

Académie royale
des
Sciences coloniales
—
CLASSE
DES SCIENCES TECHNIQUES
—

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

Koninklijke Academie
voor
Koloniale Wetenschappen
—
KLASSE
DER TECHNISCHE WETENSCHAPPEN
—

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

LA STRUCTURE DE KILO

Contribution à l'étude des fossés africains

PAR

R. WOODTLI

DOCTEUR EN SCIENCES
GÉOLOGUE

Mémoire couronné au concours annuel de 1956



Avenue Marnix, 30
BRUXELLES

Marnixlaan, 30
BRUSSEL

1957

PRIX : F 140
PRIJS :



LA STRUCTURE DE KILO

Contribution à l'étude des fossés africains

PAR

R. WOODTLI

DOCTEUR EN SCIENCES
GÉOLOGUE

Mémoire couronné au concours annuel de 1956.

Mémoire présenté à la séance du 13 juillet 1956.
Rapporteurs : MM. I. DE MAGNÉE et M. LEGRAYE.

A mes parents, à ma femme

La structure de Kilo

Contribution à l'étude des fossés africains.

PRÉFACE

En 1951, la Société des Mines d'Or de Kilo-Moto me confia la gestion du Service géologique qu'elle venait d'instituer. Dans ce poste, j'ai pu réunir les éléments qui m'ont permis d'élaborer le présent mémoire. Je désire exprimer ici ma gratitude aux personnes qui m'ont prêté leur concours :

A M. le Président L. BRUNEEL et à M. Marc GOMRÉE, administrateur-directeur, qui ont manifesté un intérêt soutenu pour nos recherches et qui ont accepté avec bienveillance de laisser publier cette étude ;

A M. E. LAMBIN, ingénieur en chef, et à M. F. KAISIN, géologue-conseil, qui, ayant visé un but lointain, m'ont fourni les moyens de l'atteindre sans se laisser rebuter par la durée du travail ;

A M. A. SOLVYNS, directeur-général, et à son successeur M. R. BRAIBANT, à M. M. GANDIBLEUX, directeur, et à ses proches collaborateurs MM. GALLET et CHERTON ;

A MM. les ingénieurs divisionnaires L. DELTOUR, V. ERNOULD, A. TACKELS, et particulièrement à M. P. VALSCHAERTS, ainsi qu'à leurs agents ;

A M. R. THIBAUT, chef du Service électro-mécanique, à M. le Dr V. MONTENY et à M. L. VUYLSTEKE, chef du Service Laboratoire.

Qu'un témoignage tout particulier de gratitude s'adresse à M. J.-P. DEGEN, chef du Service de Prospections de Kilo, pour sa compréhension, son esprit de coopération et son aide efficace.

Le lever de la carte géologique de Kilo qui sert de base à ce mémoire est une œuvre collective ; si la responsabilité des idées exprimées dans cet ouvrage n'incombe qu'à moi seul, je tiens cependant à rendre hommage à mes collaborateurs actuels ou anciens : MM. J. ORIS, ingénieur géologue, O. BECK, E. NÖTZLI, B. STEENSTRA, géologues, C. SOROTCHINSKY, pétrographe, A. VON DER CRONE et R. DEVILLEZ, topographes, qui ont des droits divers à ma reconnaissance.

En dehors de la Société, j'ai trouvé le meilleur accueil auprès de M. VERLINDEN et de M. MEULENBERGHE, respectivement directeur général et directeur de l'Institut Géographique du Congo belge, qui m'ont généreusement prêté les vues aériennes dont j'avais besoin. M. A. DE CRAENE, chef de la Mission pédologique de l'Ituri, m'a fait part de plusieurs observations inédites. MM. GILLET et MOREAU, ingénieurs agronomes, m'ont communiqué plusieurs publications et m'ont signalé des affleurements nouveaux. Je dois à MM. J. LEPERSONNE, et L. CAHEN, tous deux conservateurs au Musée de Tervuren, des informations de valeur et des conseils précieux.

Ma femme s'est associée avec joie à mes recherches, en m'accompagnant sur le terrain les jours de congé, en participant à la mise au point du texte, en faisant de sa maison un lieu propre à la réflexion.

A toutes ces personnes, j'adresse mes sincères remerciements.

Lausanne, le 3 août 1956.

AVANT-PROPOS

Le but de ce mémoire est d'étudier une région assez vaste, extérieure au fossé tectonique du lac Albert et de rechercher quels rapports existent entre sa structure et celle du graben. A ma connaissance, cet essai n'a pas encore été tenté dans le domaine qui m'est familier.

Jusqu'à présent, les efforts des chercheurs ont porté presque exclusivement sur le fossé même le plus spectaculaire, sur le graben lui-même, à ses abords immédiats. Cela nous a valu d'ailleurs quelques travaux dignes d'admiration comme ceux de E. J. WILSON, H. H. HEND et de J. LEPERSONNE. Les conditions qui règnent en Afrique expliquent aisément ce choix. Les difficultés de pénétration, l'absence de cartes topographiques, la dégradation des roches, l'étrangeté de certaines formations géologiques, le manque de moyens financiers et techniques, la pénurie de chercheurs, font que les géologues s'intéressent à étudier les traits les plus marquants de ce continent. Mais, en procédant ainsi, on isole certains phénomènes de leur cadre régional et leur interprétation rencontre alors des difficultés accrues.

Trop souvent, les grabens « graben », « fossés tectoniques », évoquent des accidents exceptionnels, isolés, confinés à une bande étroite de l'écorce terrestre. La plupart des traités de géologie contribuent à diffuser cette idée trop simple. Dans le manuel classique, E. KAYSER (1918) (1) insiste principalement sur la longueur et l'étroitesse des fossés tectoniques. A. DE LAPPARENT (1907) souligne fortement leur caractère linéaire :

(1) Les noms propres en majuscules et les dates entre parenthèses renvoient à la liste bibliographique placée à la fin du volume.

« Le vrai type des effondrements linéaires se trouve dans l'étroit fossé (Graben des Allemands), sur lequel s'alignent la vallée du Jourdain, le lac de Tibériade et la mer Morte. On en retrouve le prolongement, au-delà de l'Abyssinie, dans une curieuse dépression rectiligne... ».

Ailleurs :

« Le trait fondamental de la géographie, dans la partie orientale de l'Afrique, est l'existence de grandes lignes de dislocations, dirigées en moyenne selon les méridiens... ».

Il serait facile, mais fastidieux, de multiplier les citations en les empruntant aux ouvrages les plus récents.

Même en envisageant l'ensemble des fossés africains, on persiste trop souvent à s'en faire une idée schématique ; on a tendance à se représenter quelques grandes fractures, localement anastomosées, qui séparent des blocs de continent homogènes. Il semble plutôt que presque toute l'Afrique, au moins au sud du Sahara, est morcelée en pièces de marqueterie de petites dimensions entre lesquelles certains chenaux sont mieux marqués. On ne songe pas à minimiser, bien entendu, l'importance des grands fossés ; mais ils ne constituent pas un phénomène isolé et ils paraissent moins réguliers, moins continus qu'on les a décrits. Cette simplification outrée est la cause de certaines théories qui ont été proposées pour expliquer leur genèse.

A mon avis, il est prématuré d'échafauder une théorie générale de phénomènes dont la connaissance demeure si imparfaite ; seul l'établissement de cartes géologiques à grande échelle nous fera faire des progrès décisifs vers leur compréhension. Lorsqu'une portion suffisamment étendue de l'Afrique centrale et orientale sera cartographiée, nous pourrons envisager le problème dans son cadre naturel et élaborer une explication rationnelle de la structure de l'Afrique.

* * *

La présente contribution se rapporte à la région de Kilo, au N. W. du lac Albert. Depuis quelques années, la Société des Mines d'Or de Kilo-Moto poursuit une campagne de levés géologiques systématiques de sa concession. Actuellement, ce travail est assez avancé dans la zone de Kilo pour nous permettre de tirer certaines conclusions.

Malgré l'échelle des levés (1/10.000 et 1/25.000 pour les minutes), la précision obtenue n'est pas comparable à celle atteinte communément en Europe occidentale. Nous avons procédé le plus souvent par itinéraires entre lesquels les limites géologiques sont interpolées ; peu de contacts ont été suivis réellement sur le terrain.

Certains secteurs, cependant, ont été plus fouillés et nous avons obtenu des résultats, remarquables parfois, qui ont été vérifiés par divers travaux, notamment par des forages. C'est le cas pour la région de Mongbwalu, par exemple, où la carte géologique rend d'inappréciables services en permettant d'orienter judicieusement certains travaux d'exploitation et les campagnes de prospection par sondages. Le géologue tire des renseignements extrêmement précieux des sondages qui lui permettent de vérifier ses déductions et de construire des coupes géologiques précises, à grande échelle.

Les obstacles rencontrés par le géologue sont bien connus : rareté des affleurements, épaisseur de l'altération (à Creek un sondage n'a trouvé la roche cohérente qu'à 103 m de profondeur), densité de la couverture végétale qui comporte une proportion importante de forêt. Il ne faut cependant pas les surestimer, ni jeter le manche après la cognée et renoncer à obtenir une carte géologique digne de ce nom. L'expérience montre que même en forêt il est possible de réunir des renseignements assez abondants pour esquisser une carte utilisable. Le travail de lever a été grandement facilité par la création, sur place, d'un laboratoire de pétrographie

grâce auquel de nombreuses questions ont reçu rapidement une réponse. L'emploi des photographies aériennes, examinées avec un stéréoscope, nous a souvent été d'un grand secours (cf. WOODTLI, 1954 *b*).

La plupart des exemples décrits ont été étudiés par l'auteur et il a levé et dessiné lui-même les cartes et les coupes géologiques représentées. La région S.E. de Kilo, entre Bunia et Kasenyi, les questions relatives à l'âge des dolérites ont été étudiées par l'auteur durant les quelques loisirs qu'il a pu dérober à l'exercice de sa profession.

Si nous commençons à bien connaître la tectonique récente, radiale, — et il convient d'en étudier les manifestations en les reliant à celles du fossé albertin — nous devons résoudre encore les nombreux problèmes posés par la structure ancienne.



CHAPITRE I

LA RÉGION DE KILO

1. — Géographie physique.

La région de Kilo est comprise en gros entre 29° 40' et 30° 30' de longitude E. et 1° 10' et 2° 30' de latitude N. ; la moitié S. représente la partie la plus intéressante et la mieux connue.

Le pays de Kilo appartient essentiellement au bassin de l'Ituri ; au N.E., les têtes du Kibali (bassin de l'Uele) empiètent sur son domaine et à l'E. on trouve quelques modestes tributaires du bassin du Nil.

L'Ituri prend sa source dans la région d'Assada, entre Baku et Zani ; après un cours initial sensiblement E.-W., il tourne au S. et conserve une direction méridienne jusqu'en aval d'Irumu, où il s'infléchit de nouveau vers l'Ouest. A Irumu, c'est déjà un cours d'eau important, grossi par de nombreux affluents :

L'Abu et son affluent, la Rwe, qui drainent la vaste région granitique du N. ;

La Lodjo, l'Abombi, la Bunzenzele apportent les eaux du massif kibalien ;

Le Shari et ses grands affluents, le Nizi, la Tinda, la Talolo et l'Etomani, collectent les eaux de la région orientale depuis Nioka jusqu'à Gety et celles de la partie méridionale.

Tous ces tributaires viennent de l'E. Le seul apport occidental important est constitué par la Turungwe que nourrit un bassin étendu.

Les bassins de la Turungwe, de la Lodjo, de l'Abombi, de la Bunzenzele et de l'Etomani sont occupés par un lobe de la grande forêt équatoriale qui s'étend jusqu'à Stanleyville. Dans les autres bassins, la forêt subsiste sous forme de galeries plus ou moins importantes, en voie de disparition naturelle dans la région N. Dans les parties aurifères des vallées du Shari et du Nizi, la forêt a été détruite par les exploitations de bois de mine, de construction et de chauffage.

On peut distinguer plusieurs régions naturelles assez nettement individualisées.

A. *La plaine du lac*, entre 620 et 750 m environ, où règne une savane-parc assez typique ; dans cette dépression aride, aux formations perméables, les cours d'eau adoptent souvent un régime d'oued et plusieurs d'entre eux se perdent dans les graviers et les sables avant d'atteindre le lac.

B. *La crête Congo-Nil*, qui domine le lac ; plateau généralement élevé, de 1400 à 1600 m entre Boga et Marabu au S., supérieur à 1600 m entre le pied du Pikoti et les environs de Kwandruma. Il s'abaisse de nouveau vers Mahagi, au N.E. Les plus hauts sommets appartiennent au rempart qui domine le lac (Aboro, 2456 m ; Korovi, 2170 m ; Dju, 2329 m).

C'est une savane semi-aride, à herbe rase, à buissons d'érythrine, coupée par de nombreuses allées de *black-wattle*. Ces plateaux s'abaissent lentement vers l'ouest.

C. *La plaine de Bunia-Irumu*, vaste dépression entourée de trois côtés par des lignes de hauteurs.

On note les altitudes suivantes (en cote ronde) : poste de Bunia, 1288 m ; bifurcation de Dele, 1300 m ; Una, village entre Bunia et Irumu, 1172 m ; mission de Nyankunde, 1026 m ; Km 7 de la route Bunia-Irumu, 1009 m ; Irumu, camp Bruxelles, 907 m.

C'est une savane maigre, au sol ingrat.

D. *Le massif de Kilo-Mongbwalu*, zone de collines schisteuses à pentes raides, découpées en cônes et en pyramides qui lui prêtent un faux air de paysage volcanique ou lunaire. Ces versants escarpés, taillés dans un matériel tendre, surprennent toujours le géologue qui s'attendait à trouver un pays moins accidenté. Sans doute faut-il attribuer à un rajeunissement récent ce relief tourmenté qui contraste avec la monotonie des plateaux mitoyens.

Ces collines atteignent une altitude considérable parfois :

Pikoti	1973 m
Da	1759 m
Brr	1660 m
Semangole (ou Sakoko)	1604 m
Mulanda	1401 m
Glei	1620 m
Menzu	1625 m
Tshumbo	1579 m
Mbahu	1726 m

Les postes européens se rencontrent aux cotes suivantes :

Gina	1480 m
Nizi	1350-1400 m
Kilomines	1400 m
Vieux-Kilo	1156 m
Mongbwalu-Kanga	1200 m
Lodjo	1074 m

L'Abombi a creusé dans ce massif une vaste cuvette qui, en amont du confluent avec la Mongbwalu, constitue un grand cirque elliptique dominé par les sommets suivants :

Maranga	1484 m
Masisi	1415 m
Galai	1478 m
Kaloveve	1551 m
Bidjo	
Bobadjo	

Yaya	1700 m environ
Boa	
Swanga	1645 m
Nongo	1343 m

E. *La région de Yédi*, sur la rive droite de l'Ituri, se raccorde à celle de Kilo par la vallée de la Lodjo.

C'est une zone de basse altitude (1000 m à Galaya, 1100 m environ à Yédi), plate, entièrement boisée, qui fait le pont avec le bassin du Bomokandi.

F. Enfin, au N. du 2^e parallèle, commence l'immense région granitique et gneissique qui s'étend jusqu'au Soudan. Les rivières y creusent des dépressions et des gorges souvent assez profondes. Au S., Goya se trouve vers 1500 m d'altitude, tandis que Baku, sur la limite N. de Kilo, est à 1200 m. Quelques rares éminences rompent la monotonie de ce plateau : les massifs itabiritiques du Gobu (1626 m) et du Lambiti (1497 m), les gros dômes granitiques, en forme de carapace de tortue, de l'Akaye (1459 m), de l'Essie (1354 m) et du Ndamé (1361 m), par exemple.

Les régions de Kilo-Mongbwalu et de Yédi sont le siège des exploitations aurifères.

2. — Vue simplifiée sur la géologie de Kilo.

Dans ce paragraphe, nous nous bornerons à énumérer et à décrire succinctement les principales roches qui se rencontrent sur la concession de Kilo, sans discuter leur origine. Diverses publications récentes traitent de cette matière, parfois avec prolixité, et le lecteur peut éventuellement s'y reporter (DUHOUX, 1950 ; SOROTCHINSKY, 1953 ; WOODTLI, 1954). Dans le présent ouvrage, il nous suffit de reconnaître une zonéographie simplifiée qui nous servira à déceler la structure.

On a souvent décrit la région kibalienne de Kilo comme

un vaste synclinorium, résidu épargné par l'érosion, d'un ensemble infiniment plus étendu autrefois. Il semble plus exact de la définir comme un bassin d'effondrement complexe.

Trois formations principales participent à sa constitution géologique :

- 1) Un substratum de roches granitoïdes ;
- 2) Une couverture d'amphibolites en contact normal avec le précédent ;
- 3) Des roches affectées par un métamorphisme épizonal auxquelles surtout s'applique le terme local de « Système du Kibali » ou « Kibalien ».

Un faisceau d'intrusions doléritiques recoupe, sous forme de dykes, les roches précédentes. Leur âge sera discuté plus loin.

Enfin, des dépôts plus récents se rencontrent au S.E. d'Irumu et dans le fossé albertin.

* * *

Les roches granitoïdes comportent les variétés suivantes :

Au cœur, un granite alcalin à microcline (accidentellement à orthose), à albite subordonnée, quartz, biotite, avec ou sans muscovite, rarement à hornblende ;

Au sein du granite alcalin, on rencontre parfois des plages indiscernables à l'œil nu, de granite potassique à microcline (parfois à orthose), à plagioclase accidentel, quartz et biotite, avec ou sans muscovite.

En allant *vers la périphérie* du massif, on découvre successivement :

Le granite akéritique à microcline (accidentellement à orthose) et oligoclase (parfois à andésine), à quartz et minéraux colorés ;

Le granite sodique à albite, à oligoclase ou feldspath

potassique occasionnels, à quartz, biotite, avec ou sans muscovite, souvent à hornblende ou chlorite ;

L'albitite grenue, roche à albite, quartz (peu), et minéraux colorés (biotite, hornblende, chlorite) en proportions variables ;

Une plagioclase grenue (diorite), quartzifère ou non, à oligoclase-andésine, andésine et même labrador, à hornblende généralement.

En quelques points, en bordure des massifs, un pyroxène (pigeonite, augite, hypersthène) se rencontre dans les albitites grenues et dans les diorites.

Les quatre dernières roches énumérées ne se succèdent pas obligatoirement dans l'ordre indiqué ci-dessus ; certains termes peuvent faire défaut ou se répéter. Dans la grande majorité des cas, les limites ne sont pas repérables à l'œil nu et il conviendrait de multiplier les préparations microscopiques pour étudier dans le détail la répartition de ces roches. Les sondages nous permettent de le faire suivant la verticale.

Au-dessus des roches granitoïdes, une couverture discontinue d'amphibolites atteint par place 400 m d'épaisseur au moins. En moyenne, elles sont à grain fin, à hornblende verte et à feldspath souvent saussuritisé ; le quartz, l'épidote et le zoïsite s'y rencontrent fréquemment ; ces derniers minéraux dominent parfois complètement les autres éléments constitutifs et la roche devient une épidotite à hornblende. La microdiorite et l'amphibolite gneissique riche en feldspath constituent à l'occasion des plages étendues. Dans quelques cas, de grandes masses, apparemment lenticulaires, d'albitite fine, s'intercalent dans la série, soit au sein du granite, soit à la base de l'amphibolite ou au milieu de cette dernière. Lorsqu'elles se trouvent insérées entre le granite et l'amphibolite, ces roches sont souvent gneissifiées et fortement silicifiées ; elles prennent un faciès de schistes cristallins.

Dans la plupart des cas, le contact des amphibolites

avec leur substratum paraît normal, subhorizontal et doucement onduleux ; il correspond souvent à une zone de migmatites de types divers qui atteint une centaine de m d'épaisseur ; les régions de Liongo, de Tinda et de Makofi en offrent de beaux exemples. Plusieurs sondages ont recoupé ces migmatites dans la région de Mongbwalu aussi. Bref, la superposition, sans discontinuité mécanique, des amphibolites au granite ne peut faire de doute dans l'ensemble.

Au-dessus des amphibolites, le Kibalien couronne la série et comporte des roches généralement schistoïdes où les schistes à actinote, les talcschistes, les séricitoschistes et les schistes albitiques se taillent la part du lion à côté des chloritoschistes, des biotitoschistes et des schistes noirs. Des lentilles et des bancs d'albitite fine (parfois de plagioclase fine) lardent fréquemment ces roches. Cet ensemble est souvent fortement carbonaté et l'on rencontre des plages étendues qui sont incontestablement d'anciens calcaires. Les quartzites et les cherts s'associent volontiers aux itabirites.

Malgré les galeries souterraines et le grand nombre de sondages, souvent profonds, qui ont été étudiés en détail, on ne parvient pas à établir une stratigraphie ou une zonéographie du Kibalien, ayant une valeur générale. Les quelques données que nous possédons à ce sujet sont purement locales et ne s'appliquent que dans le cadre étroitement délimité d'un gisement donné.

Il avait été proposé autrefois de considérer trois niveaux dans le Kibalien : des schistes verts à la base, des quartzites verts au milieu et des phyllades violets au sommet. Ces termes paraissent correspondre à nos amphibolites, aux albitites fines et aux séricitoschistes et schistes albitiques. Cette superposition n'est pas de règle générale.

Dans les coupes que nous examinerons plus loin, nous ne tiendrons compte que de trois unités zonéographiques :

le Kibalien, les amphibolites et les roches granitiques. Les relations entre ces trois groupes de roches nous permettront de décrire la structure de la région de façon suffisamment précise. Dans la pratique, en appliquant nos connaissances à des buts miniers, il est clair que nous sommes appelés à introduire des subdivisions plus fines ; mais leur reproduction ne ferait qu'alourdir nos dessins.

* * *

Les dolérites (ou diabases) intrusives dans les formations précédentes présentent une composition banale : labrador-bytownite et pigeonite plus ou moins ouralitisée, avec ilménite et apatite, parfois quartz et biotite. L'ouralitisation et la saussuritisation souvent intenses les transforment en orthoamphibolites impossibles à discerner des amphibolites de couverture. L'olivine apparaît au cœur d'un dyke et dans de rares intrusions mal étudiées. La rencontre occasionnelle d'une pyroxénite nous permet de soupçonner parfois une vague ébauche de différenciation magmatique. La texture de ces roches est généralement ophitique, quelquefois porphyrique, plus rarement grenue (WOODILL, 1954 a, 1955 a).

* * *

Les roches granitiques prédominent largement ; amphibolite, albitite fine et Kibalien constituent une couverture déchiquetée, au contour sinueux, où le granite pointe à travers de nombreuses déchirures.

Il semble exister une sorte d'axe anticlinal de direction S.S.W.-N.N.E., qui s'étire de la région d'Irumu jusqu'aux têtes de l'Abombi, et qui divise le Kibalien en deux lobes inégaux. Celui du N.W. enserre la bordure occidentale du massif granitique de l'Abombi et s'étend jusque sur la rive droite de l'Ituri. C'est une plage relativement massive, traversée par quelques pointements

de granite et d'amphibolite. Le lobe situé au S.E. de la dorsale est extrêmement découpé. Il comporte des albitites fines abondantes. Au S., le Kibalien de Talolo représente un lambeau conservé dans un graben. L'amphibolite apparaît généralement en bordure de ces plages.

* * *

Comme précédemment (WOODTLI, 1954 *a*), je distinguerai dans les phénomènes tectoniques deux époques nettement distinctes par leur âge et leur style :

a) La *tectonique ancienne*, celle du Kibalien, caractérisée par des déformations tangentielles, que nous commençons seulement à découvrir ;

b) Une *tectonique récente*, caractérisée par des failles radiales, souvent injectées par la dolérite ; les blocs délimités par ces failles ont joué dans le sens vertical comme les touches d'un gigantesque clavier.

A mesure que progressent nos recherches, nous voyons qu'il faut attribuer à l'adjectif « récent » un sens purement relatif. Il s'applique aux accidents plus jeunes que les déformations tangentielles connues et pourrait définir parfois des dislocations pré-Karoo, ou même pré-Lindi, qui remontent à un passé très éloigné.

3. — Morphologie.

Pour résumer nos connaissances relatives à la morphologie du nord-est congolais, j'utiliserai les travaux de M. J. LEPERSONNE, son mémoire de 1949 en particulier et une œuvre récente, encore inédite au moment de la rédaction de ces lignes (¹).

(¹) J. LEPERSONNE, Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines (*Mémoires in-8° de l'A. R. S. C.*, Classe des Sc. nat. et méd., N. S. IV, 7, Bruxelles, 1956).

Dans le district de l'Ituri, « il est possible de distinguer trois pénéplaines principales :

- P I entre 1700 et 1900 mètres (redéfinies récemment : 1600-1800 m) ;
- P II entre 1200 et 1450 mètres ;
- P III entre 800 et 1100 mètres ;

A celles-ci s'ajoutent :

Localement, un niveau de 1100 à 1200 mètres ;
Avec doute, un niveau de 2000 à 2200 mètres ».

En ce qui concerne l'âge de ces aplanissements, J. LE-PERSONNE arrive, dans la deuxième étude citée, à la conclusion suivante :

« Ces aplanissements, qui peuvent localement se subdiviser, résultent de trois cycles d'érosion dont les deux plus récents peuvent être datés grâce aux données géologiques, paléontologiques et préhistoriques locales. Les âges ainsi définis sont ceux de la fin de chaque cycle : mi-Tertiaire, antérieur au Miocène inférieur, pour l'un, fin-Tertiaire, antérieur à la limite Plio-Pléistocène, pour l'autre.

» Le cycle le plus ancien n'est pas daté dans la région considérée ; par raccord à travers le bassin du Congo, son âge est défini comme fin-Crétacé. Il n'est pas exclu que des cycles plus anciens soient représentés dans la région par des restes d'aplanissement qu'il n'a pas encore été possible de caractériser avec netteté au Congo belge.

» Les cycles ainsi caractérisés correspondent à ceux définis par L. C. KING de la manière suivante :

Cycle fin-Crétacé = cycle de Gondwana ;

Cycle mi-Tertiaire = cycle africain ;

Cycle fin-Tertiaire = approximativement cycle des Victoria Falls ».

Les aplanissements du cycle P I occupent la majeure partie de la région E. qui domine le lac. Des replats bien individualisés se marquent sur les flancs de certains sommets ; leur âge demeure incertain ; les études détaillées manquent pour permettre de décider s'il s'agit de vestiges de pénéplaines plus anciennes ou de lambeaux de P I décalés par des failles radiales.

Des failles radiales d'âge indéterminé limitent certains massifs des régions de Gety, Bogoro et Loga.

A P II appartiennent de nombreux replats à Kilo ainsi que la zone septentrionale (F₁ ci-dessus) entre Kilo et Watsa. Les aplanissements P III apparaissent vers l'ouest, dans les bassins de l'Abombi, de la Lodjo et de la Turungwe. Le massif de Kilo-Mongbwalu comporte de nombreux replats étagés, souvent de faible surface, qui devraient être étudiés au moyen de cartes hypsométriques à grande échelle.

