

Morphologie, volcanisme et sédimentation dans le rift du Sud-Kivu

ILUNGA Lutumba

Résumé

La morphologie du rift du Sud-Kivu est une morphologie en escalier de failles constitué par une succession soit de blocs faillés soit de horsts et grabens progressivement dénivelés de l'extérieur vers l'intérieur du rift.

Le volcanisme est essentiellement de type alcalin et comprend tous les termes classiques tels que ankaratrites, basanites, hawaïtes, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites. Des tholéites y ont été également signalés.

Plus de 500 et 3 000 m de sédiments sont connus respectivement dans la partie septentrionale profonde du lac Kivu et dans le lac Tanganyika, suggérant des âges respectifs pliocène et miocène inférieur (20 MA.). Ces deux lacs auraient fonctionné comme des lacs fermés jusqu'il n'y a pas longtemps. Le premier débordement important du lac Kivu daterait de 9 500 ans B.P. et celui plus récent du Tanganyika serait historique et daterait de 1878. Plus de 1 500 m de sédiments sont signalés dans la plaine de la Ruzizi.

Abstract

The South-Kivu Rift morphology is a fault step one made by a succession of either fault blocks or horsts and grabens progressively delevelled from the exterior to the interior of the Rift.

The volcanism is essentially of alkalic type and comprises all classic terms such as ankaratrites, basanites, hawaiites, mugearites, benmoreites, trachytes and phonolites. Tholeites have been mentioned as well.

More than 500 and 3,000 m of sediments are known respectively in the northern deep part of Lake Kivu and in Lake Tanganyika, suggesting respective pliocene and lower miocene (20 M.A.) ages. Both lakes were probably closed till recently. The first important outflow of Lake Kivu is dated 9,500 BP and the Tanganyika more recent one would be of historical age and probably from 1878. More than 1,500 m of sediments are known in the Ruzizi plain.

L INTRODUCTION

Le Sud-Kivu est l'une des onze régions administratives (provinces) de la République du Zaïre. Il se situe à l'est où il fait frontière commune avec le Rwanda, le Burundi et la Tanzanie. Sa partie extrême orientale appartient au rift centrafricain. Ce dernier présente deux directions structurales : la direction albertienne NE-SW au nord et la direction tanganyikienne NW-SE au sud, les deux directions se croisant à une trentaine de kilomètres au N.-W. de Bukavu (Fig. 1).

Le présent article qui a trait à la géologie des terrains superficiels est une synthèse des travaux sur les hautes

terres du rift du Sud-Kivu. Ces dernières se situent au nord du lac Tanganyika et s'étendent vers le nord jusqu'à Kalehe. Leur morphologie d'ensemble est faite de hauts plateaux étagés entre 773 m d'altitude (lac Tanganyika) et la crête bordière occidentale du rift dont le plus haut sommet culmine à 3 360 m (mont Kahuzi). Nous y avons différencié trois régions (Fig. 2) :

- la région septentrionale s'étendant de Kalehe à Cibinda;
- la région médiane allant de Bukavu à Nyangezi;

et la région méridionale correspondant à la plaine de la Ruzizi.

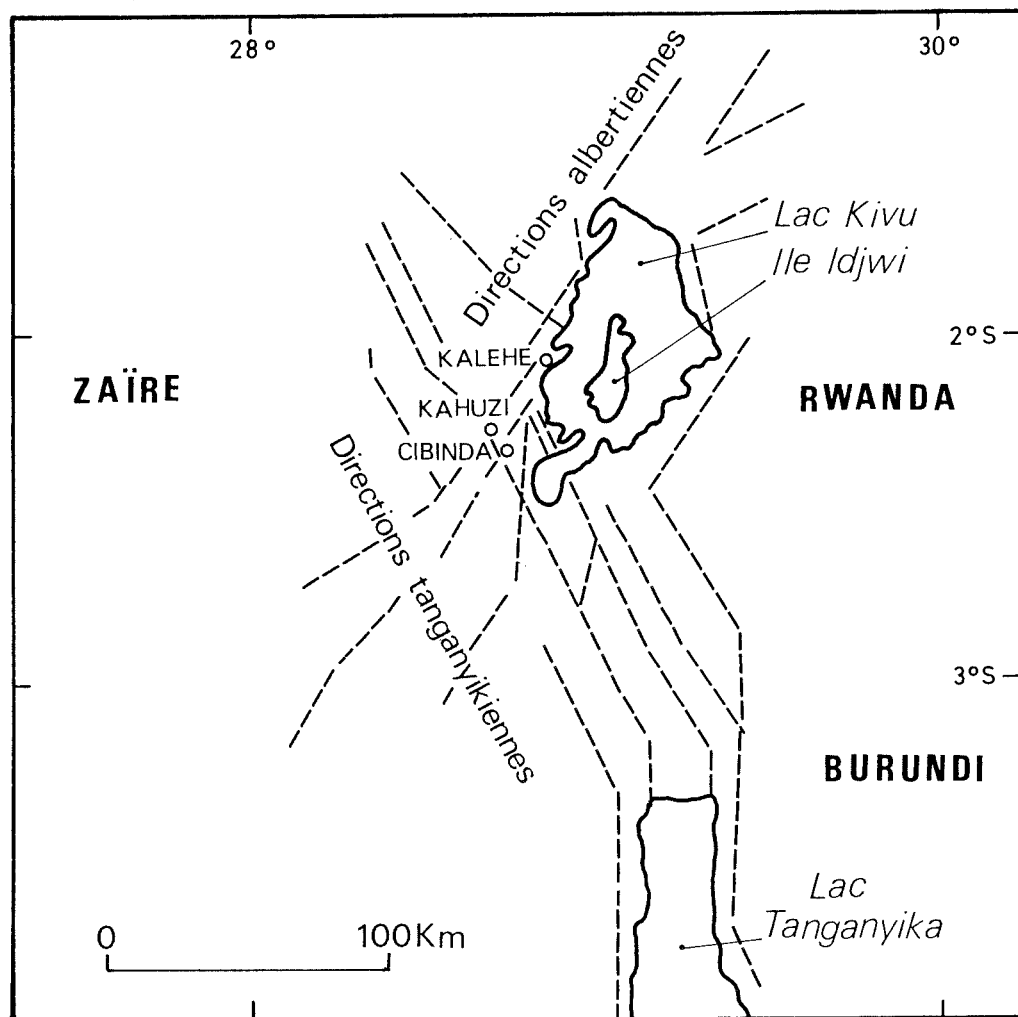


Figure 1 : Esquisse des systèmes de fractures du Sud-Kivu, d'après BOUTAKOFF (1939) simplifiée.

II. LE SOUBASSEMENT PRECAMBRIEN

Le soubassement du Sud-Kivu est fait de roches précambriennes du Burundien. Il s'agit d'épaisses formations sédimentaires (8 000 à 10 000 m) essentiellement pélitiques et arénacées avec des intrusions magmatiques acides (granites calco- alcalins) et basiques (dolérites, microgabros et gabbros). La tectonique les a transformées en un système d'anticlinaux et synclinaux que la morphogenèse a façonnés en paysage de type appalachien. Ces formations qui reposent de façon discordante sur l'Archéen ont été métamorphosées à des degrés divers, plus intensément à leur base qu'à leur sommet.

Au Burundi, RADULESCU (1981) subdivise ces formations en trois séries : série supérieure (Bs), série moyenne (Bm) et série inférieure (Bi), elles-mêmes subdivisées en sous-séries auxquelles on a affecté les lettres o, a, b et c en allant des plus vieilles aux plus jeunes. Leur description sommaire est donnée par ILUNGA et LACROIX (1988) de la manière suivante :

- Séries supérieure (Bs) et moyenne (Bm) : schistes, quartzites et quartzophyllades;

- Série inférieure (Bi) comprenant :

- . Bi (c-a) : schistes localement arénacés, phyllades, quartzophyllades, quartzites, avec des intercalations de metabasites et de métavolcanites acides; niveaux conglomératiques à la partie inférieure ;
- . Bo : orthoquartzites par endroits bréchiqes, quartzites micacés cataclastiques et mylonites;
- . Rb : micaschistes et paragneiss à grenat et localement à staurotide, micaschistes à disthène, schistes graphiteux à muscovite, métaquartzites, amphiboloschistes, calcaires dolomitiques; rétomorphoses et mylonitisations prononcées.
- . Ra : gneiss granitiques, granitoïdes, gneiss à amphiboles, migmatites, mylonites.

Les séries Ra et Rb qui constituaient autrefois le Ruzien (R) sont actuellement considérées comme la base du Burundien (LAVREAU, 1985).

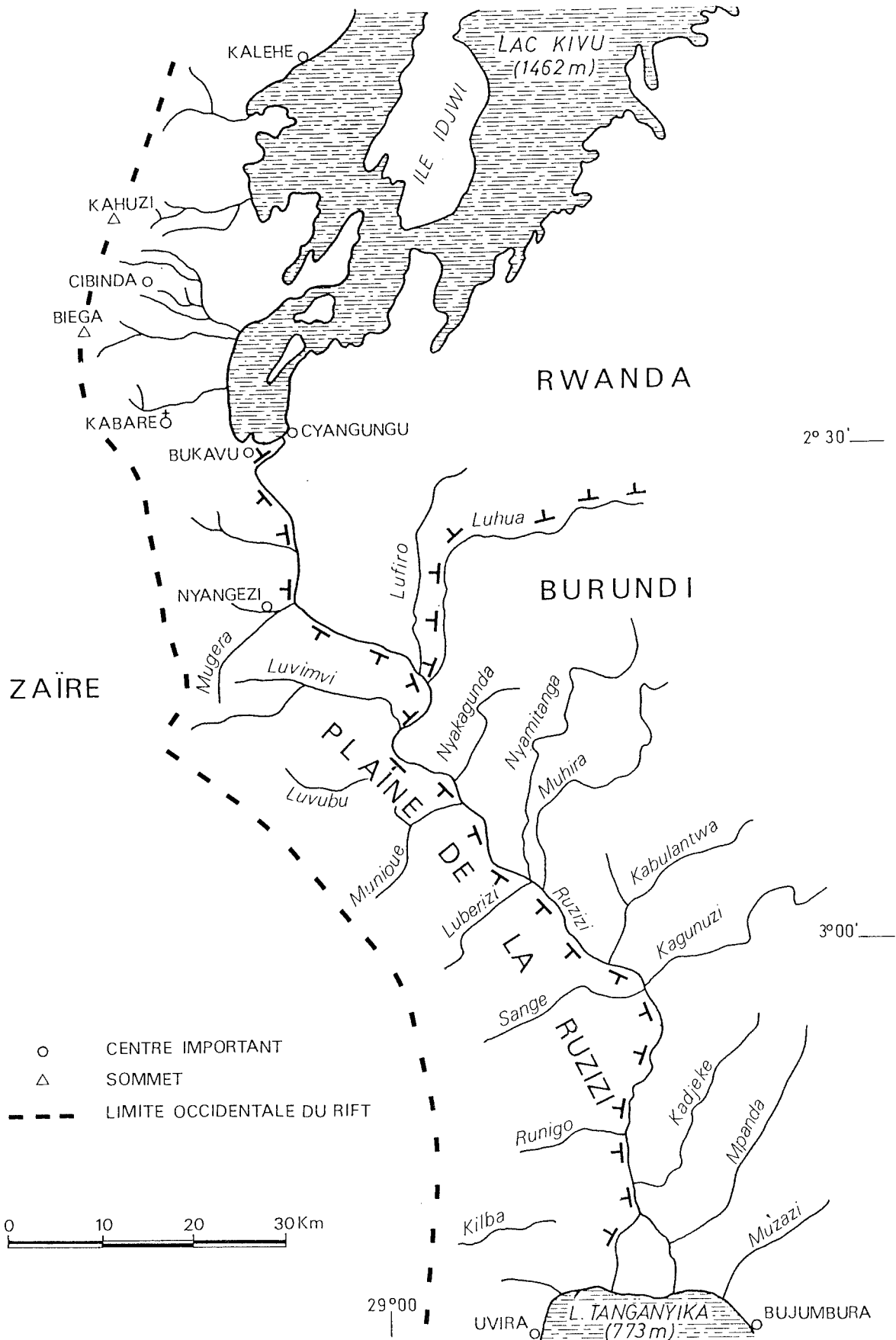


Figure 2. Localisation de la région d'étude (rift du Sud-Kivu).

