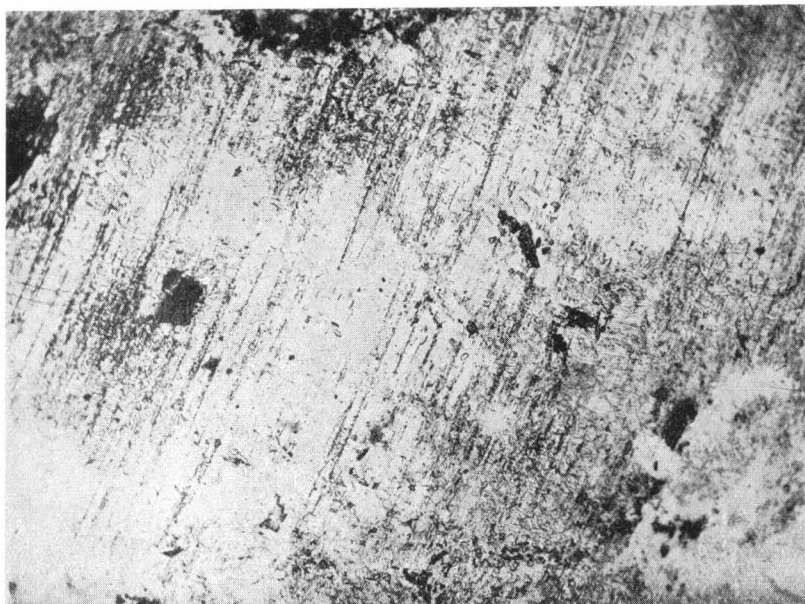
Micro 36. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Amphiboloschiste. Faciès aciculaire de la hornblende avec disposition en gerbe.
Les parties blanches sont formées de plagioclase. — *Lame 80/F* (p. 109).



Micro 37. — Lumière naturelle polarisée. Gross.: 75.

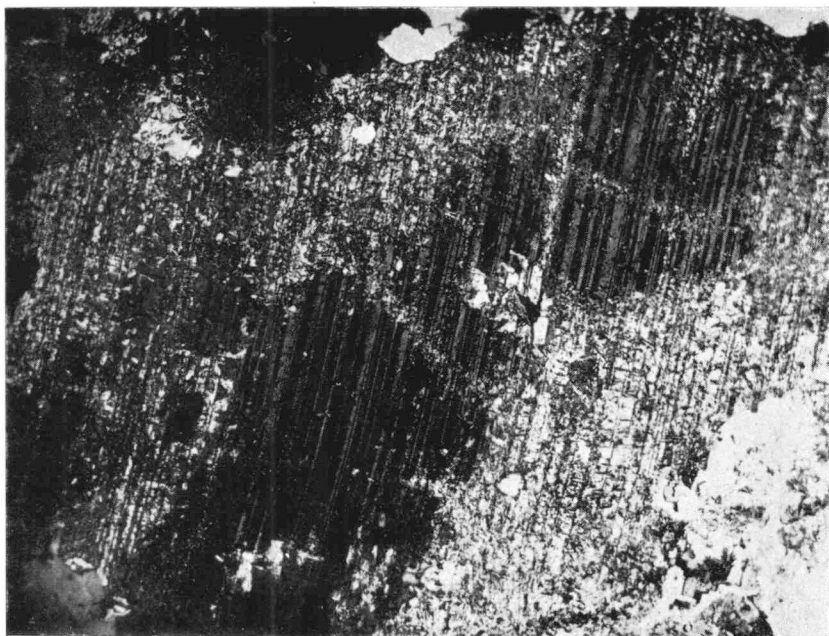
Cipolin à chlorite et trémolite. Déformation de la chlorite. Celle-ci forme les grandes plages tordues à l'Ouest du centre. — *Lame 81/E* (p. 110).

GRANITES GNEISSIQUES DE LA BORDURE.

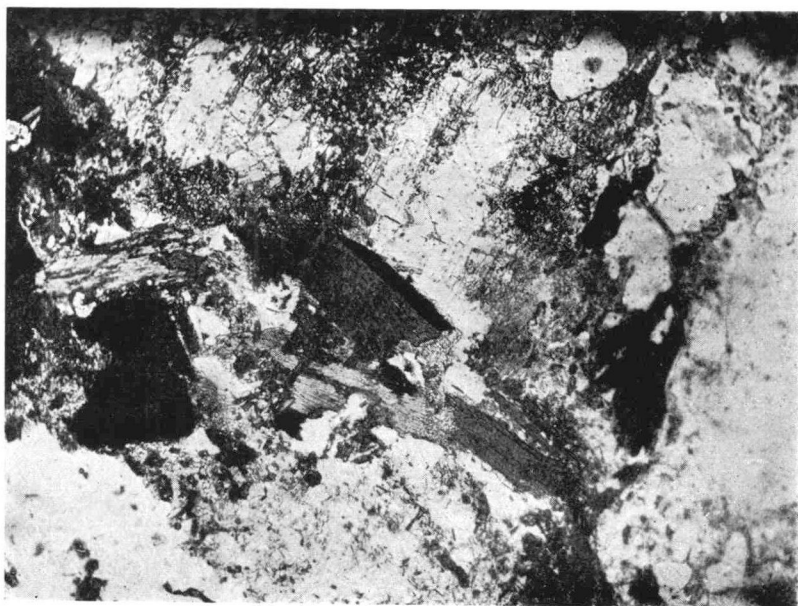


Micro 38. — Lumière verte polarisée. Gross.: 33.

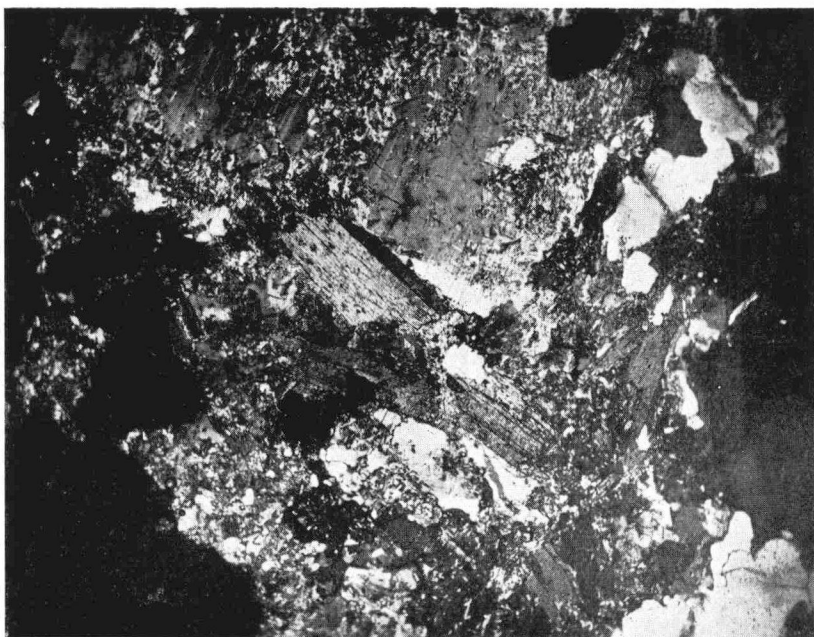
Plagioclase titrant 21 % An, à macles mécaniques du type de la péricline, et à saussuritisation différentielle se propageant dans le centre de la plage dans un seul système de lamelles. Dans le coin Sud-Ouest, plage de biotite (en noir) avec saussuritisation périphérique. — *Lame 300/A/I* (p. 126).



Micro 39. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 33.
Même plage que la précédente. Les macles s'effilent et s'incurvent en même temps.
Lame 300/A/I (p. 126).

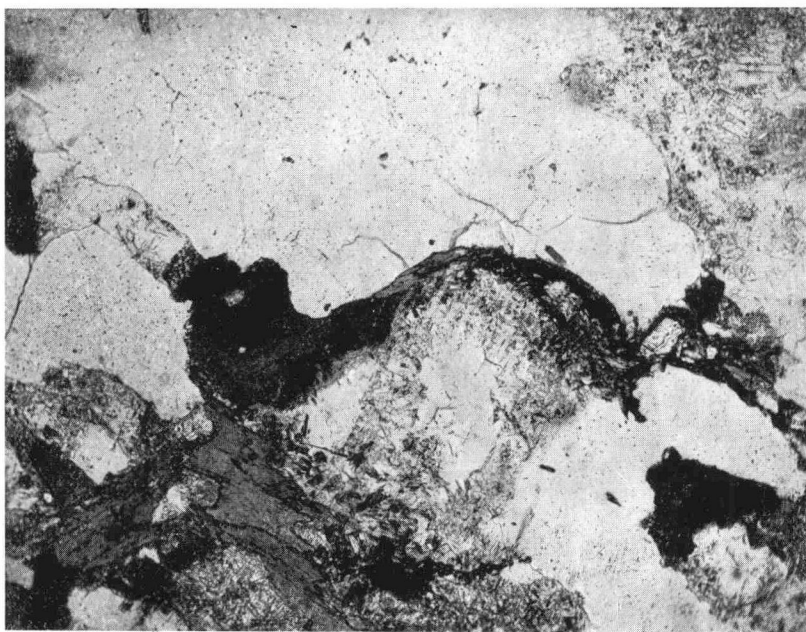


Micro 40. — Lumière verte polarisée. Gross.: 33.
Voir texte explicatif à la micro 41. — Lame 300/A/I (p. 128).



Micro 41. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 33.

Dans la partie centrale, grande lamelle de biotite cataclasée, avec tronçons écartés. Dans l'intervalle laissé entre ceux-ci, néocrystallisation d'albite et de symplectite de muscovite et d'albite. L'albite est de même orientation optique que l'albite finement maclée qui se trouve au-dessus de la lamelle supérieure; cette albite a la même orientation cristallographique que l'oligoclase peu saussuritisé dont elle semble séparée brutalement, comme au couteau. — lame 300/A/I (p. 128).

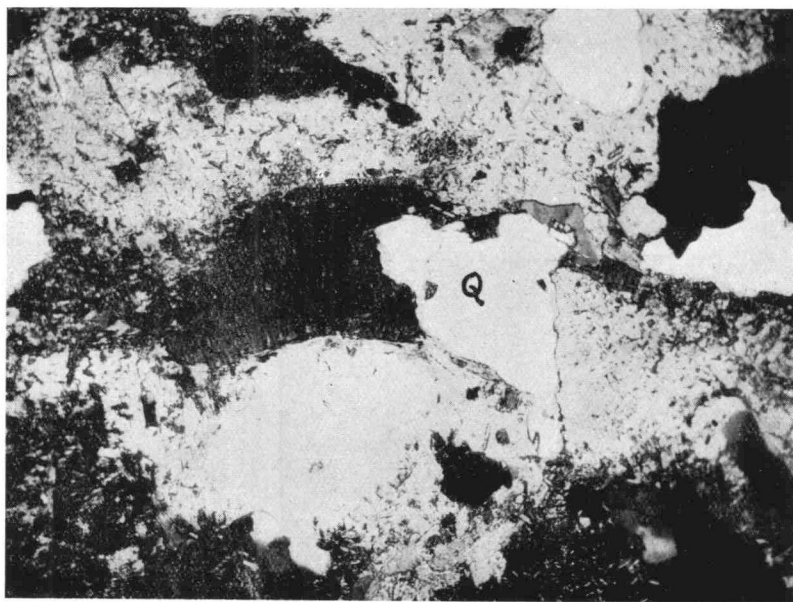


Micro 42. — Lumière verte polarisée. Gross.: 33.

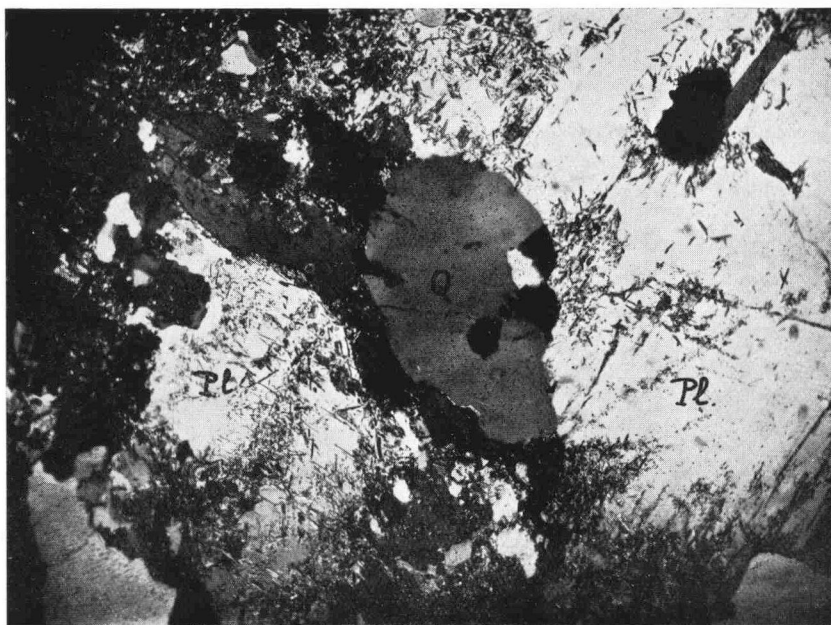
La grande plage de biotite (en noir), immédiatement située à l'Ouest du centre, est encastrée dans le plagioclase formant la partie centrale de la micro, entre celui-ci et le quartz (en blanc), existe un plaquage de biotite déformée en tronçons coulissants. Au Nord-Ouest de la grande plage de biotite, on remarque un appendice formé de feldspath, entouré de part et d'autre par du quartz; la conservation de cette structure implique l'absence de glissement après la cristallisation du quartz; la désagrégation de la biotite, avec coulissage des tronçons, est donc antérieure à la cristallisation du quartz. — lame 300/A/I (p. 128).



Micro 43. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 33.
Même plage que la précédente. Les trois plages blanches de quartz ont la même orientation optique et appartiennent au même élément. — Lamé 300/A/I (p. 128).