CHAPITRE II

LA TECTONIQUE ANCIENNE

Les rares auteurs qui ont abordé cette question ont souligné la précarité de nos connaissances et la difficulté de les accroître. En effet, bien que l'activité minière remonte à une cinquantaine d'années déjà, le déchiffrage de la structure du Kibalien avance lentement ; on enregistre quelques progrès dans les zones explorées par sondages, mais si les résultats acquis de cette façon sont sûrs, ils n'ont qu'une valeur locale et ne doivent pas être imprudemment étendus aux régions voisines. L'absence de niveau-repère d'extension générale, la phyllitisation des roches qui oblitère toute stratification originelle, représentent des obstacles difficiles à franchir. La zonéographie sommaire exposée dans le chapitre précédent permet néanmoins d'entrevoir certaines structures, mais l'ensemble paraît devoir nous échapper longtemps encore. On décrira ci-dessous trois exemples découverts et étudiés au moyen de forages et de travaux souterrains. Il ne s'agit encore que de structures mineures, groupées dans une petite région, et qui ne donnent probablement qu'une idée trop schématique de la réalité. Elles nous indiquent cependant le style de la tectonique ancienne et constituent d'ailleurs les seules données à peu près certaines. Dans le domaine de la prospection aurifère, qui ne nous intéresse pas ici, elles revêtent une grande importance.

LÉGENDE GÉNÉRALE

sur les plans
Granite
sur les coupes

Albitite fine

Amphibolite

Kibalien

Itabirite

« Quartzite » ferrugineux

Dolérite (dyke et coulée)

Grès du Nongo

Série de la Lukuga

« Shear-zone »

Plaine alluviale

Crête

Route

Escarpement

Faïlle (F)

D = Dyke

O = Sondage

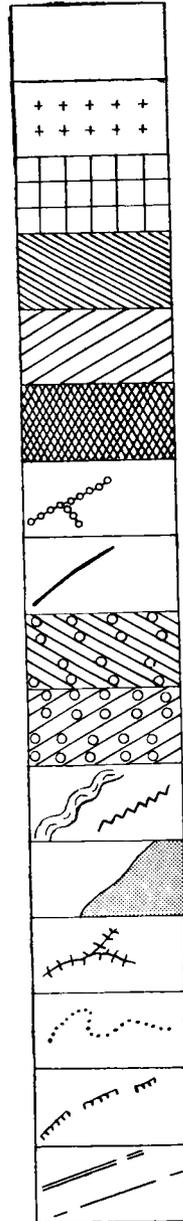


FIGURE 2. — Légende générale des figures 3 à 14.

1. — La « shear-zone » d'Isuru-Creek- Nzebi-Kanga.

(Figures 3, 4, 5).

Le district minier de Mongbwalu occupe une partie de la marge occidentale du massif granitique de l'Abombi. Les levés géologiques, l'étude des carrières, des galeries souterraines et des roches ramenées à la surface par les sondages, ont montré l'existence, sur le bord du massif,

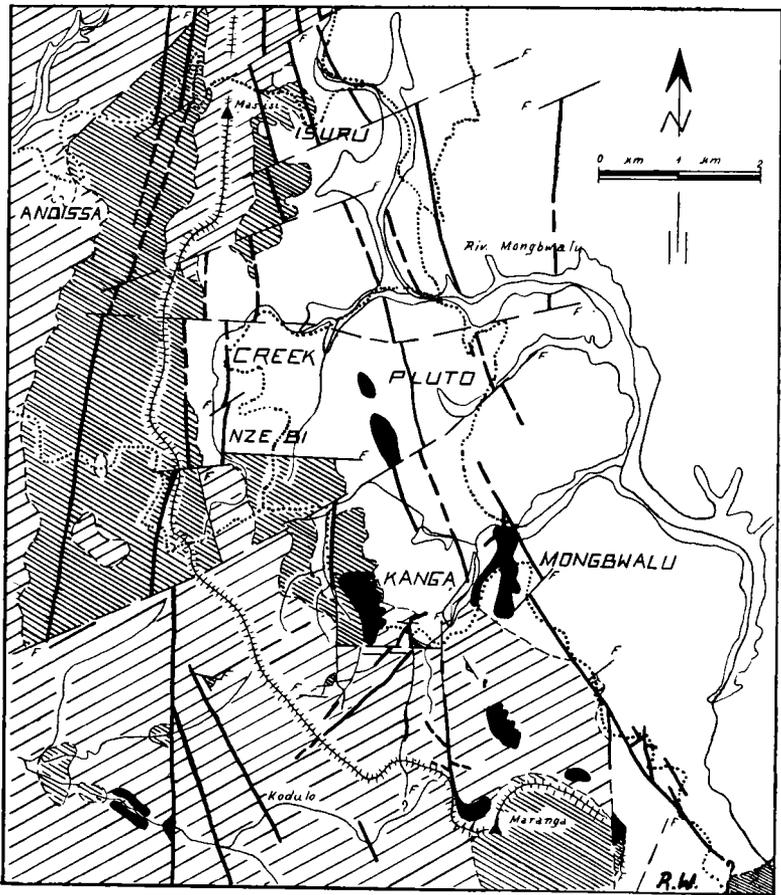


FIGURE 3. — Carte géologique du district de Mongbwalu.
(Levé de R. WOODTLI). — Fond topographique simplifié.
(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

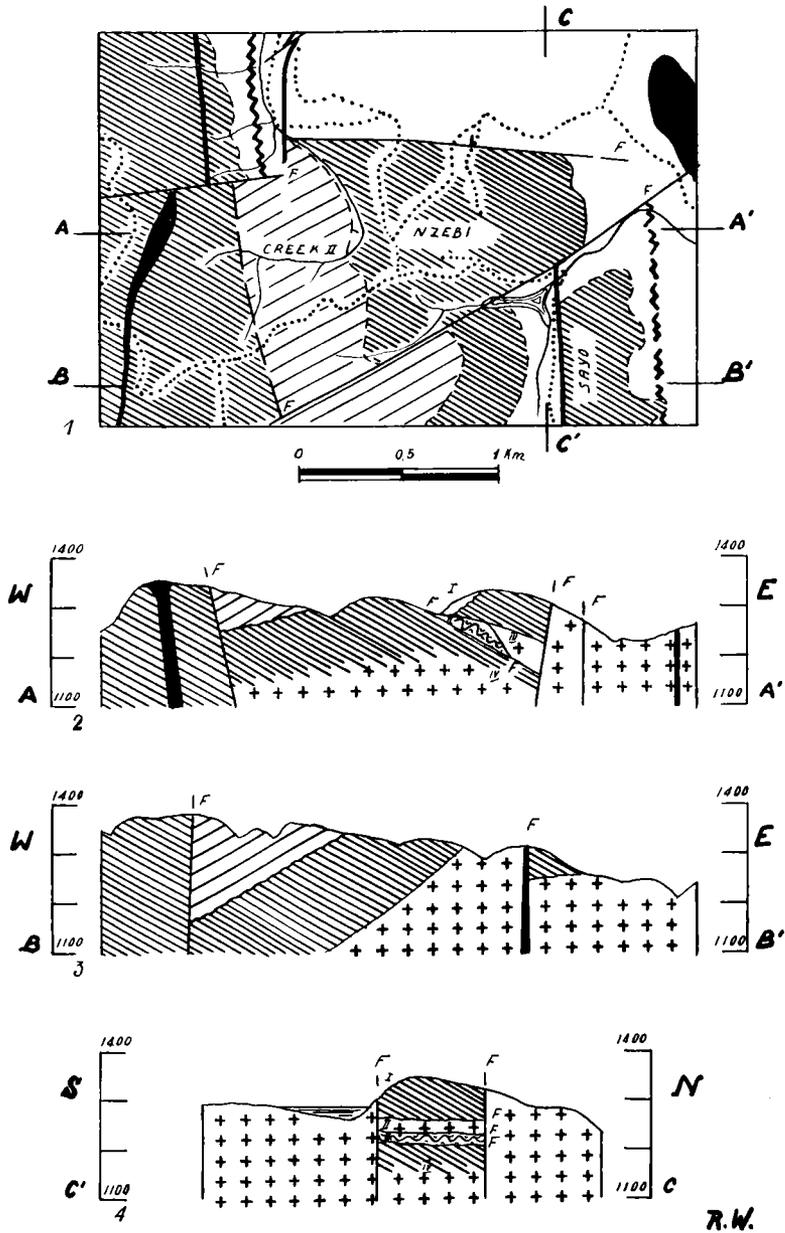


FIGURE 4. — *Le graben de Nzebi* (plan et coupes).
 1. Carte géologique (levé de R. WOODTLI).
 2. Coupe E.-W. passant par le graben et montrant, dans la partie centrale, les trois écaïlles tectoniques :
 I. Écaïlle supérieure = amphibolite.
 II. Écaïlle inférieure = albitite et roches laminées.
 III. Écaïlle inférieure = amphibolite et diorite.
 IV. Substratum.
 (La partie médiane de la coupe est basée sur l'interprétation des sondages).
 3. Coupe E.-W. passant au S. du graben.
 4. Coupe N.-S., passant par le graben. Au centre, entre les 2 failles, on retrouve la succession décrite à propos de la coupe 2.
 (Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

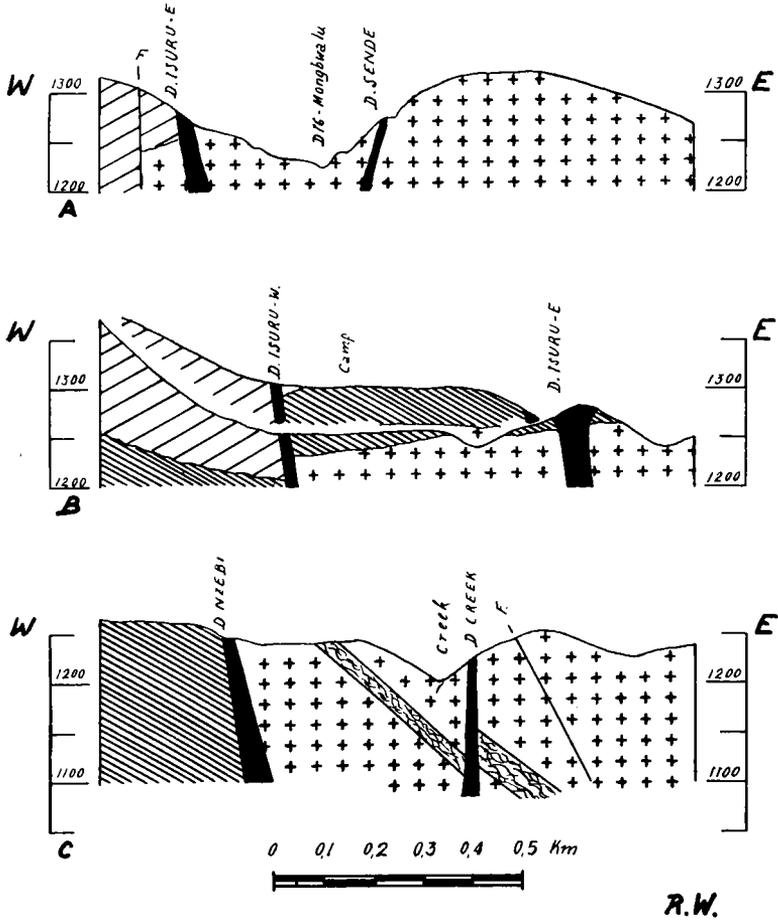


FIGURE 5. — Coupes dans la région Creek-Isuru.

Ces coupes situées sur la bordure occidentale du massif granitique de l'Abombi montrent le relèvement marginal du granite.

Dans la coupe A, la rivière D-16-Mongbwalu coule dans un compartiment limité par des intrusions de dolérite. C'est aussi le cas de la rivière Creek dans la coupe C.

Dans la coupe C, on a représenté le banc de roches laminées recoupé par le dyke Creek. La partie centrale de la coupe est basée sur l'interprétation des sondages.

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

d'une dislocation ancienne connue actuellement avec certitude sur une dizaine de km. Sa direction générale est N.-S. ; entre Creek et Isuru, elle devient N. 30° E. ;

elle s'incline de 20 à 40° vers l'E., c'est-à-dire vers l'intérieur du massif granitique. Elle se signale à notre attention par une bande continue de roches schistoïdes, d'épaisseur variable comprise entre 10 et 50 m, enchâssée dans des roches granitoïdes (granite sodique, albitite grenue, plagioclasite grenue).

Ce banc schistoïde comporte principalement des roches carbonatées (ankérite à 22 % de FeCO_3) chargées de chlorite, de séricite, de quartz, occasionnellement de talc, avec ilménite, leucoxène, rutile, épidote... Ces minéraux sont disposés en lits et en traînées d'allure contournée et rubannée qui confèrent à la roche un aspect de migmatite. La calcite et le quartz, tantôt associés, tantôt seuls, constituent des yeux, des amandes, des veinules, des filonnets, des lentilles parfois importantes. L'albite résiduelle apparaît souvent. Des enclaves et des noyaux fusiformes d'albitite grenue de l'éponte s'insèrent parmi les roches schistoïdes. Les passes mylonitiques, cimentées par le quartz, la calcite, la chlorite, la zoïsite, apparaissent souvent dans cet ensemble. On observe aussi une roche qui sert de trait d'union entre l'albitite encaissante et le banc ; c'est une roche gneissoïde, une albitite grenue envahie par la chlorite en traînées plissotées et par le quartz fin, la calcite, l'ilménite altérée en leucoxène et par la pyrite ; la hornblende, la séricite, la tourmaline, le sphène, l'épidote et la zoïsite font aussi partie du cortège des minéraux accessoires. Cette albitite gneissoïde se trouve tantôt au toit, tantôt au mur du banc migmatoïde ou parfois même prend sa place.

Cette description s'applique plus particulièrement à la zone Creek-Isuru ; nous parlerons de Nzebi plus bas. Dans la région du « Massif B » de Kanga, plusieurs sondages recoupent un ensemble très semblable, inséré dans les roches granitoïdes. Les passes mylonitisées ou laminées sont fréquentes.

D'Isuru à Kanga, cette bande est le siège d'une miné-

ralisation aurifère qui affecte tantôt la roche schistoïde elle-même, tantôt les lentilles de quartz qui s'y logent.

Cette bande de roches singulières me paraît marquer le passage d'une faille inverse, à pendage faible, suivant laquelle le massif de l'Abombi chevauche sa bordure ; l'importance du recouvrement n'est pas établie. Les roches broyées et laminées ont subi des apports importants qui ont permis la cristallisation du carbonate, du quartz, de la chlorite, de l'épidote, de l'albite et des autres minéraux ; l'or s'y trouve parfois associé.

2. — Les écaillés tectoniques de Nzebi.

(Figures 3, 4).

M. M. P. DUHOUX (1950, pp. 207-212, *fig. 4*) et C. SOROTCHINSKY (1953, pp. 116-125, *fig. 68*) ont déjà décrit longuement le phénomène tectonique décelé lors de l'étude du gisement caché de Nzebi. Le levé de la carte géologique m'a permis de préciser quelques faits et de circonscrire l'emplacement des dislocations.

Je résume ci-dessous les observations et conclusions de DUHOUX et de SOROTCHINSKY, sans entrer dans le détail de certaines questions où ces auteurs sont d'un avis différent. Ces divergences ne modifient en rien d'ailleurs l'interprétation de la tectonique.

Suivant une coupe verticale approximativement E.-W., on distingue à Nzebi les unités structurales suivantes :

1° *Au sommet*, une plaque d'amphibolite fine à hornblende et zoïsite, auxquelles peuvent se joindre de l'andésine basique, de l'ilménite altérée en leucoxène, de l'actinote, de la séricite, de l'épidote et de la pyrite. Quelques passes d'albite à hornblende s'y intercalent et prêtent à la roche un faciès de migmatite du genre des agmatites. Ce massif, de plus de 50 m d'épaisseur, cache complètement les formations sous-jacentes :

2° a) *A l'ouest*, on trouve une sorte de coin qui comporte des roches carbonatées encadrées par des roches albitiques.

La roche carbonatée est constituée par l'ankérite (à 22 % de FeCO_3 et 26 % de MgCO_3), souvent prédominante, par le quartz, l'albite, la séricite et la chlorite. On y trouve encore : ilménite, leucoxène, rutile, apatite, sulfures, épidote, sphène, tourmaline et zircon. Sa texture est rubannée, chiffonnée, absolument semblable à celle du banc de Creek. Cette roche englobe en outre des yeux, des lentilles et des veines de quartz et calcite, souvent aurifères.

La roche encaissante est une albitite grenue à quartz, chlorite ou hornblende.

2° b) *A l'est*, juxtaposée à la formation précédente, prend place une esquille complexe formée de diorite, microdiorite, andésite et amphibolite.

Le contact entre *a* et *b* paraît anormal ; on ne constate, en effet, aucun « métamorphisme de contact » entre les diorites et les albitites et, d'autre part, les filons de quartz qui lardent le bloc ouest ne se poursuivent pas à l'est.

3° *A la base*, sous le groupe 2, s'étend le substratum constitué par de la diorite et de l'amphibolite fine.

Nos connaissances actuelles permettent de conclure que l'amphibolite supérieure représente une écaille arrachée aux amphibolites de couverture dans leur zone de contact avec les roches granitoïdes. Il ne s'agit certainement pas d'une coulée doléritique ouralitisée et saussuritisée sur place.

Le coin occidental de la tranche médiane appartient incontestablement à un lambeau de la *shear-zone* de Creek, emballée dans son éponte, tandis que l'esquille orientale se rattache au groupe des roches de l'auréole du granite. Ces deux éléments paraissent non enracinés et correspondent vraisemblablement à deux écailles de

charriage. En effet, la diminution progressive d'épaisseur du bloc 2a conduit à la conclusion qu'il s'amincit et disparaît à l'est ; d'autre part, la composition pétrographique et la texture du bloc 2b permet de lui attribuer une origine plus profonde que celle des amphibolites sur lesquelles il repose.

Quant au substratum, le levé géologique semble indiquer qu'il est bien en place et plonge vers l'est.

Nzebi nous offre donc un échantillon assez rare de la structure ancienne, conservé dans un petit graben et qui a été étudié grâce à un heureux concours de circonstances.

Le levé géologique a révélé l'existence de ce graben et a permis de le délimiter. Au S., le passage d'une faille radiale est démontré par l'interruption brutale du dyke doléritique de Sayo, contre l'amphibolite, entre la route Sayo-Nzebi et le race Nzebi-Pluto. D'autre part, nous savons par les sondages que la base de l'écaille supérieure d'amphibolite se trouve au-dessous de 1275 m ; or, le long du race Nzebi-Pluto, nous rencontrons l'albitite grenue jusque vers 1320 m. Cette faille, de direction W.S.W.-E.N.E. se poursuit vers l'est jusqu'à la vallée de la Mongbwalu peut-être, en découpant en tranches plusieurs dykes ; vers l'ouest, elle atteint la dépression de la Kodulo et permet aux amphibolites de dominer les schistes du Kibalien.

Au N. de Nzebi, une autre faille subverticale met en contact l'amphibolite et l'albitite grenue ; on peut l'observer près de la carrière Adidi et dans la courbure du race Nzebi-Creek à l'ouest du camp Nzebi, rive droite de la Creek.

Vers l'ouest, on voit apparaître des talcschistes, des schistes à actinote et des albitites fines appartenant au Kibalien. En tête des affluents de gauche de la Creek et plus loin sur la crête, l'amphibolite affleure et forme un talus très raide qui domine les schistes. Une troisième

faille, N.-S., passe nécessairement par les sources de la Creek. A l'est, enfin, le contact amphibolite supérieure et albitite grenue paraît plonger fortement vers l'ouest et ne peut être qu'anormal.

Plus loin, nous aurons l'occasion d'attirer l'attention du lecteur sur d'autres particularités de cet intéressant gisement.

3. — La structure ancienne à Senzere.

La Mine de Senzere exploite le plus gros gisement filonien des Mines de Kilo et contribue à leur production pour une part importante : 1806 kg d'or fin, en 1952, à la teneur moyenne de 16 g d'or à la tonne, pour une production totale de 5.395,5 kg aux Mines de Kilo et de 2.120,7 kg pour les Mines de Moto (cf. rapport du Conseil d'Administration).

Ce gisement fait l'objet de prospections par sondages, commencées en 1951 et qui se poursuivent encore. Les milliers de m de carottes rocheuses ramenées à la surface sont soigneusement décrits sur le terrain, puis étudiés au microscope ; des coupes géologiques détaillées sont ensuite construites et comparées, quand la chose devient possible, avec les structures trouvées par les mineurs dans leurs galeries. Le levé géologique à grande échelle du district a permis de placer le gisement dans son cadre géologique, pétrographique et structural et de le comparer avec ses satellites et avec les gisements voisins.

Ces études ont permis de distinguer à Senzere plusieurs groupes de roches :

1° Au sommet, le *Massif supérieur de Senzere* (ou Kibalien schistoïde si l'on préfère), ensemble dolomitique typique dont le carbonate (dolomie ankéritique) est remplacé de façon plus ou moins complète soit par le talc accompagné par un peu de chlorite, et parfois de biotite, soit par l'actinote-trémolite. Dans ces roches

magnésiennes s'intercalent à la distance de 25-35 m des niveaux albitisés qui, vers l'ouest au moins, possèdent une belle régularité d'allure. Dans cette région, nous avons constaté que les schistes à actinote apparaissent partout où le « massif supérieur » a plus de 150 m d'épaisseur ; ils recouvrent les talcschistes avec lesquels ils s'imbriquent. Notons en passant que les schistes à actinote se développent souvent aussi aux épontes des dykes de dolérite et des filons de quartz, en bordure des failles et des contacts anormaux.

2° Au-dessous, nous trouvons le *Massif inférieur de Senzere* constitué par une amphibolite fine à hornblende commune et par un plagioclase (en moyenne l'andésine) souvent saussurité. Nous reconnaissons dans cette description l'amphibolite de couverture dont il a été question au chapitre précédent. Ce massif paraît atteindre une épaisseur de 350 à 400 m au moins. A la base, il passe graduellement au

3° *Substratum granitoïde* dont la description a été esquissée plus haut. A l'est de Senzere, plusieurs sondages ont recoupé aussi les roches schistoïdes et les passes mylonitiques signalées à Creek.

4° Des *intrusions doléritiques* qui recourent indifféremment les unités pétrographiques précédentes. Elles appartiennent à la catégorie des dolérites à labrador et pigeonite, exceptionnellement à bytownite et augite. Ce sont les filons de diabase d'autres auteurs. Signalons en passant que le terme « dolérite » utilisé dans des descriptions plus anciennes (MOUREAU, 1939, LEGRAYE, 1940) paraît s'appliquer souvent aux roches que nous avons appelées « microdiorite » et qui font partie du « massif inférieur » ; leur mode de gisement et leur composition sont donc bien différents de ceux de nos dolérites. Il convient d'éviter une confusion entre ces deux acceptions du même mot.

Relevons ici que ces groupes de roches ont été définis et décrits en détail, pour la première fois à Senzere, par C. SOROTCHINSKY (cf. SOROTCHINSKY, 1953).

Nature du contact du « massif supérieur » avec le « massif inférieur » : la distinction de ces deux unités pétrographiques bien caractérisées est une acquisition récente, rendue possible par l'étude sous le microscope, des roches saines recueillies dans les forages et dans les galeries. Nos prédécesseurs pouvaient difficilement les séparer par la seule inspection du terrain et l'examen des roches à l'œil nu ; en surface, en effet, les relations entre ces deux unités sont masquées par l'altération des roches qui se prêtent mal à l'observation, même de la part d'un géologue averti.

Le contact entre les deux massifs paraît brutal et souligné par une éponte actinolitique ; nous avons vu plus haut que les schistes à actinote se développent volontiers suivant les lignes de drainage. Ni les bancs albitiques, ni les talcschistes ne montrent de contamination par les amphibolites sous-jacentes. La surface de contact est un plan gauche, bien connu, qui se trouve d'un sondage à l'autre à un niveau parfaitement prévisible. Les dénivellations subites qui se rencontrent quelquefois signalent le passage de failles radiales à rejet vertical plus ou moins important. Généralement, un rejet de même amplitude se marque dans les filons de quartz, dans les niveaux d'albitite ou dans la couverture de schiste à actinote et nous assure que notre interprétation est correcte ; il s'agit donc bien d'accidents d'origine tectonique et non d'irrégularités, d'ondulations de la surface de contact. Le dessin des coupes à grande échelle suggère que les niveaux albitiques du « massif supérieur » sont coupés en biseau par ce contact. Bref, l'hypothèse d'un contact tectonique, d'une faille de charriage amenant la superposition mécanique du Kibalien sur les amphibolites rend bien compte des faits observés. Dans

les galeries, on observe à proximité du contact des zones laminées, des miroirs de failles subhorizontaux avec stries de glissement qui plaident aussi en faveur d'un charriage. En revanche, on n'a trouvé ni brèches de friction, ni mylonites (qui auraient pu se développer dans les albitites) ; dans les schistes, la recristallisation complète et l'envahissement par l'actinote ont certainement oblitéré la structure cataclastique éventuelle.

On remarquera encore qu'il est difficile de considérer comme normale la superposition brutale, sans faciès de transition, de roches épimétamorphiques à séricite, talc, chlorite, albite, carbonate, aux roches à hornblende et à plagioclase aussi basique parfois que la bytownite. En effet, jusqu'à présent il n'a pas été observé d'interpénétration des schistes avec les amphibolites. Seul le sondage B. 7 nous montre la coupe singulière suivante :

Sondage Kanga-B. 7, vertical, description simplifiée :

- | | | | |
|-------|---|---------|--|
| 0 | — | 84,00 m | Mélange d'amphibolite fine et d'albitite grenue gneissique, avec des passes d'albitite fine et un filon de quartz. |
| 84,00 | — | 155,7 m | Mélange d'albitite fine, de talcschiste et de schiste à actinote (faciès du « Massif supérieur »). |
| 155,7 | — | 159,1 m | Amphibolite fine du « Massif inférieur ». |

Certains y verront peut-être la preuve d'un passage graduel des roches les plus métamorphiques à celles qui le sont moins. Pour ma part, je pense que la partie supérieure, entre 0 et 84 m, représente une écaille tectonique chevauchant sur le Kibalien, comme c'est le cas à Nzebi. Le sondage B. 7 se trouve précisément en bordure du granite, dans une zone où abondent les accidents du type de Creek et de Nzebi. Le fond du sondage montrerait la séquence normale : « Massif supérieur » sur « Massif inférieur ».

En résumé, je considère comme extrêmement vraisemblable l'hypothèse d'un charriage du Kibalien sur son substratum dans la région de Senzere.

4. — Le Kibalien schistoïde de Kilo appartient-il à une nappe de recouvrement ?

Il peut paraître séduisant d'étendre la conclusion précédente à l'ensemble du Kibalien schistoïde de Kilo et, de proche en proche, à la majeure partie des formations apparentées du N.E. congolais. On trouverait dans certaines publications (ANTHOINE, 1936 ; CAHEN, 1952 ; MICHOT, 1932) un lot d'arguments qui permettraient apparemment d'étayer cette thèse. Ce serait une démonstration brillante peut-être, mais fragile, qui devrait infiniment plus à la dialectique qu'à l'observation. Nous nous contenterons de décrire ici quelques faits bien observés dont toute explication générale devra rendre compte.