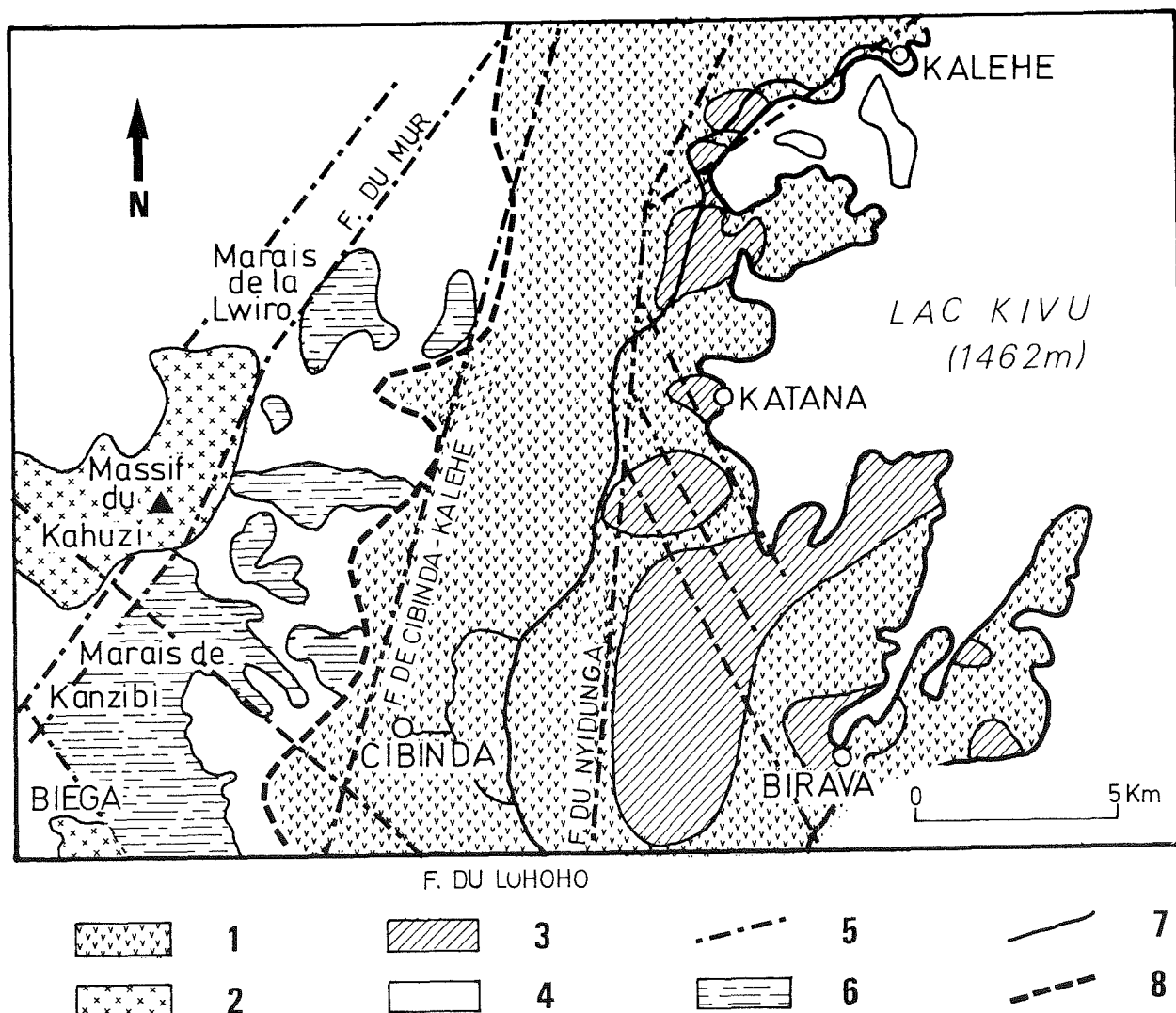


Figure 3 : Carte géologique de la région septentrionale d'après GUIBERT (1977) modifiée.

1. Couverture basaltique ; 2. Massif du Kahuzi-Biega ; 3. Pointements précambriens dans la couverture basaltique ; 4. Socle précambrien ; 5. Faille ; 6. Marais ; 7. Route ; 8. Limite occidentale des épanchements volcaniques.

III. LA REGION SEPTENTRIONALE

A. Morphologie (Fig. 3)

La région septentrionale appartient aux directions structurales albertiennes dont elle représente la partie la plus méridionale. Elle est en effet limitée au sud par la faille de Luhoho de direction NW-SE qui constitue la charnière entre les deux directions albertienne et tanganyikienne.

Comme dans l'ensemble des hautes terres du rift centrafricain, la morphologie de la région septentrionale est une morphologie en escalier de failles. La description de GUIBERT (1977) laisse ressortir une succession étagée de horsts et grabens de direction albertienne qui sont du haut vers le bas et de l'ouest vers l'est (Fig. 4) :

- le horst de Kahuzi culminant à 3 360 m ;
- le mini graben de Kanzibi, une fosse marécageuse étroite suspendue longeant le pied oriental du Kahuzi-Biega. Certains des marais sont drainés vers l'ouest et le bassin du Zaïre (marais de Kanzibi) tandis que d'autres le sont vers l'est et le bassin du lac Kivu (marais de Lwiro) ;
- le horst de Bukulumisa qui forme un haut plateau culminant aux environs de 2 400 m. Les nombreuses failles qui le découpent y ont engendré de hauts et bas fonds. Ces derniers expliquent le grand nombre de marais qu'on y rencontre également. Plusieurs édifices volcaniques y sont observables dont trois ont été datés respectivement de 1,6 - 1,7 et 1,9 M.A. (BELLON et POUCKET, 1980) ;

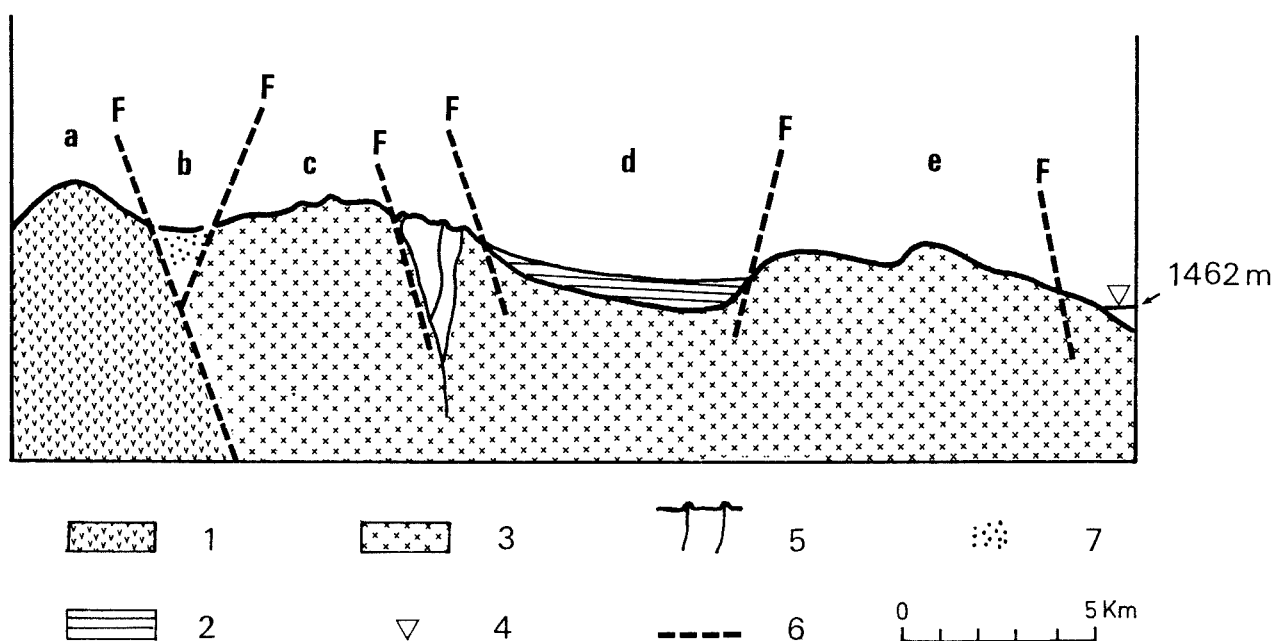


Figure 4 : Coupe géologique simplifiée de la région septentrionale d'après GUIBERT (1977).

1. Quartz porphyre; 2. Épanchements basaltiques tertiaires et quaternaires; 3. Précambrien; 4. Lac Kivu; 5. Edifices et épanchements volcaniques; 6. Faille; 7. Remplissage de marais.

a. Horst du Kahuzi; b. Graben de Kanzibi (marais); c. Horst de Bukulumisa; d. Graben de Karumu-Katana; e. Horst de Birawa-Kalehe.

- le graben de Kavumu-Katana, presque en totalité recouvert de nappes basaltiques que percent de temps en temps des mamelons de basaltes anciens et des pointements précambriens;

- et enfin le horst de Birava-Kalehe que découpent un jeu de failles de direction NW-SE.

B. Volcanisme

1. Le volcanisme de Cibinda-Kalehe

En dehors du soubassement précambrien, la géologie de la région septentrionale présente deux types de volcanisme : le volcanisme de Cibinda-Kalehe à l'est et celui de Kahuzi-Biega à l'ouest (Fig. 3).

Le volcanisme de Cibinda-Kalehe constitue la dernière manifestation (Pléistocène inférieur) du volcanisme du Sud-Kivu (MEYER, 1954) dont les premiers épanchements sont considérés comme représentant les émissions fissurales produites durant les phases de dislocation du socle lors de l'intumescence thermique du manteau. Il constitue la phase IV de Meyer et a été découvert pour la première fois par MEYER et BURETTE (1957) près de Cibinda, sur le flanc du mont Bukulumisa. Plus tard, BAVUKAHE (1975), GUIBERT (1977) et KAMPUNZU *et al.* (1979) ont élargi sa connaissance. Pour ces derniers, au total une quarantaine de cônes volcaniques ont été identifiés. Ils sont édifiés sur quatre failles (F1, F2, F3 et F4) subparallèles de direction générale NNE-SSW, les-

quelles sont numérotées de 1 à 4 en allant de l'ouest vers l'est, soit de l'extérieur vers l'intérieur du rift. De façon générale, la taille et la complexité de ces cônes décroissent de l'ouest vers l'est. Les cônes les plus occidentaux (F1) sont égueulés vers l'ouest tandis que les autres le sont vers l'est, ce qui suggère que le rift commençait à s'individualiser à l'époque de ces dernières éruptions qui seraient donc plus récentes que les laves issues de F2.