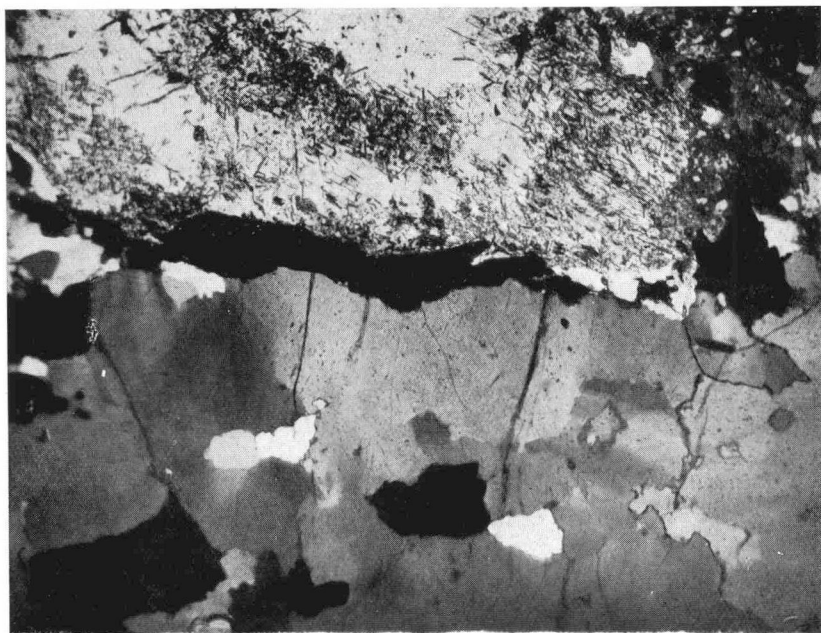


Micro 44. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 33.
Grande plage de biotite primaire, idiomorphe du côté du plagioclase dans lequel elle est encastrée. Du côté du quartz (Q), elle est déformée, incurvée et tronçonnée. Les tronçons inférieurs (en clair ou gris clair) sont plaqués contre le plagioclase et résultent probablement d'un coulissage. Le quartz n'est pas cataclaté. — Lamé 300/A/II (p. 129).



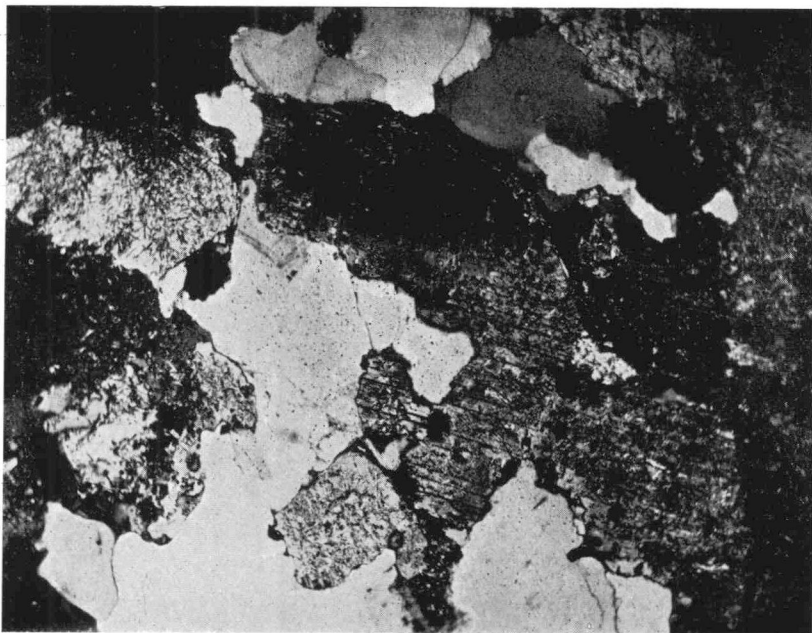
Micro 45. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 33.

Grande lamelle de biotite primaire (en noir), enchâssée dans l'agrégat feldspathique; elle se prolonge sur tout le flanc Sud-Ouest du quartz en petits éléments (en noir) qui couglissent et sont plaqués sur le plagioclase. Le quartz ne présente qu'une extinction onduleuse. — Lamé 300/A/III (p. 129).



Micro 46. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 33.

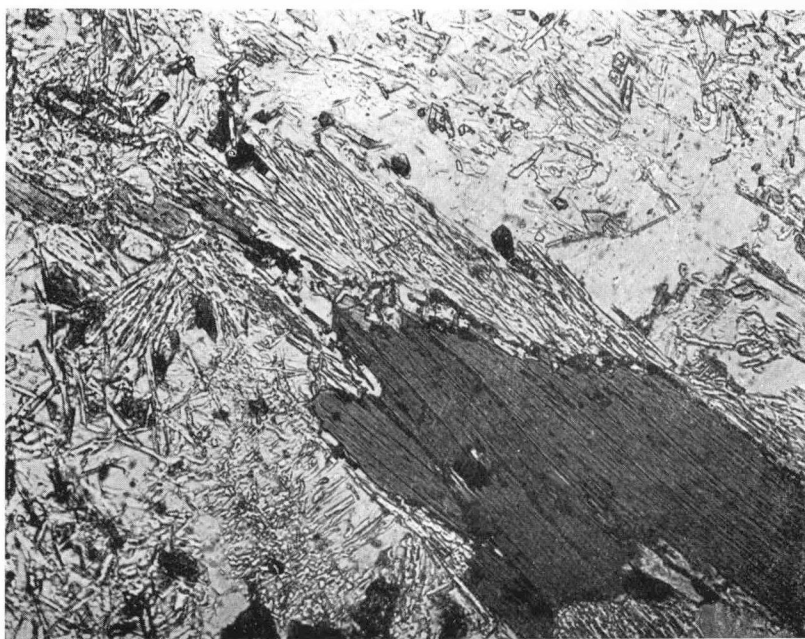
Tronçons de biotite (en noir) coulissants, plaqués entre quartz et plagioclase. Le quartz n'a qu'une extinction onduleuse. — Lamé 300/A/I (p. 129).



Micro 47. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Corrosion du plagioclase par le quartz. — Lam. 300/A/II (p. 132).

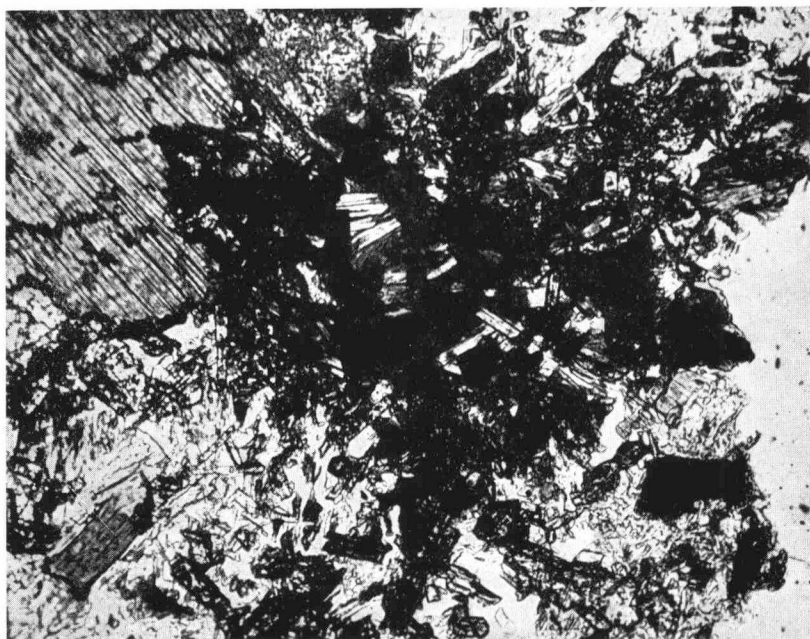


Micro 48. — Lumière verte polarisée. Gross.: 140.
Plagioclase complètement saussuritisé; il s'y développe un agrégat de symplectites de muscovite et d'albite, dont on aperçoit la structure vermiculée. A l'est du centre, grand cristal de muscovite contenant de petits grains de sphène (en foncé), qui sont disposés parallèlement au clivage de la muscovite et représentent en même temps l'ancienne direction du clivage de la biotite entièrement substituée. (La photo a renforcé les lignes noires du sphène, à cause de la différence entre l'indice de réfraction du sphène et celui de la muscovite. En réalité, ces lignes noires sont transparentes.)
Lam. 300/C/I (p. 137).



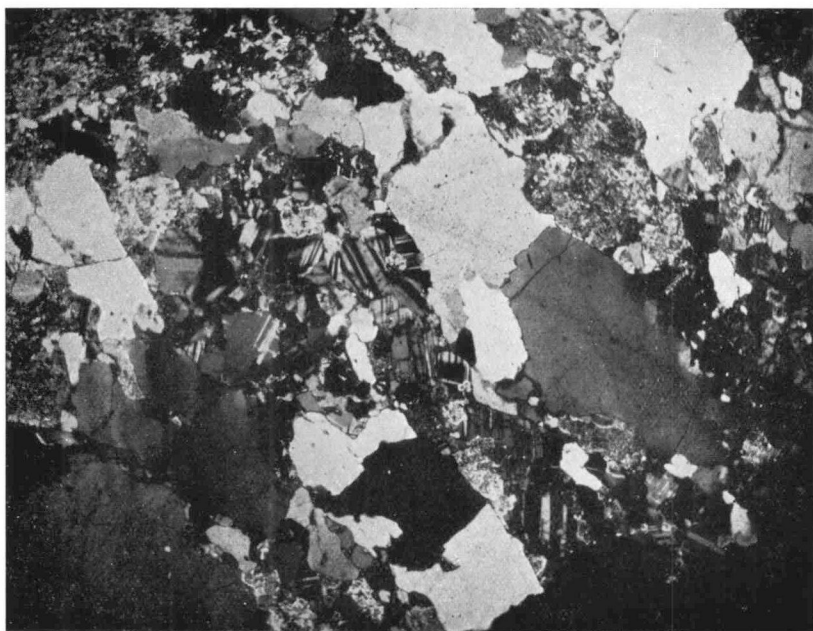
Micro 49. — Lumière verte polarisée. Gross.: 116.

Biotite primaire prolongée distalement par des symplectites de muscovite et d'albite; le développement de ces dernières est moindre contre les clivages *p* de la biotite.
Lame 300/A/II (pp. 135, 136).

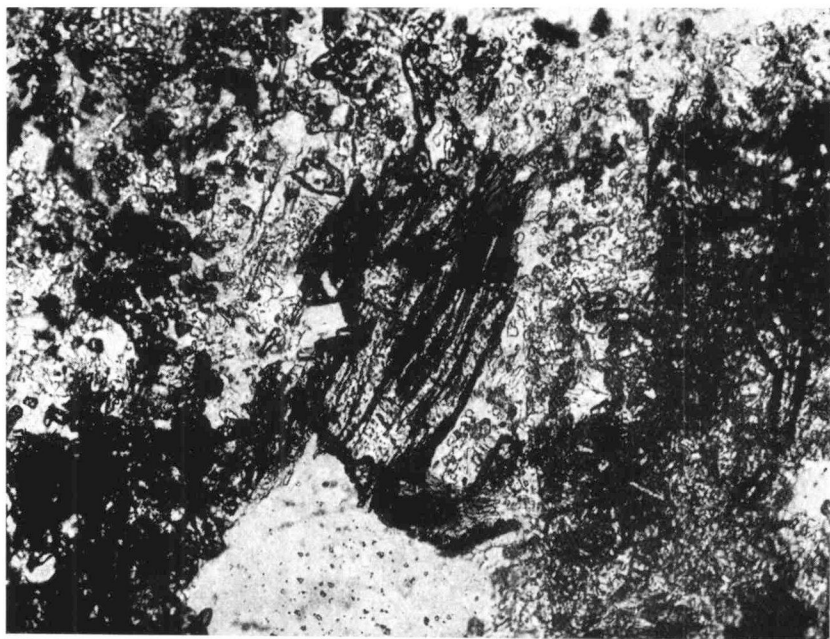


Micro 50. — Lumière verte polarisée. Gross.: 116.

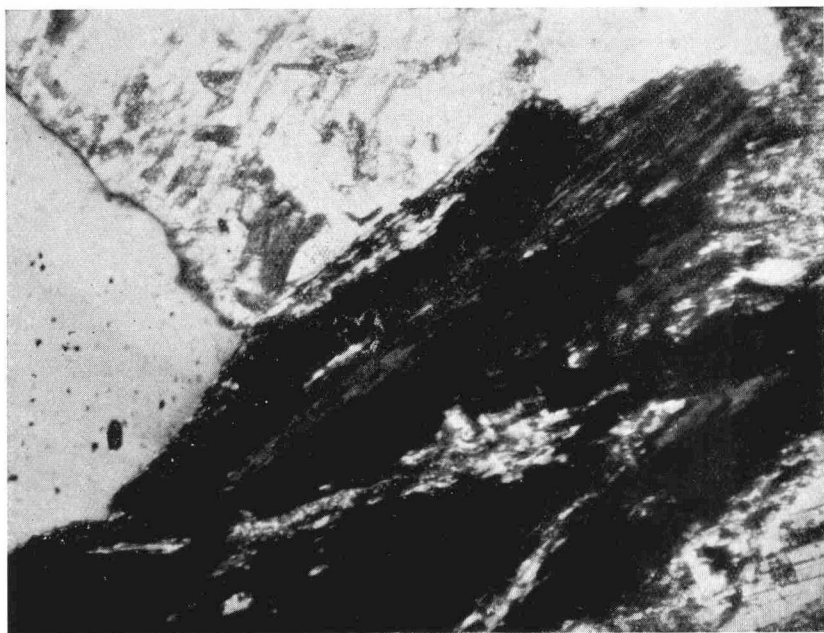
Agrégat parqueté de biotite et d'épidote. Dans le coin Nord-Ouest, lamelle de biotite primaire. Immédiatement au Sud-Est, gros cristal de titanomagnétite (celui-ci est en réalité entouré d'une mince bordure de sphène qui n'apparaît pas dans la photo); autour de l'association titanomagnétite-sphène, agrégat de biotite avec épidote. Ce n'est qu'en périphérie qu'apparaît la muscovite ou la séricite. — Lame 300/A/II (pp. 129, 137, 139).



Micro 51. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 19.
Protoclase du microcline. Les lentilles quartziques sont intactes. — Lame 304/A/I
(pp. 132, 134).