* * *

En sus des niveaux albitisés dont le Kibalien semble farci, on rencontre souvent de grandes plages d'albitite fine, en bordure du granite de préférence. L'une d'elles affleure aux environs du poste de Lodjo où elle s'intercale entre les roches granitoïdes et les schistes actinolitiques. Ces albitites sont généralement très altérées et leur identification demeure malaisée ; quelques affleurements sains, silicifiés, se rencontrent près de la charpenterie de Lodjo et à proximité des chutes de la Pokwo. Vers le bas, elles se fondent graduellement avec les albitites grenues par l'intermédiaire d'albitite porphyrique. Un bon exemple de cette transition est fourni par de gros blocs qui affleurent près de la station de pompage d'eau potable ; ils exposent un faciès de migmatite dû au mélange d'albitite grenue, d'albitite fine et d'écharpes d'amphibolite gneissique. Sur les 500 premiers m de la route de Haute-Lodjo, on observe, dans des roches altérées, le contact de l'albitite fine avec les schistes

actinolitiques surincombants. A l'échelle de l'affleurement (quelques m²), ce contact semble franc, rectiligne ; examiné sur une certaine longueur, il paraît plus irrégulier ; on le voit dessiner une série d'indentations ; d'autre part, on rencontre des lentilles de schistes dans l'albitite, tandis que des flammèches d'albitite kaolinisée tranchent sur le vert sombre des schistes. Il semble donc s'agir d'un contact métamorphique ; on ne trouve aucun indice de charriage.

Dans les rapides de la Haute-Lodjo, en amont du G.5, on étudie commodément le contact des schistes actinolitiques associés à des talcschistes, avec la roche granitique sous-jacente. Cette dernière est tantôt une albitite grenue, plus ou moins intensément saussuritisée, à hornblende et quartz, tantôt une plagioclase grenue à oligoclase ou andésine, saussuritisée, également à hornblende et quartz. Dans une tranche de terrain qui atteint environ 5 m d'épaisseur, les 2 roches se mélangent intimement. A la base, la roche granitique englobe des virgules, des flammèches, des rubans chiffonnés de schiste ; au sommet, veines et veinules granitiques dessinent un lacis clair sur le fond vert des schistes. Dans la zone médiane, les schistes englobent des enclaves tantôt anguleuses, tantôt arrondies ou sans contour bien défini.

Dans la Division Talolo, on peut observer dans le massif du mont Moka et dans les rapides de la Loya, près du village de Setzabo, le passage continu du granite au « chert » albitique (adinol) en passant par l'intermédiaire de l'albitite porphyrique et de l'albitite fine. Sur l'éperon nord du Bakamba, les séricitoschistes plus ou moins carbonatés englobent des lentilles de granite et d'albitite grenue ; c'est aussi le cas sur la rive gauche de la Talolo, à Avini, en amont du pont. Dans la vallée de la Kikemba, et au pied S. W. du mont Lengu, des roches à ankérite, chlorite et quartz sont recoupées par des plages d'allure

filonienne d'albitite fine et d'albitite quartzique (granite sodique).

Dans la même région de Talodo, on rencontre souvent d'assez gros filons de granite qui recoupent l'amphibolite. Il paraît s'agir du « granite mobilisé » dont parle P. DUHOUX (1950). Sans vouloir entrer dans le détail d'une discussion à propos de l'origine des roches granitiques, signalons ici que ces « granites mobilisés » possèdent exactement le même faciès et la même composition que les granites supposés métamorphiques, ce qui paraît assez curieux ⁽¹⁾.

On connaît encore bien d'autres exemples de veines ou de pointements granitiques qui traversent le Kibalien. Parfois, il pourrait s'agir de horsts limités par des failles radiales. Quelquefois, on reconnaît le « granite diffus » ; en d'autres cas, l'aspect du contact suggère un « granite intrusif ». (Ces termes sont pris dans un sens purement descriptif et ne préjugent nullement du mode de mise en place).

Pour la plupart, ces exemples s'opposent catégoriquement à l'existence de charriages d'ensemble, postérieurs à la mise en place du granite en tout cas.

Avant de créer de vastes nappes de recouvrement, il conviendrait donc d'étudier plus soigneusement la géologie du granite. Des mesures « d'âge absolu » effectuées dans le « batholithe » et dans ses « apophyses » pourraient se révéler utiles.

(1) Dans le même ordre d'idée, nous signalerons que M. ORIS a trouvé au mont Lodu (où P. DUHOUX place une autre injection de « granite mobilisé »), une série de bandes horizontales d'amphibolite, épaisses d'une dizaine de m et séparées par des feuilletés granitiques. Dans certaines conditions d'affleurement, on peut imaginer avoir affaire à des intrusions du granite dans l'amphibolite. L'étude du massif donne l'impression qu'il s'agit de « migmatite de contact ». Il paraît en tout cas hasardeux d'attribuer une origine différente au granite de cœur et à celui de bordure.

CHAPITRE III

LA TECTONIQUE RADIALE

La plupart des auteurs qui ont parcouru la région avoisinant le lac Albert, du côté congolais, insistent sur la présence de failles radiales importantes qu'ils mettent en relation avec celles du graben ; mais bien peu d'entre eux ont démontré l'existence réelle de ces cassures et les ont décrites.

« Le tracé des failles importantes limitant le fossé principal et ses ramifications n'est pas encore établi avec précision pour tout le fossé et les observations sur l'allure des failles sont encore très rares » (CAHEN, 1954, p. 457).

C'est encore plus vrai pour les régions extérieures au graben. L'entreprise en effet est moins aisée qu'elle peut le paraître au premier contact avec le terrain.

A défaut d'arguments stratigraphiques, on est tenté d'utiliser à fond la morphologie, mais, comme le relève justement J. LEPERSONNE :

« ...une grande prudence est nécessaire dans les interprétations, car... il n'est pas toujours possible de distinguer entre escarpements de failles récentes limitant des horst et talus séparant des pénéplaines successives » (LEPERSONNE, 1949, p. 11).

Dans notre région, cette situation tend à s'améliorer ; la zonéographie sommaire que nous avons esquissée plus haut nous rend de grands services et nous permet souvent de découvrir la structure, de préciser le sens et la valeur des rejets, même quand la morphologie ne nous aide pas, dans les régions de savanes principalement.

1. — L'îlot kibalien de Talolo

(*Fig. 6 et 7*).

En suivant la route provinciale Irumu-Bunia entre les bornes kilométriques 21 et 40, par exemple, on observe vers le S., l'arête monotone du Nyossa, de direction E.S.E.-W.N.W., dominant de quelque 300 m la plaine de Bunia ; derrière elle se dresse la crête dentelée, très élevée, du massif itabiritique de l'Ami qui décrit un grand arc de cercle à concavité regardant le N.E. Après un col assez bas (1300 m), il est relayé vers le N. par l'arête qui porte le mont Moka (1496 m) et se termine par l'élégante pyramide du mont Nyankunde (1425 m) qui domine, comme une vigie, les plaines de Bunia et d'Irumu.

Entre ces deux reliefs se creuse la vallée en forme d'auge de la Talolo. Cette rivière prend sa source sur le plateau de Gety, une dizaine de km au sud de la chaîne de l'Ami, dans une région de granite recouvert partiellement par l'albitite et l'amphibolite. L'altitude de ce plateau atteint 1500-1600 m. La Talolo coule d'abord du S. au N., puis vers le N.E., avec un cours torrentiel ; après un coude à angle droit, elle franchit l'extrémité orientale de la chaîne de l'Ami et se dirige du S.E. au N.W. dans une large vallée.

A partir de son confluent avec l'Adumba, elle se taille une gorge dans des roches vertes, jusqu'à son débouché dans la plaine granitique. Avant de se jeter dans le Shari, elle traverse encore tumultueusement, dans de véritables chuses, des bancs d'itabirites qui dressent une barrière dans la plaine de Bunia.

Du pied du Nyankunde, en passant par les monts Hauna, Belo, Gagao, Nyossa, Sava, les amphibolites élèvent une barrière rectiligne entre les schistes kibaldiens du cœur de la vallée et la plaine de Bunia. Le Kibalien

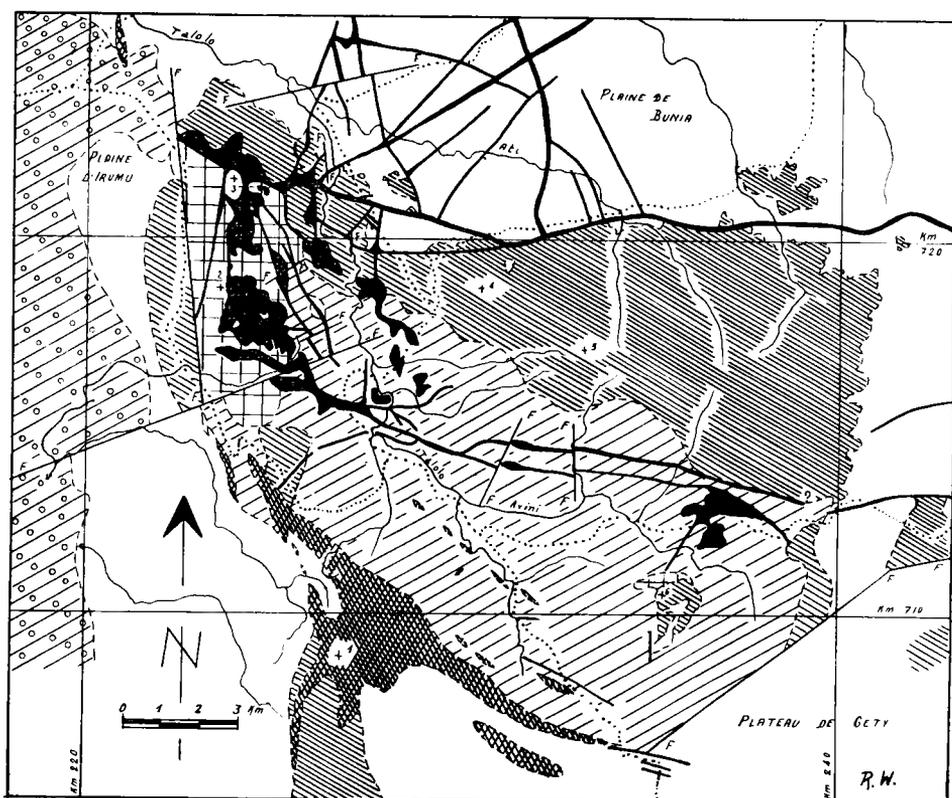


FIGURE 6. — Carte géologique de la région de Talolo.

Levé de R. WOODTLI. Fond topographique simplifié.

- 1 : mont Ami (ou Mikora) 1923 m
- 2 : mont Moka 1496 m
- 3 : mont Nyankunde 1425 m
- 4 : mont Nyossa 1533 m
- 5 : mont Sava env. 1550 m
- 6 : mont Onzi env. 1500 m

Cote de quelques autres points non indiqués sur la carte :

- | | |
|---|--|
| Camp Avini : 1300 m | Camp Adumba : 1264 m |
| Camp Talolo : 1270 m | Camp Mopa : 1325 m |
| Pied Bakamba : 1325 m | Race rive gauche de la Talolo : 1275 m |
| Signal Lungwa : 1501 m | Mission de Nyankunde : 1026 m |
| Plaine d'Irumu, bifurcation vers la rivière Loya : 1100 m | |
| Tournant au Km 7 de la route Irumu-Bunia : 1008,7 m | |
| Irumu, camp Bruxelles : 907 m | |
| Plaine de Bunia : poste de Bunia : 1288 m | |
| Km 29 de la route Irumu-Bunia : 1167 m | |
| village Una : 1172 m | |
| Mission de Bunia : 1267 m | |

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

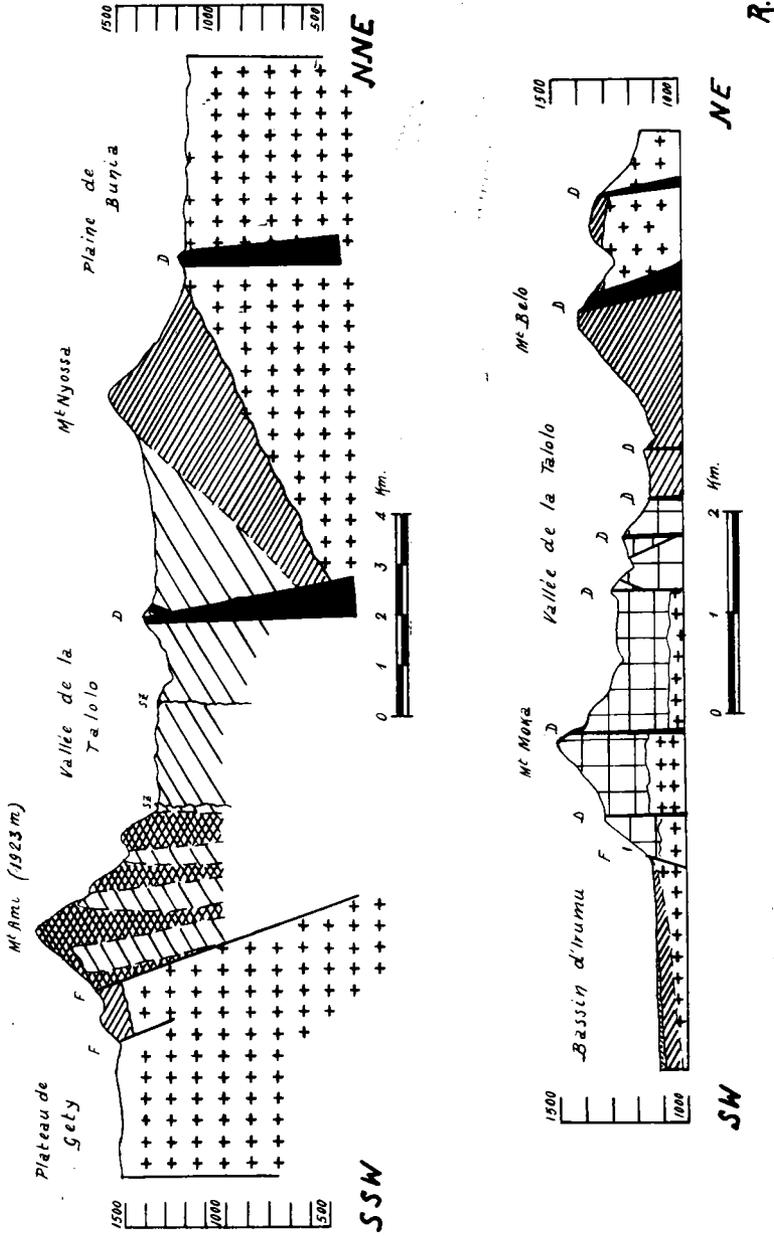


FIGURE 7. — Coupes géologiques en travers du graben de Talolo.
 (Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

schistoïde constitue une bande d'orientation S.E.-N.W. d'une quinzaine de km de longueur sur 6 km de largeur maximum. Il comporte des schistes sériciteux, des schistes chloriteux, des schistes carbonatés et des schistes à amphibole, ces différents faciès se succédant dans l'ordre indiqué, du S. au N., avec des récurrences. Toutes ces roches sont plus ou moins riches en albite généralement fine, microlitique, occasionnellement porphyrique et en même temps plus ou moins fortement silicifiées par le quartz fin tantôt microfelsitique, tantôt calcédonieux. Des bancs et des lentilles de quartzite et d'albitite fine, plus rarement d'albitite grenue, s'intercalent dans cet ensemble. La direction générale de la schistosité est N. 60° W., avec un plongement variable, allant de 60° N.N.E. à 45° S.S.W. Ces différences de pendage combinées avec les variations de faciès pétrographiques n'ont cependant pas permis de définir la structure ancienne ; aucune charnière de pli n'a été rencontrée et le lever n'a pas été poussé de façon suffisamment détaillée pour nous permettre d'esquisser l'allure des plissements éventuels.

La direction N. 60° W. est générale dans cette région et se retrouve dans celle des dykes, des filons de quartz, des bandes de schistes graphiteux et de schistes silicifiés.

A l'est de la vallée, entre l'Akobi et la Tsekoi, tous deux affluents de droite de la Talolo, on observe une série assez particulière : il s'agit de roches schistoïdes sériciteuses et chloriteuses en bancs de 5-20 cm, qui alternent avec des bancs de même puissance d'albitite fine, sériciteuse, souvent carbonatée ; ces roches sont marbrées de veines de 2-10 cm de schistes noirs. Cet ensemble rappelle les formations qui encaissent les itabirites de la zone Kuma-Niangi-Glei, près de Nizi.

On rencontre fréquemment des roches carbonatées ; une zone particulièrement riche en carbonate s'étend de Lungwa vers Adumba en passant par le camp Mopa,

les têtes de la Fuda et de la Kikemba. Localement, on peut même parler de calcaire dolomitique, légèrement métamorphique. Il semble s'agir de lentilles ayant échappé au métamorphisme général de caractère épizonal.

Dans le triangle dessiné par les routes à l'E. du camp Adumba, affleure une roche verdâtre, schistoïde, divisée en grosses boules de section presque elliptique ; au microscope, on identifie de l'albite fine disposée en triangles et en étoiles, du quartz, de la chlorite et de l'ankérite. Par sa composition, sa structure et sa texture, cette roche correspond aux spilites, espèce pétrographique au sujet de laquelle les spécialistes sont loin d'être d'accord.

Les schistes à actinote recouvrent une surface assez étendue à l'est de la feuille, dans la région montagneuse qui sépare la Talolo de l'Avini et au nord de cette dernière. Ce sont des roches vertes, schistoïdes, généralement assez tendres, à fibres tantôt grossières, tantôt fines. Elles s'altèrent en donnant une argile couleur rougeâtre à brun-chocolat. Sous le microscope, on reconnaît à côté de la hornblende décolorée, actinolitique, les minéraux du groupe de l'épidote abondamment représentés, des feldspaths de composition variable, de la chlorite, du quartz, de l'ilménite plus ou moins transformée en leucoxène et d'autres minéraux titanifères.

Çà et là, dans cette région, se trouvent des affleurements d'albite fine, de schistes chloriteux, de talcschistes et le pointement granitique du mont Onzi avec son enveloppe d'amphibolite et de plagioclase fine. Les schistes à actinote apparaissent comme une formation étrangère, de couverture, à travers les déchirures de laquelle on touche parfois le substratum. Il pourrait s'agir de coulées basaltiques anciennes, assez épaisses, complètement ouralitisées ; même dans les parties les

plus saines, on n'a pas mis à jour des boules de basalte identifiable.

On a observé à plusieurs reprises un changement brusque dans la direction de la schistosité qui passe de N. 60° W. dans le Kibalien séricito-albitique à N.-S. dans les schistes actinolitiques. On peut se demander s'il ne s'agirait pas d'une nappe de charriage ancienne, antérieure à la tectonique cassante qui a imprimé son style à la région ; cette couverture serait entaillée par l'érosion et le substratum apparaîtrait dans des fenêtres.

Néanmoins, sur la route entre Lungwa et Avini, un affleurement semble montrer un passage progressif des amphiboloschistes aux séricitoschistes, ce qui s'accorde mal avec l'hypothèse d'une nappe de recouvrement.

Vers le N., les roches schistoïdes cèdent la place aux albitites fines qui constituent le Moka et le Nyankunde. Dans le bassin de la Monze, il y a passage progressif des albitites aux schistes sériciteux.

Au mont Moka, des « cherts » albitiques affleurent au sommet même ; ils reposent sur des albitites fines intriquées avec des albitites porphyriques (à Russa, par exemple). Au pied W. de la montagne, dans les rapides de la Loya, on observe le mélange de l'albitite fine et de l'albitite porphyrique et l'apparition fugitive du granite.

De nombreux dykes de dolérite recourent toutes ces formations ; des coulées occupent les flancs E. et S. du Moka.

La carapace d'amphibolite qui recouvre le granite affleure largement sur la bordure N. du Kibalien. Par place, on relève une schistosité bien apparente de direction N. 60° W., plongeant généralement au S.S.W. de 60-80°.

Au point de vue tectonique, le lambeau kibalien de Talolo paraît correspondre à un vestige pincé dans le fond d'un fossé d'effondrement compris entre le horst de Gety

et la plaine de Bunia. La présence de failles radiales se manifeste de façon particulièrement claire au S.E., au S. et au S.W. où s'étend le plateau granitique de Gety dont l'altitude est voisine de 1500-1600 m ; au S.E., il est limité par un talus à pente très raide qui domine le Kibalien schistoïde.

Au S. du parallèle, Km 710, on trouve une plage d'amphibolite vers 1600 m ; un lambeau de la même roche apparaît au pied du talus, au voisinage de 1200 m.

Au S. et au S.W., les masses itabiritiques de l'Ami s'intercalent entre le granite et le Kibalien ; plus loin, nous reviendrons sur la signification qu'il convient d'attribuer à ces roches ferrugineuses.

Au N., un dyke important, d'une centaine de m d'épaisseur, de direction générale E.-W. marque la bordure de la plaine de Bunia proprement dite ; c'est une barrière qui sépare les roches basiques au S. des formations granitiques au N. Au-delà de cette intrusion, on trouve encore quelques lambeaux résiduels d'amphibolite.

Vers l'est, l'amphibolite entoure pratiquement le Kibalien ; dans cette région, le contact amphibolite-granite est normal ; son tracé sinueux montre clairement que nous avons affaire à une limite d'érosion.

A l'ouest, en revanche, la crête Moka-Nyankunde se dresse comme un coin pour séparer la plaine sédimentaire d'Irumu de la plaine granitique de Bunia. Son flanc W., rectiligne et abrupt, domine la plaine doucement vallonnée d'Irumu. A son pied, on rencontre successivement l'amphibolite, le granite et les formations de la série de la Lukuga. Près du contact entre les albitites plus ou moins grenues de la base du Moka avec les amphibolites de la plaine, on trouve à plusieurs reprises des bandes mylonitiques qui avaient déjà été observées par M. L. PREUD'HOMME (dans *Le Lualaba dans la région de Kilo* ; note inédite). Une faille à fort rejet passe nécessairement par le pied de la montagne.

Dans l'alignement de la crête Moka-Nyankunde, au N., on trouve une série de collines itabiritiques surbaissées, N.-S., limitant à l'ouest une plage d'albitite fine et d'amphibolite qui forment une bande assez étroite. Cette langue se rattache aux amphibolites et au Kibalien de la rive droite du Shari. Cette écharpe de roches non granitiques paraît constituer la limite ouest de la plaine de Bunia ; elles sont demeurées préservées de l'érosion dans un compartiment déprimé, dû à un mouvement de bascule de la plaine de Bunia, dont l'extrémité occidentale s'est abaissée.

D'autres dislocations affectent l'îlot de Talolo lui-même ; elles se remarquent particulièrement bien lorsqu'elles recourent les dykes doléritiques qui constituent un niveau repère singulièrement utile. Cette roche dure et cassante enregistre fidèlement, en effet, les déformations qui surviennent après sa consolidation.

La grande faille S.E.-N.W. qui affecte plusieurs dykes dans le bassin de la Loya, paraît séparer le bassin d'Irumu du horst de Gety. La limite Lukuga-Granite qui, vers le S., suit à peu près le méridien Km 220 (= 30^e méridien E. de Greenwich) correspond également à une faille. Le Général HENRY l'avait déjà identifiée en tenant le raisonnement suivant :

« a) Le mont Niongo est formé de couches sédimentaires comprises entre les cotes 1620 à la base et 1720 au sommet. Il occupe à peu près le centre d'une dépression ou cuvette entre les monts granitiques Kaniangabi et Tsura, qui ont leurs sommets vers 1900 m d'altitude. Les couches sédimentaires sont sur un piédestal granitique encaissant un gros filon dioritique qui ne traverse pas les dites couches sédimentaires.

» b) Les formations du mont Niongo se retrouvent à Waledjé à la cote 1250, soit selon une dénivellation de 400 mètres. Elles sont limitées par un escarpement très raide, parfois subvertical, qui appartient à une grande faille suivant laquelle la plaine d'Irumu s'est affaissée. Le gros massif granitique des monts Kaniangabi et Tsura constitue donc un horst énorme compris entre cette faille et le lac Albert.

» c) A moins de 5 km plus à l'ouest de Waledjé, les mêmes couches sédimentaires se rencontrent à la cote 1030 d'où une nouvelle dénivellation de 200 m » (HENRY, 1922, pp. 267-268).

La présence de cassures est démontrée aussi par des passes mylonitisées « à cristaux brisés et déboîtés de microcline » (L. PREUD'HOMME, *op. cit.*).

Cette région méridionale de Kilo apparaît donc comme constituée par plusieurs vousoirs complexes, juxtaposés :

Le horst de Gety (environ 1600 m) qui comprend plusieurs blocs décalés ;

Le bassin Kibalien de Talolo (environ 1300 m) divisé en plusieurs compartiments par des intrusions basiques et des failles plus récentes ;

La plaine de Bunia (1000 à 1300 m), fossé tectonique parallèle à celui du lac ;

Le horst Moka-Nyankunde (1400 à 1500 m) ;

La plaine d'Irumu (900 à 1100 m).

Le cas du mont Ami demeure réservé ; nous en reparlerons dans le chapitre suivant.

Cette région est flanquée à l'E. par *la dépression albertine* et à l'W. par *la zone disloquée du mont Hoyo*.

2. — La région de Bogoro

(Fig. 8).

La crête qui sépare le graben albertin de la plaine de Bunia m'a paru présenter dans la région de Bogoro un attrait suffisant pour que je consacre pendant 18 mois une part notable de mes loisirs à en dresser la carte géologique. Ce travail n'est pas encore achevé, mais quelques conclusions commencent à se dégager et des questions nouvelles surgissent.

Entre Bogoro et Gety, la route suit la crête de partage entre le bassin du Nil et celui du Congo. C'est un pays granitique où la roche affleure souvent sur de vastes

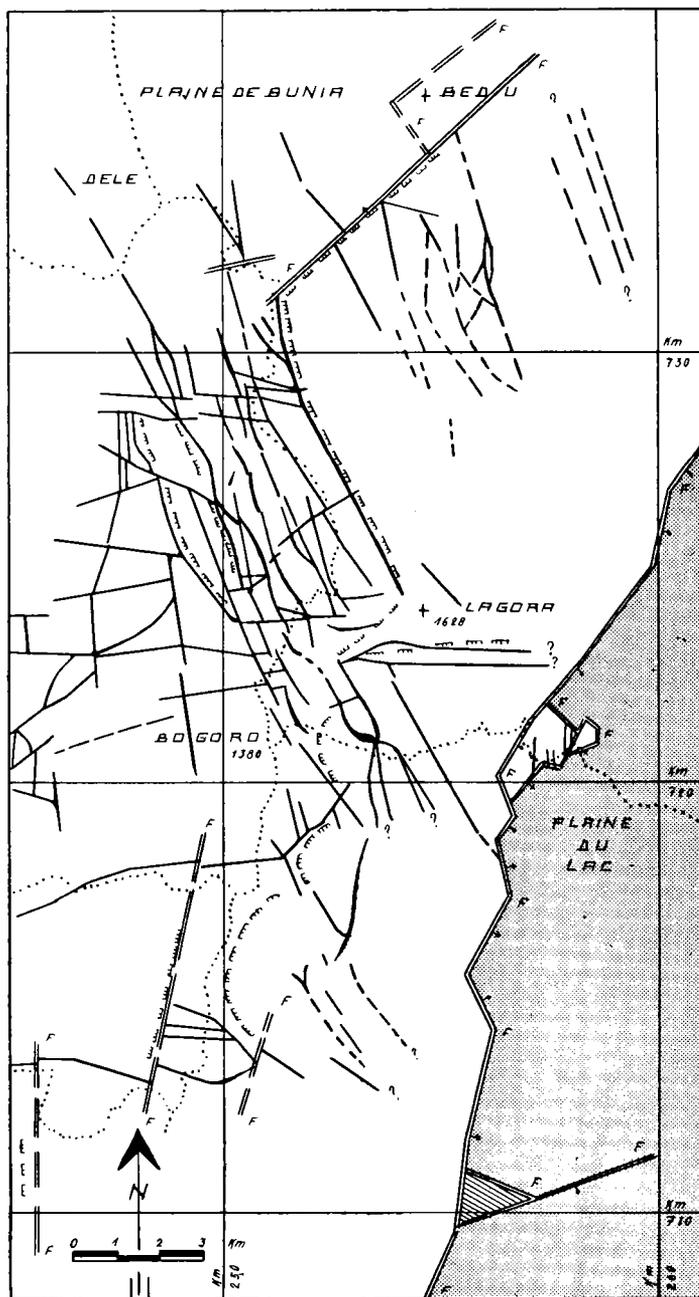


FIGURE 8. — Carte géologique de la crête entre Bunia et le lac Albert.