Parallèlement à cet aspect chronologique, on constate une évolution minéralogique et chimique de l'extérieur vers l'intérieur du rift. Sur le terrain, deux domaines ont été définis :

- un domaine ouest où les laves émises contiennent 8 à 10 % de néphéline normative;

- un domaine oriental où la sous-saturation est marquée par seulement 3 % (en moyenne) de néphéline.

Ainsi, les ankaratrites issues de F1 pourraient représenter :

- soit le terme initial de la série évolutive (magma parent) ;

- soit des produits décantés dans une chambre magmatique et dont les niveaux les plus élevés expliqueraient les variations lithologiques observées sur le terrain.

2. Le volcanisme de Kahuzi-Biega

Séparés d'une quinzaine de kilomètres l'un de l'autre, les massifs de Kahuzi et de Biega (Fig. 3) se situent à l'angle du système des fractures du graben centrafricain. Du point de vue géologique, BIAYI (1981) écrit que la chaîne de Kahuzi-Biega peut être considérée comme un îlot relativement ancien entouré en partie par un plateau basaltique d'âge néogène et quaternaire.

Elle est constituée de roches microgrenues acides, de composition surtout rhyolitique, parfois trachytique, et dont l'origine serait subvolcanique et non effusive. Cette description rejoint celle de plusieurs autres auteurs qui distinguent en plus de roches métamorphiques, des granitoïdes, des vulcanites acides et des vulcanites basiques (SOROTCHINSKY, 1934; BOUTAKOFF, 1939; ANTUN, 1964 et 1965; GUIBERT, 1977). De même, l'étude cartographique et structurale de KAMPUNZU *et al.* (1979) a permis à ces auteurs de mettre en évidence un complexe annulaire pluto-volcanique attesté par la structure en chaudron des vulcanites (de plus en plus redressées vers les failles bordières), l'allure emboîtée des différentes intrusions de granitoïdes et leur caractère hypo-volcanique, la présence de filons radiaires et de complexes annulaires à l'extérieur de la structure. Du point de vue chronologique, SOROTCHINSKY, BOUTAKOFF et ANTUN pensent que les granitoïdes appartiennent au socle. Quant aux vulcanites basiques, elles seraient tertiaires et à relier au rifting. En ce qui concerne les laves acides, les deux premiers auteurs les placent dans les manifestations éruptives quaternaires les plus récentes (rhyolites siliceuses à magnétites = kahusites), tandis qu'ANTUN les rattache plutôt au socle, sur base d'arguments structuraux. LEDENT et CAHEN (1965) leur attribuent un âge cambrien ou infracambrien.

D'après KAMPUNZU *et al.* (1979), le complexe annulaire pluto-volcanique serait postérieur aux métamorphites précambriennes et les granitoïdes postérieurs aux vulcanites. Ainsi, les vulcanites acides ne peuvent plus être rattachées au socle d'après les arguments structuraux. Les vulcanites basiques ne sont pas antérieures aux rhyolites mais plutôt postérieures. Par conséquent, le complexe pluto-volcanique acide du Kahuzi semble, d'après ces derniers auteurs, relativement récent et correspondrait aux premières manifestations magmatiques liées à une distension crustale. Ce dernier point de vue est rejoint par BELLON et POUCKET (1980). En effet, ces derniers auteurs ont daté (roche totale) de 134 et 55 M.A. deux échantillons du complexe plutonique de Kahuzi. Il s'agit respectivement d'un granite à riébéckite et d'un quartz-porphyre. Le granite se serait mis en place au cœur du complexe intrusif. Quant au quartz-porphyre, il s'agirait d'une lame intrusive de type sub-volcanique associée à un complexe granitique alcalin. En outre, ces deux auteurs font noter

1° que les âges de 134 et 55 M.A. sont comparables à ceux des massifs alcalins à melteigites, syénites néphéli-

niques et carbonatites dits "pré-rift" du rift oriental qui ont de 114 à 56 M.A. (BAGDASARYAN *et al.*, 1973);

2° que dans la même région du rift oriental, BLACK *et al.* (1972) ont attribué un granite alcalin âgé de 23 M.A. à un magmatisme sub-crustal ou crustal précédant la phase tectonique majeure.

Enfin, les dernières datations de VELLUTINI *et al.* (1981) viennent à nouveau confirmer l'âge cambrien déjà avancé par LEDENT et CAHEN (1965). En effet, les huit datations de ces auteurs ont toutes donné des âges compris entre 555 ± 13 et 442 ± 11 M.A. Ces âges ont conduit ces auteurs aux conclusions ci-après :

1° Les roches alcalines de Kahuzi-Biega sont postérieures aux orogènes précambriens dont le dernier dans la région est assimilé au Katanguien du Shaba;

2° Ces complexes de Kahuzi-Biega ne peuvent pas être rattachés au rift est-africain et ne représentent évidemment pas les premières manifestations de la distension récente.

Ces magmas pourraient représenter des liquides nés dans la phase de relaxation post-panafricaine. Toutefois, l'alignement sur le rift de ces deux complexes du Kahuzi et du Biega ainsi que celui de Lueshe (Nord-Kivu) d'âge comparable, semblent montrer que le rift était en quelque sorte "préfiguré" dès le Cambrien, au moins dans cette région.

IV. LA REGION MEDIANE

La région médiane (Fig. 2) se situe au sud du lac Kivu (1 462 m). Elle s'étend de Bukavu à Nyangezi et comprend deux secteurs morphologiquement différents :

- le secteur de Bukavu au nord se limitant à la ville de Bukavu et plus particulièrement aux zones administratives (communes) de Kadutu et d'Ibanda;
- et le secteur de Nyangezi plus au sud.

A. Morphologie du secteur de Bukavu

La morphologie de Bukavu est, comme dans le cas de la région septentrionale, une morphologie en escalier de failles. Elle est mieux développée sur le versant occidental de la rivière Kahwa qui correspond à la zone de Kadutu. De fortes dénivellations sont observables sur de courtes distances déterminant ainsi de fortes pentes. Par exemple, entre le mont Mbogwe (2 194 m) et le lac Kivu (1 462 m), il existe une dénivellation de 732 m pour une distance de moins de 5 km.

Si la zone d'Ibanda se présente sous forme d'un plateau disséqué, par contre l'étude des photos aériennes (IGCB 55/97/43-44 et 55/97/57-58) et une simple obser-

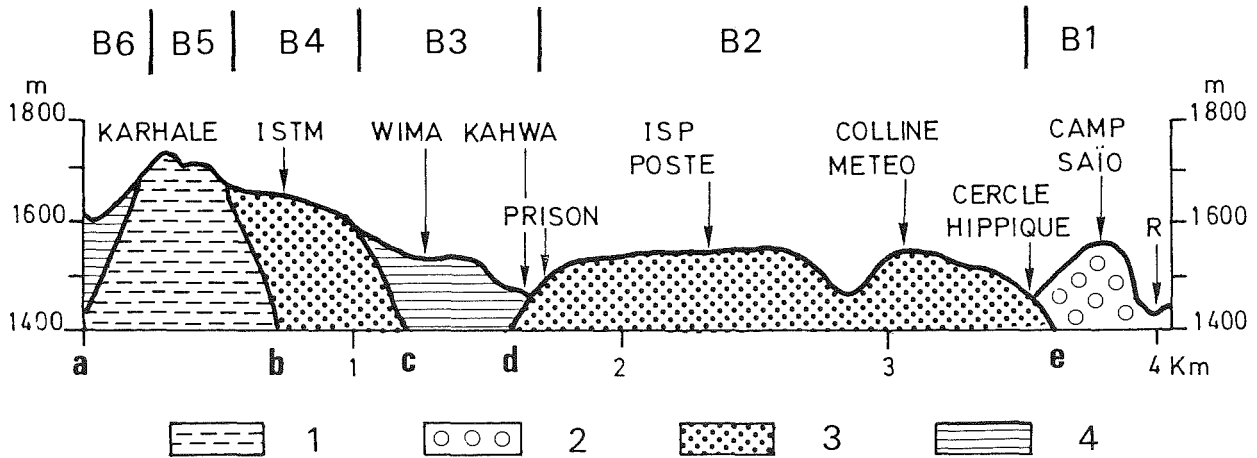


Figure 5 : Coupe géologique de Bukavu (région médiane), d'après ILUNGA (1989).

1. Benmoréite avec niveau volcano-sédimentaire; 2. Hawaïtes et mugéarites; 3. Basanites et basaltes à olivine; 4. Basaltes supérieurs.

a. Faille de Karhale; b. Faille de Cimpunda; c. Faille de Funu; d. Faille de Kahwa; e. Faille de Mukukwe (cercle hippique); R : Ruzizi.

vation du terrain montrent que la zone de Kadutu est faite d'une série de blocs juxtaposés séparés par des parois à pentes raides, suggérant des escarpements de faille originels. Trois grandes failles courbes normales de direction NE-SW y sont visibles. Il s'agit, de l'est vers l'ouest, de la faille de la Kahwa, de la faille de Funu et de la faille de Cimpunda. Une coupe qu'ILUNGA (1989) a établie et qui va de Karhale à la centrale hydroélectrique de la Ruzizi laisse voir, de l'est vers l'ouest, une morphologie en escalier de failles (N-S) faite des six blocs que voici (Fig. 5) :

- le bloc du camp Saio constitué de hawaïtes et de mugéarites ;
- le bloc de l'Institut supérieur pédagogique (I.S.P.) fait de basanites et de basaltes à olivine;
- le bloc de Nyamugo-Wima couvert de basaltes supérieurs;
- le bloc de l'Institut supérieur de Techniques médicales (I.S.T.M.) constitué de basanites et de basaltes à olivine;
- le bloc de Karhale fait de benmoréites suivies d'un niveau volcano-sédimentaire;
- et enfin, le bloc peu individualisé de Wesha couvert de basaltes supérieurs.

L'analyse lithologique de tous ces blocs montre que les blocs dénivelés ne sont pas de même nature, ce qui implique que le volcanisme de Bukavu est un volcanisme de remplissage progressif d'une morphologie de tectonique de blocs qui a affecté les roches volcaniques préexistantes. Il s'agirait donc d'un volcanisme emboîté dont l'histoire se présenterait comme suit :

- première phase volcanique à roches volcano-détritiques et à benmoréites;
- tectonique de blocs mettant en place une dépression à

l'est de Karhale ;

- deuxième phase volcanique à basanites et à basaltes à olivine remplissant cette dépression qui constitue le niveau primitif I.S.T.M.-I.S.P.;

- tectonique de blocs faillant la zone orientale du bloc de l'I.S.P.;

- troisième phase volcanique mettant en place les hawaïtes et les mugéarites du bloc du camp Saio;

- tectonique de blocs faillant aussi bien le bloc primitif I.S.T.M.-I.S.P., fait de basanites et de basaltes à olivine, que la partie occidentale de Karhale;

- quatrième phase volcanique à basaltes supérieurs envahissant les nouvelles dépressions tectoniques formant ainsi les blocs Wima et Wesha. Notons que les deux dernières phases pourraient bien être simultanées ou inversées.