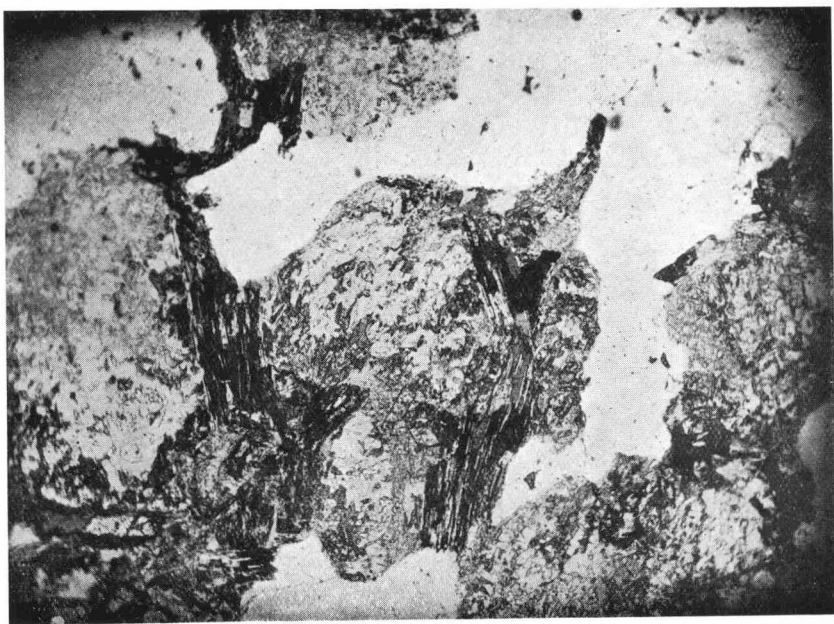


Micro 52. — Lumière verte polarisée. Gross.: 116.
Au centre, plage d'épidote contenant des alignements de sphène légèrement incurvés,
qui se prolongent, vers le dessus, par les clivages d'une petite plage résiduelle de
biotite (en gris foncé). — Lame 300/C/I (p. 138).



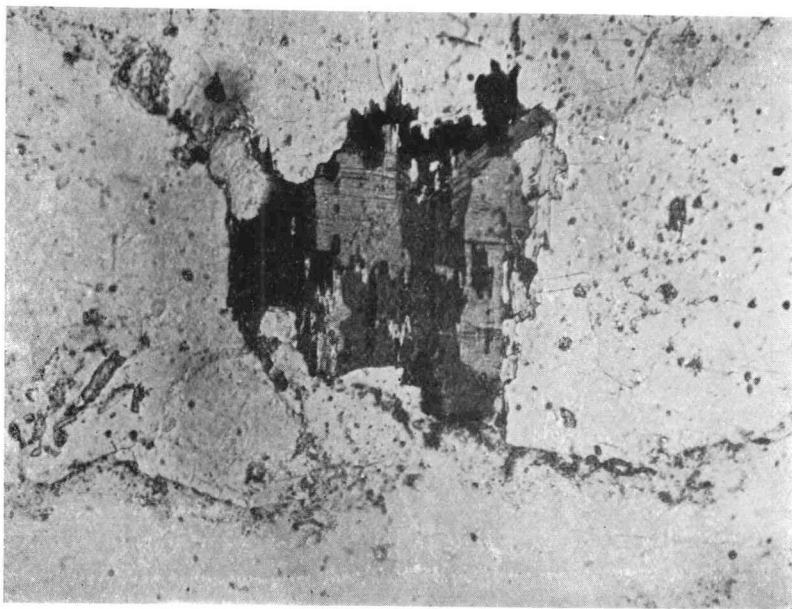
Micro 53. — Lumière verte polarisée. Gross. : 140.

Biotite primaire, avec alignements de sphène (en noir) disposés parallèlement au clivage. Au Nord-Ouest, albite chargée de saussurite; près de la biotite, elle contient des alignements de sphène, parallèles au clivage de la biotite. (L'ensemble albite-sphène a un aspect ajouré). — *Lame 300/C/I* (p. 138).



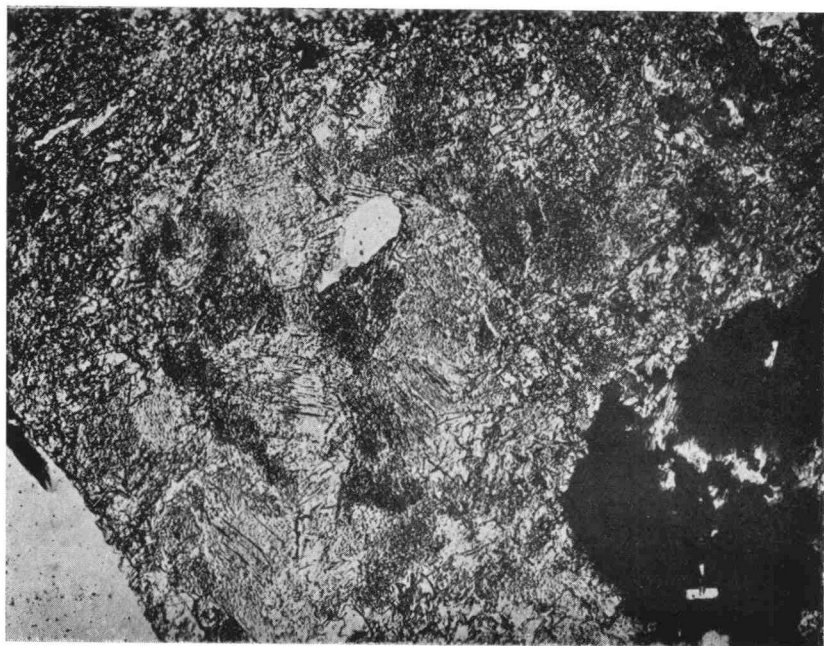
Micro 54. — Lumière verte polarisée. Gross. : 19.

Agrégat de biotite et de muscovite en substitution à une grande plage de biotite primaire incurvée. La seule structure conservée de cette dernière consiste dans les inclusions de sphène, disposées en alignements parallèles entre eux et au clivage de la muscovite; elle persiste dans la muscovite et dans les lamelles de biotite de recristallisation. — *Lame 300/C/I* (p. 136).



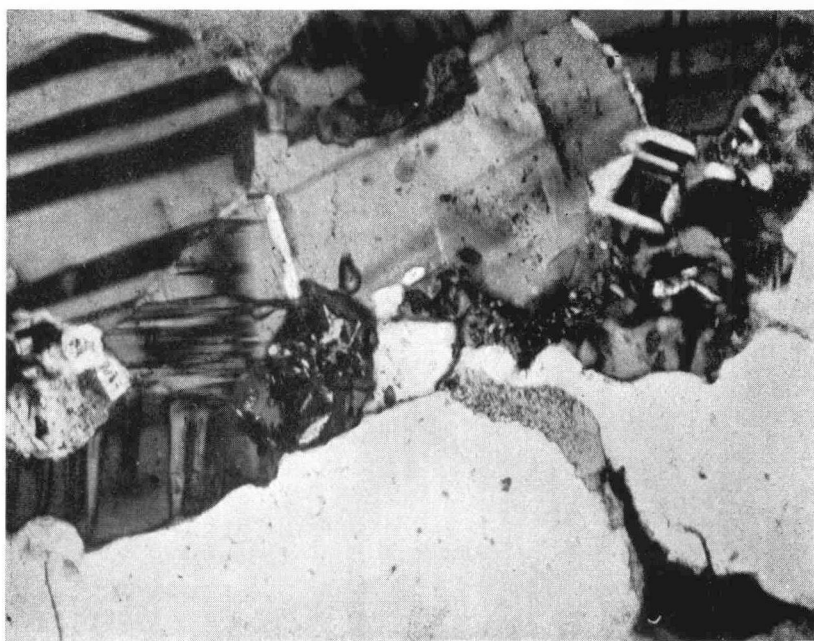
Micro 55. — Lumière verte polarisée. Gross.: 140.

Agrégat parqueté de biotite de néocrystallisation, formé aux dépens d'une grande lamelle de biotite primaire dont les alignements résiduels de sphène ont été conservés. Au coin Nord-Est de l'agrégat, lamelle de muscovite, dont les clivages sont parallèles aux alignements de sphène résiduels. Le microcline, dans lequel l'agrégat est enrobé, est intact. — *Lame 300/D* (p. 138).

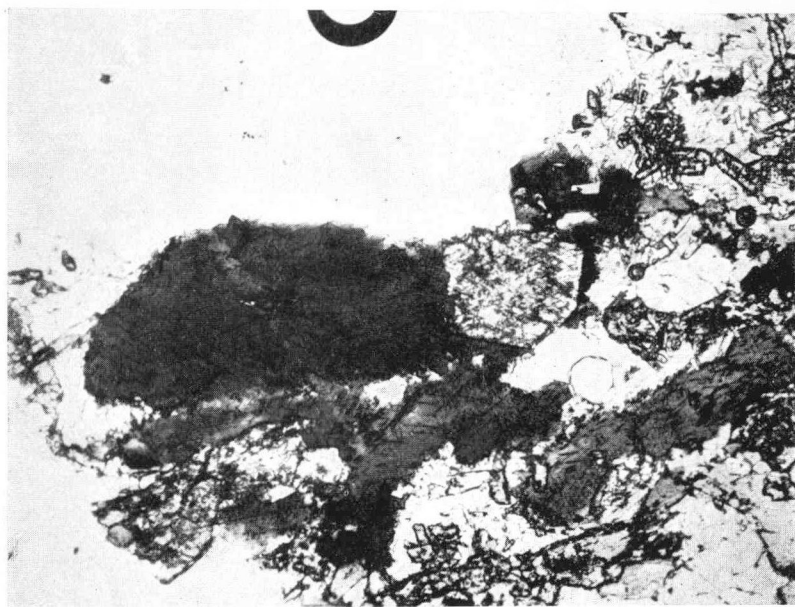


Micro 56. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.

Agrégat de symplectites de muscovite et d'albite, en substitution à un plagioclase. — *Lame 300/D* (p. 136).



Micro 57. — Lumière naturelle; nicols croisés. Gross.: 116.
 Protoclase du microcline. La suture entre les grains est régulièrement albitisée.
 Lame 304/A/1 (pp. 132, 134).



Micro 58. — Lumière verte polarisée. Gross.: 116.
 Biotite avec réseau de sagénite se prolongeant dans l'épidote contiguë.
 Lame 306 (p. 137).



Micro 59. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.

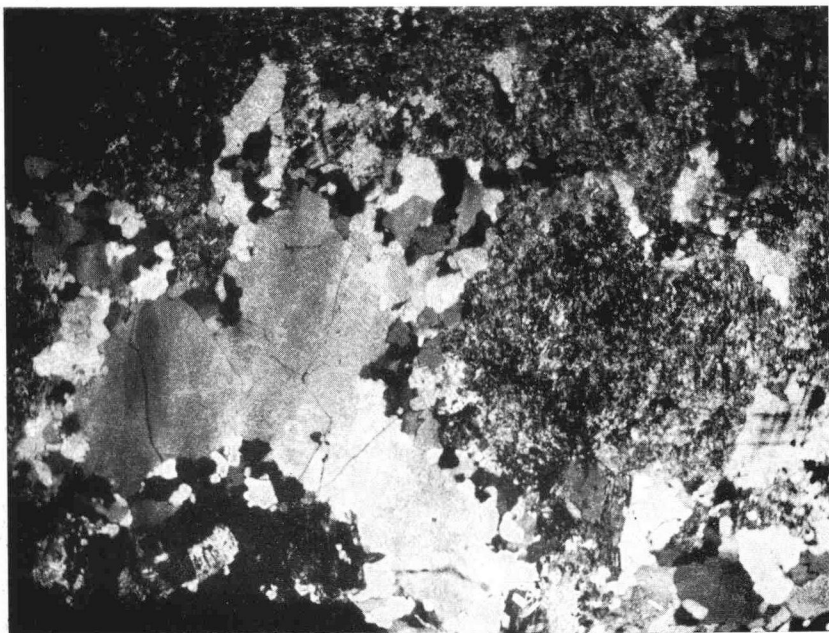
Microcline enrobant le plagioclase saussuritisé. En bordure de celui-ci, au contact du microcline, liséré régulier d'albite exempt d'inclusions. — *Lame 141/a/II* (p. 144).



Micro 60. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.

Agrégat parqueté formé essentiellement de lamelles de biotite; en outre, épidote dans le cadran Nord-Ouest, muscovite, sphène en petits grains près du centre.

Lame 123/c/II (p. 145).



Micro 61. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Plage de quartz granulée périphériquement. Cet ensemble est entouré par de grandes
plages de plagioclase complètement feutré par la saussurite.
Lame 123/c/II (p. 146).

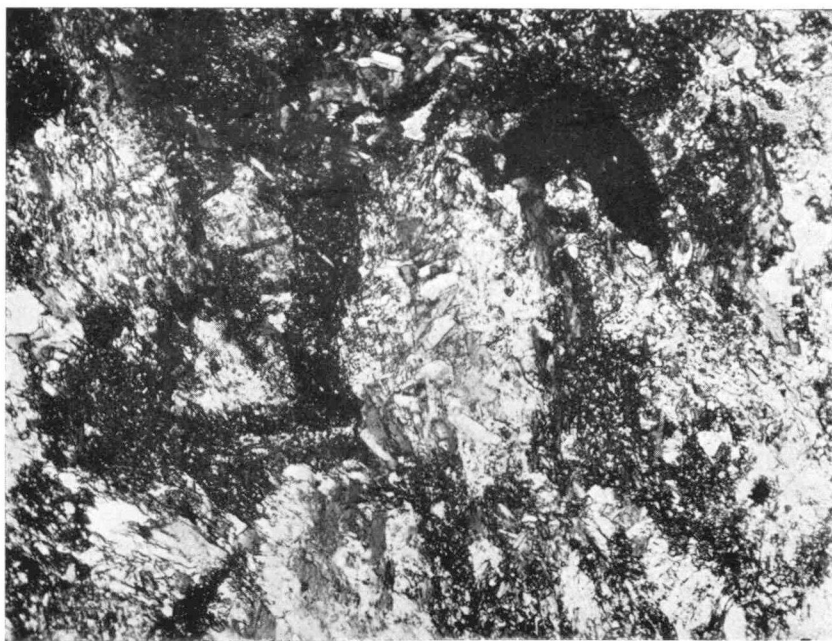


Micro 62. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Granito-syénite cataclastique. Développement hypidiomorphe de l'albite, avec
macles très nettes. — Lame 144/I (p. 155).