Levé de R. WOODTLI. Fond topographique simplifié.

Cote de quelques points :

Bunia : 1288 m

Dele : 1300 m

Bogoro : 1380 m

mont Bedu : 1572,24 m

mont Lagora : 1628 m

Ngworengwore, dans le massif du Lagora : 1651,7 m

Niamavi, dans la plaine du lac : 624,5 m

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

surfaces. Des coupoles luisantes apparaissent, surmontées par de grosses boules qui leur prêtent l'aspect de fortifications moyenâgeuses ; on rencontre aussi des buttes formées d'un chaos de blocs granitiques ; des crêtes dentelées se profilent sur le ciel. Entre les affleurements, le sol est recouvert d'une faible épaisseur de terre où croissent généralement une herbe rare et des buissons d'érythrine. Au nord de Bogoro, le massif trapu du Lagora est limité sur toutes ses faces par des pentes escarpées. De la crête, plusieurs points de vue permettent d'admirer le lac Albert et de jeter un regard dans la plaine de la Semliki.

Ce paysage, particulièrement favorable, m'a permis d'appliquer avec profit les méthodes photogéologiques ⁽¹⁾. L'étude des vues aériennes a servi à déceler la plupart des dykes doléritiques figurés sur la carte ci-jointe. Remarquons que les crêtes granitiques, les filons de quartz, les veines d'itabirite, par exemple, ne peuvent généralement pas être distingués des intrusions doléritiques par le simple examen des photos. La photogéologie ne dispense donc pas le géologue d'aller vérifier sur le terrain la présence réelle ou la nature exacte des traits remarquables observés sur les vues aériennes. Pour plus de détails, voir par exemple WOODTLI, 1954 *b*.

Le site de Bogoro se trouve dans un col au pied du mont Lagora qui se dresse au N.E. du poste. Vers le S., l'étroit plateau granitique se relève lentement et atteint

⁽¹⁾ Je saisis l'occasion de cette publication pour exprimer mes remerciements à M. VERLINDEN et à M. MEULENBERGH, respectivement Directeur général et Directeur de l'Institut géographique du Congo belge, qui ont aimablement accepté de mettre à ma disposition une collection de photos aériennes représentant une grande partie de la zone que j'ai étudiée. Ma gratitude s'adresse aussi à M. E. NÖTZLI qui m'a accompagné au cours de plusieurs excursions. Leur bienveillante collaboration m'a été d'un grand secours et je l'ai particulièrement appréciée en présence de certaines attitudes surprenantes. Je pense en particulier à celle de ce colon qui voulait poursuivre devant les tribunaux, pour violation de domicile, le géologue assez effronté pour arpenter (un dimanche, circonstance aggravante !) la savane semi-désertique réservée aux troupeaux.

localement une altitude de 1700 m. Au N. de Bogoro font encore saillie deux crêtes limitées par des dykes et par des escarpements. Puis la montagne s'abaisse rapidement vers la plaine de Bunia.

Le col correspond au passage d'un faisceau de dykes doléritiques qui, à ma connaissance, n'a pas son équivalent dans la région de Kilo. Sa direction générale est N. 30° W. ; vers l'ouest, il se soude au réseau de dykes plus ou moins orthogonaux de la plaine de Bunia. Dans le détail, les directions individuelles des intrusions s'écartent considérablement de cette orientation d'ensemble. Certains dykes sont sinueux, d'autres possèdent une orientation E.-W. La puissance des intrusions n'excède le plus souvent pas une vingtaine de mètres.

L'ouverture des failles qui abritent ces veines semble s'être opérée en plusieurs épisodes ; des dykes déjà consolidés paraissent avoir été rompus, décalés et recoupés par une nouvelle intrusion. En d'autres points, on trouve des dykes en croix dont les branches ne manifestent pas le moindre rejet ; l'intrusion semble s'être produite simultanément suivant plusieurs directions, la lave s'insinuant dans les craquelures d'une mosaïque en cours d'écartèlement. Pour s'en assurer, il faudrait étudier un de ces carrefours, après avoir décapé la surface, et rechercher si la roche à grain fin, de cristallisation rapide, reste cantonnée à la bordure.

Il a été possible de découvrir d'autres déformations tectoniques, les unes antérieures, les autres postérieures à la mise en place des intrusions.

Sur la rive droite du Bogu, à l'est de la route Bunia-Bogoro, un grand dyke limite le versant W. du Lagora ; il recoupe dans son trajet septentrional une bande de mylonite granitique avec laquelle il fait un angle aigu. On observe ce phénomène en bordure de la route et sur les affluents de droite du Bogu, entre le plateau situé au sud de la Niamasole et le Bogu. Le dyke, de direction

N. 30° W. dans sa partie méridionale tourne vers le N. et devient N. 10° E. ; la mylonite montre une orientation générale N. 20-30° E. Vers le N., le dyke semble injecté dans la zone disloquée.

En plusieurs points, on note un décalage bien apparent dans les dykes ; une bande de mylonite souligne quelquefois la faille.

Les quelques lames minces taillées dans la dolérite ne révèlent aucune variation dans la composition ou dans la texture.

Chose remarquable, ce train de dykes se trouve en rapport avec une zone particulièrement tourmentée du graben albertin. Les failles du fossé exhibent dans ce secteur une allure en dents de scie plus accentuée qu'ailleurs. (Voir la *planche I* du mémoire de J. LEPERSONNE, 1949). Dans le voisinage immédiat, au N.-E. de la route de Kasenyi et jusque vers l'escarpement de Kawa, le bord du fossé demeure presque rectiligne. En revanche, entre la faille de Niamavi et la Karugamania, on note plusieurs accidents obliques de direction comprise entre N.-S. et N. 30° W. On remarque aussi que plusieurs *horst* apparaissent dans la plaine précisément dans cette région (Kaiso de Niamavi et Miocène inférieur de la Karugamania) ; en bordure de la grande faille E.-W. de Kawa, le Kaiso surgit aussi en bordure des formations plus récentes.

Faut-il voir dans ces faits plus qu'une coïncidence ? Les dykes sont-ils postérieurs à la fracturation principale du graben ?

Malheureusement, certaines circonstances, le peu de temps disponible et les conditions météorologiques, en particulier, m'ont empêché d'étudier convenablement l'escarpement de Kasenyi au sud de la route. Je m'étais proposé de suivre pas à pas les grands dykes jusqu'à leur jonction avec la plaine. Cette partie de mon programme demeure inachevée. Une observation ancienne et ra-

pide, dans les chutes de la Digge, semble montrer que le magma a fait irruption parfois dans le liséré de granite laminé qui borde la plaine. Mais la dolérite elle-même présente des traces d'écrasement manifeste. J'incline donc à croire que l'intrusion du faisceau de dykes est postérieure à la grande cassure du graben et qu'elle a été suivie d'une nouvelle déformation. Néanmoins, je ne tiens pas ces hypothèses pour démontrées et je souhaite que d'autres observations apportent de nouvelles preuves. D'autre part, il ne m'échappe pas que les *horst* de la plaine pourraient s'être formés au cours du rejeu d'une zone disloquée antérieurement aux intrusions. L'existence de cassures post-doléritiques montre qu'il faut aussi tenir compte de cette hypothèse.

J. LEPERSONNE représente, à la *planche I* de son mémoire de 1949, une faille probable entre la route de Bunia-Bogoro et le massif du Bedu. La rupture du dyke du Bogu, le décalage observé dans un autre dyke, l'interruption de la zone de mylonite, apportent en effet la preuve d'une faille N. 40° E. qui passe par le pied de l'escarpement bordant la plaine de Bunia.

Au sud du Lagora, le versant rocheux, escarpé de la montagne est limité à son pied par un dyke E.-W. Un autre dyke, parallèle, prend le versant en écharpe. L'existence de ces intrusions, la raideur du versant, jointes à la présence des failles certaines au N.E. (faille du Bedu) et au S.W. du massif, font que je considère cette montagne comme un *horst* et non comme le témoin d'une pénéplaine ancienne.

Remarquons à ce propos que si l'on attribue le conglomérat du Niongo (voir plus loin) à la série de la Lukuga (ce que je fais), on admet implicitement l'existence d'une pénéplaine ancienne, paléozoïque. Pour l'instant, on ne connaît aucun autre témoin de cet aplanissement.

3. — La plaine de Bunia.

C'est une opinion assez communément répandue parmi les géologues du N.-E. congolais, que la plaine de Bunia correspond à une zone effondrée. M. LEPERSONNE exprime un avis différent ; décrivant le niveau d'aplanissement inférieur, ou P III, il écrit en effet :

« Il s'insinue le long de certains cours d'eau, formant de larges vallées ou des bassins étendus qui viennent s'emboîter dans les plateaux plus élevés.

» Parmi ces bassins, les deux plus typiques que j'ai visités sont celui de l'Abombi et celui de Bunia et d'Irumu ; dans ce dernier, la pénélaine nivelle indifféremment les roches du socle ancien et les couches de la série de la Lukaga qui occupent vraisemblablement un graben pré-Karoo » (LEPERSONNE, 1949, p. 11).

Cette divergence de vues nous incite à examiner le problème de plus près.

Pour sa part, le Général HENRY démontre que le bassin d'Irumu est effondré et le réunit avec ce qu'il dénomme le bassin de Kilo (zone correspondant en fait à la région comprise entre Nizi et Vieux-Kilo) ; il admet implicitement dans ses descriptions d'itinéraires que la partie de la plaine située au S. de Bunia est un graben, mais paraît repousser cette idée lorsqu'il s'agit de son golfe N. Il écrit en effet :

« Le Chari et le Nizi se réunissent en une seule rivière en débouchant de ce massif (de Kilo) par des vallées très encaissées. La rivière ainsi formée entre dès lors dans le flanc de la vaste plaine que... nous avons improprement, au sens géologique du terme, dénommée plaine du Chari. C'est une large vallée qui n'est pas, du moins c'est notre opinion, due au fait de l'érosion par cette rivière et ses affluents, mais qui a dû être creusée par une grande rivière ayant disparu » (HENRY, 1922, p. 245).

Selon M. SLUYS,

« On ne peut échapper à la conclusion que la plaine ondulée de Bunia

est d'origine tectonique. Elle dessine un golfe granitique déprimé, limité sur deux côtés par une haute ceinture de roches kibaldiennes et granitoïdes, sur le troisième côté par des roches essentiellement granitiques » (SLUYS, 1946).

Pour lui, les dépressions voisines du lac Albert et de Bunia-Irumu sont

« Deux fossés tectoniques parallèles, séparés par un horst granitique, dont les différences essentielles ne portent que sur leur amplitude relative et sur le fait que leurs planchers sont décalés de plusieurs centaines de m » (*op. cit.*).

J'ai exprimé un avis analogue en faisant remarquer l'existence de lambeaux lualabiens sur le *horst* de Gety-Bogoro (mont Niongo), dans la plaine d'Irumu et dans le bassin de l'Etomani. Je dois signaler ici que les recherches postérieures n'ont pas confirmé la présence des formations lualabiennes indiquées dans cette dernière région par d'anciens documents de prospection (WOODTLI, 1954 a).

Les descriptions des régions de Talolo et de Bogoro qui précèdent, apportent la preuve de failles radiales au S. et au S.-E. de la plaine de Bunia ; entre ces deux secteurs s'intercale une zone où les faits sont plus confus ; on se trouve devant un enchevêtrement de dykes et les horizons repères manquent complètement ; on trouve néanmoins la preuve d'une faille radiale à l'E. du Kibalien de Talolo. Il est correct de penser qu'entre cette faille et celle du Bedu on a affaire à une série de failles en échelons qu'une étude plus approfondie permettra de mettre en évidence.

Pour la partie N. :

« On notera que l'escarpement limitant la dépression du lac Albert court en direction N.E. limitant la plaine de Kasenyi, puis brusquement au N.-E., vers la forêt de Kawa, au-dessous du remarquable coude de capture de l'Aï, s'incurve à angle droit vers le lac.

Le graben de Bunia qui s'étale également en direction du N.-E. est,

lui aussi, limité par un escarpement orthogonal, passant au pied du Tsi et du Pikoti, qui est dans l'exact prolongement de celui qui va mourir au plan du lac Albert » (SLUYS, 1946).

De son côté, B. WILLIS (1936) attire aussi l'attention sur cet accident transversal et remarque qu'il se trouve plus ou moins exactement dans le prolongement d'un accident analogue du côté ougandais. Cette concordance serait plus apparente que réelle, chacune des dislocations appartenant, selon B. WILLIS, à son système propre de cassures.

Le passage de M. SLUYS, cité plus haut, rend bien compte, qualitativement si j'ose dire, des observations morphologiques sommaires qu'on peut faire de quelque point de vue bien choisi. Dans le détail, les faits me paraissent plus complexes. Mes études portent surtout sur la région à l'ouest du Pikoti, c'est-à-dire sur la partie septentrionale de la plaine de Bunia. Quant au district situé à l'E., mes observations sont de nature avant tout morphologique et remontent à une époque où je n'avais ni pleinement conscience des problèmes qui se posent, ni une idée très précise des méthodes à utiliser pour les résoudre. Je supposais d'ailleurs que les grands traits la structure avaient été débrouillés par les nombreux ingénieurs des mines et par les prospecteurs qui ont battu cette région autrefois et ont eu l'occasion de faire des observations très précises. Malheureusement, leurs observations ont disparu et de nouveaux travaux seront nécessaires pour combler cette lacune. Actuellement l'activité des géologues de Kilo-Moto ne les oriente pas vers ce secteur qui risque donc de demeurer mal connu.

L'existence d'une faille importante au pied S. du Pikoti est démontrée, je crois, par l'interruption du gros dyke de dolérite de Loga. A l'ouest et jusqu'au Shari, on a affaire à une région montagneuse, incurvée, à concavité ouverte vers le S.W. Sur la carte géologique

qui accompagne mon mémoire de 1954, j'ai représenté cette région par une large plaque de roches doléritiques. Je signale dans mon texte la présence d'amphibolite d'origine inconnue et rappelle l'existence de plages de roches vertes considérées comme des gabbros, gabbro-amphibolites, lamprophyres et dolérites anciennes.

« En réalité, disais-je, la surface occupée par lesdites formations doit être considérablement diminuée au profit des dolérites récentes ».

Les progrès que nous avons réalisés depuis 1952, époque du levé, montrent que les roches vertes comprises entre le Pikoti à l'E. et le Shari à l'W., comportent un complexe d'amphibolite de couverture, d'amphibolite d'origine inconnue, de dykes et de coulées doléritiques. La part qui revient à chacune de ces roches n'est pas encore déterminée. La présence constatée parfois au sein des roches schistoïdes, de noyaux de composition parfaitement semblable à celle des dykes doléritiques qui recourent cet ensemble n'est pas pour simplifier le problème. J'avais cru le résoudre en supposant de vastes coulées en voie d'altération. La présence d'amphibolite de couverture me paraît maintenant dûment démontrée. En séparant ces diverses roches sur la carte, il serait possible vraisemblablement de mettre en évidence la structure de cette zone. Je la crois plus complexe qu'elle ressort du texte de M. SLUYS cité plus haut ; elle doit présenter, j'imagine, certaines analogies avec celle de la région de Mongbwalu dont il sera question plus loin.

Au N.W., la plaine de Bunia est dominée presque partout par un talus élevé, assez raide, formé de granite et couronné généralement par des amphibolites ; de nombreuses intrusions doléritiques s'y rencontrent. En dressant la carte géologique de ce secteur, MM. O. BECK et Ed. NÖTZLI n'ont pas décelé de grandes failles radiales en bordure de la plaine. En revanche, en se basant sur

des arguments morphologiques, B. STEENSTRA (1954) a tracé sur la rive droite du Shari, au N. de la plaine, une faille de direction N. 35° E., qu'il dénomme « faille de Bunia ». D'après lui, elle se poursuivrait vers le S.W. sur une vingtaine de km.

L'allure extrêmement sinueuse du contact amphibolite-granite, observée par BECK et NÖTZLI, correspond à une limite d'érosion, indépendante de la limite morphologique de la plaine. En aval du confluent de la Tinda avec le Shari, les amphibolites constituent de hauts reliefs en redan jusque dans la plaine ; cette avancée est limitée à l'E. par un dyke orienté sensiblement N.-S. Cette disposition semble donc due à une cassure. D'autres failles paraissent indispensables pour expliquer certains phénomènes, comme la présence de lambeaux de Kibalien schistoïde, encadrés par les amphibolites, dans le fond de certaines vallées.

A l'ouest, une ligne de collines de direction N.-S. ferme la plaine de Bunia et la sépare du bassin d'Irumu. Nous essayerons d'interpréter ce fait dans le chapitre suivant.

En résumé, la plaine de Bunia constitue une dépression de 45 km de longueur, sur 20 km de largeur, orientée du S.W. au N.E., soit parallèlement au graben albertin. Sur les côtés S.E., N. et N.W., elle est limitée par un talus à forte pente et, à l'Ouest, par des collines basses d'itabirite et de quartzite.

Au S.E., on connaît avec certitude plusieurs failles radiales. Au N., il ne semble pas exister une cassure unique de direction E.-W., qui se rattacherait à l'escarpement de Kawa dans l'idée de M. SLUYS. Il y a plus vraisemblablement une série de failles en escalier. La présence de failles radiales à rejet vertical important me paraît nécessaire. Près du village de Loga, vers 1700 m, le granite affleure au même niveau que les amphibolites dont il est séparé par un dyke. On retrouve le granite

à Luvangira, à quelques km, à l'altitude de 1300 m environ. Entre ces deux points s'intercalent les roches vertes dont il a été question plus haut.

Au N.W., contrairement à l'affirmation de STEENSTRA, on n'a pas trouvé de cassure en bordure de la plaine ; à l'W., enfin, la plage d'amphibolite et d'albitite fine paraît bien correspondre à une zone affaissée.

Selon M. A. DE CRAENE ⁽¹⁾, ingénieur-agronome et chef de la Mission pédologique de l'Ituri, le degré de vieillissement du sol dans la plaine de Bunia serait tout à fait comparable à celui observé sur la pénéplaine supérieure, dans la région de Gety. Dans des conditions analogues, les sols des niveaux d'aplanissement récents présenteraient des caractères très différents. Il résulte donc de cette observation que la plaine de Bunia appartient bien à une zone effondrée. N'étant pas compétent en pédologie, je me borne à reproduire cet argument sans le discuter.

En conclusion, il semble difficile de refuser à la plaine de Bunia les caractères d'un bassin effondré. Il serait faux d'en faire, dans son dessin actuel au moins, un fossé aux bords rectilignes. Il s'agit d'une zone déprimée tectoniquement et limitée par de nombreuses failles en dents de scie, de direction variable. On évoquera plus loin les problèmes relatifs à son âge.

4. — La région de Mongbwalu.

(Fig. 3, 4, 5, 9, 10).

Ainsi que nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le district minier de Mongbwalu occupe la marge occidentale du massif de l'Abombi. Ce dernier chevauche sa bordure par l'intermédiaire de failles subhorizontales anciennes.

La structure ancienne n'apparaît que lentement ;

⁽¹⁾ Communication personnelle.

c'est la récompense de l'étude patiemment répétée des travaux souterrains et des carottes de sondages ; la tectonique récente n'est pas moins secrète au premier abord et des géologues chevronnés sont passés sans voir les nombreuses failles radiales qui fragmentent la région. Pour déchiffrer cette structure, il est indispensable de connaître le code que constitue la zonéographie que j'ai exposée plus haut. Une fois en possession de cette clé, nous commençons à comprendre et à interpréter la morphologie et la carte.

L'arc montagneux qui relie le mont Masisi au N. (1415 m) au mont Maranga (1484 m) au S.-E., constitue l'épine dorsale de la région examinée. Son bord interne est abrupt et domine le bassin granitique de la Mongbwalu. Le versant externe s'abaisse plus doucement vers l'Ituri et vers l'Abombi.

Dans sa partie N.-S., cette crête correspond à une dorsale d'amphibolite qui perce à travers les roches schistoïdes du Kibalien. Vers l'est, elle est limitée par des failles subverticales injectées sur tout ou partie de leur trajet par des veines de dolérite. D'autres dykes apparaissent à l'W. Des décrochements transversaux et obliques, postdoléritiques, la découpent comme un pain long, en tranches décalées les unes par rapport aux autres. La résultante de tous ces rejets partiels est une ligne arquée.

La carte et les nombreuses coupes qui illustrent ce paragraphe rendent superflues des descriptions détaillées qui devraient être extrêmement longues pour rendre compte de tous les faits. On remarquera que les coupes sont construites au moyen d'un réseau très dense de sondages ; ces derniers n'ont pas été représentés dans chacune des coupes ; on s'est contenté de les indiquer à quelques reprises seulement. En réalité, ils sont mis à contribution beaucoup plus souvent.

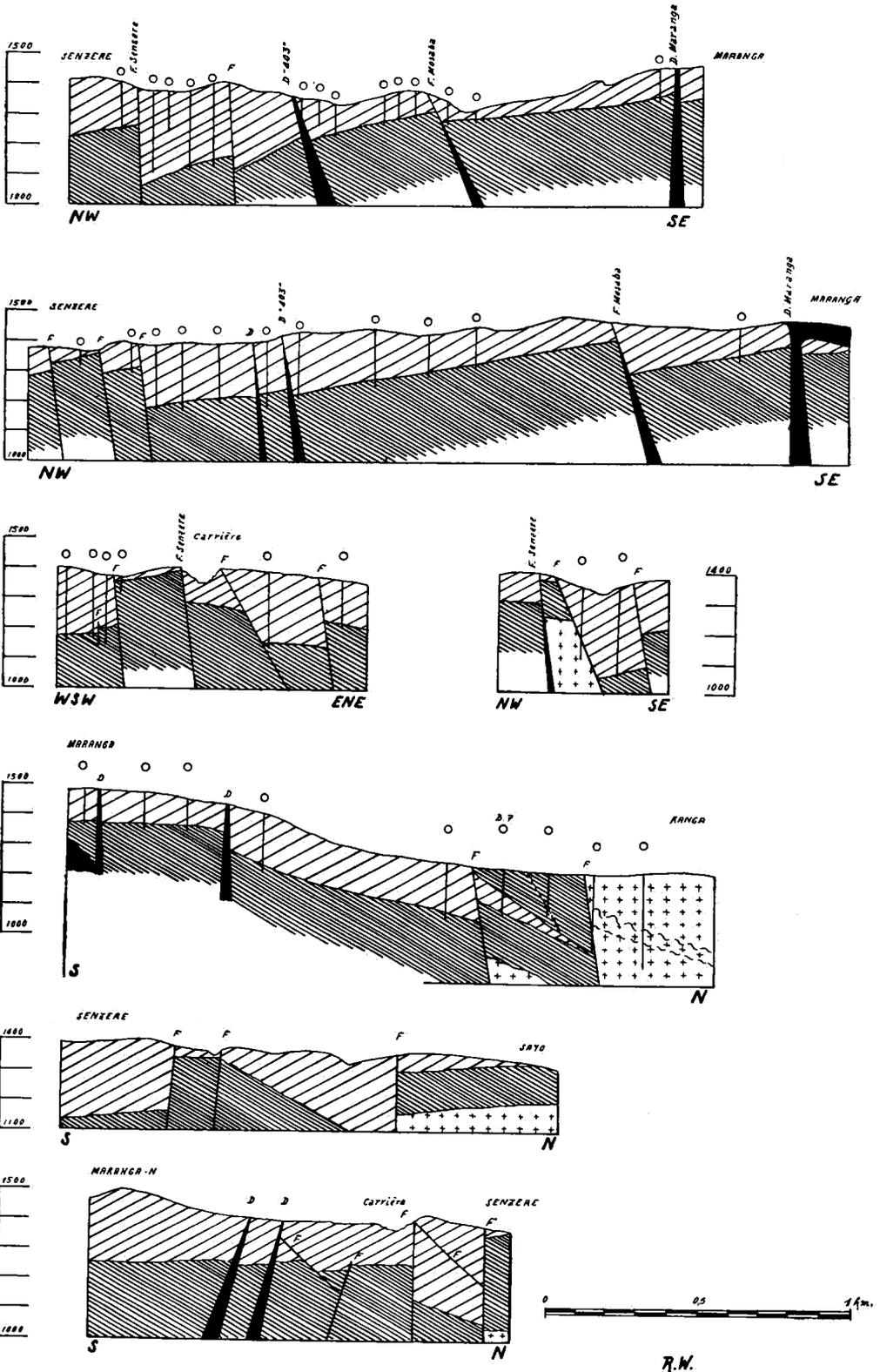


FIGURE 9. — (Légende ci-contre).

Dans tout ou partie de leur cours, la Mongbwalu et ses affluents coulent dans des compartiments étroits, limités par des failles radiales, injectées parfois par la dolérite. Quelquefois le dyke affleure sur une partie du versant, ce qui produit une pente très raide ou même escarpée. La roche encaissante résiste plus ou moins vigoureusement et forme des contreforts qui s'effilent vers le haut et dessinent une rangée de festons. Les affluents demeurent suspendus et franchissent le dyke sur des chutes ou des rapides. Plusieurs exemples sont visibles dans la région d'Issuru, entre autre. Il n'est pas possible de démontrer dans chaque cas, au moyen d'arguments géologiques (zonéographiques), qu'il s'agit bien de fossés tectoniques ; la morphologie constitue souvent le seul critère et nous savons qu'il est parfois contestable.

Ces petits graben ne sont pas nécessairement tous très jeunes. En effet, les dykes sont souvent érodés sur les replats de 1300 et 1400 m, et des niveaux d'aplanissement partiels se marquent à l'intérieur même des fossés. On pourrait imaginer que ces replats correspondent à des lambeaux effondrés du plateau supérieur. L'étude morphologique détaillée à laquelle s'est livré M. J. LEPERSONNE, puis les exploitations aurifères à flanc de coteau, ont montré que ces replats correspondent à plusieurs niveaux de terrasses emboîtées.