Cette façon de voir la succession du volcanisme à Bukavu, basée essentiellement sur une analyse géomorphologique, ne semble pas correspondre au "log" général établi par KANIKA *et al.* (1981) et qui se présente ainsi : ankaratrites — basanites et basaltes à olivine — hawaïtes — mugéarites — benmoréites — trachytes phonolitiques et phonolites — tholéites à olivine.

Quoi qu'il en soit, la coupe géologique de Bukavu révèle l'existence d'une structure faillée faite de six blocs mobiles susceptibles de bouger et d'entretenir ainsi une instabilité de terrain. Il s'agit là d'une instabilité tectonique profonde à laquelle s'ajoute une instabilité superficielle liée aux mouvements de masse et à l'érosion accélérée, phénomènes dans lesquels l'homme est fortement impliqué.

Tel est le cas notamment de la zone de Kadutu, un immense bidonville dont la population est passée de 28 170

habitants en 1959 à 66 023 habitants en 1970 (SAINT-MOULIN, 1976), date à laquelle une nette recrudescence des processus géomorphologiques a été observée dans cette partie de la ville. Si la densité de 65 habitants à l'hectare en 1970 est déjà significative, elle n'est rien par rapport à la densité réelle qui est de 350 habitants à l'hectare, calculée en tenant compte de la partie du terrain réellement habitée qui est de 1,89 km² contre 10,10 km² pour toute la zone (ILUNGA, 1990).

Comme on peut s'y attendre, la conséquence directe d'une telle occupation, d'ailleurs anarchique (habitations et champs), sur une nature déjà sévère par elle-même (fortes pentes et imperméabilité des argiles), est à la base de l'accroissement du ruissellement (ILUNGA, 1977, 1978 et 1990) jusqu'au stade de *gully erosion*. Les eaux sauvages ainsi concentrées provoquent de terribles ravissements qu'il est très difficile de contrôler et qui finissent par emporter sur leur passage maisons, routes et canalisations.

A Kadatu, cette situation est fortement amplifiée par deux autres phénomènes importants :

- la mobilité des loupes de glissement sur lesquelles est justement bâtie une bonne partie de la zone et qui se manifeste notamment par l'inclinaison des cases et des arbres, la fissuration des maisons en dur et la rupture des canalisations.
- l'inféoflux qui nous semble être responsable de beaucoup de dégâts dont l'affaissement des maisons et des routes ainsi que de la rupture des canalisations.

B. Morphologie du secteur de Nyangezi

Le secteur de Nyangezi fait partie du bassin de la Mugerera, l'un des affluents de droite de la Ruzizi dont la confluence se situe à une vingtaine de kilomètres au sud de Bukavu (Fig. 2). Il correspond au seuil existant entre les fossés des lacs Kivu et Tanganyika. D'après CHOROWICZ et NA BANTU MUKONKI (1980), ce seuil est très particulier : les failles récentes y sont inverses et le secteur soumis non à une extension mais à une compression horizontale. Ces auteurs l'interprètent comme étant une zone transformante légèrement compressive, reliant le fossé du lac Kivu au nord à celui du lac Tanganyika au sud. Elle semble réutiliser des accidents précambriens, orientés de telle manière que leur fonctionnement fait obstacle à l'écartement des plaques.

Sur le plan géomorphologique, GRZYBOWSKI *et al.* (1986) y ont distingué trois types de relief :

- le relief de montagnes formées de roches précambriennes;
- le relief de montagnes formées de basaltes cénozoïques;
- le relief de cuvette de la Mugerera.

Le relief de montagnes des roches précambriennes est un relief de type appalachien présentant, suivant le pendage, des crêtes et hogbacks en roches quartzitiques. Les vallées sont encaissées de préférence dans les schistes et grès du

Burundien.

Le relief de montagnes des basaltes cénozoïques se caractérise par contre par des croupes arrondies, convexes, plus ou moins disséquées par des vallées fluviales où des tronçons étroits (verrous) alternent avec des élargissements souvent marécageux (alvéoles).

Quant à la cuvette de la Mugerera, elle constitue une dépression large de 2-3 km et longue de 8 km, allongée dans la direction SW-NE. Son fond s'abaisse de 1 580 m vers l'amont de la confluence Mugerera-Cihanda, la pente hydraulique est de l'ordre de 0,32 %. Trois niveaux de terrasses emboîtées y ont été observés (GRZYBOWSKI *et al.*, 1986).

C. Géologie de la région médiane

Comme dans le cas de la région septentrionale, la région médiane est constituée d'un soubassement précambrien que recouvrent les épanchements volcaniques cénozoïques. Ces derniers représentent un volcanisme fluidal qui a occasionné un empilement sur 300 m environ de plusieurs couches basaltiques, parfois trachytiques, appartenant à la phase II de MEYER (1953).

L'étude géochimique de Gastelier (DENAËYER, 1972) sur trois échantillons a démontré qu'il s'agit de basaltes alcalins. Ce volcanisme alcalin a été par la suite confirmé par KANIKA *et al.* (1981) qui en ont décrit, outre le volcanisme tholéitique, tous les termes classiques tels que ankaramites, basanites, hawaïtes, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites.

En ce qui concerne leur âge, la datation par BELLON et POUCKET (1980) d'une de ces coulées basaltiques a donné un âge d'environ 7 M.A. (roche totale) contre les 49 M.A. d'un basalte sub-alcalin du Sud-Idjwi. Cet âge, plus vieux que celui (pléistocène moyen) envisagé par MEYER, expliquerait l'argilisation plus poussée de ces coulées basaltiques qui, dans le secteur de Bukavu, se caractérisent par leurs nombreuses interstratifications de lits argileux rouges. LONDA *et al.* (1989) définissent ces derniers comme des couches argileuses rouges, épaisses de 10 à 40 cm en moyenne, de pendage apparent généralement compris entre 0° et 10°, de forme sub-rectiligne et/ou boursouflée discontinue, présentant un contact supérieur net et inférieur diffus avec les roches adjacentes. Ils représentent probablement des paléosols volcaniques cuits lors des épanchements volcaniques ultérieurs et s'accompagnent souvent de sources d'eau. C'est le cas notamment au pied de certains amphithéâtres de glissement qui leur seraient consécutifs (ILUNGA, 1977).

Pour ce qui est de l'altération, de nombreux profils sont incomplets. En effet, la région de Bukavu ayant été couverte par plusieurs coulées basaltiques souvent séparées par des phases d'altération, les profils ne présentent pas d'évolution verticale complète. Les discontinuités apparaissent çà et là, délimitant des séquences indépendantes d'altération. Aussi passe-t-on souvent des zones moins

altérées vers le haut à des zones plus altérées vers le bas, ce qui correspond, en fait, au passage de la base moins altérée d'une coulée supérieure au sommet plus altéré d'une coulée inférieure adjacente.

V. LA REGION MERIDIONALE

A. Morphologie

La région méridionale (Fig. 6) correspond pratiquement à la plaine de la Ruzizi. Cette dernière occupe le fond du rift occidental africain à l'extrémité nord du lac Tanganyika entre 2°42' et 3°24' S. Elle tire son nom de la rivière Ruzizi, déversoir du lac Kivu (1 462 m) dans le lac Tanganyika (773 m), dont le chenal serait assez récent d'après l'analyse de la topographie de la vallée de la Mugera, son affluent de droite, situé à une vingtaine de kilomètres au sud du lac Kivu. D'après ILUNGA et ALEXANDRE (1982), il y aurait eu capture de la Mugera par la Ruzizi. En effet, la courbe de niveau de 1 600 m montre que lorsque la Ruzizi coulait à ce niveau, sa vallée était plus étroite que celle de la Mugera, aujourd'hui son affluent. La Ruzizi a depuis lors creusé une gorge profonde laissant la Mugera dans une vallée marécageuse suspendue.

En aval de la Mugera, la Ruzizi descend les escarpements de Ngomu qu'elle dissèque profondément (ILUNGA, 1988a) avant de déboucher dans la plaine de la Ruzizi qu'ILUNGA et ALEXANDRE ont subdivisée en trois parties : la plaine supérieure, la plaine moyenne et la plaine inférieure. La description ci-après vient de ces mêmes auteurs.

1. La plaine supérieure

La plaine supérieure s'étend de la zone d'escarpement septentrionale (Bugarama) aux mini-horsts de Surya (au Burundi) et d'Itara (au Zaïre) lesquels s'avancent l'un vers l'autre au sein de la plaine qui s'en trouve réduite au seul complexe alluvial de la Ruzizi.

Dans cette partie de la plaine, des coulées de lave faillée sont recouvertes partiellement par des cônes de déjection et notamment le grand cône surbaissé de texture très grossière (formation *Kamanyola* d'âge holocène d'ILUNGA et PAEPE, 1990) édifié par la Ruzizi au débouché de la gorge creusée dans le soubassement précambrien du Burundien.

Le fond de la dépression à Bugarama est couvert essentiellement de coulées basaltiques qui se sont mises en place dans un graben préexistant. Elles ont ensuite été soumises à une nouvelle tectonique cassante responsable de la formation d'un second graben au sein du premier (Fig. 7).

2. La plaine moyenne

La limite méridionale de cette plaine correspond au tracé des rivières Kagunuzi (au Burundi) et Sange (au Zaïre), ces dernières étant situées de part et d'autre de la Ruzizi

à la hauteur du massif Tshamate. Cette plaine est elle-même subdivisée en deux parties (septentrionale et méridionale) par les minihorsts précambriens de Mutarule et Gatere.

Dans la partie septentrionale burundaise prédominent les dépôts rouges grossiers d'une rivière à chenaux anastomosés (braided river) constituant la formation *Cibitoke*. Cette dernière repose sur des dépôts plus fins, gris verdâtre, d'origine lacustre et deltaïque appartenant à la formation *Muhira*. ILUNGA et PAEPE (1990) considèrent ces deux formations comme datant du Pléistocène inférieur.

Quant au reste de la plaine moyenne, elle est couverte essentiellement par les dépôts de la formation *Bwegera* datant du Pléistocène inférieur à moyen, faite de séquences positives fluviales allant du cailloutis, parfois du sable grossier, aux limons pédogénéisés (gleys et pseudogleys) et contenant des concrétions carbonatées disséminées.

Une cuirasse ferrugineuse est visible sous forme de lambeaux dans cette plaine moyenne. Epaisse de 20 à 50 cm, elle est composée d'un cailloutis anguleux très pauvre en matrice fine que soudent les oxydes de fer. Le caractère jointif des éléments grossiers et l'absence de toute structure évoquent un pavage par ruissellement comme il en existe dans les stone-lines.

Au pied des versants de la dépression, même quelquefois au pied de dénivellations tectoniques, se sont formés des embryons de glacis d'érosion, voire de glacis bien développés (Fig. 6). Dans leur partie haute, ils ont entamé les roches précambriennes ou les basaltes encaissants. Dans leur partie inférieure, ils ont remodelé la partie supérieure des dépôts fluvio-lacustres qui tapissent le fond de la dépression. Sans qu'il en ait subsisté de traces suffisamment démonstratives, il est vraisemblable que leur formation dépende d'une période relativement aride (ALEXANDRE-PYRE, 1969) qui pourrait aussi avoir été responsable de pavages par ruissellement. Les glacis ont cependant une origine probablement plus complexe qui s'inscrit dans une série d'oscillations climatiques.