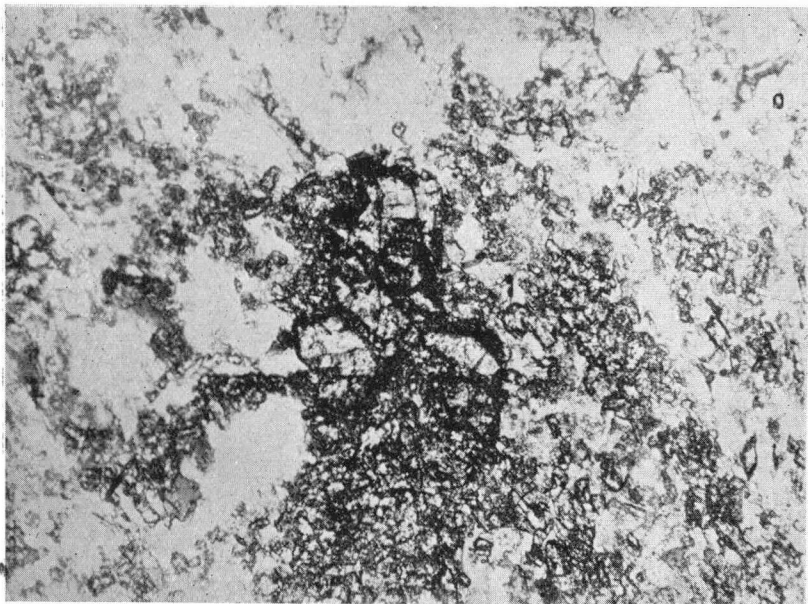


Micro 63. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Pegmatite. Corrosion du microcline par le quartz. — Lamé 317/B (p. 151).

ENCLAVES.



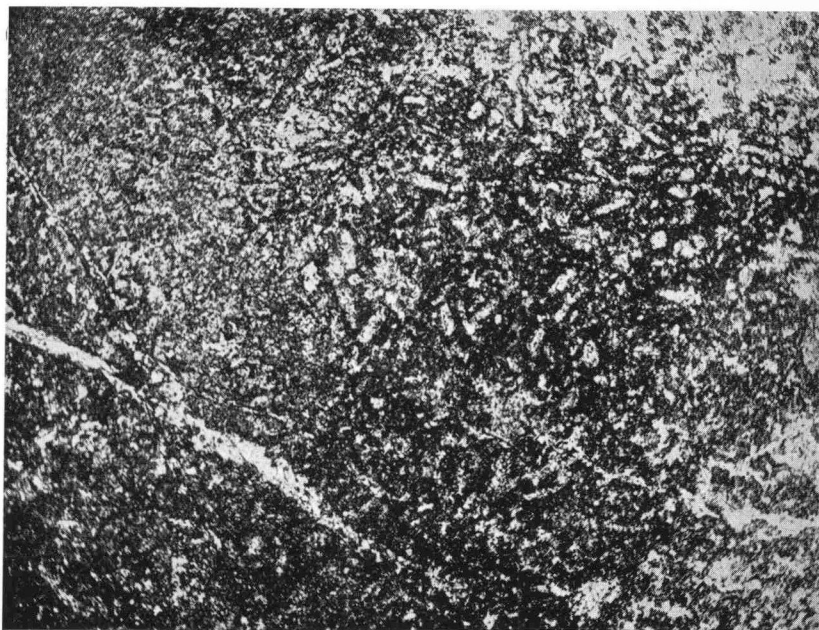
Micro 64. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.
Diabase amygdalitique. Au centre, ouralite presque totalement substituée par des lamelles de biotite brune, disposées en structure parquetée. Le minéral avec relief est de l'épidote, à l'emplacement du plagioclase. — Lamé 132/B/II. Mont Speke (p. 162).



Micro. 65. — Lumière verte. Gross.: 75.

Diabase. Enclave de diabase n'ayant plus d'autre structure conservée que les formes d'implantation des microlithes feldspathiques (bourrés d'épidote et par conséquent foncés) dans un grain de sphène provenant de la transformation de l'ilménite.

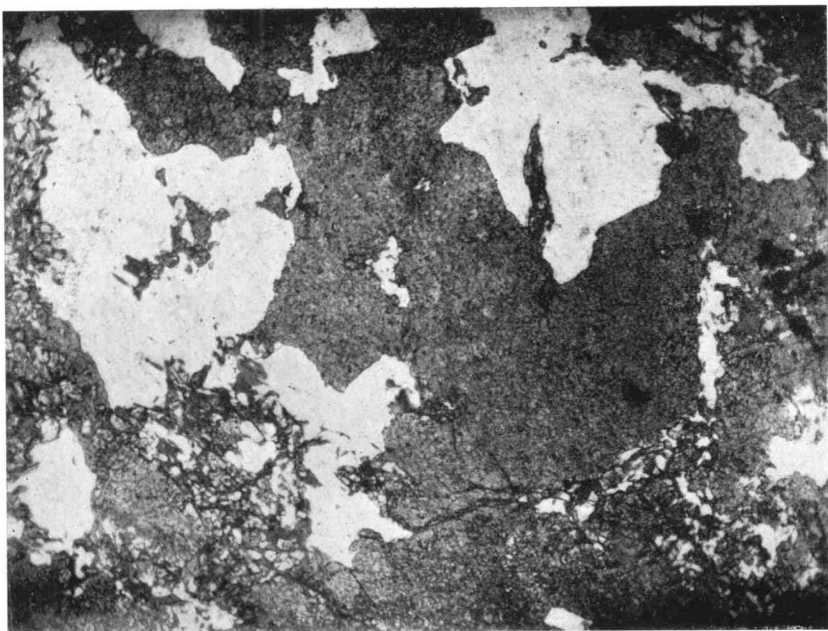
Lame 141/f/A. Crête du Mont Speke (p. 162).



Micro 66. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

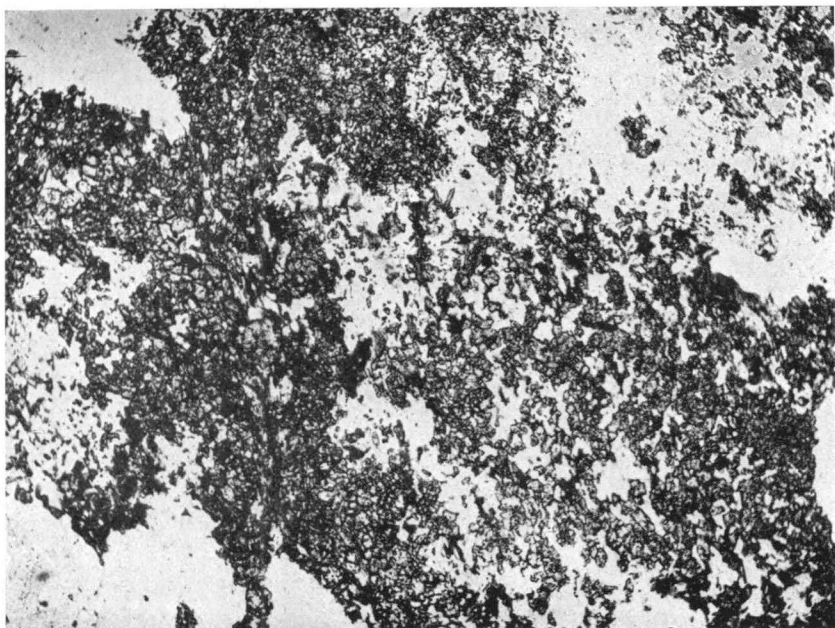
Epidotite d'origine diabasique. Agrégat de très petites plages d'épidote épigénisant les formes microlithiques qui sont celles de feldspath. Entre nicols croisés, celles-ci n'apparaissent plus. Interstitiellement: biotite verte, chlinochlore, quartz.

Lame 148/B/II. Cirque glaciaire du Col Georges (p. 168).



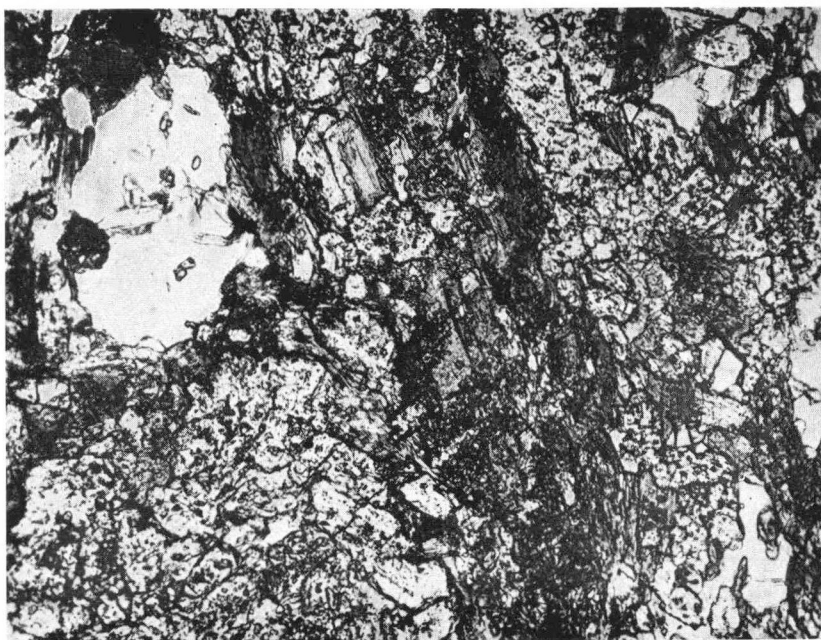
Micro. 67. — Lumière verte. Gross.: 19.

Epidotite quartzique ayant pour origine une diorite quartzique. Epidote (masse grise), quartz, biotite et chloritoid. L'épidote s'est substituée entièrement au plagioclase, dont il ne reste plus de trace. — Lam. 148/B/III. Cirque glaciaire du Col Georges (p. 169).



Micro. 68. — Lumière verte. Gross.: 19.

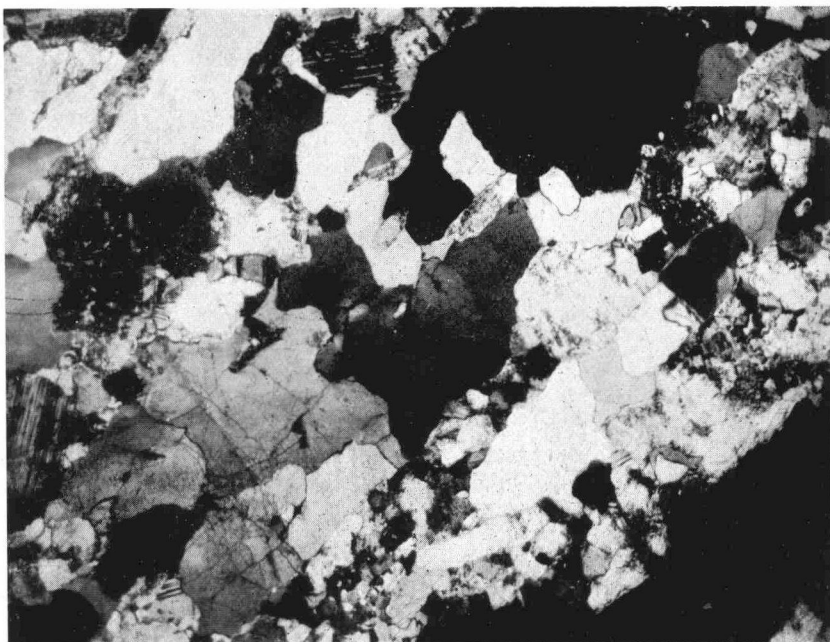
Epidotite quartzique, ayant pour origine une diorite quartzique. Le plagioclase est en voie d'épidotisation. — Lam. 148/B/I. Cirque glaciaire du Col Georges (p. 169).



Micro 69. — Lumière verte polarisée. Gross.: 140.

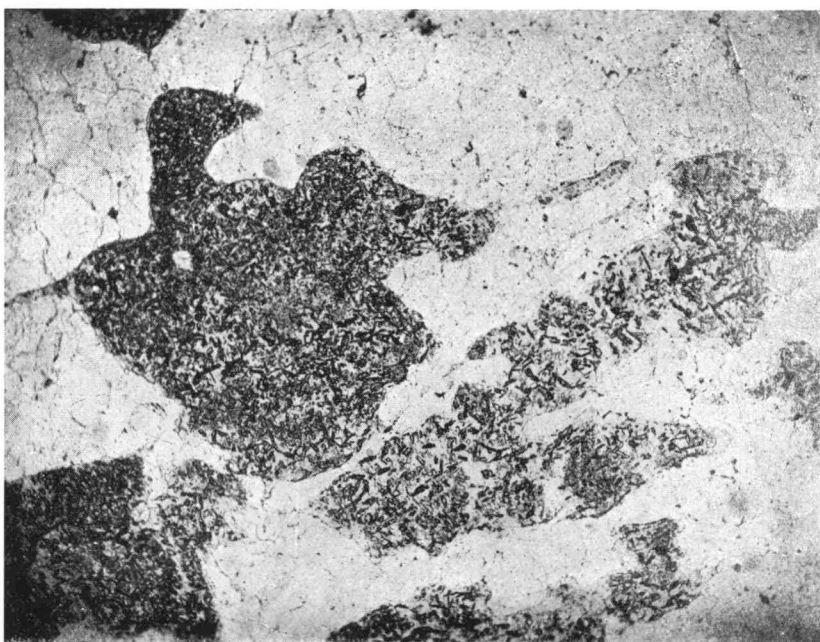
Enclave amphibolitique. Substitution de l'épidote granulaire aux grandes plages de hornblende (dont les restes s'allongent du Nord au Sud), finement chargée de biotite. Un peu de biotite persiste dans les agrégats d'épidote; l'albite fait défaut. — Lamé 141/e. Crête du Mont Speke (p. 172).

INJECTIONS ET METAMORPHISME D'INJECTION.

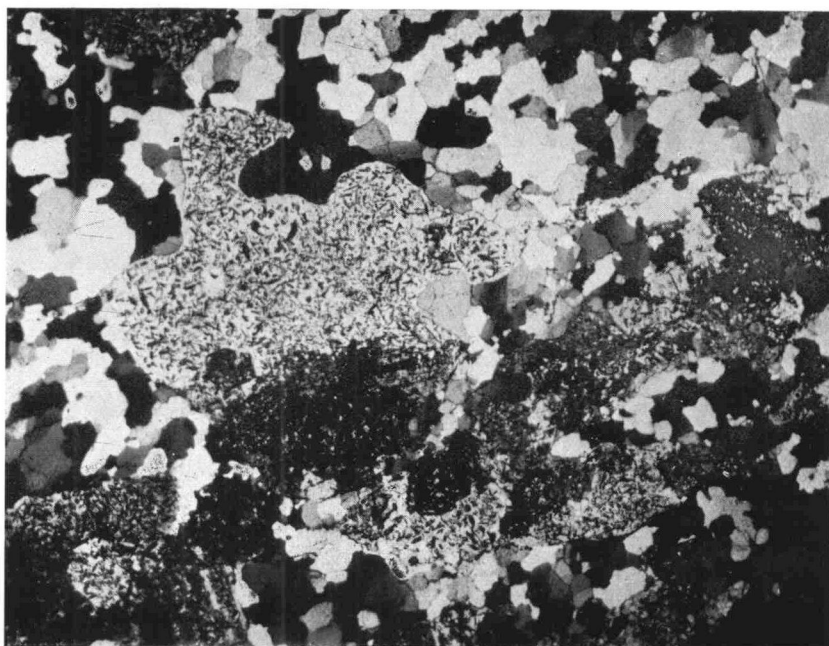


Micro 70. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.