Si, à l'exemple de J. LEPERSONNE, on attribue les replats qui couronnent les versants de la vallée au niveau P II et les replats inférieurs à P III, ces graben remon-

Légende de la *figure 9* (ci-contre).

Coupes géologiques dans la région de Senzere.

(District de Mongbwalu).

Remarque : la structure de « banquise en débâcle »,
 le rôle des dykes doléritiques,
 la présence de dislocations anciennes dans le granite,
 la régularité du plan de contact, montrée par les sondages, entre
 les schistes du Kibalien et les amphibolites qui recouvrent le
 granite.

(Explication des signes sur la *figure 2*, p. 23).

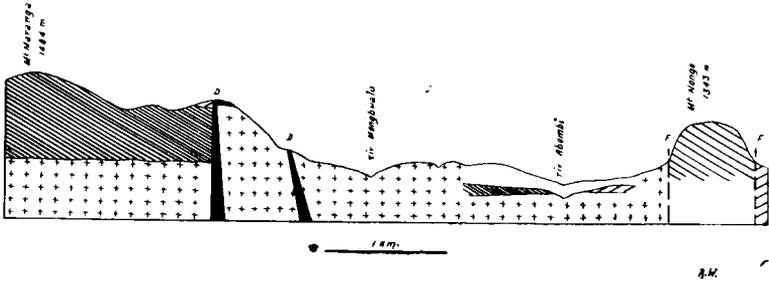


FIGURE 10. — Coupe géologique en travers de la vallée de la Basse-Mongbwalu et de l'Abombi, entre le mont Maranga et le mont Nongo (Topographie semi-schématique).

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

tent déjà à un passé éloigné (cf. chap. I) et les cours d'eau ont eu le temps de s'y adapter ; les phénomènes d'antécédence jouent un grand rôle probablement. Une grande partie du réseau hydrographique paraît sous la dépendance étroite de la tectonique.

On aurait tort cependant de généraliser trop vite et de ne voir partout que des témoins d'affaissements anciens. Il existe aussi en effet des failles récentes (ou peut-être des failles anciennes rajeunies ?) ; ainsi le cours inférieur de la Mongbwalu, jusqu'à l'Abombi, appartient à une section déprimée récemment. A l'ouest de la vallée, des failles sont signalées par le décalage, dans le sens vertical (environ 200 m) de la couverture d'amphibolite. Elles exhibent des escarpements raides, subverticaux par place, qui n'ont pas encore été adoucis par l'érosion. Le versant est des monts Maranga en offre plusieurs exemples.

D'autre part, le poste de Mongbwalu est construit sur un large replat, à l'altitude de 1200 m, qui semble recouvert par une petite coulée doléritique. On trouve en effet une grande abondance de blocs doléritiques, parfois énormes, qui occupent une surface assez grande à proximité de dykes reconnus. Ces blocs, souvent jointifs, n'appar-

tiennent certainement pas à une nappe d'alluvions et ne ressemblent en aucune façon à un éboulis. D'autre part, le niveau de Mongbwalu fait partie d'une famille de replats morphologiques récents à rattacher, me semble-t-il, à P III. L'existence d'une coulée à cette cote implique donc l'idée d'une fracturation, suivie d'intrusion, à une époque relativement récente.

L'existence d'une déformation d'ensemble de la région me paraît très vraisemblable. L'Abombi, en aval de son confluent avec la Mongbwalu, coule dans une vallée très large où il décrit des méandres bien caractérisés. Or, ces divagations se produisent non dans une plaine alluviale, mais dans la roche. D'autre part, certaines tranchées d'exploitation, en dehors du *flat*, ont trouvé de l'or pépitique, roulé, usé, vieilli, dans des zones quelquefois dépourvues de gravier. L'or fin faisait presque complètement défaut. Enfin, sur plusieurs crêtes basses, j'ai observé des plages résiduelles de gravier. Pour interpréter correctement ces faits, il me paraît logique d'admettre une déformation lente et générale du bassin, ayant provoqué l'apparition d'un nouveau niveau de base et l'évacuation des alluvions anciennes ; seul l'or gros serait demeuré en place. Par suite d'un léger bombement peut-être, et en vertu de l'antécédence, l'Abombi continuerait à couler suivant d'anciens méandres encaissés maintenant dans la roche.

La structure récente du district de Mongbwalu, telle que nous la voyons à travers les coupes ci-jointes, évoque irrésistiblement, me semble-t-il, l'image d'un glacier polaire morcelé par la débâcle. Les rapports, les récits et les illustrations des explorateurs du Groenland ou de la Grande Barrière nous ont familiarisés avec l'aspect des glaces plus ou moins enneigées qui se brisent dans la mer en blocs vagabonds.

En remplaçant en imagination la glace par l'amphibolite et en supposant que les plages de neige semi-fondue

correspondent au Kibalien, on obtient un schéma assez frappant. Sans nous laisser prendre au piège d'une comparaison imparfaite, remarquons que l'image utilisée représente un phénomène de tension et non de compression.

5. — Les failles radiales de Vieux-Kilo.

Le poste de Vieux-Kilo occupe le centre d'une région hachée par de grandes failles radiales situées dans le secteur W.S.W.-E.N.E. à W.N.W.-E.S.E. C'est M. J. ORIS, principalement, qui les a découvertes en poursuivant vers l'ouest les levés de B. STEENSTRA et de R. WOODTLI.

Au nord de Vieux-Kilo, des dislocations décrivent une sorte de paraphe en S aplati ; au sud du poste, sur une quinzaine de km, on rencontre plusieurs accidents isolés qui paraissent indépendants les uns des autres. Certains montrent une orientation N.-S.

Ces failles attirent l'attention du géologue par de nombreux signes :

Décalage dans les dykes de dolérite ;

Rejet des bandes d'itabirite et de schistes noirs ;

Allure en escalier de la bordure des pointements granitiques ;

Bandes de mylonite particulièrement nettes dans le granite et l'albitite fine, parfois dans l'amphibolite.

Souvent on trouve d'autres indices dans la morphologie.

Une de ces failles est connue sur 30 km au moins. Le sens et la valeur des rejets ne sont pas constants. En moyenne, le compartiment sis au nord des failles se trouve surélevé et déplacé vers l'est. En d'autres termes, les parties méridionales marquent une tendance à l'affaissement.

Quel est l'âge de ces accidents ? Ils semblent appartenir

à la phase tectonique la plus récente. En effet, d'une part ils affectent tous les dykes doléritiques, d'autre part ils se marquent souvent dans le paysage par de fortes pentes et même, dans le cas du mont Mulanda, par une falaise rocheuse, subverticale. Cette montagne culmine à 1401 m ; à son pied S.-E., à moins d'un km du sommet, la rivière Sau coule à une altitude inférieure à 1100 m, au pied d'une paroi granitique envahie par deux dykes décalés par la faille. (Cotes de la Sau : au pont de la route de Mongbwalu, 1107 m ; à son confluent avec l'Agola, 1080 m).

Des failles analogues ont été décrites précédemment, plus à l'E., dans la région de Loga (WOODTLI, 1954 a).

6. — Fossés anciens : les vallées de l'Andissa, de la Pokwo et de l'Ituri.

Vallée de l'Andissa (Fig. 11).

De direction générale N.E.-S.W., taillée dans les roches schistoïdes du Kibalien, elle semble une vallée d'érosion tout à fait normale. La carte géologique montre cependant une grande plage d'amphibolite, sur le versant gauche, dans la partie supérieure du bassin (voir la figure 3, p. 24).

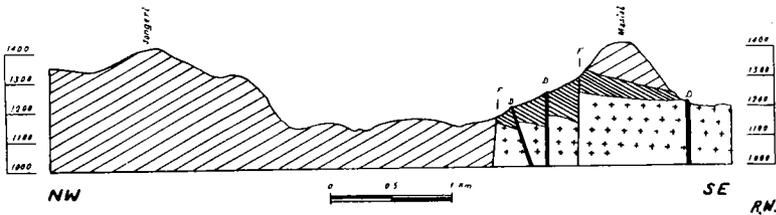


FIGURE 11. — Coupe géologique en travers de la vallée de l'Andissa, entre le Masisi et le Songeri (Topographie semi-schématique).

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

Le mont Masisi (1415 m) est couronné par des talcschistes ; dès 1380 m environ, l'amphibolite affleure sur

le versant et jusque dans la vallée du G 19-Andissa, vers 1100 m. Dans le fond du G 26, on trouve une petite plage d'albitite grenue et sur la rive gauche du G 18 (à 1120 m) apparaît un petit massif d'albitite grenue silicifiée (ou granite sodique). Au N.E., ce pointement est recouvert par l'extrémité occidentale des amphibolites du Masisi. Plusieurs sondages ont montré un contact normal entre l'albitite et l'amphibolite ; on observe une interpénétration des deux roches ; le granite sodique se manifeste à distance par l'apparition d'enclaves, de noyaux et de veinules dans l'amphibolite ; le tout prend l'aspect de migmatite. Nous reconnaissons l'équivalent des formations décrites dans le bassin de la Mongbwalu.

Le fond de la vallée et le versant droit comportent exclusivement des schistes, souvent carbonatés, qui s'élèvent jusqu'à la cote de 1415 m, au sommet du mont Songeri, point culminant de la crête entre l'Andissa et l'Ituri. Au N.E., entre le D 22 et le G 26 les mêmes schistes affleurent largement et se soudent à ceux de la crête Songeri-Beba-Galai-Kaloveve.

L'amphibolite du Masisi, qui appartient à la dorsale limitant à l'ouest le bassin de la Mongbwalu, me paraît constituer un massif étranger à l'Andissa, et forme un coin en contact anormal avec les schistes du Kibalien. Il semble limité par une faille S.W.-N.E. ; sur son passage présumé, on trouve une zone broyée dans les albitites fines des chutes supérieures du G 26.

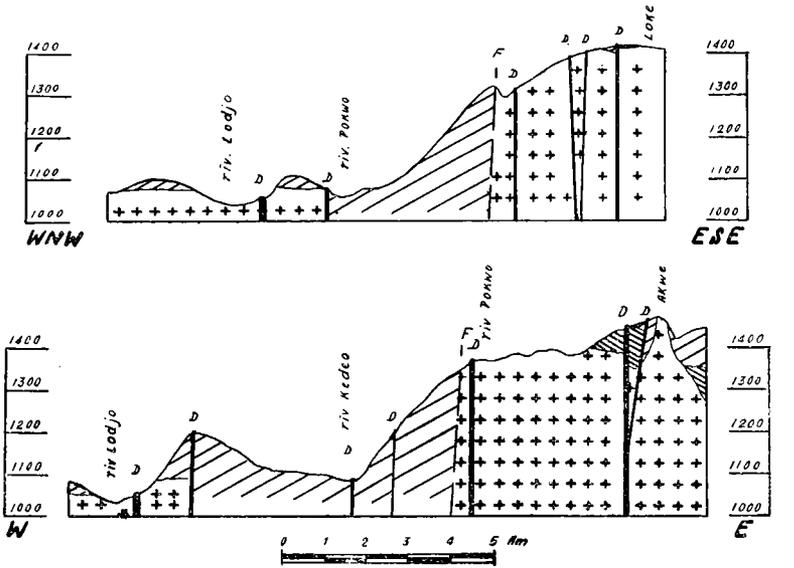
Un grand dyke doléritique orienté S.S.W.-N.N.E. et flanqué d'un satellite à l'ouest recoupe le coin d'amphibolite et se poursuit au N. dans le Kibalien. Il est donc postérieur au faillage et à la formation du horst du Masisi.

Dans le fond de la vallée, on observe une série de replats et de terrasses qui se raccordent à des niveaux d'érosion de même cote dans la vallée de l'Ituri. On les rattache au cycle d'érosion récent (P III).

Sur l'un de ces replats, entre le G 19 et le G 18, à l'ouest du grand dyke, j'ai remarqué des blocs doléritiques abondants, d'assez grande taille, qui m'ont paru en place. La végétation touffue n'a pas permis d'étudier convenablement les conditions de gisement ; quelques puits de prospection montrent un *bed-rock* décomposé pouvant provenir de l'amphibolite ou de la dolérite. Il n'est donc pas possible de démontrer ici la présence d'une coulée qui serait nécessairement récente.

Vallée de la Pokwo (Fig. 12).

La vallée inférieure de la Pokwo fournit un exemple comparable au précédent, où le granite joue le même rôle que l'amphibolite du Masi.



R.N.

FIGURE 12. — Coupes géologiques en travers de la vallée de la Pokwo. (Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

En aval de la route de Watsa, la Pokwo, affluent de gauche de la Lodjo, entaille profondément le niveau d'aplanissement P II. En bordure de la route provinciale, les roches granitoïdes affleurent largement depuis Mongbwalu jusqu'à Watsa. Cette continuité est rompue dans les parages du mont Kaloveve (1551 m) où l'on rencontre une grande plage de schistes actinolitiques, de talcschistes et de chloritoschistes kibaldiens. Un feuillet lacunaire d'amphibolite s'intercale généralement entre le granite et les schistes.

Le granite affleure à Loke (1400 m) ; vers le N.-W., les schistes apparaissent à peu de distance de la route et persistent jusque dans le fond de la Pokwo, à 1100 m environ. Sur le versant gauche de la vallée, le granite pointe à plusieurs reprises ; son contact paraît fortement redressé. Aux points où j'ai pu l'observer, on ne remarquait pas d'enveloppe amphibolique.

Dans la Basse-Pokwo et à son confluent avec la Lodjo, on rencontre le granite vers 1050 m. Des albitites et des schistes le surmontent de la manière décrite plus haut. Entre la Pokwo et la Lodjo se dresse une crête schisteuse, élevée, qui montre la présence d'une couche puissante de Kibalien schistoïde.

L'explication proposée pour l'Andissa paraît valable aussi. Une faille sensiblement S.W.-N.E. expliquerait cette disposition singulière des schistes en contrebas du plateau granitique. Cette faille paraît se trouver dans le prolongement de celle d'Andissa.

Dans ce cas encore, plusieurs grands dykes recoupent l'ensemble du fossé présumé. Ils paraissent antérieurs aux replats d'aplanissement partiel du cycle P III.

Il faut noter que cette hypothèse d'une cassure devrait s'appliquer également à la zone de tête du bassin de la Kedeo, affluent de la Pokwo. Au N.E., des reliefs granitiques dominant cette vallée encaissée dans les schistes.

Vallée de l'Ituri.

Dans une publication précédente (WOODTLI, 1954 *a*), je me suis demandé si l'Ituri, dans la partie sensiblement N.-S. de son cours, ne coule pas dans une zone effondrée. Aucun fait nouveau ne confirme péremptoirement cette hypothèse. On doit cependant attirer l'attention sur les remarques suivantes :

Entre le parallèle Km 775 et la Lodjo, l'Ituri traverse une zone de schistes qui prolongent vers l'ouest les formations de l'Andissa et de la Pokwo dont on vient de parler.

En amont du confluent avec la Lodjo, la limite des amphibolites avec le granite subit un décalage brusque qui permet aux schistes de la rive gauche d'entrer en contact avec les amphibolites de la rive droite. Cette disposition suggère l'existence d'une cassure N.-S. ; toutefois, on n'a pas trouvé de mylonite, ni d'autres manifestations indiscutables d'une faille.

Enfin sur un des petits affluents de droite, j'ai trouvé l'amphibolite au sommet d'une pente et dominant les schistes.

7. — Conclusions du chapitre III.

Dans les pages précédentes, on a décrit quelques dislocations de type radial qui sont parmi les mieux connues des Mines de Kilo. Toutefois, ces exemples n'épuisent pas le sujet et il serait possible d'allonger ce chapitre. On a essayé de présenter des phénomènes d'amplitude différente, étudiés dans des conditions d'observation variées.

On a montré un accident d'importance régionale, comme la plaine de Bunia, et de petits graben qui, comme ceux de Senzere, n'apparaissent que dans les études de subsurface. On a vu comment la morphologie, le levé

de la carte, les études pétrographiques, conduisent aux conclusions d'ordre structural.

Trois faits se dégagent de ces descriptions :

L'importance des failles radiales dans la structure de Kilo ;

Le rôle de premier plan joué par les intrusions doléritiques (les cartes et les coupes annexées le montrent bien) ;

L'existence de plusieurs phases tectoniques agissant successivement dans la même région (cassures anté-doléritiques, cassures liées aux intrusions, cassures post-doléritiques).

Il faut aussi souligner que le coulissage des blocs entre les failles radiales est accompagné d'un mouvement de bascule longitudinal et latéral ; c'est le *tilting* des auteurs anglo-saxons. Les coupes de Senzere sont très caractéristiques à cet égard.

Avant de discuter, dans un autre chapitre, l'âge de ces déformations et de tenter une corrélation avec le graben albertin, nous devons préalablement essayer de fixer l'âge des dolérites.

CHAPITRE IV

LE RÔLE DES ITABIRITES

Il peut paraître curieux de consacrer un chapitre de cet ouvrage à des roches ferrugineuses considérées généralement comme faisant partie intégrante du Kibalien. Néanmoins, diverses observations nous obligent à examiner de plus près le rôle que jouent certaines formations dénommées, improprement peut-être, itabirites.

Ce terme devrait être réservé aux roches constituées essentiellement par la magnétite ou l'hématite et le quartz, et possédant une structure liée. Dans la pratique, on l'a étendu à toutes les roches ferrugineuses ; on pourrait citer des exemples où ce mot a servi à désigner abusivement des latérites, des grès à ciment limoniteux et des argilites limoniteuses.

Dans ce chapitre, nous ne nous occuperons guère des itabirites proprement dites, à magnétite ou hématite prédominantes, mais porterons notre attention sur les variétés les plus siliceuses, particulièrement sur les « quartzites » à magnétite. J'ai désigné par ce terme (WOODTLI, 1954 *a*) une formation généralement blanchâtre, parfois jaune-brun, plus rarement ocre ou brun-rouge, exceptionnellement noire, constituée par du quartz finement saccharoïde à l'affleurement ; en profondeur, ce quartz prend un aspect vitreux ou porcelainé très différent de celui du quartz filonien. C'est une sorte de phtanite (jaspe ou chert pour les Anglo-Saxons) à veines ferrugineuses. Les zones à magnétite ou à hématite ont de quelques millimètres à deux centimètres d'épaisseur

et lardent la roche de zébrures subparallèles distantes de 5 à 50 cm, noires à l'état frais et rouges à brun-chocolat dans la zone d'oxydation. Cette description se rapporte plus spécialement à la zone Kuma-Sinda, près de Nizi. Ailleurs, on observe aussi de la limonite soit en veines subparallèles, soit dans un réseau de diaclases orthogonales. Quelquefois, la limonite se rassemble plutôt en amas et en taches sans forme définie. Les sulfures, la pyrite surtout, se rencontrent fréquemment en veines, en amas ou en cristaux isolés.

Ces roches sont très souvent intimement associées avec des schistes noirs graphiteux, des filons de quartz, des veines d'albitite fine.

Ces itabirites forment généralement des bandes étroites qui peuvent se grouper et constituer des massifs importants. Leur direction concorde souvent avec celle de la schistosité des roches encaissantes, mais on connaît plusieurs cas où elle est oblique ou perpendiculaire à la foliation des roches. Elles recoupent quelquefois les limites des formations sous un angle quelconque. Certaines bandes se croisent apparemment avec rejet d'une des bandes qui semble donc plus ancienne. Dans plusieurs cas, les itabirites soulignent les contacts granitiques, ce qui a fait penser à un métamorphisme de contact.

Au sein même d'une bande, on observe des allures très surprenantes de la schistosité qui change rapidement de direction et d'inclinaison, sans rapport aucun avec la foliation des roches encaissantes. La composition des bandes varie aussi : quartzite ou chert, schistes noirs, albitite fine, albitite porphyrique, masses carbonatées, schistes sériciteux ou chloriteux se relayent.

Au microscope, on ne retrouve ni reliques de minéraux détritiques, ni vestiges de roches volcaniques ; les carbonates résiduels, en revanche, abondent. En profondeur, on note un accroissement important de la teneur en

sidérose et ce minéral constitue même parfois de grandes lentilles plus ou moins fortement silicifiées.

* * *

Examinons quelques cas particuliers.

La chaîne de l'Ami (*Fig. 6 et 7*), dans le bassin de la Talolo, paraît très caractéristique ; c'est un système complexe formé apparemment par un faisceau de bandes d'orientations différentes. Elle décrit un arc de concavité N.E., de direction N. 60° W. à l'E., passant à N. 30° W. au N.-W. Une bande médiane serait presque E.-W., tandis qu'un pédoncule se détache du sommet de l'Ami et descend vers le S. en séparant l'amphibolite à E., du granite à W. La longueur de cet arc atteint une douzaine de km et sa puissance est comprise entre 200 et 3000 m.

Il s'agit en général d'itabirites *sensu stricto* à quartz, hématite ou magnétite, en bandes encadrées par des schistes sériciteux, des schistes chloriteux ou albitiques. En bordure, prédominent les faciès siliceux, souvent à limonite ; c'est aussi le cas de la ramification vers le S.

Le massif culmine vers 1925 m ; au S., vers 1500-1600 m, il est flanqué par un plateau granitique qui conserve des vestiges amincis de l'ancienne couverture d'amphibolite ; au N. se creuse la vallée de la Talolo taillée dans les schistes kibaliens. Au pied même de la montagne s'étale un vaste replat dont l'altitude est voisine de 1300 m. Nous l'avons vu plus haut, ce Kibalien est conservé dans un petit fossé, annexe du graben de Bunia. Au S., une faille radiale à rejet vertical de plusieurs centaines de m le sépare du granite de Gety. La présence des itabirites entre le Kibalien et le granite, sur le passage de la faille, est pour le moins curieuse.

Dans la vallée de la Talolo, sur le plateau au pied nord de l'Ami, on trouve encore plusieurs bandes très étroites de roches silicifiées, associées à des schistes

sériciteux et à des albitites fines ; localement, elles rappellent les « quartzites » à magnétite décrits plus haut ; on y rencontre aussi de grosses lentilles d'hématite presque pure et des passes foncées riches en magnétite.

Au nord de la route Irumu-Bunia, dans la vallée de la Basse-Talolo, plusieurs bandes de roches ferrugineuses forment des collines peu élevées ; on y trouve toutes les variétés d'itabirites ; vers le N.-E., elles comportent principalement des quartzites et du quartz filonien à imprégnations ferrugineuses. Plus au N., près de la mission de Badya, ce sont des quartzites pyriteux, sériciteux, à magnétite diffuse. Plus loin, dans la même bande, prédominent les quartzites sériciteux, à tourmaline, biotite, épidote, pyrite. Cette bande, de 7 à 8 km de longueur, semble correspondre à une fracture N.-S. de la plaine de Bunia. En effet, à l'est, on rencontre des amphibolites surmontant des albitites fines qui recouvrent le granite ; à l'ouest, on trouve généralement le granite et quelques plages d'albitite fine.

En plusieurs points de la plaine de Bunia, on peut étudier de gros filons de quartz, longs de plusieurs km parfois et épais de quelque 20 à 40 m ; la plupart sont nettement antérieurs aux intrusions doléritiques. Cependant quelques-uns d'entre eux semblent se mettre en place dans le prolongement de dykes doléritiques comme s'ils occupaient la même cassure. Certains de ces filons sont localement riches en fer et peuvent ressembler aux itabirites de faciès siliceux.

Un autre exemple est fourni par les « quartzites à magnétite » de la zone Kuma-Sinda, près de Nizi. En amont de la rivière Makombe, ces roches s'intercalent entre le kibalien schistoïde au S.-E. et le granite au N.-W. ; comme dans le cas de Talolo, le granite affleure à un niveau supérieur à celui des schistes (*Fig. 13, 1*).

Sur la route Soleniama-Blukwa, 500 m environ au sud du village de Mazumbuku, on peut observer le

contact du granite avec une roche brunâtre à rouge-violacé qui paraît de l'amphibolite altérée ; juste au contact est inséré un banc de 8 m environ de puissance, constitué par un quartzite à limonite et magnétite (*Fig. 13, 2*).

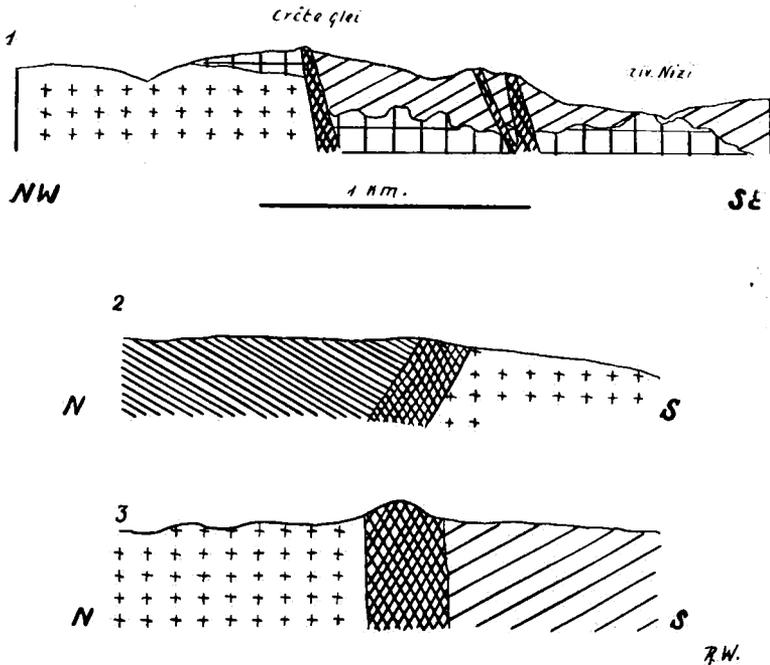


FIGURE 13. — Coupes géologiques dans les itabirites.

1. Coupe en travers des itabirites de la crête Kuma-Sinda, près de Nizi.
 2. Croquis des itabirites près de Mazumbuku.
 3. Croquis des itabirites sur la Haute-Landra.
- (Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

Dans la même région, sur la Haute-Landra, une bande mince de « quartzite » à magnétite, englobant des lentilles d'hématite et d'itabirite proprement dite, sépare une plage de roches schistoïdes situées au S. du massif granitique qui s'étend au N. La Landra permet d'observer une coupe relativement profonde qui montre que l'itabirite souligne le contact des deux formations (*Fig. 13, 3*).

Les observations récentes de M. J. ORIS sont encore plus caractéristiques. Dans la région située entre Alosi et Kilomines, les bandes de schistes graphiteux et de « quartzite » généralement à limonite dessinent un réseau analogue à celui des cassures injectées de dolérite (Fig. 14).

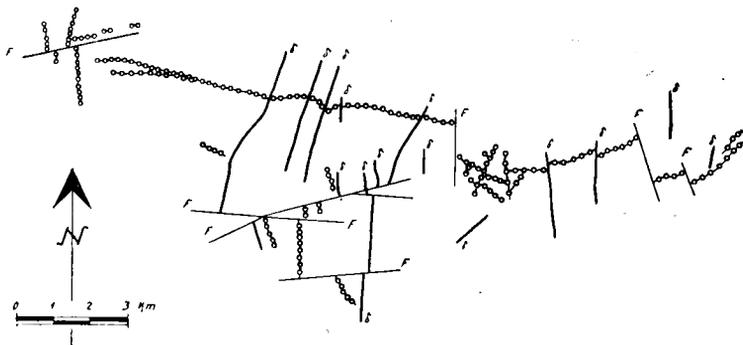


FIGURE 14. — *Itabirites, dykes et failles à l'est d'Alosi* (D'après les levés de M. J. ORIS).