3. La plaine inférieure

La plaine inférieure se situe au sud des confluences de la Ruzizi avec ses affluents, la Sange (au Zaïre) et la Kagumuzi (au Burundi). Elle y est nettement plus large (± 20 km) par le jeu de la tectonique et les sédiments fluvio-lacustres y sont largement représentés.

Une tectonique de blocs a soulevé la plaine burundaise d'une trentaine de mètres par rapport à la plaine zaïroise. Ce soulèvement relatif de la plaine burundaise a entraîné un plus grand degré de dissection de celle-ci par rapport à la plaine zaïroise. Il a exposé par le même fait la formation *Gihungwe* du début du Pléistocène supérieur que recouvrent çà et là les lambeaux de la formation *Naombe* de fin Pléistocène supérieur.

A quelque douze kilomètres de la côte du lac Tanganyika commence à apparaître une série d'alignements parallèles

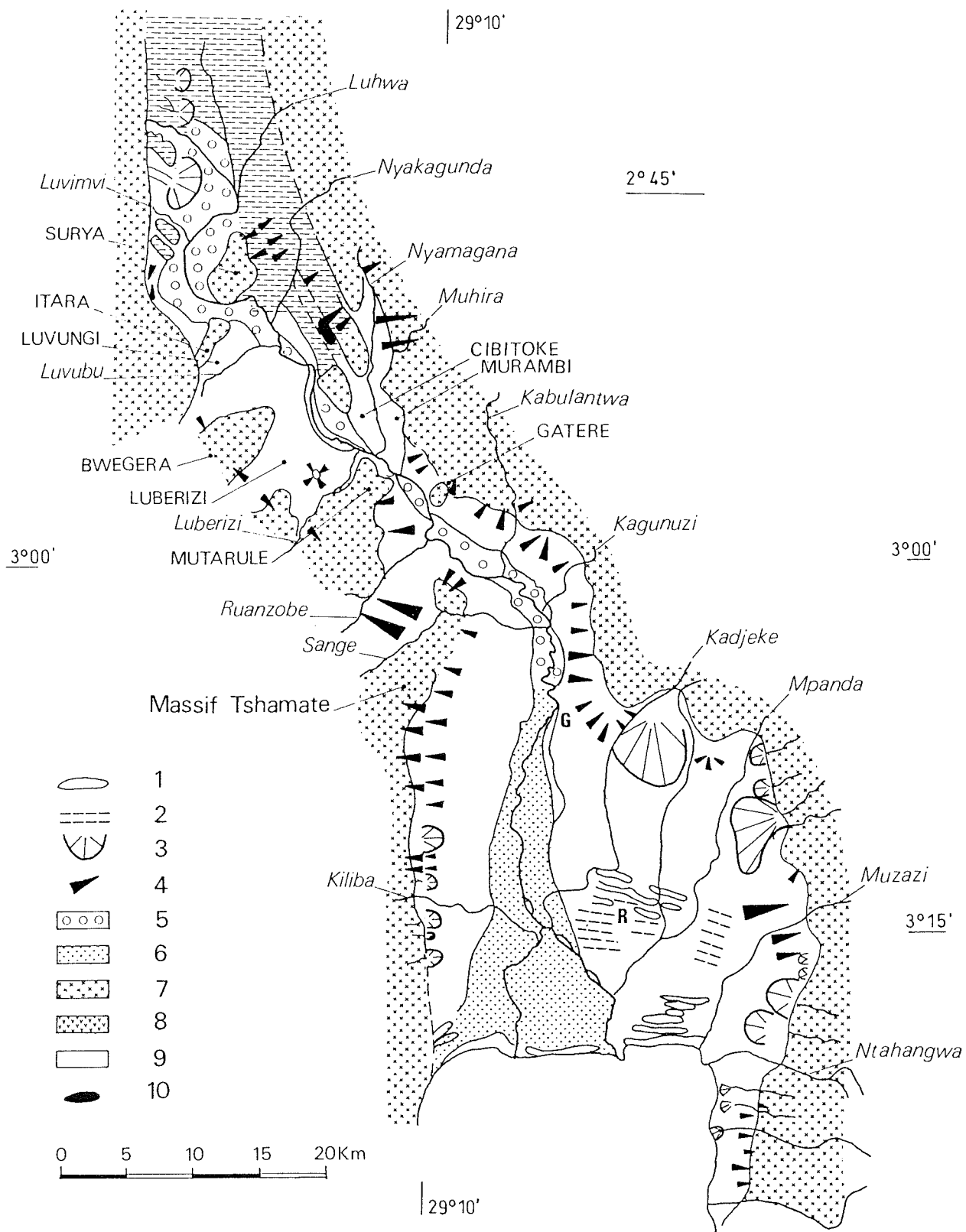


Figure 6 : Esquisse géomorphologique de la plaine de la Ruzizi. 1. Flèche littorale nette; 2. Flèche littorale moins nette; 3. Cône de déjection; 4. Glacis; 5. Cailloutis de la Ruzizi; 6. Sable de la Ruzizi; 7. Précambrien; 8. Basalte; 9. Alluvions fluvio-lacustres; 10. Petit lac; G : Gihongwe; R : Rukoko.

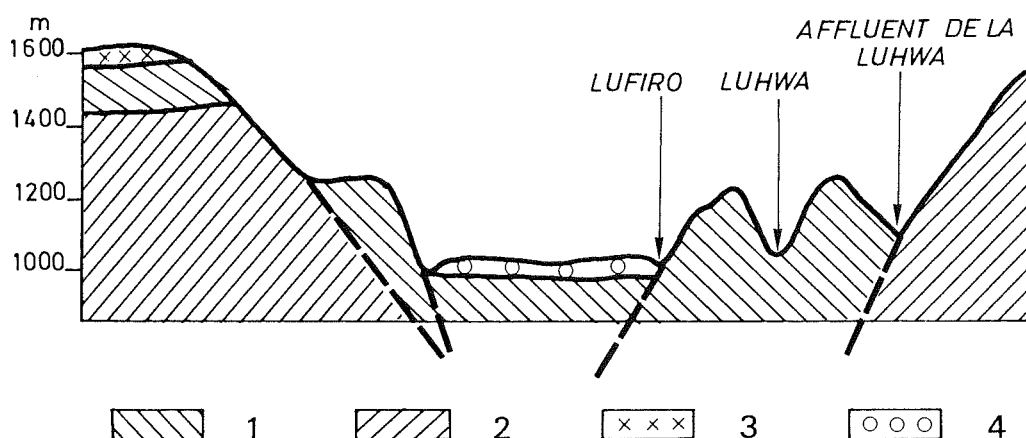


Figure 7: Coupe géologique dans la plaine supérieure de la Ruzizi (région méridionale), d'après ILUNGA et ALEXANDRE (1982). 1. Coulées de basalte; 2. Socle précambrien; 3. Manteau d'altération; 4. Dépôts fluviatiles grossiers.

(Fig. 6) qui se détectent beaucoup plus facilement sur photos aériennes, grâce à des différences d'albedo liées à l'humidité des sols, que sur le terrain où leur topographie est gommée par la végétation. Il s'agit d'anciennes flèches littorales sableuses associées à la progression du delta et qui constituent la formation *Rukoko* d'âge pléistocène supérieur à holocène. Plusieurs abrupts rectilignes au regard orienté vers l'est y apparaissent et pourraient représenter les marques d'une néotectonique récente.

Le contact entre le versant et la plaine est caractérisé selon les secteurs, soit par de larges glacis, la plupart du temps à faible extension longitudinale, soit par une juxtaposition de cônes de déjection (formation *Kadjeke*, holocène), soit encore par les deux types de formes associées.

Les glacis sont eux-mêmes composés en dernière analyse de plusieurs cônes rocheux très surbaissés et jointifs. Ils sont presque toujours disséqués et cette dissection doit être mise en corrélation avec une reprise du soulèvement. Quelquefois, le glacis a été lui-même affecté par une faille radiale. Seule, la partie supérieure en a subsisté et, curieusement, la partie inférieure a été soumise à un nouvel aplanissement.

Les cônes de déjection présentent une stratification nette, avec des alternances de sable granuleux et de silt sableux brunâtre, qui évoque une genèse dans un milieu couvert de végétation avec des dépôts engendrés dans des conditions relativement humides. Ces conditions tranchent sur l'environnement plus aride qui a dû présider aux aplanissements de piémont sur les glacis (ALEXANDRE-PYRE, 1969).

La formation successive dans un même site, soit d'un cône de déjection, soit d'un cône rocheux, lui-même élément d'un glacis d'érosion, dépend de conditions régionales parmi lesquelles il n'est pas toujours facile

de faire le départ entre la tectonique et les variations climatiques. Ceci est notamment le cas pour les différentes reprises d'érosion.

B. Volcanisme

Le volcanisme de la plaine de la Ruzizi se cantonne dans la région septentrionale qui est celle des escarpements (Kamanyola, Bugarama, Luhwa) et de Rugombo-Cibitoke (Fig. 6). Plus au sud, un lambeau est visible au pont sur la rivière Nyamagana à Murambi, notamment le long de l'ancienne route.

ILUNGA (1988b), de qui nous tirons l'essentiel de cette étude, décrit ce volcanisme comme constitué de roches basaltiques grises, gris verdâtre et vacuolaires. Ces basaltes contiennent des veines carbonatées et manquent probablement d'interstratification de lits argileux rouges si typiques du volcanisme de Bukavu. Par conséquent, il ne semble pas acquis de faire correspondre ces deux volcanismes, ainsi que l'a proposé BOUTAKOFF (1939). En effet, d'après cet auteur que reprend MEYER (1953), il s'agirait du même volcanisme qui a coulé au-dessus de l'escarpement de Bugarama pour s'étendre dans la plaine jusqu'à Luvungi.

Toutefois, l'étude des photos aériennes ne semble pas appuyer cette hypothèse car aucun écoulement n'a été observé par-dessus l'escarpement. Au contraire, il semble qu'il existerait une coulée issue de la région de Mwezi (Rwanda) qui aurait suivi le fond d'un rift déjà existant à cette époque (ILUNGA et ALEXANDRE, 1982). Comme la dépression de la plaine est certainement plus jeune que le basalte des plateaux qui la bordent, il faut au minimum accepter que la dernière coulée basaltique de la plaine soit relativement plus jeune ou tout au plus aussi vieille que le basalte des plateaux. En effet, plusieurs coupes levées dans les régions de Luhwa, Kamanyola

(route de Ngomu), Rugombo, Cibitoke et Nyamagana indiquent l'existence d'au moins deux coulées séparées tantôt par des paléosols à veines ou moulages carbonatés, tantôt par des alluvions fluviales.

L'étude pétrographique d'ILUNGA (1988b) sur le volcanisme de la plaine de la Ruzizi suggère l'existence de deux tendances. La première (*Luhwa*) se caractérise par plus de 50 % de masse vitreuse dans laquelle baignent de fines microlithes plagioclasiques contenant de nombreux phénocristaux de clinopyroxène (augite) et d'olivine. Des veines d'oxydes de fer, de la calcite secondaire, de la zéolite ainsi que de petites paillettes de biotites idiomorphes y sont visibles.