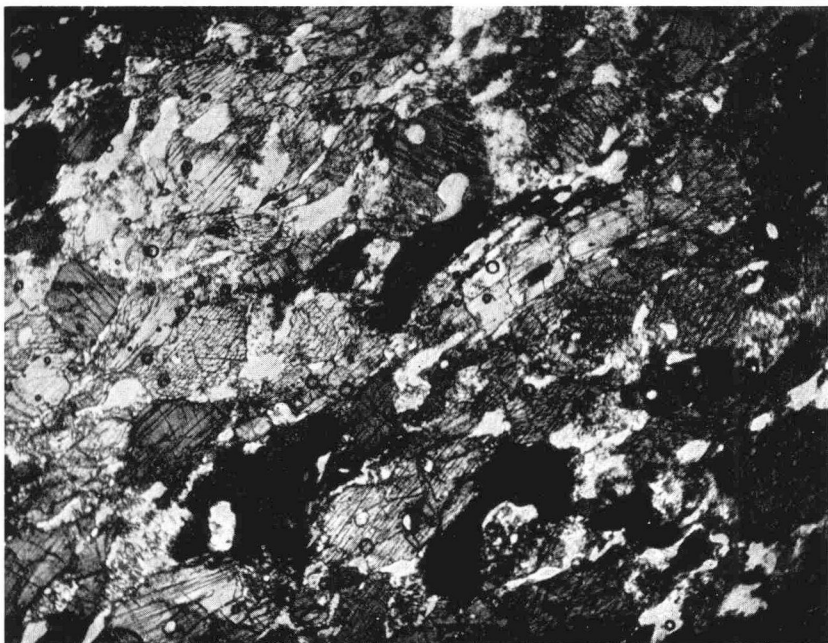
Alaskite gneissique protoclastique. Les grandes plages unies, grises et blanches, sont du quartz; elles enserrant des zones microgrenues formées de plagioclase. — Lamé 423/a/B/III. Lamy de Katuka (p. 204).



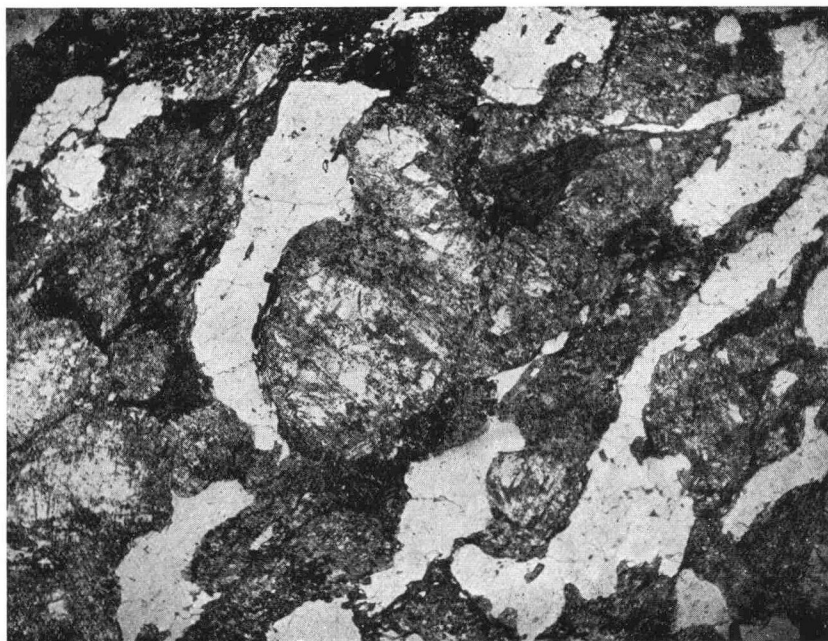
Micro 71. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
 Plagiaplite. Mode de saussuritisation caractéristique du plagioclase des alaskites.
 Le quartz est granulé; le plagioclase est corrodé par le quartz.
 Lamé 358/a/B. Massif du Bomé (p. 207).



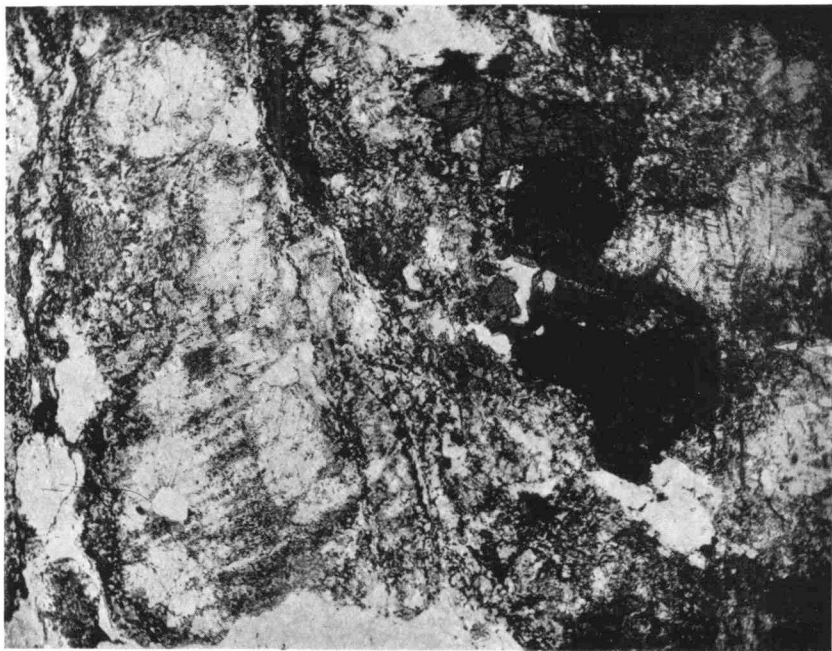
Micro 72. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
 Plagiaplite. La même que la précédente. — Lamé 358/a/B. Massif du Bomé (p. 207).



Micro 73. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Amphibolite à un mètre d'un dyke. Le plagioclase est finement saussuritisé.
Les plages limpides sont du quartz. — Lamé 401/B. Katuka (p. 211).



Micro 74. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Gneiss à plagioclase et biotite résultant du métamorphisme de l'amphibolite précédente au contact de l'injection. Plagioclase partiellement saussuritisé, biotite et quartz. — Lamé 401/C. Katuka (p. 212).



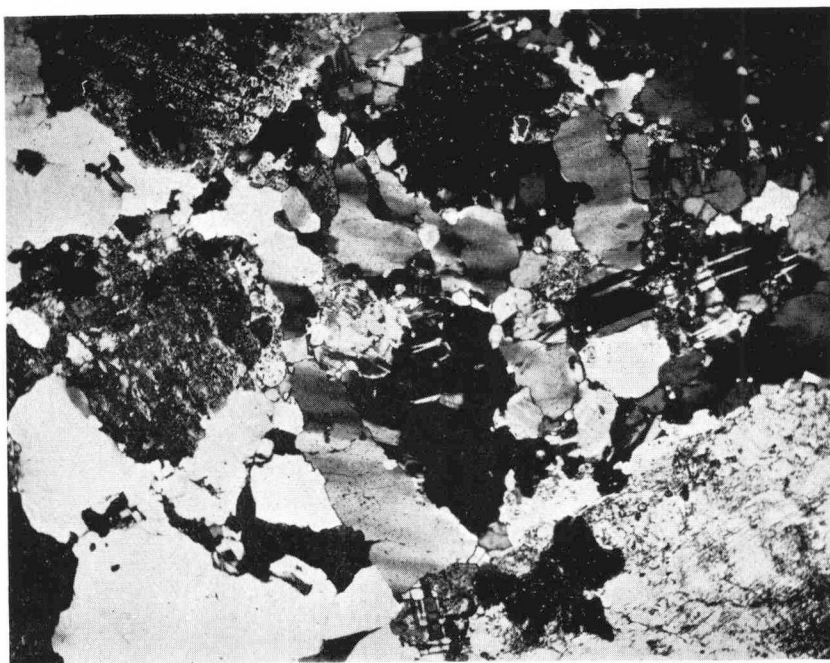
Micro 75. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Gneiss d'injection rubanné à hornblende, biotite et plagioclase. Zone à oligoclase et hornblende ne contenant que des traces de biotite. Les grandes plages foncées de la partie orientale de la micro sont de la hornblende. Le plagioclase est à peine saussuritisé. — *Lame 404/A/II. Lamy de Katuka (p. 214).*

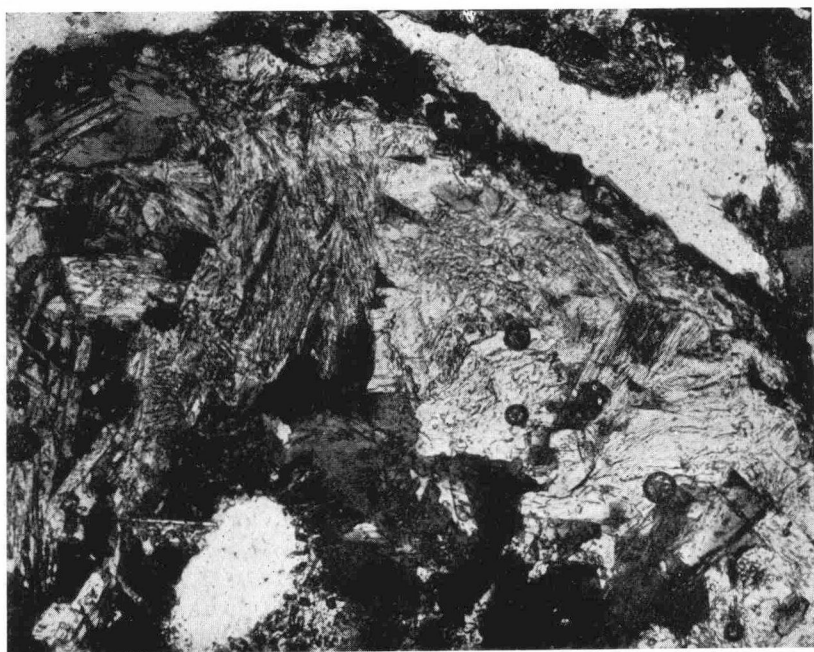


Micro 76. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

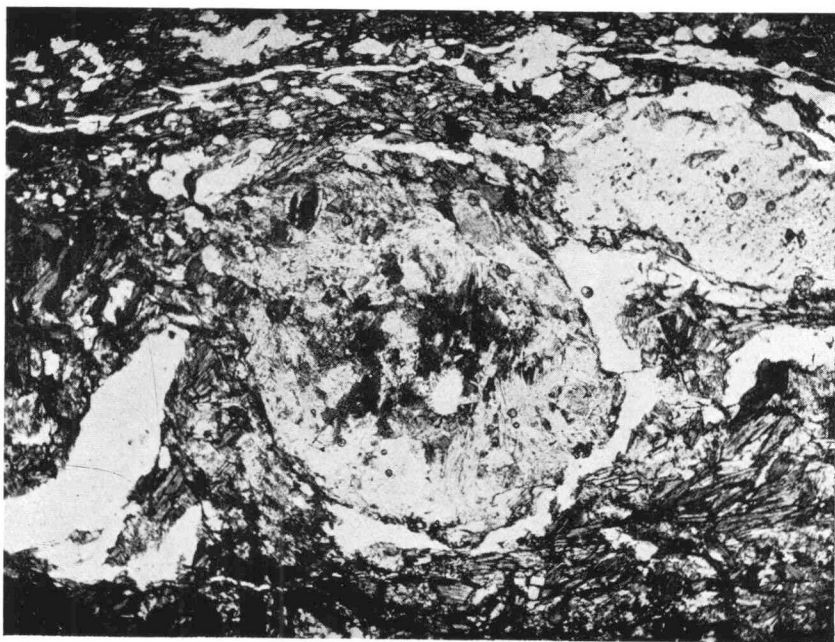
Même gneiss que le précédent. Zone à biotite, hornblende et plagioclase saussuritisé. La biotite enrobe de petits îlots de hornblende. — *Lame 404/A/I. Lamy de Katuka (p. 214).*



Micro 77. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Gneiss d'imprégnation. Zone claire. Protoclase du microcline formant les agrégats au Sud-Est du centre. Ceux-ci sont enrobés dans une seule et même plage de quartz qui ne possède qu'une extinction onduleuse. — *Lame 422/B. Lamy de Katuka (p. 218).*

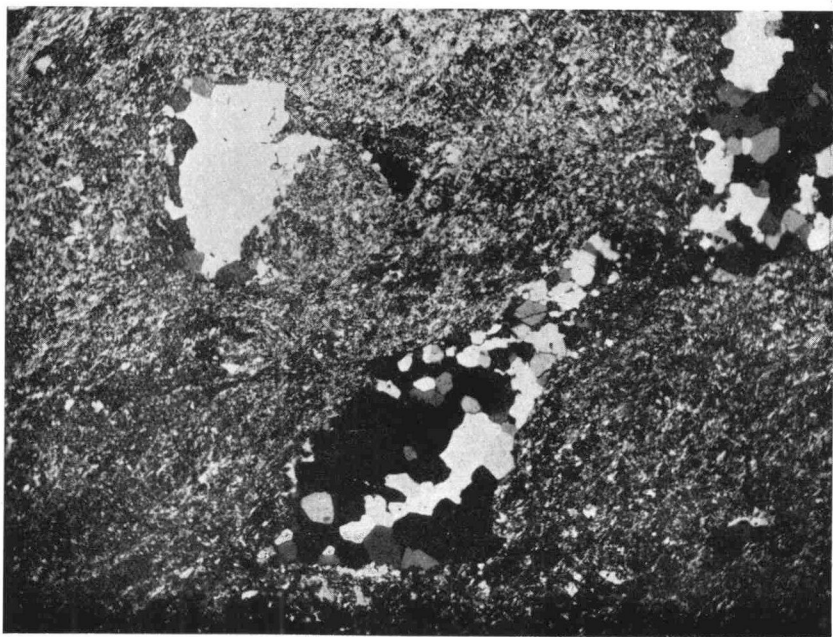


Micro 78. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.
Symplectite de muscovite et d'albite se développant dans le plagioclase du gneiss injecté. — *Lame 404/B/II. Lamy de Katuka (p. 230).*

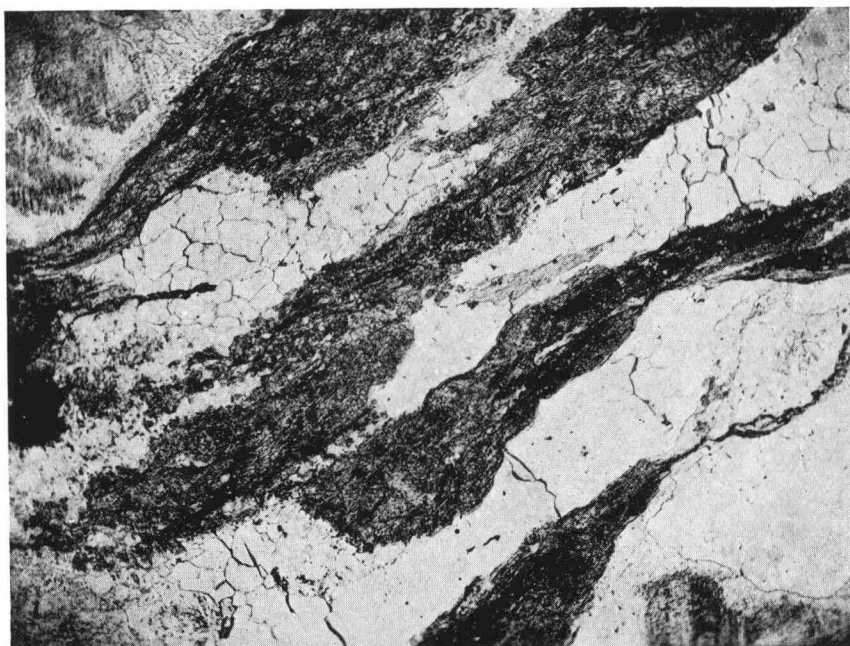


Micro 79. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Gneiss d'injection. Plagioclase substitué par des symplectites à base de muscovite et de biotite; cette dernière occupe la zone interne de la partie substituée.
Lame 404/B/II. Lamy de Katuka (p. 230).