(Explication des signes sur la figure 2, p. 23).

* * *

On peut voir une simple coïncidence dans ces exemples qui montrent tous l'itabirite de faciès siliceux dans la même situation tectonique, sur le passage de ce qui semble une faille. J'ai cherché à interpréter ces faits de façon plus satisfaisante pour l'esprit.

Ces diverses observations (rôle important joué par les carbonates, importance des phénomènes de silicification, allure des bandes qui soulignent des contacts ou recourent la limite des formations, situation tectonique) et d'autres encore, m'ont conduit à formuler l'*hypothèse de travail* suivante : ces itabirites proviendraient de la silicification et de l'oxydation de masses carbonatées, principalement sidéritiques, mises en place dans des zones de fractures et de laminage. Elles représenteraient

le *chapeau de fer* de *shear-zones* cimentées par des carbonates et du quartz microcristallin. Les parties carbonatées disparaîtraient près de la surface du sol sous l'action des eaux superficielles chargées d'oxygène, de fer et de silice et seraient remplacées par le quartz et les oxydes de fer. Le climat jouerait un rôle important dans l'évolution de ces roches. Elles devraient leur relief souvent considérable à leur dureté qui les préserve de l'érosion (WOODTLI, 1955 *b*).

Si les itabirites proprement dites, au N.-E. du Congo tout au moins, paraissent dériver également de roches carbonatées, je ne prétends pas attribuer indistinctement à ces dernières une seule origine. Des phénomènes de convergence peuvent se produire ; cela n'implique pas que les carbonates représentent toujours un produit de remplissage ou de cicatrisation. Ils peuvent avoir une origine différente, mais les carbonates ferreux semblent constituer la « roche-mère » des itabirites de faciès divers.

Quand de nouvelles observations auront vérifié cette hypothèse d'une liaison avec des zones de fractures et de laminage, certains faciès d'itabirites contribueront à éclairer la structure de nos régions. C'est pourquoi il m'a paru bon de traiter ce sujet ici.

CHAPITRE V

L'ÂGE DES DOLÉRITES

1. — Opinions diverses.

Nous avons vu au chapitre III quel rôle important les dolérites ont joué lors de la formation des nombreux petits fossés tectoniques qui affectent la région de Kilo. La détermination de leur âge revêt donc un très grand intérêt et permettrait de mieux tracer le déroulement des événements dans le temps.

Or, ces intrusions ne sont pas datées avec certitude et les auteurs expriment des opinions divergentes. Pour les uns, elles sont anciennes, pré-Karoo ou pré-Lindi ; d'autres chercheurs les rajeunissent considérablement et leur attribuent un âge récent.

D'après M. LEGRAYE (1940) :

« Il n'est pas possible de préciser autrement leur âge et de les rattacher avec certitude aux dykes post-lualabiens connus dans des régions plus méridionales ».

M. SLUYS (1946), spécialiste de la géologie de l'Ituri, déclare :

« Nulle part il ne... (lui)... a été possible d'admettre ou d'établir l'existence réelle... d'intrusions diabasiques ou granitiques post-lualabiennes ».

M. J. LEPERSONNE (1949) n'a pas observé de roche volcanique injectée dans les failles du graben albertin et selon lui :

« Toute une série de facteurs incitent à les considérer comme anté-

mésozoïques et même probablement anté-Karoo » (communication personnelle).

Pour L. CAHEN (1954, p. 156), elles sont vraisemblablement post-Lindi.

J. HENRY, le pionnier de la géologie de l'Ituri, écrit (1922, p. 310) :

« Les diabases n'ont été notées de façon nette que dans les massifs de l'Efaye et de Kilo où elles ont disloqué les formations schisteuses d'âge secondaire, c'est-à-dire lualabiennes, à en juger selon le faciès ».

A la page 248, il déclare :

« Cette contrée (c'est-à-dire la région de Kilo) a été littéralement bouleversée par d'abondantes et nombreuses venues diabasiques au cours de l'ère tertiaire... ».

Plus loin, à la page 268, il exprime l'avis que les diabases du massif de l'Ami, qu'il étend jusqu'au mont Nyankunde, sont plus récentes que les dépôts d'Irumu. Néanmoins, dans ses descriptions d'itinéraires, dans ses cartes et dans ses coupes, J. HENRY ne signale aucune intrusion basique en place dans les sédiments d'Irumu.

Selon P. DUHOUX (1950, p. 176) :

« L'ensemble socle-granite est lardé d'*intrusions basiques récentes* ⁽¹⁾, dolérites et basaltes. On peut émettre l'avis que beaucoup d'entre elles sont contemporaines de la période troublée qui nous a valu le graben albertin. Les fissures le long desquelles ces dykes s'insèrent, semblent faire partie du réseau de fractures et de diaclases qui déterminent la morphologie dudit fossé ».

Pour C. SOROTCHINSKY (1953, p. 44), ces dykes sont incontestablement récents et datent de la fin du Tertiaire, et B. STEENSTRA (1954, p. 1 et p. 6, fig. 5) ajoute :

« L'intrusion des dykes de dolérite est presque contemporaine... ».

Pour l'auteur du présent mémoire, le phénomène a

(1) Souligné par P. DUHOUX.

débuté à une époque précoce et s'est poursuivi jusqu'au Quaternaire (WOODTLI, 1954 *a*, pp. 112-113).

D'après M. A. MEYER, géologue provincial à Stanleyville, les dykes doléritiques de la plaine de Bunia présentent le même degré de dissection que ceux du Kivu méridional et il croit pouvoir leur attribuer un âge comparable (communication orale). Or, on sait que les émissions basaltiques terminales de cette dernière région datent vraisemblablement du Pléistocène moyen (CAHEN, 1954).

En inventoriant les opinions émises, on s'aperçoit que les géologues qui connaissent le mieux la région sont d'accord, dans l'ensemble, pour attribuer à ces intrusions un âge récent. Mais trop souvent leur croyance repose sur des impressions et traduit un sentiment plutôt que des faits concrets. Le dossier contient peu d'observations qui viennent étayer les conclusions présentées. Cette constatation, jointe à la diversité des avis exprimés nous indique que le cas est singulièrement ardu à résoudre. On sait que d'autres géologues africains se sont achoppés au même problème. Parlant des *Younger Dolerites of Tanganyika*, HARPUM (1954, p. 232) dit :

« Their general resemblance to the Karroo Dolerites of the Union of South Africa has given rise to the belief that these unaltered dolerites of Tanganyika belong to the same episode. So far, in spite of intensive search in our coalfield areas... no dykes have yet been found, even though the older rocks near the coal basins may be intruded by younger dykes. As yet however the unconformability of Karroo beds upon such dykes has not been demonstrated, nor have pebbles of unaltered dolerite been found in conglomerate of Karroo age ».

* * *

Essayons maintenant de dénombrer les faits connus. Au voisinage du lac Albert, du côté congolais, affleurent diverses plages de roches sédimentaires datées avec plus ou moins de certitude. Passons en revue ces quelques témoins épargnés par l'érosion.

2. — Rapports des intrusions avec les formations sédimentaires anciennes.

Les formations du *mont Hoyo, de la Loyo et de la Luma* n'apportent aucune contribution à la solution du problème. Elles demeurent relativement mal connues et M. SLUYS qui les a examinées n'y a pas observé de roche intrusive. Un conglomérat, de nature tillitique probablement, constitue la base de ces dépôts. Jusqu'à présent, on n'y a pas identifié avec certitude de galets doléritiques.

Un lambeau de grès rouges en discordance sur le socle, affleure au *mont Nongo, au S.E. de Mongbwalu*. M. SLUYS (1946) propose, en se basant sur des analogies lithologiques, de rapporter ces grès à ceux de la Lindi. Ayant examiné les uns et les autres, je partage également cet avis, sans oublier néanmoins que les grès rouges anciens se ressemblent tous peu ou prou, ce qui rend illusoire les raccords à grandes distances, sur la seule base du faciès des formations. Au Nongo, M. LEPERSONNE (1951) a observé une intrusion basique qui métamorphose des schistes rouges.

Le bassin lualabien d'Irumu (Série de la Lukuga) a été parcouru par divers observateurs. Plus haut, on a signalé déjà que J. HENRY n'y a pas rencontré d'intrusion basique. D'après un excellent observateur, M. L. PREUD'HOMME :

« La région située à l'est de l'Ituri, en aval d'Irumu, est occupée par des formations lualabiennes sub-horizontales... Ces couches sont parfois quelque peu dérangées par les venues éruptives » (Notice sur la carte géologique des Mines de Kilo, 1932 — inédit).

Un autre texte du même auteur permet de supposer qu'il pourrait s'agir de produits éruptifs acides.

L'avis de A. MOUREAU (1939) est net :

« Quant aux dykes de diabase, qui recourent toutes les roches de

la région, même le Karroo, au voisinage d'Irumu par exemple, ils sont incontestablement post-Karroo, post-Lualaba si l'on préfère ».

Malheureusement ni PREUD'HOMME, ni MOUREAU ne décrivent les affleurements qui imposent ou suggèrent leurs conclusions. De son côté, M. V. ERNOULD, ingénieur divisionnaire, qui a prospecté une partie du bassin d'Irumu, n'a pas rencontré de dyke dans le Lualaba (communication verbale).

Un niveau conglomératique constitue la base du Lukuga ; il affleure entre Irumu et Bunia dans les ruisseaux Massie et Bandi, près de la Mission de Nyankunde.

« Les cailloux empâtés sont du granite, des amphibolites, des quartz, des schistes métamorphiques » (SLUYS, 1946).

« Les éléments du poudingue de grosseurs très variées, allant jusqu'à des dimensions céphalaires, sont formés des roches éruptives formant les hauteurs voisines, c'est-à-dire quartz, granite et andésite plus ou moins pyriteuse » (L. PREUD'HOMME, *Le Lualaba dans la région de Kilo* ; inédit).

J'ai étudié ce conglomérat en cet endroit et n'y ai pas découvert de galets doléritiques. Notons que plusieurs dykes, dont un très gros, affleurent dans le voisinage du conglomérat (Voir carte et coupes de la région de Talolo).

En revanche, au nord de la route Bunia-Irumu, j'ai observé en bordure du Lukuga une plage de dolérite dûment identifiée au microscope. Il m'a paru s'agir d'un dyke séparant le sédimentaire du granite, mais l'épaisseur de la végétation ne m'a pas permis de découvrir des affleurements vraiment démonstratifs. Un doute subsiste donc.

Dans la même région, à 8 km à l'ouest de Gety, au mont Niongo, on trouve une autre plage de roches sédimentaires comportant des bancs conglomératiques emballés dans des schistes noirs non métamorphiques. Le général HENRY, auquel on doit une excellente description du mont Niongo, rattache cette formation au Lukuga

d'Irumu et il a été suivi dans cette voie par les géologues de Kilo-Moto.

Plus récemment, M. SLUYS (*op. cit.*) a réétudié ces roches et en fait une tillite. Il base son opinion sur le manque de classement des éléments (on voit côte à côte des blocs granitiques de plus d'un mètre de diamètre et des débris de quelques millimètres), sur le voisinage de blocs roulés, de blocs anguleux plus ou moins émoussés et de blocs esquilleux ; il a observé aussi sur quelques cailloux « des stries glaciaires conjuguées non équivoques ». Les éléments comportent des blocs de granite, d'amphibolite, de quartz, d'andésite et de calcaire silicifié.

M. SLUYS attire l'attention sur la grande ressemblance des roches du Niongo avec celles d'autres tillites connues au N.-E. du Congo et avec la série de Bunyoro, en Uganda. Il synchroniserait volontiers la tillite du Niongo avec celle de Bunyoro (d'âge précambrien), mais reconnaît que rien ne s'oppose à la rattacher plutôt au conglomérat de base du Lukuga d'Irumu.

La lithologie semblable et la proximité de ces deux formations font que je me rallie à l'hypothèse communément acceptée qui en fait du Lukuga.

Remarquons en passant que si les analogies de faciès permettent d'attribuer aux schistes d'Irumu le même âge qu'aux schistes de Walikale distants de plusieurs centaines de km, ces mêmes analogies conduisent logiquement à lier conglomérat d'Irumu et « tillite » du Niongo éloignée de quelques km seulement.

Voyons maintenant si nous trouvons au Niongo un fait incontestable qui permettrait de dater la dolérite. Dans son mémoire, J. HENRY (p. 260, *op. cit.*) note que le conglomérat

« A comme substratum les roches granitoïdes encaissantes et au point où nous le quittons, un important filon dioritique sur lequel le mont Niongo est posé en croix et sur lequel aussi, donc, les sédiments ont été déposés ».

M. L. PREUD'HOMME pour sa part le décrit ainsi :
le conglomérat

« ... repose sur un granite à deux micas et microcline, traversé par un dyke de diorite porphyrique... » (*in Le lualaba dans la région de Kilo*).

Les termes « diorite » et « dolérite » étant souvent synonymes chez ces auteurs, la cause pourrait sembler jugée après ces deux citations. Tel n'est cependant pas le cas. En effet, on peut observer les faits suivants : le mont Niongo constitue un rempart long de 2,5 km environ, de direction N. 20-25° E., dont le flanc oriental, presque rectiligne, est à pente très raide ; l'autre versant s'incline plus doucement et se raccorde au plateau granitique par une ligne sinueuse. Au col N., au point où passe le sentier utilisé actuellement, une faille sensiblement E.-W. semble couper la montagne dont l'extrémité N. est déplacée vers l'ouest. Un léger décalage paraît se marquer en effet dans la ligne de faite et dans le pied oriental du Niongo. Le dyke signalé plus haut se soude à la montagne, à l'E., à mi-distance de ses extrémités. Son tracé est tortueux et sa direction moyenne paraît voisine de N. 45° W. Sous le microscope, on reconnaît une roche constituée par un feldspath basique et par la hornblende verte, avec un peu de quartz, de zoïsite et de l'ilménite altérée en leucoxène ; on remarque aussi quelques grains de pyrite. Le feldspath, généralement très frais, parfois assombri par la saussuritisation, est sous forme de lattes bien maclées disposées en étoiles et en triangles ; il semble appartenir à de l'andésine. La hornblende, de teinte légèrement bleutée, apparaît en grandes plages qui moulent le feldspath ; elle ne présente nullement le faciès de l'ouralite et on ne décèle aucun vestige de pyroxène. Les plaques minces étudiées correspondent à cette description qui s'applique mieux à

une diorite qu'à la dolérite à labrador et pigeonite caractéristique de nos dykes. Des nodules de zoïsite provoquent l'aspect porphyrique noté par L. PREUD'HOMME ; on a décrit ailleurs ce phénomène assez répandu (WOODTLI, 1955 c).

Au point de rencontre du dyke avec la montagne, on observe que la crête du dyke domine d'une quinzaine de mètres le contact du poudingue avec le granite ; à l'ouest du Niongo, la diorite ne se retrouve pas, on ne voit que du granite. Enfin, dans le prolongement du dyke, le conglomérat ne présente aucune trace de dislocation ; les bancs se poursuivent sans interruption.

Ainsi, il est démontré que ce filon dioritique ne recoupe pas les roches sédimentaires et, d'autre part, il paraît certain qu'il n'en constitue pas le substratum. Une faille radiale, à grand rejet horizontal, limite vraisemblablement le flanc est de la montagne et recoupe le dyke, ce qui s'accorde avec la morphologie de ce versant raide et rectiligne et explique pourquoi le dyke domine la base du conglomérat.

L'étude des éléments du poudingue n'est pas moins décevante ; parmi les centaines de blocs inspectés au cours de quatre excursions, on n'en a ramené que trois qui présentaient à l'œil nu une grande ressemblance avec la dolérite. L'examen au microscope montre qu'il s'agit de roches analogues à celle du dyke, décrite ci-dessus ; la chlorite remplace entièrement la hornblende, tandis que la saussurite masque presque complètement le feldspath. Un peu de quartz et d'ilménite transformée en leucoxène complètent la liste des minéraux constitutifs ; dans deux des lames, on note un grand développement de carbonate. En résumé, rien ne permet d'attribuer ces galets à la dolérite plutôt qu'à la diorite.

3. — Rapports des intrusions avec les formations sédimentaires du lac Albert.

Après avoir interrogé les témoins des systèmes anciens, adressons-nous aux sédiments récents qui comblent partiellement le fossé tectonique.

Voici d'abord, résumé d'après les travaux de M. J. LEPERSONNE (1949 ; HOPWOOD et LEPERSONNE, 1953), un aperçu de la stratigraphie des dépôts du graben albertin.

- VI. Dépôts récents et actuels.
- V. Série lacustre récente (graviers, sables, limons et argiles parfois gypsifères) ;
- IV. Série de la Semliki (graviers, sables, limons et argiles ; quelques horizons de grès tendre à ciment limonitique) ;
- III. Série de Kaiso, subdivisée en 3 étages ;
 - Étage supérieur : graviers fins, sables, grès tendres avec rares niveaux argileux.
 - Étage moyen : argiles prédominantes avec sables et grès tendres. Limonites, en couches et nodules, extrêmement abondantes.
 - Étage inférieur : alternance de graviers, sables et argiles.
- II. Miocène inférieur (grès blancs, argileux, conglomératiques à galets et gros blocs de roche cristalline) ;

Discordance

- I. « Formation de base » ayant la composition suivante :
 - a) Grès grossiers argileux, tendres, gris à brunnâtres, à concentrations limonitiques et galets

de quartz dispersés ou en lentilles ; au sommet, zone indurée, limonitisée (cuirasse).

Au moins 8 à 10 m.

- b) Cuirasse limonitique englobant des cailloux roulés ou anguleux, généralement de quartz.
1 à 2 m.

(HOPWOOD et LEPERSONNE, 1953).

Au Nyamavi, la « formation de base » repose sur un dépôt d'âge indéterminé présentant de vagues ressemblances avec le Lukuga du bassin d'Irumu.

Le graben albertin offre donc apparemment des possibilités de dater les intrusions doléritiques. J'y ai entrepris diverses recherches avec la collaboration de mon ami, M. Ed. NÖTZLI.

Formation ancienne de la région de Niamavi : En contact avec un coin d'amphibolite formant redan dans la plaine, on observe un ensemble de

« Grès gris finement lités, très cohérents, avec rares galets, grès violacés, argilites tendres bigarrées, vertes, gris clair, violacées ; les couches sont très dérangées et altérées, mais ont une pente générale parallèle à celle de l'ensemble qui les surmonte » (HOPWOOD et LEPERSONNE, 1953).

En suivant un oued, j'ai pu étudier commodément ces roches dont les affinités avec celles d'Irumu paraissent assez lointaines. J'y ai trouvé quelques blocs de granite, de quartz et de grès dans les parties les plus grossières, mais aucune roche verte.

Formation de base, à Niamavi : Au-dessus des roches précédentes apparaît une couche de grès clairs, grisâtres, de 10 m de puissance environ, à grains de limonite et à lentilles de gravier. Ils sont surmontés par 3-4 m de latérite comportant une couche épaisse de grenaille à la base et de gros blocs indurés au sommet. Dans la

partie inférieure s'individualisent des lentilles de pou-dingue. Le gravier est formé quelquefois uniquement de galets de quartz bien arrondis. Parfois, on trouve des blocs de granite, d'amphibolite, de Kibalien et quelques boules de roche verte, feldspathique.

Une lame mince taillée dans l'un de ces blocs montre une roche de texture intersertale, à *labrador* et *horn-blende*, avec vestiges de pyroxène. *Il s'agit incontestablement d'une dolérite, absolument analogue à celle qui constitue les dykes dont nous avons longuement parlé plus haut.*

Étant donné la position de ces grès, au-dessus de la formation schisto-gréseuse d'âge inconnu, et la présence d'une carapace latérisée, il ne peut s'agir que de la « formation de base » de J. LEPERSONNE.

Formation de base du plateau de la Karugamania. Nous avons pu l'étudier assez commodément dans la vallée de la Kisega et dans celle de la Karugamania ; dans cette dernière, elle affleure dans le fond de la vallée principale et dans le cours aval des affluents. Au total, nous avons pu l'observer sur une distance considérable ; elle englobe, sporadiquement, quelques galets de quartz, surtout, et parfois de granite et de granite gneissique. Nous n'avons pas rencontré de dolérite.

Grès du « Miocène inférieur » du plateau de la Karugamania : L'érosion a taillé dans ces grès des falaises et des talus à pente raide qui peuvent atteindre une trentaine de m de hauteur. Ces coupes naturelles offrent au géologue des surfaces de plusieurs milliers de mètres carrés. Nos investigations ont porté d'abord sur la zone littorale où l'on rencontre plusieurs bancs conglomératiques comportant des blocs de taille considérable (jusqu'à 1 m de diamètre) ; le quartz et le granite y sont seuls représentés.

A l'est de la Kisega, au S.W. du point n° 452 du croquis

de M. LEPERSONNE (HOPWOOD et LEPERSONNE, 1953, p. 93, *fig. 1*), correspondant déjà à la zone de dépôts profonds, plusieurs petits niveaux conglomératiques s'individualisent parmi les grès. Les éléments sont en moyenne pugilaires et atteignent rarement une vingtaine de cm. A trois reprises, dans la tranche comprise entre 20 et 30 m environ, au-dessus de la « formation de base », nous avons observé, en place, parfaitement sains et reconnaissables, des blocs arrondis de dolérite mêlés à ceux de quartz et de granite quelquefois. Ces blocs sont rares et petits (nous en avons vu une trentaine au total) et paraissent cantonnés dans cette zone méridionale du plateau. Nulle part ailleurs, nous n'en avons observé en place. En revanche, ils abondent dans les formations superficielles et se rencontrent jusqu'à plusieurs centaines de mètres du pied de l'escarpement, en blocs d'assez grande taille souvent. D'autre part, le versant de la montagne entre Bogoro et le bord de la plaine est farci de nombreuses intrusions dont les débris parsèment les pentes et le pied de l'escarpement. Or, il est clair que les dépôts miocènes appartiennent à une époque où l'érosion était active. On s'explique difficilement l'absence presque complète de blocs et de galets doléritiques dans des formations qui comportent des blocs de granite et de quartz ayant presque 1 m de diamètre parfois. Les dykes doléritiques n'affleuraient-ils pas encore largement au Miocène inférieur ? Étaient-ils protégés par une couverture en cours d'érosion ? Cela s'accorde assez mal avec ce que l'on croit connaître des niveaux d'érosion et de leur âge. On peut supposer aussi que les grandes intrusions n'étaient pas encore survenues ; les premières seules s'étaient produites et avaient alimenté, misérablement, les conglomérats de la Kisega.

On a proposé encore une autre explication : la dolérite étant facilement altérable, ses galets auraient complètement disparu ; seuls le granite et le quartz subsisteraient.

Nous avons tenu compte de cette hypothèse dès le début de nos études et avons recherché avec soin des vestiges, des témoins de galets altérés sous forme de masse argileuse brune, par exemple. Nous n'en avons pas rencontrés. D'ailleurs, toute la concession de Kilo est semée de blocs de dolérite dans un état de fraîcheur souvent remarquable.

Couches de Kaiso, à Niamavi: Nous avons rencontré quelques galets de dolérite parmi les passes conglomératiques des *Kaiso-beds*. Localement, ils paraissent assez abondants. Toutefois, nous n'avons pas eu le loisir d'étudier leur répartition géographique et stratigraphique.

Nous avons donc pu établir la présence certaine de galets doléritiques dans les dépôts récents du fossé albertin. En revanche, il ne paraît pas y en avoir dans les niveaux conglomératiques anciens. Aucun dyke ne semble recouper les formations sédimentaires anciennes et récentes.

Essayons d'aborder le problème autrement, en étudiant les rapports de la dolérite avec la morphologie.

4. — **Rapports des intrusions avec la morphologie.**

L'étude des dykes proprement dits ne nous apporte guère d'éléments précis, pour des raisons évidentes. Mais on rencontre assez souvent, surtout dans la partie orientale de Kilo, de grands champs de roches doléritiques que j'ai attribués — en me basant principalement sur leur morphologie — à d'importantes coulées qui auraient atteint dans quelques cas les vallées actuelles (WOODTLI, 1954 *a*).

Généralement, les relations de ces roches avec leur substratum demeurent incertaines. On trouve à la surface du sol des blocs de dolérite de toutes dimensions, emballés souvent dans une masse altérée grenue, sablon-

neuse, ou dans des amphibolites à ouralite et zoïsite. Ça et là, le substratum pointe à travers sa couverture.

Des causes d'erreur assez nombreuses nous guettent ; on pourrait baptiser coulée, des éboulis, des sills, des glissements de terrains anciens, ou confondre la dolérite avec les amphibolites qui couvrent le granite. L'erreur la plus dangereuse et la plus difficile à éviter est la dernière.

Si on en juge par les observations très faciles à effectuer dans la région escarpée et dénudée de Bogoro, les éboulis ne jouent pratiquement aucun rôle ; sur le versant du lac Albert, où affleurent de nombreux dykes, on ne rencontre pas, même au pied des pentes raides, ces champs de blocs doléritiques juxtaposés, comme c'est le cas à Kilo. De nombreuses boules de dolérite parsèment la pente ; elles demeurent de petites dimensions.

Quelques glissements de terrain ont été identifiés comme tels, mais on ne voit pas comment ils pourraient être responsables de la chape qui recouvre certains replats profondément entaillés par les cours d'eau.

Actuellement, aucun *sill* n'a encore été découvert ; ni les sondages, ni les travaux souterrains n'en ont rencontré.

La confusion avec les amphibolites de couverture présente des risques plus sérieux et inévitables. Nous savons maintenant que le grand champ de dolérite cartographié au S.-E. de la carte KILOMINES comporte aussi des amphibolites qui reposent sur le granite. A l'époque du levé, les amphibolites étaient connues surtout à l'état sain, dans quelques sondages, et nous n'étions pas familiarisés avec leur faciès d'altération. En principe, étaient rattachées aux dolérites les roches amphiboliques à pyroxène et ce critère continue d'ailleurs à être admis. Mais il est impossible de multiplier les lames minces et d'étudier au microscope les échantillons de tous les affleurements de roches vertes. Après examen poussé des faciès d'altération sur quelques dykes, nous avons utilisé

comme guide l'aspect macroscopique des roches, ce qui a provoqué quelques erreurs. Néanmoins, l'interprétation d'ensemble des phénomènes n'est pas modifiée ; il existe un nombre de cas suffisamment élevés où la dolérite saine, massive, forme des plages étendues sur des niveaux d'aplanissement récents.

On connaît aussi des lambeaux de coulées dans le fond des vallées actuelles. On citera les deux exemples suivants :

Rivière Shari : Le plus démonstratif se trouve dans la vallée du Shari, sur le territoire du Camp Shari. Dans mon mémoire publié en 1954, il fait l'objet de la photo n° 13 et des *fig. 37 et 38*. Dans la tranchée de la *fig. 38*, sous les alluvions actuelles, j'ai vu la dolérite massive (l'étude sous le microscope révèle une roche saussuritisée et ouralitisée, à vestiges de pyroxène) qui reposait sur des schistes noirs redressés ; il fallait la défoncer à la barre à mine. Entre la dolérite et les schistes noirs, il n'y avait pas de couche continue de gravier, mais il s'y trouvait néanmoins quelques galets de quartz roulé. En revanche, l'or alluvionnaire était assez abondant pour justifier une exploitation rémunératrice et on a recueilli plusieurs pépites « roulées » d'aspect nettement remanié, analogues en tous points à celles récoltées habituellement dans le *flat* du Shari.