La deuxième tendance (*Cibitoke-Murambi*) se différencie nettement de la première. La masse vitreuse y est moins importante et les microlithes plagioclastiques plus larges et mieux représentées. La présence supplémentaire de gros cristaux de plagioclase semble indiquer une cristallisation en deux temps, du moins pour ce minéral. Le pyroxène (clinopyroxène) intersétale, qui peut même devenir poecillitique à certains endroits, existe mais en quantité variable. Un minéral fibreux (rosacé) à extinction ondulante, probablement de la zéolite, se rencontre dans certaines lames minces de même que de la calcite secondaire sous forme de grandes plages. Quelques traces d'olivine à noyaux plus ou moins intacts y sont visibles. De tout ce qui précède, il ressort que les basaltes de la plaine de la Ruzizi constituent bel et bien l'extension maximale vers le sud du champ volcanique du Sud-Kivu. Cette étude d'ILUNGA vient ainsi rejoindre celle de TACK et DE PAEPE (1983) qui distinguent dans la même région :

- les basaltes alcalins à clinopyroxène, olivine et carbonates (calcite);
- les basaltes alcalins à texture trachytique et à grain variable (le nombre et la taille moyenne des phénocristaux varient considérablement);
- les basaltes alcalins à olivine toujours iddingsitisée (la texture de la mésostase est intergranulaire ou subophitique);
- et les basaltes tholéitiques, apparemment riches en carbonates.

VI. EVOLUTION MAGMATIQUE ET STRUCTURALE ET ESSAI DE MAGMATOLOGIE DU SUD-KIVU

De façon générale, le volcanisme du Sud-Kivu est reconnu comme de type alcalin bien que KANIKA *et al.* (1981) et TACK et DE PAEPE (1983) aient mis en évidence, dans les secteurs de la haute et de la basse Ruzizi, un volcanisme tholéitique en plus de l'alcalin.

Pour POUCKET (1980), les laves du Sud-Kivu pourraient être regroupées essentiellement dans la catégorie des laves feldspathiques sub-alcalines à faiblement alcalines, constituées par des basaltes et des trachytes associés, représentant respectivement les laves basiques et

acides.

Les premières comprennent les basaltes à olivine, les basanitoides et les hawaïtes à la limite de saturation. Ce sont des coulées de vallée actuellement en relief inversé. Leur épaisseur individuelle va du mètre à une dizaine de mètres et leur empilement atteint quelques centaines de mètres.

Les laves acides (sodi-potassiques) sont représentées par des trachytes miaskitiques sursaturées en coulées plus épaisses et en extrusion et par quelques trachyphonolites sous-saturés.

Dans l'état actuel des données géochronologiques, BELLON et POUCKET (1980) pensent que l'histoire magmatique propre au rift centrafricain commence avec les effusions volcaniques de l'Eocène (49 M.A., basalte du Sud-Idjwi, roche totale).

Ces laves représentent probablement les premières manifestations effusives situées près de l'axe du graben, sur le palier occidental. Elles constituent des coulées aériennes, en relief inversé, couvrant tout le sud de l'île Idjwi et associées à quelques manifestations volcaniques sous-lacustres de même composition (POUCKET, 1977; GUIBERT, 1977) mais d'âge encore inconnu. Elles existent également sur les épaulements externes du rift et à la base de l'empilement du sud du lac Kivu, dans le canyon de la Ruzizi, où elles pourraient être aussi anciennes qu'au sud de l'île Idjwi. Elles sont surmontées par des trachytes et des hawaïtes.

Au-dessus de ces laves apparaissent les basaltes alcalins et les basanites datés du Mio-Pliocène (basalte à olivine de Bukavu : 7 M.A. roche totale) ainsi que le volcanisme du Pléistocène inférieur de Cibinda (1,6 - 1,7 et 1,9 M.A.) de même composition.

Ainsi l'évolution magmatique du Sud-Kivu se résumerait en une phase subalcaline et deux phases alcalines. Si l'on rattache les hawaïtes et les trachytes aux basaltes alcalins, la première phase alcaline est inversée et commence par les termes différenciés.

Quant à l'évolution structurale, BELLON et POUCKET (1980) écrivent que les laves éocènes indiquent une fissuration axiale du Sud-Kivu qui s'étend vers le nord à l'Oligocène (partie nord d'Idjwi) et au Miocène supérieur (Virunga). Les laves mio-pliocènes se mettent en place après une importante phase tectonique responsable de la formation des principaux paliers. Successivement, les coulées dévalent les escarpements et sont recoupées par des failles. Les coulées ultimes du Pléistocène inférieur ne montrent pas de décalages verticaux bien nets; elles soulignent des escarpements de failles NNE-SSW. Les volcans eux-mêmes chevauchent des cassures obliques NNW-SSE.

VII. LA SEDIMENTATION DANS LE RIFT DU SUD-KIVU

A. Les sédiments du lac Kivu

Le lac Kivu est supposé s'être formé suite au barrage volcanique des Virunga qui a barré le chemin à un réseau hydrographique orienté vers le nord (BOUTAKOFF, 1939). Actuellement, les eaux de ce lac s'écoulent vers le lac Tanganyika, au sud, par le déversoir de la rivière Ruzizi. De tous les lacs du rift occidental, le lac Kivu est le plus démuné en sédiments facilement accessibles au géologue. En effet, à part quelques lambeaux de terrasse d'âge fin-pléistocène supérieur (OLSON and BROECKER, 1959), signalés dans la littérature, l'essentiel de nos connaissances vient du travail de DEGENS *et al* (1973) et de la synthèse de HAMILTON (1982).

D'après ces auteurs, le socle cristallin précambrien est couvert sous le lac Kivu par plus de 500 mètres de sédiments dans la partie profonde (-485 m) septentrionale du lac, suggérant ainsi un âge plus avancé. Ce dernier serait probablement pliocène si l'on tient compte de la vitesse de sédimentation estimée à 30 cm/1 000 ans.

Comme il n'y a qu'une très faible épaisseur de sédiments sur les fonds supérieurs à -300 mètres, on peut supposer qu'il n'y a pas longtemps que le lac a atteint ce niveau. En effet, les carottes de sédiments ont montré l'existence d'une plage à -310 m qui a été datée de plus de 13 700 à 12 500 B.P., les eaux n'ont fait que monter jusqu'à atteindre -86 m vers 12 130 B.P. (horizon de sol) et provoquer le déversement vers 9 500 B.P. Toutefois, une baisse de niveau fut enregistrée entre 11 000 et 10 000 B.P.; le niveau -240 m fut atteint vers 10 600 B.P. Après 9 500 B.P., seule la période allant de 4 000 à 1 200 B.P. a connu une baisse de niveau du lac. Ce dernier devint fermé et favorisa le renouvellement en carbonate de calcium. Après 1 200 B.P., le niveau du lac est remonté jusqu'à entraîner le débordement qui subsiste jusqu'à ce jour.

Des datations similaires au ^{14}C ont été obtenues par OLSON et BROECKER (1959) sur des coquilles de gastéropodes prélevées dans une terrasse lacustre. D'après ces auteurs, le lac Kivu était au niveau + 120 m vers 12 450 \pm 350 ans B.P. alors qu'il était au niveau actuel (1 462 m) quelque 1 500 ans auparavant (14 000 \pm 600 ans B.P.). Malgré ces divergences de datation, il s'avère que, jusqu'à une période assez récente (entre 10 600 et 9 500 ans B.P.), ce lac n'aurait pu avoir d'exutoire que de façon très intermittente. Le cours actuel de la Ruzizi serait donc très récent.

Notons que des preuves d'activité volcanique ont été enregistrées vers 12 000 B.P., vers 5 500-5 000 B.P. et vers 1 200 B.P. Les deux dernières sont marquées dans les sédiments par une augmentation quantitative de TiO_2 et Al_2O_3 à partir des cendres volcaniques et ont été directement suivies d'activités de sources hydrothermales. Cette association du volcanisme et de l'augmentation

de l'activité de sources thermales suggère que ces deux phénomènes pourraient être liés par une relation causale. En effet, puisque l'eau de sources thermales est d'origine météoritique, on pense qu'un climat suffisamment humide pour permettre une percolation profonde d'eau à travers les laves et cendres poreuses devait contrôler l'activité volcanique. L'eau se mélangeant au magma chaud se serait transformée en vapeur et les changements conséquents de volume expliqueraient la fracturation ou le déchaussement de la surcharge environnante, permettant ainsi les projections et laves volcaniques.

Enfin, l'étude des sédiments a révélé l'existence de deux zones principales de diatomées correspondant aux deux périodes allant respectivement de 13 700 à 5 000 B.P. et de 5 000 à 0 B.P. La première zone est dominée par *Stephanodiscus astraea* qui avec *Nitzschia fonticola* et *N.spiculum* forment plus de 95 % de la flore des diatomées. La seconde zone est celle caractérisée par deux assemblages différents de diatomées. Le premier est dominé par les espèces allongées de *Nitzschia* telles que *N.palea* et *N.accomodata* qu'accompagne un chrysophyte, le *Paraphysomonas vestita*. Le second assemblage est dominé par les espèces en aiguille telles que *N.bacata*, *N.mediocris* et *N.spiculum*. On pense que le caractère distinctif de la deuxième zone (5 000 à 0 B.P.) serait lié au changement de la chimie des eaux du lac suite à la recrudescence de l'activité de sources hydrothermales.

B. Les sédiments du lac Tanganyika

HAMILTON (1982) écrit que le lac Tanganyika est le plus profond du monde après le lac Baïkal. Sa faune est riche et à caractère relique, suggérant une longue histoire et une absence de toute période d'hypersalinité.

Structuralement, il y a deux bassins profonds septentrional et méridional, séparés l'un de l'autre par un seuil relativement peu profond. Ses eaux s'écoulent actuellement vers le Zaïre par l'intermédiaire de la rivière Lukuga. Trois kilomètres de sédiments y ont été évalués par LIVINGSTONE *et al.* (1983), ce qui a permis de penser que ce lac existerait depuis environ 20 M.A. en tenant compte de la vitesse de sédimentation fini-quadernaire estimée à environ 0,5 m/1 000 ans. La topographie du fond du lac est connue grâce aux études sismiques (CAPART, 1949). Les échos multiples enregistrés sous des profondeurs d'eau de - 150 à -850 m suggèrent une alternance de sédiments denses et légers. Les matériaux plus denses sont supposés s'être déposés durant les périodes de bas niveau tandis que ceux plus légers le seraient durant les périodes de haut niveau. Là où la profondeur du lac est inférieure à -150 m, les échos multiples manquent et l'enregistrement graphique indique un fond dur (du silt sableux d'après BEADLE, 1974). Aux profondeurs plus grandes que - 850 m, on observe un seul enregistrement graphique diffus attribué à une couche unique de sédiments très tendres. Entre - 150 et -850 m, on note jus-

qu'à huit enregistrements graphiques au-dessus de -550 m, alors que deux seulement le sont à plus grande profondeur. Signalons qu'une preuve supplémentaire de bas niveau du lac est donnée par les entailles de beaucoup des cours d'eau dans le fond du lac aux profondeurs allant jusqu'à -550 m.