ROCHES DYNAMOMETAMORPHIQUES.



Micro 80. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Amygdalite provenant d'un granite à plagioclase saussuritisé; celui-ci s'étire en amande. Quartz granulé. — Lame 131. Mont Speke (p. 242).



Micro 81. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Amygdalite provenant d'un gneiss d'injection. Plagioclase saussuritisé, et amas de plages de quartz en lentilles fortement aplaties. — Lamé 344/B/I. Massif du Bomé (p. 243).



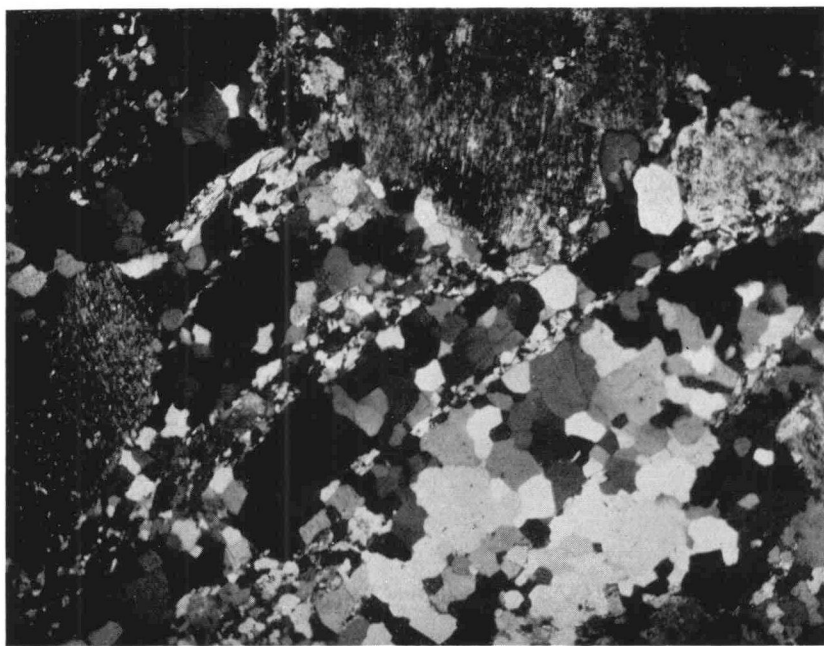
Micro 82. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.

Biotitoschiste mylonitique, provenant de la mylonitisation d'un gneiss d'injection. On remarque des yeux résiduels de plagioclase saussuritisé. — Lamé 370/A/I. Rivière Molingo (p. 245).



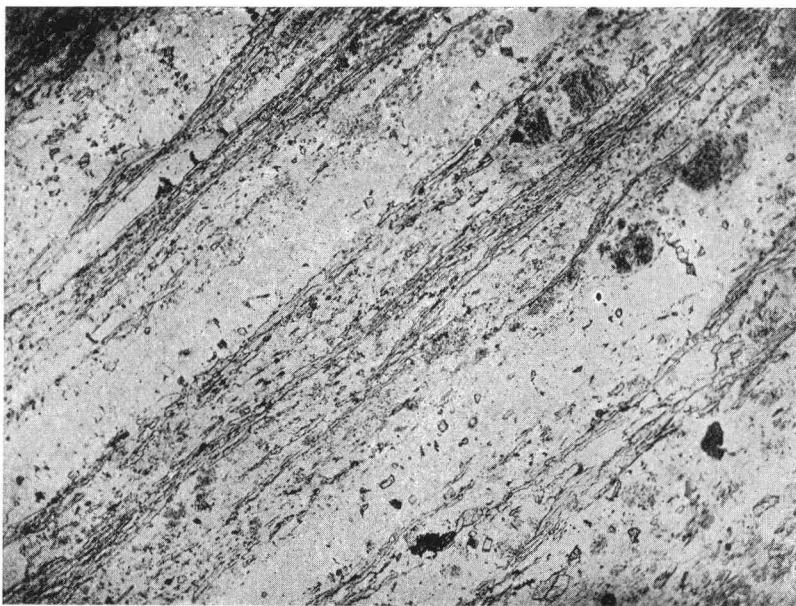
Micro 83. — Lumière verte polarisée. Gross.: 75.

Biotitoschiste mylonitique. Même plage que la précédente. Au centre de la micro, oeil de plagioclase chargé de biotite et de symplectite de muscovite. — Lamé 370/A/1. Rivière Molingo (p. 245).

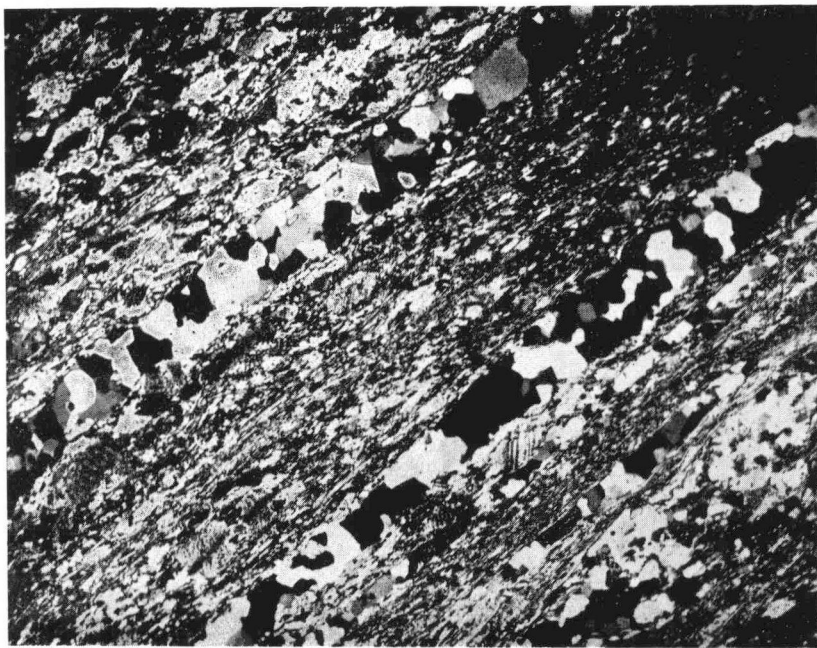


Micro 84. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.

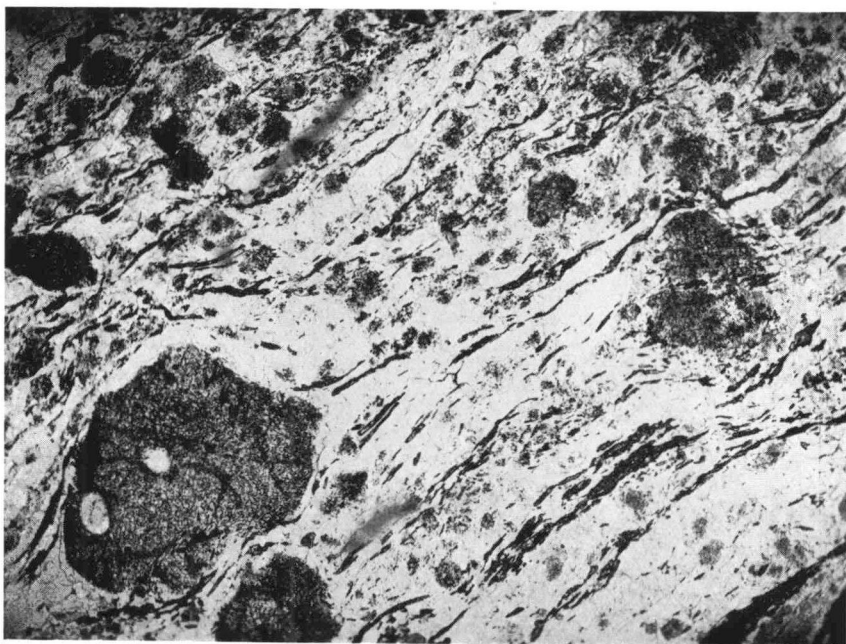
Schiste mylonitique grossier, d'origine pegmatitique. Porphyroclaste d'albite de substitution enrobé dans une alternance de zones de quartz et d'albite. — Lamé 355/B. Massif du Bomé (p. 246).



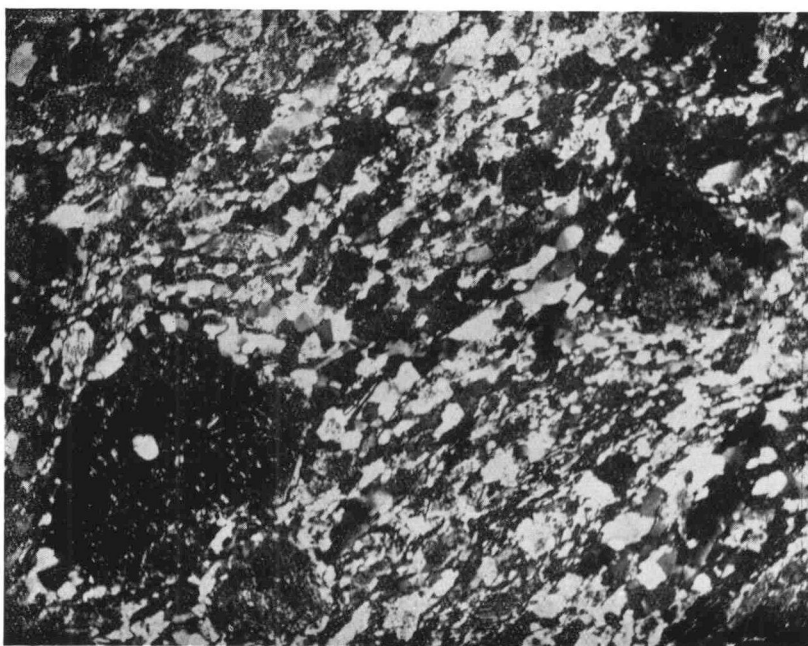
Micro 85. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19.
Schiste mylonitique fin, d'origine alaskitique. — Lamé 405/A.
Lamy de Katuka (p. 246).



Micro 86. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Schiste mylonitique fin. La même que la précédente. — Lamé 405/A.
Lamy de Katuka (p. 246).

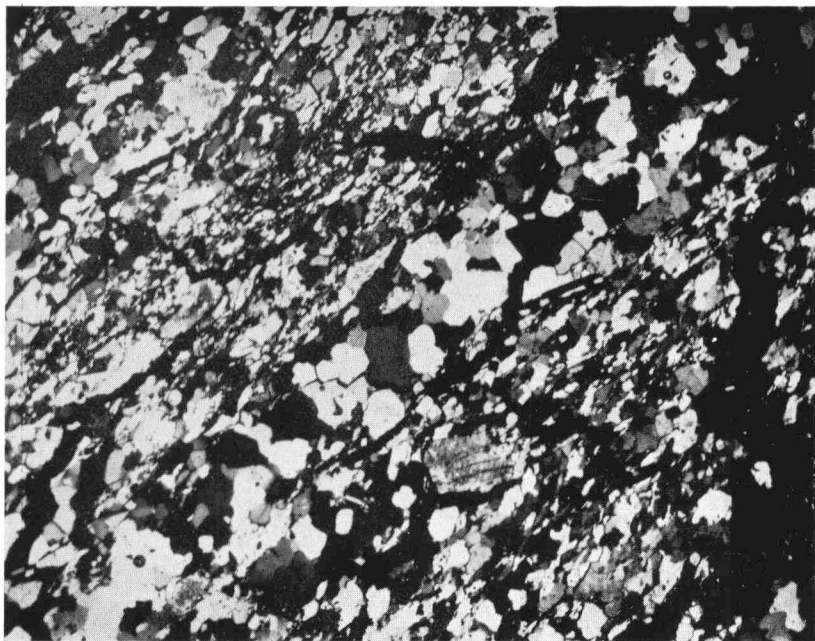


Micro 87. — Lumière verte polarisée. Gross.: 19 (p. 248).



Micro 88. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.

Gneiss mylonitique d'origine plagiaplitique. Porphyroclaste de plagioclase saussuritisé (saussurite typique des plagioclases des plagiapplites) enrobé dans des zones alternantes de quartz, d'albite et de zoïsité en bâtonnets (ceux-ci apparaissent en noir sur la micro 87, à cause de la différence entre leur indice de réfraction et celui de l'albite et du quartz). — Lamé 366/B/II. Rivière Molingo (p. 248).