Rivière Kodulo : De nombreuses chutes hachent le lit de la rivière Kodulo, au S.-W. de Mongbwalu ; deux d'entre elles au moins se produisent sur des intrusions doléritiques. Un de ces dykes présente vers l'aval une excroissance en forme de langue, d'une centaine de mètres de longueur, qui suit le fond de la vallée (*fig. 3*). A son extrémité, on la voit reposer sur des albitites fines. Sur les flancs de la vallée, en aval du dyke, affleurent quelques bancs de talcschistes, qui paraissent en place

et dominant la langue doléritique. La dolérite constitue un affleurement continu, bien dégagé et il ne peut s'agir d'un éboulis. En aval, sur plusieurs centaines de m, on marche sur la dolérite, tantôt en gros blocs déchaussés, tantôt formant le *bed-rock* en place, altéré. La forme sinueuse de la vallée permet d'exclure la présence d'un dyke greffé sur celui qui détermine la chute et qui aurait pu diriger le cours d'eau. Ajoutons que cette partie de la rivière appartient incontestablement à un tronçon jeune (altitude comprise entre 1100 et 1200 m).

On a mentionné plus haut les cas moins nets de Mongbwalu et d'Andissa.

Il me paraît difficile d'échapper à la conclusion qu'il s'agit dans ces deux cas de coulées récentes dans des vallées pratiquement actuelles. On peut, je ne l'ignore pas, formuler une autre hypothèse : nous aurions affaire à des vallées fossiles, à remplissage basaltique ancien, où les cours d'eau actuels se seraient surimposés. Ce dernier cas, on le sait, se présente souvent dans les formations d'âge Karroo (SLUYS, 1946 ; CAHEN, 1954). Mais cette hypothèse s'accorde mal avec l'ensemble de nos connaissances et nous obligerait à réviser nos opinions relatives à la géomorphologie et à l'âge des aplanissements de l'Afrique centrale.

En résumé, il semble que les plages doléritiques que nous pouvons considérer, avec quelque apparence de raison, comme des coulées, sont pour le moins postérieures à l'aplanissement mi-Tertiaire.

* * *

Age de la « formation de base ».

Le problème qui se pose maintenant est de dater la « formation de base ». Pour LEPERSONNE :

« Ces couches représentent, soit un dépôt d'érosion terrestre ayant subi une ou deux phases de limonitisation, soit la terminaison en biseau

d'une formation lacustre qui se développerait vers l'intérieur du fossé tectonique, en dessous des séries lacustres plus récentes, et aurait été limonitisée après son érosion, soit enfin une cuirasse d'origine continentale recouverte par une formation lacustre du type ci-dessus, elle-même limonitisée après son émergence.

Le manque d'affleurement ne permet pas de conclure ; quelle que soit l'interprétation à adopter, la « formation de base », anté-Miocène inférieur, pourrait être un équivalent de tout ou partie des dépôts qui recouvrent les surfaces d'érosion Crétacé supérieur et mi-Tertiaire à l'extérieur du fossé. Sa base, paraissant assez plane, peut très bien représenter l'une de ces surfaces effondrées. La limonitisation tendrait à la faire raccorder à la surface mi-Tertiaire, caractérisée par d'importantes cuirasses, plutôt qu'à la surface Crétacé supérieur qui en est exempte » (HOPWOOD et LEPERSONNE, 1953).

Bref, ce dépôt est post-Karoo et anté-Miocène inférieur.

5. — Conclusions du chapitre V.

1^o Il ne paraît pas y avoir d'intrusions doléritiques antérieures à la « Série... de la Lukuga » ; les rares galets ressemblant macroscopiquement à la dolérite se rapprochent davantage de la diorite telle que nous la connaissons dans la zone de transition du granite aux amphibolites ;

2^o Nous n'avons pas trouvé de dykes doléritiques recoupant les formations sédimentaires.

Ces deux arguments ont un caractère négatif ; ils s'appuient sur des observations qui peuvent être insuffisantes et un fait précis peut nous apporter une fois ou l'autre un démenti péremptoire.

3^o Les dépôts récents du fossé albertin renferment des galets de dolérite dûment identifiée, depuis le plus ancien (« formation de base ») jusqu'aux couches de Kaiso, en passant par le Miocène inférieur.

4^o Des coulées doléritiques paraissent recouvrir certains replats appartenant à la pénélaine P II et se retrouvent jusque dans des vallées actuelles.

Selon J. LEPERSONNE (1955) :

« L'on peut dès maintenant préciser l'existence des phases tectoniques suivantes :

Antérieure au Miocène inférieur : déformation d'ensemble des régions situées de part et d'autre de l'emplacement du fossé tectonique et failles probables à l'emplacement du fossé de la basse Semliki et du lac Albert ;

Limite Plio-Pléistocène : failles initiant le fossé tectonique sous sa forme actuelle et déformations d'ensemble des régions voisines ;

Pléistocène moyen : failles donnant sa forme définitive au fossé tectonique et nouvelles déformations des régions voisines provoquant notamment l'inversion d'écoulement de certains cours d'eau est-ouest de l'Uganda ».

Tenant compte de l'ensemble des observations relatives aux dolérites exposées dans les pages précédentes, on peut formuler l'hypothèse suivante.

L'intrusion comporterait deux épisodes principaux :

Le plus ancien se serait produit entre le Permien et le Miocène inférieur ; il pourrait se rattacher soit aux intrusions fin-Karoo si on croit à un parallélisme avec l'Afrique du Sud, soit aux dislocations post-Karoo et pré-Miocène qui ont précédé la formation du graben ;

Le plus récent serait lié aux déformations du Quaternaire ancien.

On sait que dans un domaine relativement voisin, sur les plateaux abyssins, on trouve deux périodes d'épanchement des laves basaltiques ; l'une remonterait à la fin du Crétacé ou à l'Eocène inférieur, l'autre serait Plio-Pléistocène.

On signale aussi des intrusions basaltiques de même âge au Cameroun.

Le cas de Kilo ne demeurerait donc pas isolé si l'hypothèse proposée se vérifiait ultérieurement.

CHAPITRE VI

L'ÂGE DES FAILLES

« Es ist... leichter, auf den zerknitterten Blättern des Buches Erde Geschichte zu lesen, als auf den zerrissenen ».

H. CLOOS.

1. — Situation du complexe faillé de Kilo dans le cadre du fossé central-africain.

La position tectonique de Kilo ressort clairement sur le schéma de la *fig. 15*. Situé plus ou moins dans l'alignement des failles d'Irumu, le complexe faillé de Kilo prolonge vers le N. la section S.-N. du fossé lac Édouard-Semliki. Il se greffe sur la section albertine à peu près à la hauteur du premier parallèle N., à l'ouest de Boga, et se poursuit jusque dans la région de Watsa, au-delà du 3^e degré.

Dans la partie méridionale,

« Une traînée de failles radiales de direction générale N.-S. ou N.N.E.-S.S.O. ont été repérées depuis le mont Homa jusqu'à plus de 75 km au Sud. Elles franchissent la crête Congo-Nil et viennent s'amorcer à l'accident majeur du grand fossé tectonique de la Semliki » (SLUYS, 1946).

Au N., d'autres cassures les relaient dans les plaines d'Irumu et de Bunia, dans le massif de Kilo-Mongbwalu et plus loin encore. Dans l'état actuel de nos connaissances, la zone de déformation maximum paraît coïncider avec le domaine des intrusions doléritiques. Nous pou-

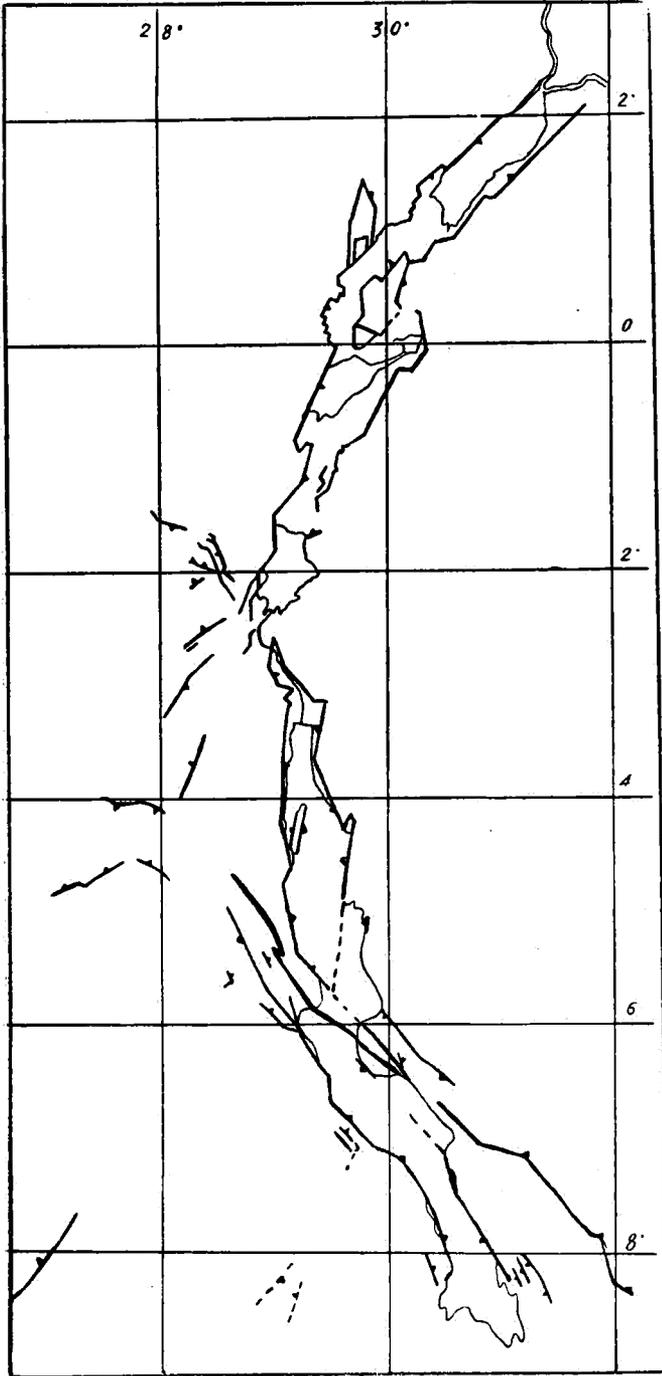


FIGURE 15. — Schéma général du fossé tectonique centre-africain d'après L. CAHEN, *Géologie du Congo belge* (H. Vaillant-Carmanne, 1954, figure n° 93, p. 458).

vons nous faire une idée de la répartition géographique approximative de ces intrusions. Les dykes basiques paraissent affecter plus particulièrement un champ assez étroit, de direction N.-S. ou N.N.W.-S.S.E. Au S., il s'appuie sur le bord du fossé albertin, entre Boga et Blukwa, et s'étend jusque vers Watsa. A l'ouest, entre Irumu et Mambasa, on ne trouve guère de dykes doléritiques au-delà de l'Ituri. Vers l'est, ils deviennent très rares à partir du méridien de Djugu (30°30', environ) et ils semblent inconnus à l'est de Gote. Plusieurs crêtes de roches vertes rapportées aux dolérites appartiennent en réalité aux amphibolites du « Système du Nil-Occidental ». C'est le cas en particulier de certains pointements de « diorite récente » de BRUYNINCKS (1924). Dans le domaine des Mines de Moto, plusieurs grands dykes affleurent entre Baku et Watsa et dans la région de Moku. Ils n'ont pas encore fait l'objet d'observations précises. Les intrusions sont très mal représentées entre Watsa et Tora et on n'en trouverait plus à l'ouest de cette localité. (Ce dernier renseignement m'a été communiqué par MM. A. DE CRAENE et A. MEYER). Je connais mal le pays situé au nord de la route Doko-Adranga ; la densité des dykes semble extrêmement faible à en juger par les échantillons rapportés par des collaborateurs bénévoles ; on y trouve cependant quelques roches aux affinités noritiques qu'on ne sait à quoi rattacher sans une étude des affleurements.

Ces quelques données nous permettent d'estimer que ce genre de dislocations affecte plus particulièrement un rectangle de quelque 300 km de long sur 100 km de largeur, environ. Ces chiffres ne prétendent donner aucune précision, illusoire, mais permettent de situer de façon plus concrète l'aire qui est le siège de ces intrusions.

Remarquons, ce qui paraît important, que ce champ se trouve à l'extérieur de la courbure du fossé tectonique

lac Édouard-Semliki-lac Albert, c'est-à-dire mécaniquement dans une zone de tension. A l'intérieur de la courbe, les intrusions manquent. En effet, de l'autre côté du lac Albert, en Uganda, on ne trouve pas de dolérite entre Fort-Portal et la rivière Muzizi ; il faut atteindre la région du lac George avant d'en rencontrer de rares pointements (1).

2. — Âge des failles.

Les témoins qui, dans notre région, permettent de situer les événements géologiques dans le temps sont les suivants :

Les formations sédimentaires anciennes, d'âge incertain ;

Les dépôts d'Irumu ;

Les sédiments du fossé albertin ;

Les intrusions doléritiques ;

Les niveaux d'aplanissement.

Seules les formations sédimentaires du graben fournissent des données paléontologiques et stratigraphiques sûres. L'âge des failles qui affectent les formations du mont Homa et de la plaine d'Irumu demeure incertain. (Il n'est sans doute pas oiseux de rappeler à ce propos que l'âge attribué à une faille est, généralement, son âge le plus récent, celui de son dernier rejeu). En ce qui concerne les intrusions doléritiques, nos études nous permettent de serrer le problème de plus près que précédemment, mais nous en sommes réduits encore aux hypothèses. Enfin, lorsqu'ils sont emboîtés, nous pouvons identifier les niveaux d'aplanissement par des arguments géométriques, mais nous n'avons aucun critère pour

(1) Renseignement tiré de diverses publications et aimablement confirmé par M. J. W. PALLISTER (*Geol. Surv. of Uganda*), que je remercie de sa complaisance.

définir l'âge d'un replat isolé. Signalons que des carapaces ou des encroûtements latéritiques se rencontrent sur chacun des niveaux reconnus.

Ce que nous avons vu précédemment nous permet de schématiser comme suit l'évolution structurale de la région de Kilo, après la granitisation du Kibalien :

- Déformations tangentielles ;
- Dépôt des sédiments du mont Homa ;
- Formation des failles radiales ;
- Dépôt des sédiments d'Irumu et de l'Ituri (Lukuga) ;
- Dislocations radiales, formation de *horst* et de graben, mise en place des premières (?) intrusions doléritiques, puis ébauche du fossé albertin (phases antérieures au Miocène inférieur) ;
- Subsidence du bassin albertin ;
- Nouvelles dislocations sur l'emplacement du sillon albertin, déformation des régions voisines, intrusion des dolérites en plusieurs pulsations (âge plio-pléistocène) ;
- Subsidence du bassin albertin ;
- Dislocations généralement transversales aux précédentes remaniant le fossé tectonique et les régions voisines (âge pléistocène moyen) ;

En dehors du graben, il est malheureusement extrêmement difficile de désigner sur le terrain les failles appartenant à chacun de ces épisodes. En particulier, nous ne savons pas encore séparer, par des arguments autres que morphologiques, les dykes de la première phase d'intrusion, des plus jeunes.

Néanmoins, ce que nous avons vu plus haut nous permet d'attribuer aux derniers événements tectoniques la paternité des failles E.-W. qui marquent l'ajustement récent de Kilo.

La plaine de Bunia, en revanche, remonterait à l'une des phases anté-Miocène. Sa bordure aurait été remaniée et découpée au cours des déformations ultérieures.

CHAPITRE VII

ESSAI SUR LA FORMATION DES GRABEN

1. — Le mécanisme de la tectonique radiale à Kilo.

a. — Une question de vocabulaire.

Certains se demanderont vraisemblablement s'il est correct de lier, dans le temps ou par leurs conditions de genèse, la formation du graben albertin à l'éclatement de la région de Kilo en pièces de mosaïque. Devons-nous alors distinguer deux formes de tectonique radiale ? La tectonique des graben qui affecterait d'étroits et interminables sillons, délimités par de grandes cassures et une tectonique en marquetterie qui produirait un « puzzle » de pièces ayant joué indépendamment les unes des autres ?

Les auteurs anglo-saxons utilisent volontiers les termes *rift-faulting* et *block-faulting* pour distinguer ces deux genres de dislocations. En fait, s'agit-il de modalités particulières d'un seul phénomène ou bien y a-t-il une différence dans l'essence même des phénomènes ?

Une enquête sur le fossé tectonique du lac Albert éclaire complètement ce problème, me semble-t-il.

On note d'abord que le schéma classique et scolaire qui définit un graben comme une zone longue, étroite, déprimée entre deux ou plusieurs failles parallèles, ne correspond guère aux observations faites sur le terrain. Les études détaillées montrent généralement une allure en zigzags des bords du fossé. Cet aspect est particulièrement frappant dans le graben central-africain :

« En ce qui concerne la région que j'ai étudiée, du lac Albert à la

chaîne des volcans, j'ai été surtout frappé par l'extrême variabilité des directions de failles » (LEPERSONNE, 1949, p. 67).

Dans une coupe longitudinale, le fond du graben paraît bien loin de présenter une pente régulière ; au contraire, il se divise en compartiments étagés qui lui prêtent un aspect crénelé. Dans notre région, on citera les horst de Béni et le pointement de granite de Kandjoka sur la basse-Semliki. On s'abstiendra de tirer parti du Ruwenzori, sa masse étant à l'échelle des gigantesques failles postulées par la géologie du tableau noir.

A leurs extrémités et dans leurs ramifications, les fossés tectoniques montrent indiscutablement un passage progressif des manifestations de *rift-faulting* à celles de *block-faulting*.

Tous les géologues qui ont décrit la structure du continent africain au sud du Sahara soulignent fortement qu'il est constitué par une série de bassins, considérés en général comme des aires de subsidence, séparés par des nervures plissées et faillées. C'est là un trait ancien, permanent et essentiel de l'Afrique et, pouvons-nous ajouter, dans une certaine mesure du continent de Gondwana.

Entre les cuvettes effondrées, les grands fossés et la mosaïque du type banquise en débâcle de Kilo, la différence semble porter avant tout sur l'échelle des phénomènes. C'est une question de degré et non d'ordre, de quantité et non de qualité. La tendance des corps géologiques demeure toujours la même : *celle d'un déplacement de blocs dans le sens de la verticale*. Les coupes données plus haut illustrent cette proposition de façon souvent frappante, en ce qui concerne Kilo. Cette tendance s'exprime par la tectonique radiale qui engendre les structures typiques de l'Afrique et des anciennes terres de Gondwana ⁽¹⁾. Le cas de Kilo se retrouve dans

(1) C'est, je crois, H. Cloos surtout qui a montré, à l'échelle du continent, le rôle de la tectonique radiale en Afrique. Les circonstances ne me permettent pas de vérifier ce fait.

la plupart des régions étudiées un peu soigneusement. Les districts ayant fait l'objet de sondages fournissent de beaux exemples ; qu'on songe en particulier à l'État d'Orange (BROCH, 1954).

b. — Le rôle des dolérites

Après avoir montré plus haut la liaison presque constante des intrusions doléritiques avec les dislocations radiales de Kilo, après avoir examiné leur répartition géographique, il convient d'essayer de comprendre la raison de leur présence. On a déjà beaucoup écrit sur la nature des rapports qui unissent les fossés tectoniques et le volcanisme.

« La relation entre ces deux phénomènes est certaine, mais il est difficile de préciser sa nature » (CAHEN, 1954, p. 463).

Dans le cas de Kilo, on pourrait imaginer une relation simple et directe entre les intrusions doléritiques et la tectonique radiale. Épanchements basaltiques et affaissements de compartiments de l'écorce seraient étroitement synchronisés. L'expulsion des laves créerait un vide apte à recevoir le soubassement des graben et autres bassins déprimés. Semblable hypothèse a déjà été présentée pour d'autres régions, mais généralement sans preuves convaincantes.

C. SOROTCHINSKY (1934) a fourni un exemple séduisant de ce genre de liaison. Étudiant les volcans de Kahusi et du Biega, au Kivu, il a montré qu'il existe des analogies remarquables dans la composition chimique des roches du substratum et des roches volcaniques. Mieux encore, il trouve une corrélation entre la nature chimique des éruptions successives et la série des formations géologiques. Il suppose que chaque type de lave provient de la fusion d'une couche déterminée du « complexe de base ».

« Sorotchinsky's interpretation is that a magmatic reservoir was generated in the crust and that it developed upwards by fusion of the formations of its roof. As regards the acid rocks, at least, the geochemical and sequential coincidences are so peculiar as to amount almost to proof, but more exact and detailed chemical data for all the pairs of rocks compared would seem to be essential... » (HOLMES and HARWOOD, 1937).

Dans l'idée de C. SOROTCHINSKY, l'effondrement progressif d'un compartiment du socle, la fusion des roches ennoyées et l'émission des laves ainsi formées constitueraient une chaîne continue de phénomènes.

Sans même envisager l'hypothèse d'une fusion des roches sous-jacentes, une telle relation ne se retrouve pas dans la région de Kilo. Le volume des laves basaltiques épanchées est nettement insuffisant, même en le multipliant par 10, pour justifier une liaison de ce type. Si ces produits volcaniques avaient été enlevés par l'érosion, on devrait retrouver des quantités énormes de blocs doléritiques dans les alluvions du lac et des grandes rivières, ce qui n'est pas le cas. Nous devons donc chercher une autre solution.

Nous savons aussi par les mesures gravimétriques que le fossé albertin ne correspond pas à un simple phénomène d'érosion et qu'il n'est pas compensé isostatiquement.

« Le fond cache des roches peu denses » (COULOMB, 1952).

« Si l'on tentait d'expliquer ces anomalies (... négatives de la gravité...) par la présence de roches de faible densité, tels les sédiments pléistocènes de la Semliki, il faudrait, selon les calculs de Bullard, qu'ils aient, pour une densité de 1,8, une épaisseur de 2500 m. Or, ce que l'on sait de la structure géologique de ces régions semble s'opposer à cette hypothèse » ⁽¹⁾ (TAZIEFF, 1951, p. 140).

L'épaisseur des couches récentes du lac Albert de-

⁽¹⁾ « The thickness of sediments and the nature of the curve obtained make any postulation of a negative isostatic anomaly unnecessary » (Annual Report of the Geological Survey of Uganda, 1951. Note ajoutée pendant l'impression).

meure incertaine ; d'après WAYLAND, elle pourrait dépasser 600 m. Pour LEPERSONNE (1949, p. 54),

« en l'absence de sondages on ne peut formuler d'hypothèses concernant l'épaisseur maximum réelle des dépôts lacustres ».

Elle ne paraît cependant pas devoir atteindre la puissance postulée par le calcul de BULLARD. L. CAHEN parle d'une épaisseur possible de 1800 m (1954, p. 463) ⁽¹⁾.

« Par contre, l'existence en profondeur d'un compartiment de roches sialiques légères, suffisant pour déterminer le défaut de masse révélé par le gravimètre, peut s'expliquer si l'on considère que la région est en régime, non de tension, mais de compression » (TAZIEFF, 1951, p. 140).

Si l'on admet la présence d'intrusions doléritiques récentes, on ne peut que repousser cette dernière proposition, pour des raisons évidentes. D'autre part, on sait que le Grand Cañon du Colorado n'est pas compensé isostatiquement ; on ne constate néanmoins aucune tendance au rétablissement de l'équilibre. Le simple fait qu'un fossé n'est pas compensé ne suffit pas pour affirmer qu'il se trouve soumis à des efforts de compression.

De leur côté, ESCHER et GOGUEL ont démontré mathématiquement que la présence d'anomalies gravimétriques négatives est compatible avec l'hypothèse de la tension. Remarquons encore qu'on imagine mal comment des efforts de compression pourraient se transmettre à grandes distances dans une région pareillement disloquée.

Avant de poursuivre, il est utile de rappeler la situation paradoxale du Ruwenzori (5119 m d'altitude) qui s'élève entre deux zones déprimées : le graben lac Édouard-Semliki-lac Albert à l'Ouest et le fossé du lac

⁽¹⁾ D'après des informations récentes, l'épaisseur des alluvions atteindrait en fait 2600 à 3000 m (HARRIS, N., PALLISTER, J. W., and BROWN, J. M., 1956, Oil in Uganda, Geol. Surv. of Uganda, Mem. N° IX, Entebbe). Note ajoutée pendant l'impression.

George à l'est. Cette montagne a suscité déjà une vigoureuse polémique ; les auteurs se partagent en deux clans : les uns la considèrent comme un horst, les autres en font un *monadnock* de dimensions extraordinaires. Cette dernière opinion paraît incompatible avec la structure régionale qui nous montre la présence d'innombrables blocs et vousoirs juxtaposés ayant tous subi des mouvements dans le sens vertical. On imagine mal le Ruwenzori comme un pilier immobile au milieu d'une mosaïque de blocs en mouvement ininterrompu.

De plus, le Ruwenzori présente des anomalies de la gravité supposées largement positives (DEHALU, 1943). Or, une observation ancienne, qui remonte à BOUGUER,

« ...veut qu'aux reliefs topographiques positifs corresponde un déficit de la pesanteur alors qu'aux reliefs topographiques négatifs correspond une augmentation de la pesanteur » (TAZIEFF, 1951).

C'est même de cette constatation que dérive la théorie de l'isostasie (DALY, 1940).

Les remarques précédentes et les nombreuses observations relatives aux dolérites que j'ai recueillies au cours de plusieurs années, me conduisent à formuler l'*hypothèse de travail* suivante :

Considérant la grande abondance des intrusions doléritiques sur une superficie étendue, leur tendance à s'élargir vers la base, la nécessité où elles se trouvent de se réunir en profondeur, on doit admettre l'existence, à un certain niveau de l'écorce, d'un réservoir magmatique basique qui a nourri nos dykes.

J'imagine que ce magma plus fluide que le matériel sialique surincombant, ou même encaissant, était apte à transmettre les variations de pression à distance. Il aurait pu se constituer une sorte de vaste presse hydraulique où le magma basaltique tiendrait lieu de fluide incompressible. Ainsi, à l'affaissement d'un compartiment de l'écorce doit répondre ou un épanchement de

lave ou la surrection d'un horst. Les dykes correspondraient à des joints défectueux ayant laissé échapper une partie du liquide.

Le jeu de balance invoqué expliquerait donc la formation de *horst* comme le Ruwenzori, le relèvement progressif des parois du graben et les anomalies de la pesanteur signalées plus haut déjà : anomalies négatives au droit des fossés, excès de masse sous le Ruwenzori. Cette explication se rapporte en fait au mécanisme des phénomènes, mais laisse dans l'ombre la cause initiale de la tectonique radiale. Il est nécessaire de postuler une force initiale verticale dont nous ne savons encore rien.