De tous les carottages effectués dans diverses parties du lac, HECKY et DEGENS (1973) en signalent un placé à -550 m dans la zone centrale peu profonde et dont la partie basale se serait déposée dans des conditions d'oxydation (richesse en montmorillonite et absence de pyrite) suggérant un niveau du lac beaucoup plus bas. La base de cette carotte a été datée (^{14}C) de plus de 28 200 ans B.P.

LIVINGSTONE (1965 et 1975) de son côté a étudié une carotte de 10,74 m de longueur prélevée à -440 m à l'extrémité sud du lac et qui manquait d'horizon pédologique. Une seule datation (^{14}C) de 11 690 B.P. ayant été faite à 5,75 m du sommet de la carotte, LIVINGSTONE s'est donc vu obligé d'extrapoler un âge d'environ 22 000 B.P. pour la base de la carotte. D'après HECKY et DEGENS (1973), cette extrapolation pourrait ne pas être valable et la base de la carotte pourrait être plus jeune. Ces auteurs ont calculé théoriquement, pour le lac Tanganyika, les effets d'une baisse de la température et de précipitations vers 13 700-12 000 B.P. en comparaison avec ce qui se serait passé pour le lac Kivu proche. Ils ont conclu que si les précipitations étaient égales aux 2/3 des valeurs actuelles et si la température diminuait de 3° C, le niveau du lac Tanganyika s'abaisserait d'un peu plus de 600 m. Une telle réduction serait suffisante pour réduire ce lac en deux bassins distincts.

D'après les mêmes auteurs, la perte de drainage à partir du lac Kivu entre environ 4 000 et 1 000 B.P. suffirait à elle seule pour réduire le niveau du lac Tanganyika d'environ 75 m sans pour autant faire intervenir de changement climatique. Mais puisqu'il est probable que la diminution du niveau du lac Kivu était d'origine climatique et puisque les tendances climatiques seraient les mêmes pour les deux bassins (Kivu et Tanganyika), alors une diminution beaucoup plus forte du niveau du lac Tanganyika est fort probable. CAPART (1949) a suggéré que la très faible couverture de sédiments aux profondeurs supérieures à -150 m pourrait bien être une conséquence de ce bas niveau.

Toutefois ILUNGA (1984), en étudiant sur le terrain et sur photos aériennes le prolongement vers le lac Tanganyika des dépôts du grand cône de déjection de Kamanyola, cône attribué au déversement du lac Kivu il y a 9 500 B.P., a constaté que les eaux de ce dernier lac auraient rejoint le lac Tanganyika pratiquement au niveau actuel. Les flèches littorales semblent indiquer qu'un peu avant le déversement, le lac Tanganyika connaissait déjà des retraits d'origine climatique et/ou tectonique. La présence de beach rocks sur la marge actuelle du lac Tanganyika et celle de l'horizon Bca dans les sables de flèches littorales

suggèrent une influence climatique. Dans ces conditions, une forte diminution du niveau du lac Tanganyika serait peu probable d'ici une quinzaine de milliers d'années B.P.

Notons enfin que les données historiques signalent que le lac Tanganyika était fermé en 1854 et qu'il ne s'est ouvert qu'en 1878 par la naissance de la rivière Lukuga. Tenant compte du long temps de réponse du lac Tanganyika, HAMILTON (1982) pense que 1878 marque le premier débordement du lac Tanganyika depuis 4 000 ans BP.

C. Les sédiments de la plaine de la Ruzizi

L'ensemble sédimentaire de la plaine de la Ruzizi a été évalué à environ 1 500 m grâce aux mesures gravimétriques (YZQUIERDO, 1960). ILUNGA et PAEPE (1990) en ont étudié la partie superficielle qu'ils ont subdivisée en une dizaine d'unités lithostratigraphiques que voici (Tabl. 1, Fig. 8 et 9) :

o La formation *Muhira* (Pléistocène inférieur)

La formation *Muhira* consiste en une succession de quatre unités faillées qui sont, du bas vers le haut :

- L'unité inférieure laminaire (shale) montrant une séquence négative allant des silts fins au sable et suggérant un environnement deltaïque.

- La deuxième unité montre des cyclothèmes de séquences positives allant des sables fins jaune-brun aux limons gris-verdâtre, totalement pédogénéisés (gleys) suggérant un environnement de plaine deltaïque.

- La troisième unité est faite d'un faciès de cailloutis et de sables d'une rivière probablement de faible sinuosité de type Allen (ALLEN, 1965).

- La quatrième unité est une unité fluvio-colluviale faite de deux paléosols sablo-silteux à bioturbation intense et à nodules ferrugineux séparés par une stoneline de granules anguleux de quartz filonien mélangé aux nodules latéritiques.

o La formation *Cibitoke* (Pléistocène inférieur)

La formation *Cibitoke* consiste en un dépôt épais de cailloutis rouge ou rouge-jaune avec des intercalations décimétriques de sables ou de limons, et coiffé par en droit par une cuirasse latéritique. Des indurations ferrugineuses sont visibles çà et là en son sein, lui donnant ainsi un faciès d'orthoconglomérat ou de siltstone. Il s'agit d'un dépôt de terrasses fluviales d'une rivière à chenaux anastomosés (braided river).

o Le groupe *Tshamate* (Pléistocène inférieur à supérieur)

L'appellation "groupe" est utilisée ici pour raison de simplicité dans le but de regrouper tous les sédiments qui présentent quelques caractéristiques communes telles que :

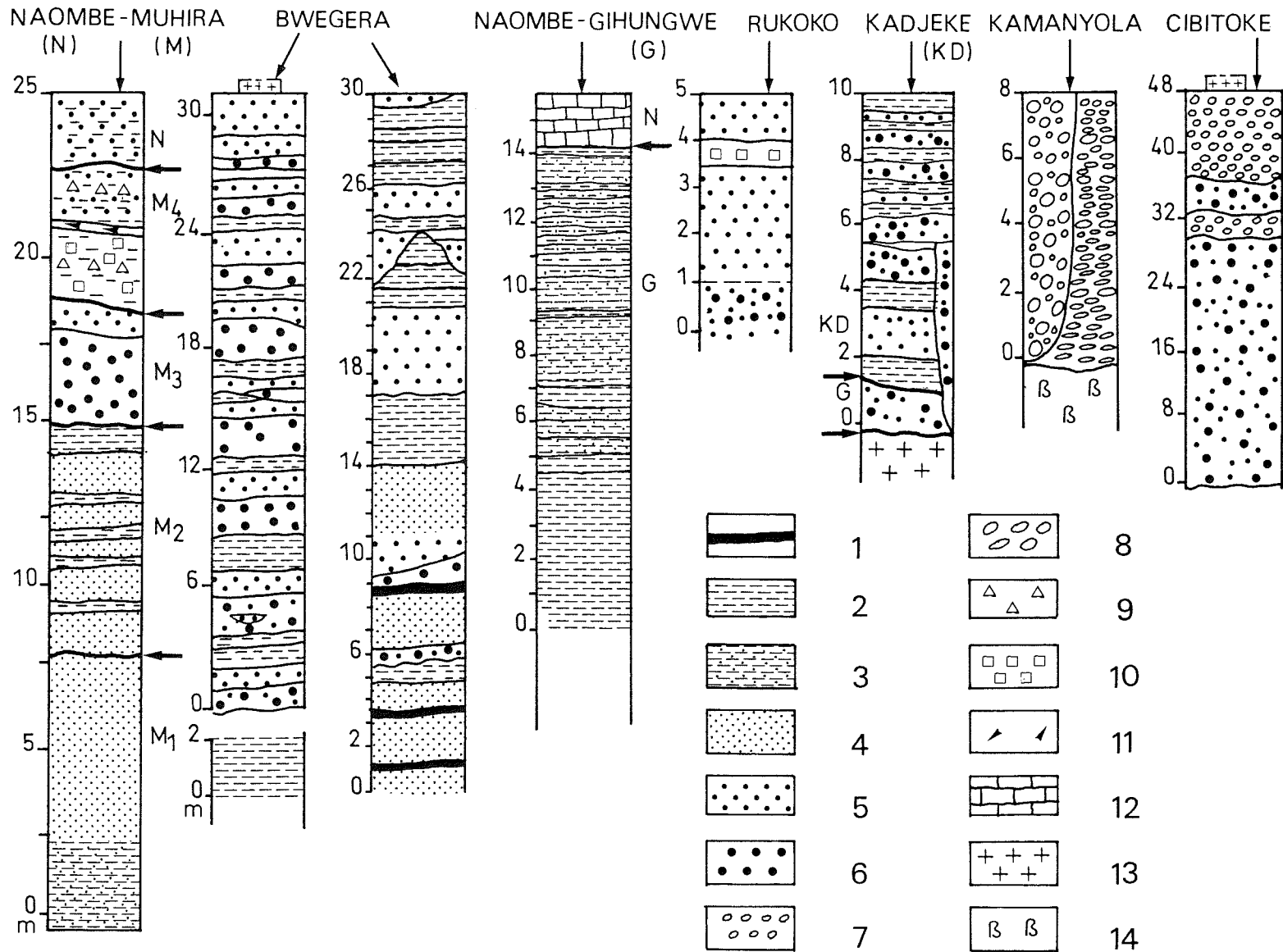


Figure 8 : Coupes lithologiques de la plaine de la Ruzizi. 1. Limon à débris végétaux; 2. Limon; 3. Limon sableux; 4. Sable fin ou moyen; 5. Sable grossier ou très grossier; 6. Petits galets; 7. Gros galets; 8. Blocs; 9. Nodules ferrugineux; 10. Nodules carbonatés; 11. Granules de quartz filonien; 12. Croûte carbonatée; 13. Cuirasse ferrugineuse; 14. Basalte.