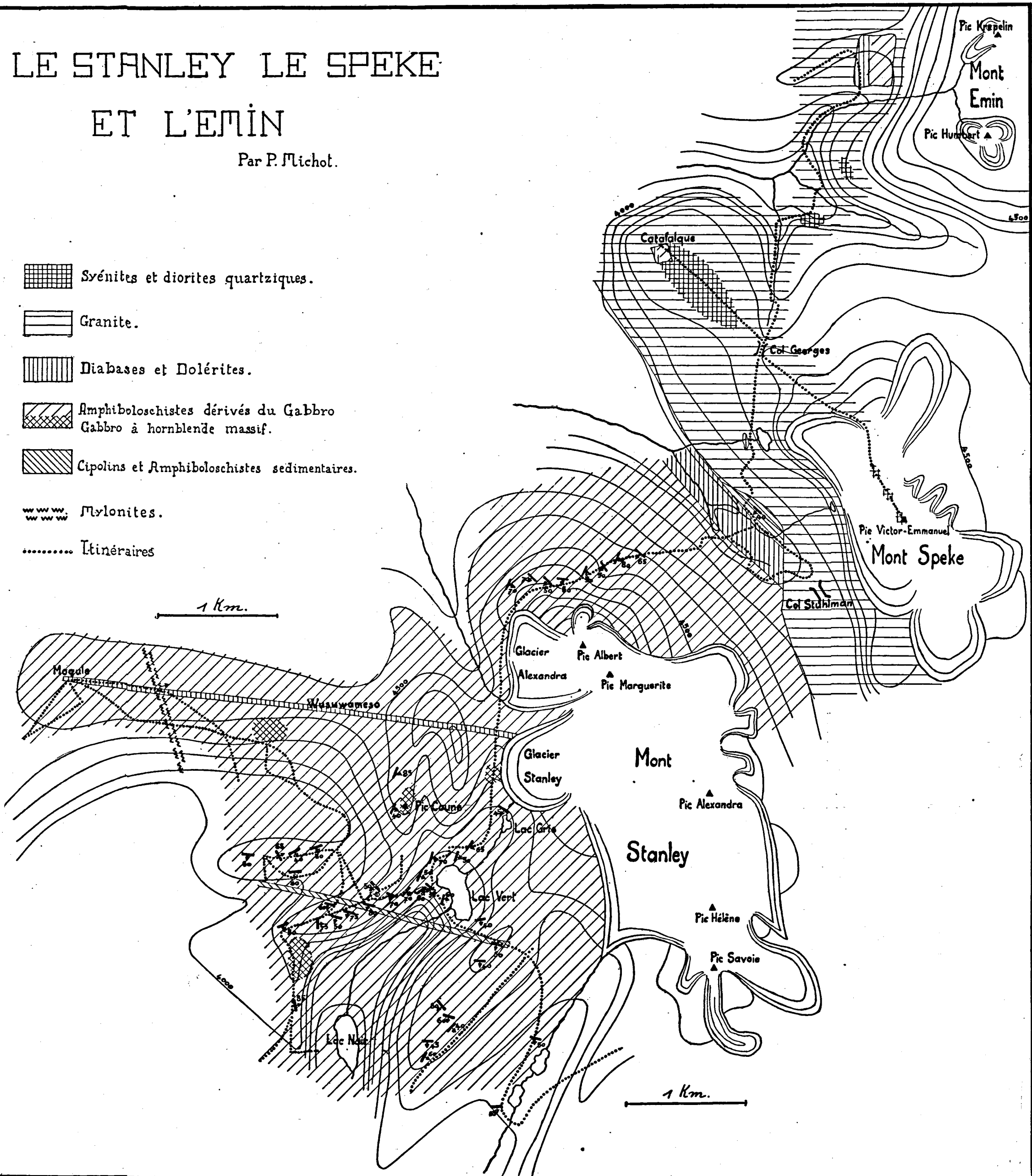


Micro 89. — Lumière verte; nicols croisés. Gross.: 19.
Gneiss mylonitique passant à la blastomylonite. — Lamé 350/a/B.
Massif du Bomé (p. 249).

LE STANLEY LE SPEKE ET L'EMIN

Par P. Michot.

-  Syénites et diorites quartziques.
-  Granite.
-  Diabases et Dolérites.
-  Amphiboloschistes dérivés du Gabbro
Gabbro à hornblende massif.
-  Cipolins et Amphiboloschistes sédimentaires.
-  Mylonites.
-  Itinéraires



N. B. — Sur les monts Stanley, Speke et Emin, les parties couvertes par les glaciers sont délimitées par trois traits en guirlande.

CARTE GÉOLOGIQUE DU RUWENZORI SEPTENTRIONAL

(VERSANT CONGOLAIS)

par P. Michot.

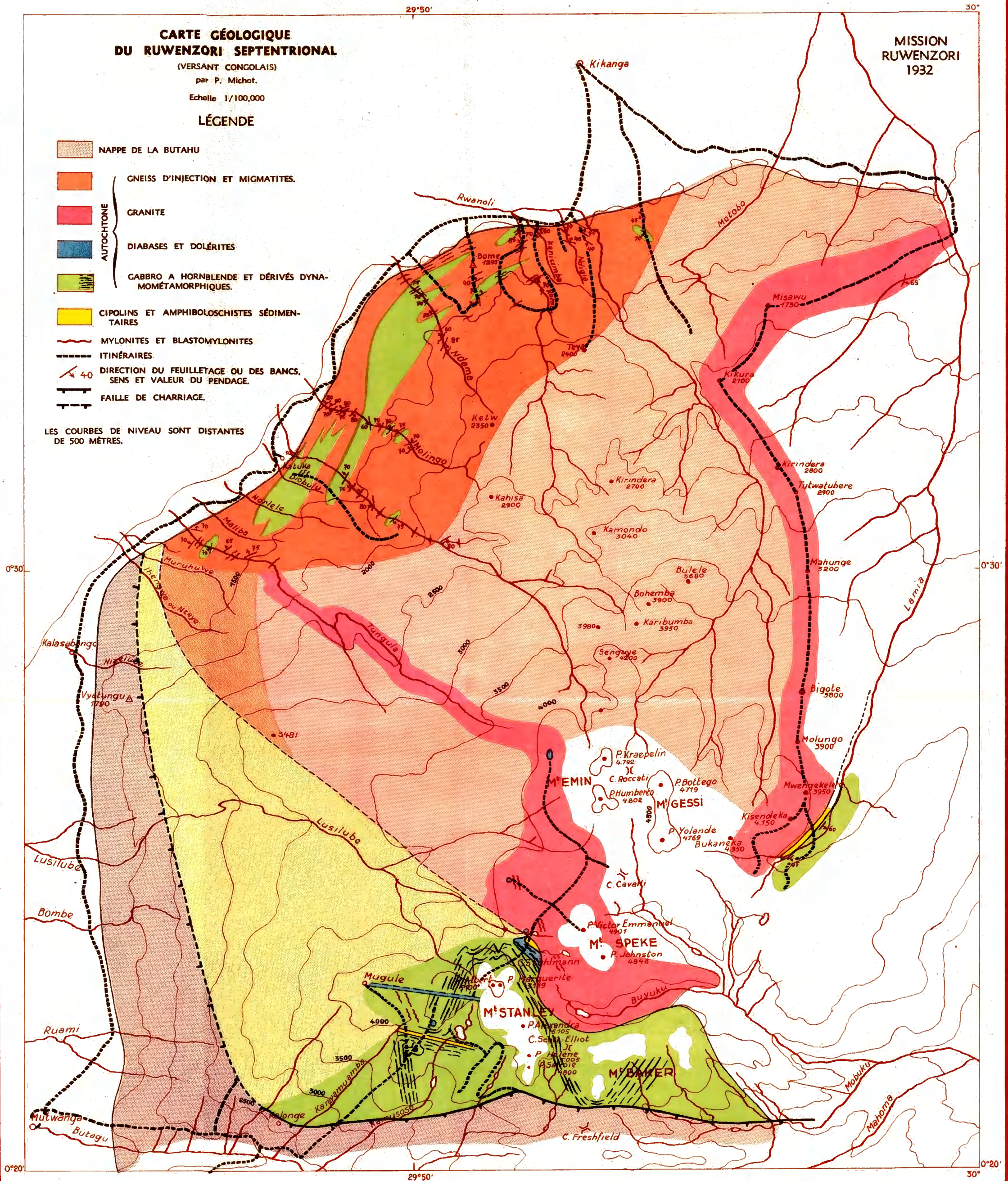
Echelle 1/100,000

LÉGENDE

- NAPPE DE LA BUTAHU
- GNEISS D'INJECTION ET MIGMATITES.
- GRANITE
- DIABASES ET DOLÉRITES
- GABBRIO A HORNBLLENDE ET DÉRIVÉS DYNAMOMÉTAMORPHIQUES.
- CIPOLINS ET AMPHIBOLOSCHISTES SÉDIMEN-
TAIRES
- MYLONITES ET BLASTOMYLONITES
- ITINÉRAIRES
- DIRECTION DU FEUILLETAGE OU DES BANC,
SENS ET VALEUR DU PENDAGE.
- FAILLE DE CHARRIAGE.

LES COURBES DE NIVEAU SONT DISTANTES
DE 500 MÈTRES.

MISSION
RUWENZORI
1932



AVIS AU LECTEUR

1°. — J'ai reporté sur ma carte la portion de la carte lithologique dressée par Roccati, ayant trait au Mont Baker et aux versants orientaux des Monts Stanley et Speke; j'y ai ajouté les traits tectoniques essentiels tels qu'ils résultent des descriptions de cet auteur.
A mon collègue Jean de la Vallée Poussin, j'ai emprunté, dans ses traits principaux, son levé de la partie haute et moyenne de la Tungula, dans le massif granitique.
2°. — Deux nuances ont été employées pour les teintes représentant le granite, la zone des injections et le gabbro à hornblende (y compris ses dérivés métamorphiques). La nuance foncée se rapporte aux régions explorées; la nuance pâle, à celles qui ne l'ont pas été, mais dans la constitution lithologique peut être présumée par la nature des blocs charriés par les torrents jusque dans les parties parcourues des rivières.
3°. — Dans la bordure nord-occidentale de la chaîne, les amphibolites et les amphibolites

ont été représentés en lentilles dans les gneiss d'injections. Si cette représentation est conforme pour certains d'entre eux, il n'est pas démontré qu'il en est de même pour tous; certaines masses de gneiss d'injections pourraient être en lentilles dans la masse des amphibolites et amphibolites.
4°. — La limite entre l'autochtone et la nappe de la Butahu a été figurée par un trait plein dans la partie reconnue; le trait interrompu n'a que la valeur d'une indication d'existence.
5°. — Les parties laissées en blanc sur les Monts Stanley, Speke et Baker sont celles qui sont couvertes par la calotte de glace.
6°. — Dans la région des Monts Stanley et Baker, l'allure générale des amphibolites, dérivés du laminage du gabbro, a été figurée par des lignes interrompues. Cependant, les aires exemptes de ce dernier figurent également de semblables faciès, dont l'allure n'a pas été représentée par suite de la discontinuité des observations.

LISTE DES MÉMOIRES PUBLIÉS

COLLECTION IN-8°

SECTION DES SCIENCES MORALES ET POLITIQUES

Tome I.

- PAGÈS, le R. P., *Au Ruanda, sur les bords du lac Kivu (Congo Belge). Un royaume hamite au centre de l'Afrique* (703 pages, 29 planches, 1 carte, 1933) . . . fr. 125 »

Tome II.

- LANAN, K.-E., *Dictionnaire kikongo-français* (XCIV-1183 pages, 1 carte, 1936) . . . fr. 300 »

Tome III.

1. PLANCQUAERT, le R. P. M., *Les Jaga et les Bayaka du Kwango* (184 pages, 18 planches, 1 carte, 1932) . . . fr. 45 »
2. LOUWERS, O., *Le problème financier et le problème économique au Congo Belge en 1932* (69 pages, 1933) . . . 12 »
3. MOTTOULLE, le Dr L., *Contribution à l'étude du déterminisme fonctionnel de l'industrie dans l'éducation de l'indigène congolais* (48 pages, 16 planches, 1934) . . . 30 »

Tome IV.

- MERTENS, le R. P. J., *Les Ba dzing de la Kamitsha :*

1. Première partie: *Ethnographie* (381 pages, 3 cartes, 42 figures, 10 planches, 1935) . . . fr. 60 »
2. Deuxième partie: *Grammaire de l'Idzing de la Kamitsha* (XXXI-388 pages, 1938) . . . 115 »

Tome V.

1. VAN REETH, de E. P., *De Rol van den moederlijken oom in de inlandsche familie* (Verhandeling bekroond in den jaarlijkschen Wedstrijd voor 1935) (35 bl., 1935) . . . 5 »
2. LOUWERS, O., *Le problème colonial du point de vue international* (130 pages, 1936) . . . 20 »
3. BITTREMIEUX, le R. P. L., *La Société secrète des Bakhimba au Mayombe* (327 pages, 1 carte, 8 planches, 1936) . . . 55 »

Tome VI.

- MOELLER, A., *Les grandes lignes des migrations des Bantous de la Province Orientale du Congo belge* (578 pages, 2 cartes, 6 planches, 1936) . . . 100 »

Tome VII.

1. STRUYF, le R. P. I., *Les Bakongo dans leurs légendes* (280 pages, 1936) . . . 55 »
2. LOTAR, le R. P. L., *La grande chronique de l'Ubangi* (99 pages, 1 figure, 1937) . . . 15 »
3. VAN CAENEGHEM, de E. P. R., *Studie over de gewoontelijke strafbepalingen tegen het overspel bij de Baluba en Ba Lulua van Kasai* (Verhandeling welke in den Jaarlijkschen Wedstrijd voor 1937, den tweeden prijs bekomen heeft) (56 bl., 1938) . . . 10 »
4. HULSTAERT, le R. P. G., *Les sanctions coutumières contre l'adultère chez les Nkundó* (mémoire couronné au concours annuel de 1937) (53 pages, 1938) . . . 10 »

Tome VIII.

- HULSTAERT, le R. P. G., *Le mariage des Nkundó* (520 pages, 1 carte, 1938) . . . 100 »

Tome IX.

1. VAN WING, le R. P. J., *Études Bakongo. — II. Religion et Magie* (301 pages, 2 figures, 1 carte, 8 planches, 1938) . . . 60 »

SECTION DES SCIENCES NATURELLES ET MÉDICALES

Tome I.