On trouve une certaine correspondance entre cette explication et la théorie de l'isostasie d'une part, et certaines hypothèses déjà classiques qui font intervenir le magma pour créer un bombement initial, pour compenser un étirement de Sial ou qui le font agir par l'intermédiaire de courants de convection. J. COULOMB (1952) a donné récemment un excellent résumé des problèmes posés par les éventuels courants de convection du Sima. Nous n'y ferons pas d'autre allusion.

L'idée exprimée ici est différente, le magma étant supposé beaucoup plus proche de la surface que dans ces hypothèses et on ne lui attribue pas le rôle de moteur.

Dans la théorie de l'isostasie, on se réfère à un niveau de compensation sis entre 40 et 120 km de profondeur, suivant les auteurs, et l'unité de surface envisagée dans les calculs est généralement le degré carré. Mais nous savons par les mesures gravimétriques de BULLARD (1936) que l'Afrique orientale est pratiquement en équilibre isostatique :

« On peut considérer que le plateau archéen est caractérisé par une déficience de densité qui produit une déficience dans la gravité à peu près égale à l'attraction du relief topographique visible. Donc, à moins d'admettre que le plateau soit creux, il est isostatiquement compensé ».

» Il n'en est plus de même au-dessus des fossés (Rift-Valley — Graben), où les observations mettent en évidence de larges anomalies négatives » (DEHALU, 1943, pp. 33-34).

L'hypothèse formulée ici vise à concilier ces deux observations contradictoires et à expliquer la présence d'anomalies gravimétriques locales au sein d'un bloc équilibré dans l'ensemble. Elle doit donc demeurer indépendante de la théorie de l'isostasie.

« L'allure de la courbe de Bouguer montre que non seulement le fossé n'est pas compensé, mais que son fond est constitué de matériaux plus légers que s'il avait été découpé dans le plateau archéen, en laissant la compensation inchangée » (DEHALU, 1943, p. 35).

Selon BULLARD,

« It is... thought that the light matter is deep-seated, and it seems natural to suppose that it is situated at the bottom of the crust and consists of a projection of crustal matter into the underlying magma » (Cité d'après DALY, 1940, p. 223).

« The gravity data show that the Rift is underlain by light matter at a depth of less than 35 kilometers, but cannot decide whether the light matter is near the surface or near the bottom of the crust » (D'après DALY, *op. cit.*).

En supposant un magma basaltique à une profondeur assez faible pour pouvoir distinguer les phénomènes de compensation qui s'y opèrent, de ceux qui sont liés à l'isostasie, on ne manque pas de raviver la controverse relative au magma basaltique.

Dans un tel débat, il n'est pas inopportun de citer un peu longuement T. BARTH (1952) :

« The geologic record reveals that basaltic magma occupies a unique position. It has, in all ages, broken through the crust of the earth in the form of dikes of great extension, has poured out on the surface in great floods, and has insinuated itself as sills and other concordant intrusives between the beds of layered rocks. According to the best estimates no less than 98 per cent of all effusive rocks are basaltic in composition. On these grounds it is accepted by many as a primary magma » (p. 119).

« The rock series of all ocean basins are thus remarkably similar. Small differences occur, but the similarity of all these rocks occupying an area of about one half of the total surface of the earth is a conspicuous fact of great petrogenetic significance. At all times and over all these areas the parental magma was of the composition of an olivine basalt. This fact led Daly to assume a world-wide basaltic shell, a superheated glassy basaltic substratum everywhere present at a depth of some 60 km. Measurements of the elastic properties of rocks have made it highly improbable that such a shell exists. Daly now suggests the presence of numerous local reservoirs of liquid (glassy) olivine basalt » (p. 178).

« The existing magma reservoirs are insignificant and may be compared with abscesses in the skin of a human » (p. 6).

* * *

2. — Esquisse d'une théorie générale.

Le phénomène de la formation des graben, tel que je le comprends, ne peut pas être étudié isolément, en soi, dans un district restreint, mais il doit prendre place dans un cadre général qui me paraît devoir être l'étude de la tectonique radiale à l'échelle du continent africain. Qu'on ne s'attende pas à me voir réaliser ici ce programme ambitieux. Je me bornerai à jeter les grands traits des conclusions entrevues.

Les diverses théories proposées pour expliquer la formation des fossés tectoniques font intervenir généralement des forces purement internes. Mais on néglige trop souvent une cause externe permanente, la *pesanteur*. Plus haut, j'ai comparé la région de Kilo à une vaste presse hydraulique naturelle et j'ai souligné la nécessité de faire intervenir une force verticale. Précédemment j'ai exprimé l'idée que les cuvettes de subsidence, les grands fossés tectoniques et les régions découpées en échiquier comme Kilo sont des phénomènes étroitement liés.

Le processus paraît pouvoir être le suivant : la subsidence des grands bassins africains s'accompagne de la formation de failles radiales importantes et d'un refoulement latéral de matière qui provoque l'apparition de rides, de voussures, en bordure des zones déprimées et entre ces zones. Les cassures dans le fond des cuvettes apparaîtraient successivement et se poursuivraient sur des distances considérables, à l'extérieur des bassins.

Les reliefs de bordure, attaqués par l'érosion, continuent à nourrir les bassins sédimentaires et y maintiennent une surcharge. La matière en migration, poches de lave « primitive » (?) ou de sédiments fondus (?), provoque l'éclatement des bourrelets liminaires et permet l'effondrement des graben lors de la phase de détente qui suit.

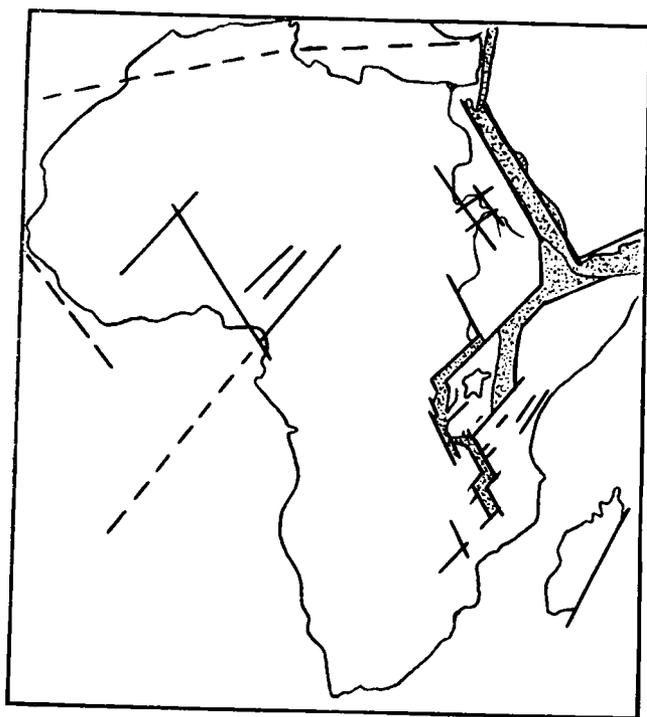


FIGURE 16. — Les cassures africaines d'après R. FURON, *Géologie de l'Afrique* (L'ayot, Paris, couverture).

La disposition en chapelet des réservoirs magmatiques expliquerait la liaison épisodique des failles et du volcanisme. De plus, toutes les laves n'atteignent pas nécessairement la surface. Le recoupement des failles rayonnant à partir de cuvettes différentes et la répétition de ces processus aboutiraient au découpage du continent en mosaïque.

La tectonique radiale n'affecte pas seulement l'Afrique, mais la majeure partie des terres de Gondwana. L'Amérique du Sud et les Indes, en particulier, en offrent de beaux exemples. Ses manifestations paraissent anciennes et remontent vraisemblablement au Précambrien et sont donc antérieures au début de la dislocation du continent austral, si on adopte la théorie de WEGENER. La théorie de SUESS sur les fractures africaines serait également insuffisante. Il faut invoquer des forces anciennes, permanentes et ubiquistes. Le mécanisme imaginé paraît satisfaire à ces conditions.

Une enquête sur le volcanisme montre que les éruptions fissurales basaltiques caractérisent les zones indurées anciennes et sont particulièrement répandues en Afrique, aux Indes et en Amérique du Sud, patries par excellence de la tectonique radiale. Ces constatations, jointes à l'uniformité de composition des laves océaniques, paraissent hautement favorables à l'hypothèse de Daly qui supposait l'existence d'une couche basaltique profonde, continue.

Les conclusions de BARTH, rappelées plus haut, modifient l'aspect du problème. Si « les réservoirs magmatiques existant sont insignifiants et peuvent être comparés à des abcès dans la peau d'un être humain », nous devons supposer que les poches de magma nécessaire proviennent de la fusion locale des roches entraînées dans le fond des bassins de subsidence. Toutefois, l'uniformité de composition des laves émises ne manque pas d'être troublante ; la roche-mère de ces laves devait présenter

une constance remarquable. Les amphibolites, les gabbros et les calcaires ferro-magnésiens peuvent donner, après fusion, un produit ayant la composition observée.

L'auteur ne se dissimule ni les lacunes de sa documentation, ni les insuffisances de son exposé. Son dessein est de présenter quelques suggestions qu'il croit nouvelles sous cette forme et surtout de montrer que l'histoire de la tectonique radiale se confond avec celle d'une partie importante de la Planète (1).

Nizi, mars 1956

Lausanne, avril 1956.

(1) Ce chapitre était déjà conçu lorsque j'ai pris connaissance de la note de BROCH (1953) où sont exposées des idées semblables à celles de cet ouvrage. On y trouvera en particulier la comparaison avec la presse hydraulique. Il me paraît intéressant de signaler que BROCH est lui aussi un géologue minier qui doit beaucoup à l'étude des sondages. Sa note de 1954 m'a beaucoup aidé. Je tiens à reconnaître ici que ses travaux ont précédé les miens. — D'autre part, les travaux en cours dans la cuvette congolaise montreraient qu'il ne s'agit pas d'un bassin de subsidence récent. On y trouve au contraire la preuve d'une érosion datant du Quaternaire et du Tertiaire, liée à un faible affaissement et à un relèvement des bords. Ces constatations confirmeraient donc qu'il faut attribuer un âge reculé aux premières manifestations de la tectonique radiale (Communication de M. LEPERSONNE).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AVERTISSEMENT.

Cet ouvrage ayant été rédigé en Afrique, dans un petit poste de brousse l'auteur ne disposait que d'une documentation restreinte. Il a cité seulement les ouvrages réellement utilisés et ceux au sujet desquels il possédait des notes prises au cours de leur lecture.

- ALIMEN, H., 1955, Préhistoire de l'Afrique (1 vol., Boubée, Paris).
- ANTHOINE, R., 1936, Observations tectoniques sur le Kibalien et le Cristallophyllien dans le Kibali-Ituri (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. LX, N° 10, pp. 411-20).
- BARTH, T. F. W., 1952, Theoretical petrology (1 vol., Wiley, New-York).
- BOUTAKOFF, N., 1933, Le coude du système des fractures du graben central africain au lac Kivu et sa ramification dans la cuvette congolaise (*Bull. Soc. Belg. Géol.*, Vol. 43, pp. 42-49).
- BROCH, B. B., 1953, An approach to the Rift Valley problem (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952, Fasc. 3, pp. 225-240).
- , 1954, A view of faulting in the Orange Free State (*The South African Mining and Engineering Journ.*, n° 3188).
- BRUYNINCKS, F., 1924, Esquisse géologique de la région de l'Aru (Haut-Uelé), Congo belge (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, Vol. III, pp. 150-207).
- BULLARD, C., 1936, Gravity measurements in East Africa (*Phil. Trans. Roy. Soc.*, London, 235 A, 445 p.).
- BUSK, H. G., 1945, On the normal faulting of the Rift Valley structures (*Geol. Mag.*, Vol. 82, pp. 37-44).
- , 1946, On the normal faulting of the Rift Valley structures (*Geol. Mag.*, Vol. 83, pp. 149-151).
- CAHEN, L., 1952, Les groupes de l'Urundi, du Kibali et de la Ruzizi au Congo oriental et nord-oriental (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 75, pp. M 1-172).
- , 1954, Géologie du Congo belge (Vaillant-Carmanne, Liège).
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J. et MORTELMANS, G., 1946, État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo belge (*Bull. Serv. Géol. C.B.R.U.*, n° 2, Léopoldville).
- CLOOS, H., 1939, Hebung — Spaltung — Vulkanismus (*Geologische Rundschau*, XXX, Zwischenheft 4A, pp. 405-527).
- COULOMB, J., 1952, La constitution physique de la Terre (1 vol., Albin Michel, Paris).

- COUSTEAU, J. Y., NESTEROFF, W. et TAZIEFF, H., 1953, Coupes transversales de la mer Rouge (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Vol. 4, pp. 75-77).
- DALY, R. A., 1940, *Strength and Structure of the Earth* (1 vol., Prentice-Hall, New-York).
- DEHALU, M., 1943, La gravimétrie et les anomalies de la pesanteur en Afrique orientale (*Inst. Roy. Col. Belge*, Sect. Sc. Tech., T. IV, 80 p.).
- DE LAPPARENT, A., 1907, *Leçons de géographie physique* (1 vol., Masson, Paris).
- DUHOUX, P. V., 1950, La pétrogenèse et la métallogenèse du domaine minier de Kilo-Moto (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, Vol. 73, pp. M 171-244).
- FONTAINAS, P., 1936, Fossés, lacs et volcans de l'Afrique orientale (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, Vol. X).
- FOURMARIER, P., 1928, Les traits directeurs de l'évolution géologique du continent africain (*Congr. Géol. Int.*, XIV^{me} Session, 1926, Madrid).
- GOGUEL, J., 1949, La structure des fossés africains et la gravimétrie (*Ann. Géoph.*, T. 5, p. 174).
- , 1952, *Traité de tectonique* (1 vol., Masson, Paris).
- GOURINARD, Y., 1953, Isostasie et déformations quaternaires dans le N.W. algérien (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Fasc. 9, pp. 21-38).
- GREGORY, J. W., 1921, *The rift valleys and geology of East Africa* (1 vol., Londres).
- HARPUM, J. R., 1954, Some Problems of Pre-Karoo Geology in Tanganyika (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Fasc. 20, pp. 209-239).
- HENRY, J., 1922, Étude géologique au Congo belge dans la contrée comprise entre Basoko-Stanleyville à l'Ouest, le lac Albert et la Semliki à l'Est (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 46, pp. C 49-319).
- HOLMES, A., 1916, Notes on the structure of the Tanganyika-Nile Rift Valley (*Geogr. Journ.*, T. 48, pp. 149-159).
- HOLMES, A. and HARWOOD, H. F., 1937, The volcanic Area of Bufumbira, Part. II (*Geol. Surv. of Uganda*, Mém. III, 1 vol.).
- HOPWOOD, A. T., et LEPERSONNE, J., 1953, Présence de formations d'âge miocène inférieur dans le fossé tectonique du lac Albert et de la Basse-Semliki (Congo belge) (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 77, pp. B 83-113).
- JOHNSON, D., 1929, Geomorphologic aspects of rift valleys (*Congr. Geol. Int.*, XV^e Session, Prétoria, pp. 354-373).
- KAISIN, jr, F., 1953, Esquisse géologique de la concession de Kilo-Moto (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, T. XVII, pp. 1-17).
- KAYSER, E., 1918, *Lehrbuch der allgemeinen Geologie* (5^e éd., Stuttgart).
- KING, L. C., 1951, *South African Scenery* (1 Vol., Oliver and Boyd, Edinburgh and London).
- KRENKEL, E., 1922, *Die Bruchzonen Ostafrikas* (1 vol., Borntraeger, Berlin).
- LEGRAYE, M., 1940, *Grands traits de la géologie et de la minéralisation*

- aurifère des régions de Kilo et de Moto (*Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, Sect. Sc. Tech., vol. II, fasc. 3, pp. 1-135).
- LEHMANN, P., 1954, Vulkanismus und Tektonik (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Fasc. 17, pp. 103-115).
- LEPERSONNE, J., 1949, Le fossé tectonique Lac Albert-Semliki-Lac Édouard (*Bull. Soc. Géol. Belg.*, vol. 62, pp. M. 1-91).
- , 1951, Trouville de fossile au mont Nongo (*Bull. Soc. Belge Géol.*, T. XL, pp. 75-77).
- , 1956, Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines (*Mém. A. R. S. C. Cl. Sc. nat. et méd. N. S. IV*, 7).
- MICHOT, P., 1932, Les nappes de charriage du précambrien dans le N.E. du Congo belge (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 56, pp. C 43-53).
- , 1933, Un massif pénéplané dans le Graben de la Semliki (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, P.R.C.B., T. LVII, pp. 181-186).
- MOUREAU, A., 1939, Sur l'origine des venues aurifères de Kilo-Moto (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 62, pp. B. 390-405).
- MUSÉE ROYAL DU CONGO BELGE, 1955, Bibliographie géologique du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Vol. I, 1818-1924.
- , 1953, *id.*, vol. II, 1925-1934.
- , 1952, *id.*, vol. III, 1935-1944.
- , 1955, *id.*, vol. IV, 1945-1954.
- PALLISTER, J. W., 1954, Erosion Levels and Laterite in Buganda Province. Uganda (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Fasc. 21, pp. 193-199).
- PICARD, L., 1954, The structural Pattern of Palestine (Israel and Jordan) (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952. Fasc. 14, pp. 301-305).
- , 1954, Disharmonic Faulting in the Jordan-Arabia Graben (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, 1952, Fasc. 21, pp. 213-214).
- SANDFORD, K. S., 1937, Observations of the Geology of Northern Central Africa (*Quart. Journ.*, V, 93, pp. 534-580).
- SLUYS, M., 1946, Les lambeaux sédimentaires apparaissant dans l'Ituri oriental et sur les plateaux encadrant le lac Albert (*Bull. Serv. Géol. C.B.R.U.*, n° 2, Léopoldville, pp. 105-112).
- SOROTCHINSKY, C., 1934, Étude pétrographique de l'édifice volcanique du Kahusi et du Biega (Kivu) (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, T. IX, fasc. 6, 98 p. 8 fig., 6 pl.).
- 1953, Les roches des gisements aurifères de Kilo-Moto (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, T. XVII, pp. 19-232).
- STEENSTRA, B., 1954, Geology and Petrography of the Kilo Region (N.E. Belgian Congo) (1 vol., 's-Gravenhague).
- SUCESS, Ed., 1913, La face de la terre, Tome III, 3^e partie. (Traduction de MARGERIE, Armand Colin, Paris).
- TAZIEFF, H., 1951, L'éruption du volcan Gituro (*Serv. Géol. C.B.R.U.*, Mém. n° 1).
- , 1953, Profils en travers du centre de la mer Rouge. — Contribution

- à la connaissance des grands effondrements (*Congr. Géol. Int.*, XIX^e Session, Alger, Fasc. 4, p. 150).
- VEATCH, A. C., 1935, Evolution of the Congo Basin (*Geol. Soc. Amer.*, Memoir 3).
- WAYLAND, E. J., 1921, Some account on the geology of the Lake Albert rift valley (*Geogr. Journ.*, pp. 344-359).
- , 1929, Rift Valleys and lake Victoria (*XV^e Congr. Géol. Int.*, Vol. II, pp. 323-353).
- , 1930, The African Bulge (*Geogr. Journ.*, London, V, 75, pp. 381-383).
- , 1934, Rifts, rivers, rains and early man in Uganda (*Journ. Roy. Anthropol. Soc.*, 44, pp. 333-352).
- WILLIS, B., 1928, Dead Sea problem: rift or ramp valley (*Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 34, p. 490).
- , 1936, East african plateaus and rift valleys (1 vol., Washington).
- WOODTLI, R., 1954 a, Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région orientale des mines de Kilo (Congo belge) (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, T. XIX, pp. 1-142).
- , 1954 b, Introduction à la photogéologie (*Bull. Agr. Congo belge*, Vol. XLV, n^o 6, pp. 1429-1472).
- , 1955 a, Découverte d'une roche à olivine dans la région de Kilo (N.E. du Congo belge) (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 78, pp. 135-138).
- , 1955 b, Une hypothèse sur l'origine des itabirites (note préliminaire). (C. R. sommaire *Soc. Géol. Fr.*, n^o 4, pp. 52-54).
- , 1955 c, Épigénie partielle de la dolérite par la zoïsité (*Bull. S. Min. Pétr.*, T. 35, pp. 151-154).

TABLE DES ILLUSTRATIONS

1. Esquisse géologique des Mines de Kilo	10
2. Légende générale des figures 3 à 14	23
3. Carte géologique du district de Mongbwalu	24
4. Le graben de Nzebi	25
5. Coupes dans la région Creek-Isuru	26
6. Carte géologique de la région de Talolo.....	40
7. Coupes géologiques en travers du graben de Talolo	41
8. Carte géologique de la crête entre Bunia et le lac Albert	48
9. Coupes géologiques dans la région de Senzere	60
10. Coupe géologique en travers de la vallée de la Basse-Mong- bwalu et de l'Abombi, entre le mont Maranga et le mont Nongo	62
11. Coupe géologique en travers de la vallée de l'Andissa, entre le Masisi et le Songeri	65
12. Coupes géologiques en travers de la vallée de la Pokwo	67
13. Coupes géologiques dans les itabirites	75
14. Itabirites, dykes et failles à l'est d'Alosi	76
15. Schéma général du fossé tectonique centre-africain d'après L. CAHEN	97
16. Les cassures africaines, d'après R. FURON	110

PLANCHE I (*in fine*).

Photo 1. Le fossé albertin, vu de Bogoro.

Photo 2. Dykes doléritiques dans le granite près de Bogoro.

PLANCHE II (*in fine*).

Photo 3. La vallée de la Talolo et la chaîne du mont Ami,
vus des flancs du mont Nyossa.

Photo 4. La vallée de la Mongbwalu, vue de Pluto.

TABLE DES MATIÈRES

Préface	5
Avant-propos	7
CHAPITRE I. — <i>La région de Kilo</i>	11
1. Géographie physique	11
2. Vue simplifiée sur la géologie de Kilo	14
3. Morphologie	19
CHAPITRE II. — <i>La tectonique ancienne</i>	22
1. La « shear-zone » d'Isuru-Creek-Nzebi-Kanga	24
2. Les écailles tectoniques de Nzebi	28
3. La structure ancienne à Senzere	31
4. Le Kibalien schistoïde de Kilo appartient-il à une nappe de recouvrement ?	35
CHAPITRE III. — <i>La tectonique radiale</i>	38
1. L'îlot kibalien de Talolo	39
2. La région de Bogoro	47
3. La plaine de Bunia	53
4. La région de Mongbwalu	58
5. Les failles radiales de Vieux-Kilo	64
6. Fossés anciens : les vallées de l'Andissa, de la Pokwo et de l'Ituri	65
7. Conclusions du Chapitre III	69
CHAPITRE IV. — <i>Le rôle des itabirites</i>	71
CHAPITRE V. — <i>L'âge des dolérites</i>	78
1. Opinions diverses	78
2. Rapports des intrusions avec les formations sédimen- taires anciennes	81

3. Rapports des intrusions avec les formations sédimentaires du lac Albert	86
4. Rapports des intrusions avec la morphologie	90
5. Conclusions du Chapitre V	94
CHAPITRE VI. — <i>L'âge des failles</i>	96
1. Situation du complexe faillé de Kilo dans le cadre du fossé central-africain	96
2. Age des failles	99
CHAPITRE VII. — <i>Essai sur la formation des graben</i>	101
1. Le mécanisme de la tectonique radiale à Kilo	101
2. Esquisse d'une théorie générale	109
Bibliographie sommaire	113
Table des illustrations	117
Planches	<i>in fine</i>



PHOTO 1. — Le fossé albertin, vu de Bogoro.

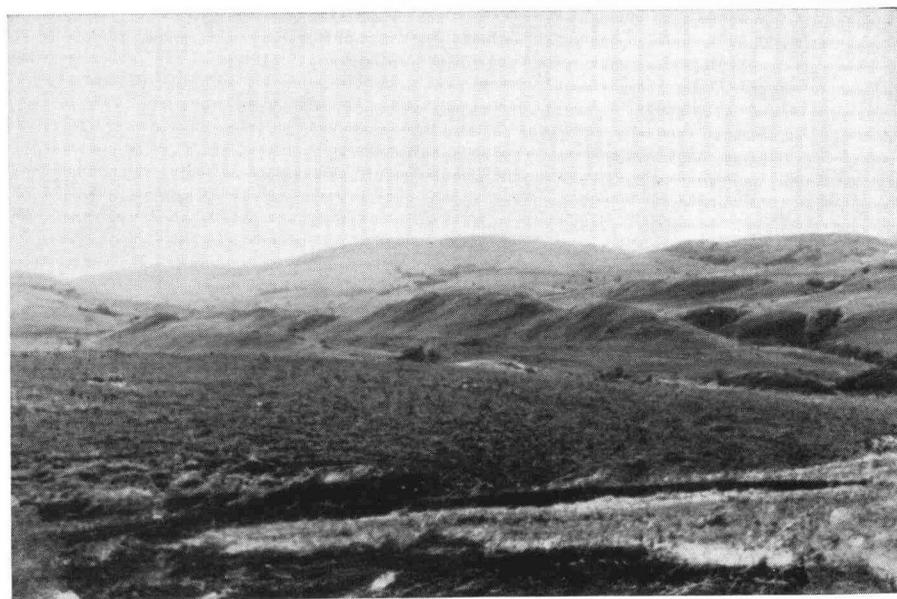


PHOTO 2. — Dykes doléritiques dans le granite, près de Bogoro (Photo de E. NÖTZLI).



PHOTO 3. — La vallée de la Talolo et la chaîne du mont Ami, vues des flancs du mont Nyossa.

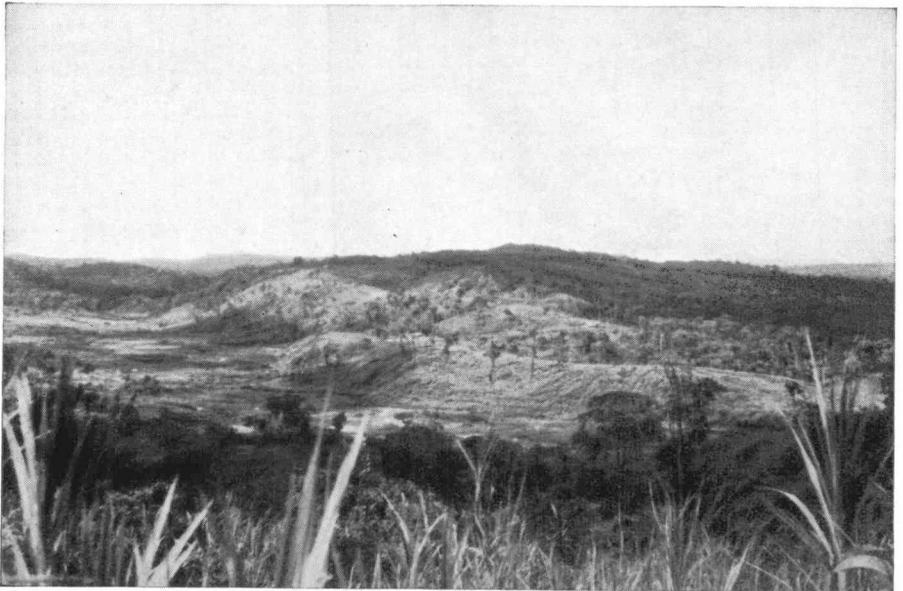


PHOTO 4. — La vallée de la Mongwalu, vue de Pluto.