1. ROBYS, W., *La colonisation végétale des laves récentes du volcan Rumoka (laves de Kateruzi)* (33 pages, 10 planches, 1 carte, 1932) . . . fr. 15 »
2. DUBOIS, le Dr A., *La lèpre dans la région de Wamba-Pawa (Uele-Nepoko)* (87 pages, 1932) . . . 13 »
3. LEPLAE, E., *La crise agricole coloniale et les phases du développement de l'agriculture dans le Congo central* (31 pages, 1932) . . . 5 »
4. DE WILDEMAN, E., *Le port suffrutescent de certains végétaux tropicaux dépend de facteurs de l'ambiance!* (51 pages, 2 planches, 1933) . . . 10 »
5. ADRIAENS, L., CASTAGNE, E. et VLASSOV, S., *Contribution à l'étude histologique et chimique du Sterculia Bequaerti De Wild.* (112 pages, 2 planches, 28 fig., 1933) . . . 24 »
6. VAN NITSEN, le Dr R., *L'hygiène des travailleurs noirs dans les camps industriels du Haut-Katanga* (248 pages, 4 planches, carte et diagrammes, 1933) . . . 45 »
7. STEYAERT, R. et VRYDAGH, J., *Étude sur une maladie grave du colonnier provoquée par les piqûres d'Helopeltis* (55 pages, 32 figures, 1933) . . . 20 »
8. DELEVOY, G., *Contribution à l'étude de la végétation forestière de la vallée de la Lukuga (Katanga septentrional)* (124 pages, 5 planches, 2 diag., 1 carte, 1933) . . . 40 »

Tome II.

- | | |
|--|------|
| 1. HAUMAN, L., <i>Les Lobelia géants des montagnes du Congo belge</i> (52 pages, 6 figures, 7 planches, 1934) | 15 » |
| 2. DE WILDEMAN, E., <i>Remarques à propos de la forêt équatoriale congolaise</i> (120 p., 3 cartes hors texte, 1934) | 26 » |
| 3. HENRY, G., <i>Etude géologique et recherches minières dans la contrée située entre Ponthierville et le lac Kivu</i> (51 pages, 6 figures, 3 planches, 1934) | 16 » |
| 4. DE WILDEMAN, E., <i>Documents pour l'étude de l'alimentation végétale de l'indigène du Congo belge</i> (264 pages, 1934) | 35 » |
| 5. POLINARD, E., <i>Constitution géologique de l'Entre-Lulua-Bushimaie, du 7° au 8° parallèle</i> (74 pages, 6 planches, 2 cartes, 1934) | 22 » |

Tome III.

- | | |
|--|------|
| 1. LEBRUN, J., <i>Les espèces congolaises du genre Ficus L.</i> (79 pages, 4 figures, 1934) | 12 » |
| 2. SCHWETZ, le Dr J., <i>Contribution à l'étude endémiologique de la malaria dans la forêt et dans la savane du Congo oriental</i> (45 pages, 1 carte, 1934) | 8 » |
| 3. DE WILDEMAN, E., TROLI, GREGOIRE et OROLOVITCH, <i>A propos de médicaments indigènes congolais</i> (127 pages, 1935) | 17 » |
| 4. DELEVOY, G. et ROBERT, M., <i>Le milieu physique du Centre africain méridional et la phytogéographie</i> (104 pages, 2 cartes, 1935) | 16 » |
| 5. LEPLAE, E., <i>Les plantations de café au Congo belge. — Leur histoire (1881-1935). — Leur importance actuelle</i> (248 pages, 12 planches, 1936) | 40 » |

Tome IV.

- | | |
|---|------|
| 1. JADIN, le Dr J., <i>Les groupes sanguins des Pygmées</i> (Mémoire couronné au Concours annuel de 1935) (26 pages, 1935) | 5 » |
| 2. JULIEN, le Dr P., <i>Bloedgroeponderzoek der Efé-pygmeeën en der omwonende Negerstammen</i> (Verhandeling welke in den jaarlijkschen Wedstrijd voor 1935 eene eervolle vermelding verwiert) (32 bl., 1935) | 6 » |
| 3. VLASSOV, S., <i>Espèces alimentaires du genre Artocarpus. — 1. L'Artocarpus integrifolia L. ou le Jacquier</i> (80 pages, 10 planches, 1936) | 18 » |
| 4. DE WILDEMAN, E., <i>Remarques à propos de formes du genre Urugoga L. (Rubiacees). — Afrique occidentale et centrale</i> (188 pages, 1936) | 27 » |
| 5. DE WILDEMAN, E., <i>Contributions à l'étude des espèces du genre Uapaga BAILL. (Euphorbiacées)</i> (192 pages, 43 figures, 5 planches, 1936) | 35 » |

Tome V.

- | | |
|---|------|
| 1. DE WILDEMAN, E., <i>Sur la distribution des saponines dans le règne végétal</i> (94 pages, 1936) | 16 » |
| 2. ZAHLBRUCKNER, A. et HAUMAN, L., <i>Les lichens des hautes altitudes au Ruwenzori</i> (31 pages, 5 planches, 1936) | 10 » |
| 3. DE WILDEMAN, E., <i>A propos de plantes contre la lèpre (Crinum sp. Amaryllidacées)</i> (58 pages, 1937) | 10 » |
| 4. HISSETTE, le Dr J., <i>Onchocercose oculaire</i> (120 pages, 5 planches, 1937) | 25 » |
| 5. DUREN, le Dr A., <i>Un essai d'étude d'ensemble du paludisme au Congo belge</i> (86 pages, 4 figures, 2 planches, 1937) | 16 » |
| 6. STANER, P. et BOUTIQUE, R., <i>Matériaux pour les plantes médicinales indigènes du Congo belge</i> (228 pages, 17 figures, 1937) | 40 » |

Tome VI.

- | | |
|---|------|
| 1. BURGEON, L., <i>Liste des Coléoptères récoltés au cours de la mission belge au Ruwenzori</i> (140 pages, 1937) | 25 » |
| 2. LEPERSONNE, J., <i>Les terrasses du fleuve Congo au Stanley-Pool et leurs relations avec celles d'autres régions de la cuvette congolaise</i> (68 pages, 6 figures, 1937) | 12 » |
| 3. CASTAGNE, E., <i>Contribution à l'étude chimique des légumineuses insecticides du Congo belge</i> (Mémoire couronné au Concours annuel de 1937) (102 pages, 2 figures, 9 planches, 1938) | 45 » |
| 4. DE WILDEMAN, E., <i>Sur des plantes médicinales ou utiles du Mayumbe (Congo belge), d'après des notes du R. P. WELLENS † (1891-1924)</i> (97 pages, 1938) | 17 » |
| 5. ADRIAENS, L., <i>Le Ricin au Congo belge. — Etude chimique des graines, des huiles et des sous-produits</i> (206 pages, 11 diagrammes, 12 planches, 1 carte, 1938) | 60 » |

Tome VII.

- | | |
|---|------|
| 1. SCHWETZ, le Dr J., <i>Recherches sur le paludisme endémique du Bas-Congo et du Kwango</i> (164 pages, 1 croquis, 1938) | 28 » |
| 2. DE WILDEMAN, E., <i>Dioscorea alimentaires et toxiques</i> (morphologie et biologie) (262 pages, 1938) | 45 » |

Tome VIII.

- | | |
|--|------|
| 1. MICHOT, P., <i>Etude pétrographique et géologique du Ruwenzori septentrional</i> (271 pages, 17 figures, 48 planches, 2 cartes, 1938) | 85 » |
|--|------|

COLLECTION IN-8° (suite)

SECTION DES SCIENCES TECHNIQUES

Tome I.

- | | |
|---|------|
| 1. FONTAINAS, P., <i>La force motrice pour les petites entreprises coloniales</i> (188 p., 1935). | 19 » |
| 2. HELLINCKX, L., <i>Études sur le Copal-Congo</i> (Mémoire couronné au Concours annuel de 1935) (64 pages, 7 figures, 1935). | 11 » |
| 3. DEVROEY, E., <i>Le problème de la Lukuga, exutoire du lac Tanganika</i> (130 pages, 14 figures, 1 planche, 1938) | 30 » |

COLLECTION IN-4°

SECTION DES SCIENCES NATURELLES ET MÉDICALES

Tome I.

- | | |
|---|------|
| 1. ROBYNS, W., <i>Les espèces congolaises du genre Digitaria Hall</i> (52 p., 6 pl., 1931). fr. | 20 » |
| 2. VANDERYST, le R. P. H., <i>Les roches oolithiques du système schisto-calcaire dans le Congo occidental</i> (70 pages, 10 figures, 1932) | 20 » |
| 3. VANDERYST, le R. P. H., <i>Introduction à la phytogéographie agrostologique de la province Congo-Kasai. (Les formations et associations)</i> (154 pages, 1932) | 32 » |
| 4. SCAËTTA, H., <i>Les famines périodiques dans le Ruanda. — Contribution à l'étude des aspects biologiques du phénomène</i> (42 pages, 1 carte, 12 diagrammes, 10 planches, 1932). | 26 » |
| 5. FONTAINAS, P. et ANSOTTE, M., <i>Perspectives minières de la région comprise entre le Nil, le lac Victoria et la frontière orientale du Congo belge</i> (27 p., 2 cartes, 1932). | 10 » |
| 6. ROBYNS, W., <i>Les espèces congolaises du genre Panicum L.</i> (80 pages, 5 planches, 1932) | 25 » |
| 7. VANDERYST, le R. P. H., <i>Introduction générale à l'étude agronomique du Haut-Kasai. Les domaines, districts, régions et sous-régions géo-agronomiques du Vicariat apostolique du Haut-Kasai</i> (82 pages, 12 figures, 1933) | 25 » |

Tome II.

- | | |
|---|------|
| 1. THOREAU, J. et DU TRIEU DE TERDONCK, R., <i>Le gîte d'uranium de Shinkolobwe-Kasolo (Katanga)</i> (70 pages, 17 planches, 1933) | 50 » |
| 2. SCAËTTA, H., <i>Les précipitations dans le bassin du Kivu et dans les zones limitrophes du fossé tectonique (Afrique centrale équatoriale). — Communication préliminaire</i> (108 pages, 28 figures, cartes, plans et croquis, 16 diagrammes, 10 planches, 1933) | 60 » |
| 3. VANDERYST, le R. P. H., <i>L'élevage extensif du gros bétail par les Bampombos et Baholos du Congo portugais</i> (50 pages, 5 figures, 1933) | 14 » |
| 4. POLINARD, E., <i>Le socle ancien inférieur à la série schisto-calcaire du Bas-Congo. Son étude le long du chemin de fer de Matadi à Léopoldville</i> (116 pages, 7 figures, 8 planches, 1 carte, 1934). | 40 » |

Tome III.

- | | |
|---|-------|
| SCAËTTA, H., <i>Le climat écologique de la dorsale Congo-Nil</i> (335 pages, 61 diagrammes, 20 planches, 1 carte, 1934) | 100 » |
|---|-------|

Tome IV.

- | | |
|--|------|
| 1. POLINARD, E., <i>La géographie physique de la région du Lubilash, de la Bushimate et de la Lubt vers le 6° parallèle Sud</i> (38 pages, 9 figures, 4 planches, 2 cartes, 1935) | 25 » |
| 2. POLINARD, E., <i>Contribution à l'étude des roches éruptives et des schistes cristallins de la région de Bondo</i> (42 pages, 1 carte, 2 planches, 1935). | 15 » |
| 3. POLINARD, E., <i>Constitution géologique et pétrographique des bassins de la Kotto et du M'Bari, dans la région de Bria-Yalinga (Oubangui-Chari)</i> (160 pages, 21 figures, 3 cartes, 13 planches, 1935) | 60 » |

Tome V.

1. ROBYNS, W., *Contribution à l'étude des formations herbeuses du district forestier central du Congo belge* (151 pages, 3 figures, 2 cartes, 13 planches, 1936). 60 »
2. SCAËTTA, H., *La genèse climatique des sols montagnards de l'Afrique centrale. — Les formations végétales qui en caractérisent les stades de dégradation* (351 pages, 10 planches, 1937) 115 »

Tome VI.

1. GYSIN, M., *Recherches géologiques et pétrographiques dans le Katanga méridional* (259 pages, 4 figures, 1 carte, 4 planches, 1937) 65 »

SECTION DES SCIENCES TECHNIQUES

Tome I.

1. MAURY, J., *Triangulation du Katanga* (140 pages, fig., 1930) fr. 25 »
2. ANTHOINE, R., *Traitement des minerais aurifères d'origine filonienne aux mines d'or de Kilo-Moto* (163 pages, 63 croquis, 12 planches, 1933) 50 »
3. MAURY, J., *Triangulation du Congo oriental* (177 pages, 4 fig., 3 planches, 1934). 60 »

Tome II.

1. ANTHOINE, R., *L'amalgamation des minerais à or libre à basse teneur de la mine du mont Tsi* (29 pages, 2 figures, 2 planches, 1936) 10 »
2. MOLLE, A., *Observations magnétiques faites à Elisabethville (Congo belge) pendant l'année internationale polaire* (120 pages, 16 figures, 3 planches, 1936). 45 »

Sous presse.

- J. LEBRUN, *Recherches morphologiques et systématiques sur les caféiers du Congo* (in-8°).
 SCHEBESTA (le R. P. P.), *Die Bambuti-Pygmaen vom Ituri* (in-4°).
 DEHALU, M. et PAUWEN, L., *Laboratoire de photogrammétrie de l'Université de Liège. Description, théorie et usage des appareils de prises de vues, du stéréoplanigraphe C, et de l'Aéromultiplex Zeiss* (in-4°).
 LEPLAË, E., *Le palmier à huile en Afrique et son exploitation au Congo belge et en Extrême-Orient* (in-8°).
 MERTENS, le R. P. J., *Les chefs couronnés chez les Ba Koongo. Etude de régime successoral* (in-8°).
 J. BOUCKAERT, H. CASIER et J. JADIN, *Contribution à l'étude du métabolisme du calcium et du phosphore chez les indigènes de l'Afrique centrale* (in-8°).
 R. TONNEAU et J. CHARPENTIER, *Etude de la récupération de l'or et des sables noirs d'un gravier alluvionnaire* (in-4°).

BULLETIN DE L'INSTITUT ROYAL COLONIAL BELGE

	Belgique.	Congo belge.	Union postale universelle.
Abonnement annuel.	fr. 60. —	fr. 70. —	fr. 75. — (15 Belgas)
Prix par fascicule	fr. 25. —	fr. 30. —	fr. 30. — (6 Belgas)

Tome I (1929-1930)	608 pages	Tome V (1934)	738 pages
Tome II (1931)	694 »	Tome VI (1935)	765 »
Tome III (1932)	680 »	Tome VII (1936)	626 »
Tome IV (1933)	884 »	Tome VIII (1937)	895 »

M. HAYEZ, imprimeur de l'Académie royale de Belgique, rue de Louvain, 112, Bruxelles.

Made in Belgium.