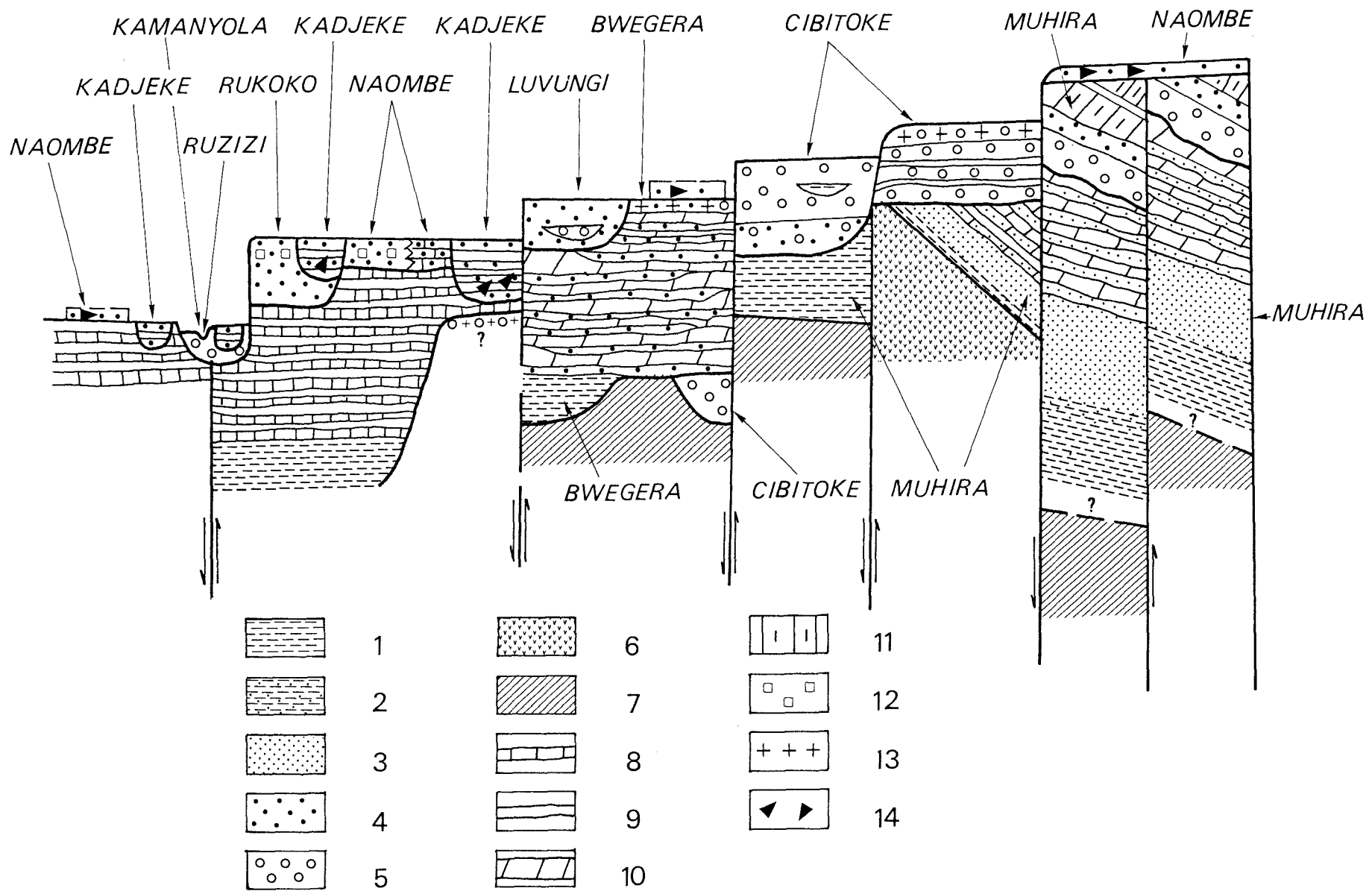


Figure 9 : Coupe lithostratigraphique synthétique de la plaine de la Ruzizi, d'après ILUNGA et PAEPE (1990).
 1. Limon; 2. Limon sableux; 3. Sable fin ou moyen; 4. Sable grossier ou très grossier; 5. Cailloutis; 6. Basalte;
 7. Précambrien; 8. Horizon A; 9. Horizon C; 10. Horizon B (avec quelquefois présence d'horizon A); 11. Horizon Bfe; 12. Concrétions carbonatées; 13. Cuirasse ferrugineuse; 14. Artefact.

- l'âge plus jeune que celui de la formation *Cibitoke*;
- la prédominance des dépôts plus fins (limons et sables);
- la couleur gris verdâtre bien que localement quelques couleurs jaunâtres, sombres et claires soient observées.
- le faciès laminaire (shale) moins bien exposé à la base des profils;
- et le caractère général de distribution des concrétions carbonatées. Ainsi défini, le groupe *Tshamate* est composé, de bas en haut, des formations *Bwegera*, *Luvungi*, *Gihungwe* et *Naombe*.

° La formation *Bwegera* (Pléistocène inférieur à moyen)

La formation *Bwegera* consiste en cyclothèmes de séquences positives coiffées par une cuirasse ferrugineuse. Chaque cyclothème est fait de couches épaisses à très épaisses de cailloutis de petits galets (parfois absents) blancs à gris, de sable grossier à fin et de limons fortement bioturbés et pédogénéisés (gleys et pseudogleys). La proportion relativement élevée des fines suggère un environnement fluvial à inondations périodiques.

Tableau 1 :

Lithostratigraphie des dépôts de la plaine de la Ruzizi.

Age probable	Lithostratigraphie	
Holocène	f. <i>Kadjeke</i>	} Groupe <i>Tshamate</i>
	f. <i>Kamanyola</i>	
Pléistocène supérieur	f. <i>Naombe</i>	
	f. <i>Gihungwe</i>	
Pléistocène inférieur à moyen	f. <i>Luvungi</i>	
	f. <i>Bwegera</i>	
Pléistocène inférieur	f. <i>Cibitoke</i>	
	f. <i>Muhira</i>	

f = formation

° La formation *Luvungi* (Pléistocène moyen)

La formation *Luvungi* est un dépôt de terrasse à faciès de sable fin à moyen de couleur blanc-gris parfois jaunâtre, montrant localement des lentilles caillouteuses de petits galets. L'environnement sédimentaire serait celui de cours d'eau de faible sinuosité de type Allen.

° La formation *Gihungwe* (Pléistocène supérieur)

La formation *Gihungwe* est faite de silts laminaires à la base, suivis par une alternance de couches moyennes à épaisses, sombres et claires, de texture sablo-silteuse et silteuse. Les couches claires sont faites de sable, sable silteux ou silts, gris verdâtre, tandis que les couches sombres sont des silts moins riches en matière organique. La formation *Gihungwe* s'est probablement formée dans un lac peu profond (diatomées euplanctonique, *Melosira*

ambigua) qui a évolué en une baie interdistributaire qui a assez bien fluctué ainsi que l'atteste la zonation des couches sombres et claires.

o La formation *Naombe* (fin Pléistocène supérieur)

La formation *Naombe* est un dépôt de sable rouge d'épannage montrant un faciès caillouteux de petits et gros galets dans la zone de piémont. Il s'agit d'un dépôt d'épannage mis en place probablement sous un climat de type semi-aride ainsi que l'atteste la présence de concrétions carbonatées.

o La formation *Rukoko* (fin Pléistocène supérieur à Holocène)

Elle consiste en un dépôt de sable moyen à très grossier, de couleur gris-blanc, montrant des lignes ondulantes podzoliques (argile + humus). Vers la base, on observe un faciès plus grossier pouvant devenir granuleux. Un horizon pédologique à concrétions carbonatées (Bca) est observable vers 0,5 m à partir du haut. Cette formation semble s'être mise en place dans un environnement de plage à haute énergie.

o La formation *Kamanyola* (Holocène)

La formation *Kamanyola* est un dépôt grossier de cailloutis montrant à la base un faciès stratifié, à petits et gros galets interstratifiés avec les boules et un faciès supérieur d'apparence massive fait surtout de très gros blocs. Ce dernier faciès diminue nettement avec la distance (± 70 km) vers le lac Tanganyika où il devient pratiquement sableux. Il s'agit d'un dépôt fluvial probablement de déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika sous un climat humide au début de l'Holocène : 9.500 B.P. (HECKY, 1978).

o La formation *Kadjeke* (Holocène)

La formation *Kadjeke* est un dépôt finement stratifié fait d'une alternance de couches fines à moyennes de sable ou sable granuleux, gris-blanc, brun-rougeâtre et de silt sableux (limon) de couleur gris sombre. Le caractère feuilleté des unités suggère un dépôt de "streamflood" de cône alluvial de climat humide ainsi que semblent le confirmer la couleur, la présence de beaucoup de débris végétaux et l'absence de concrétions carbonatées. La présence de débris de poteries confirme l'âge holocène.

VIII. CONCLUSION

Le rift du Sud-Kivu fait partie des hautes terres du Zaïre oriental qui appartiennent au versant occidental du rift centrafricain. Sa morphologie en escalier de failles correspond à une succession soit de blocs faillés, soit de horsts et grabens progressivement dénivelés de l'extérieur (ouest) vers l'intérieur (est) du rift jusqu'aux niveaux de base locaux. Ces derniers correspondent au nord à l'altitude du lac Kivu (1 462 m) et au sud à celle du lac Tanganyika (773 m). Les sommets les plus élevés sont généralement compris entre 2 000 et 3 000 m mais peuvent dépasser les 3 000 m comme c'est le cas du massif de Kahuzi (3 360 m).

Ce dernier est constitué de roches microgrenues acides de composition surtout rhyolitique parfois trachytique et dont l'origine serait subvolcanique. Il s'agirait en fait d'un complexe annulaire pluto-volcanique acide (granitoïdes) qui serait d'âge cambrien. Il est donc postérieur aux orogènes précambriens et ne représente évidemment pas les premières manifestations de la distension récente.

Quant à l'histoire du rift, elle aurait commencé au Tertiaire avec la fracturation du socle qui s'est accompagnée d'un volcanisme fluidal. Ce dernier a donné naissance à un empilement de plus de 300 m de couches basaltiques dont la plus vieille connue daterait de l'Eocène (49 M.A.) et la plus jeune connue du Pléistocène inférieur (1,6 M.A.). Ce volcanisme est essentiellement de type alcalin et comprend tous les termes classiques tels que ankartrites, basanites, hawaïtes, mugéarites, benmoréites, trachytes et phonolites. Les tholéites y ont été également signalés.

Sur le plan structural, les laves basaltiques et basanitiques apparaissent le long des cassures axiales dans la zone du rift la plus bombée que représente le seuil de Bukavu. Ce bombement correspond en fait à un dôme thermique sub-lithosphérique dont la mise en place a eu pour conséquence une dépression sur les flancs nord et sud et l'accentuation des mouvements verticaux (dénivellation entre le fond et le sommet du rift) : 4 000 m au lac Mobutu, 3 700 m au lac Edouard, 2 400 m au lac Kivu (dôme) et 4 700 m au lac Tanganyika (POUCLET, 1975). Il n'y a pas de volcanisme dans ce dernier secteur; la structure y serait fermée. En effet, d'après les données sismiques, l'orientation des cassures, principalement SE-NW, ne permet pas l'ouverture des fissures profondes étant donné la direction WNW-ESE de la tension crustale (d'après plusieurs auteurs cités par POUCKET, 1980). De fait, le volcanisme se manifeste plus au sud entre les lacs Rukwa et Malawi, au croisement de cassures SW-NE et SE-NW.

En ce qui concerne la sédimentation, plus de 500 et 3 000 m de dépôts sont connus respectivement dans la partie septentrionale profonde du lac Kivu et dans le lac Tanganyika, suggérant des âges respectifs pliocène et miocène inférieur (20 M.A.). Ces deux lacs auraient fonctionné comme des lacs fermés jusqu'il n'y a pas longtemps. Le premier débordement important du lac Kivu daterait de 9 500 ans B.P. et celui plus récent du lac Tanganyika serait historique et daterait de 1878. Enfin, plus de 1 500 m de sédiments sont signalés dans la plaine de la Ruzizi.

IX. BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE-PYRE, S., 1969. Conditions de formation et de conservation des glaciers de piémont dans une région intertropicale (Plateau des Bianco, Katinga). *Biul. Peryclag.*, 18 : 127-136.
- ALLEN, J.R.L., 1965. A review of origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentol.*, 5 : 89-191.
- ANTUN, P., 1964. Age du volcanisme de Kahuzi et du Biega (Kivu). *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1963, 77-78.
- ANTUN, P., 1965. Problèmes relatifs à la géologie des terrains anciens du Kivu central. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1964, 42-45.
- BAGDASARYAN, G.P., GERASIMOVSKIY, V.I., POLAKOV, A.I. and GUKASYAN, R.K.H., 1973. Age of volcanic rocks in the rift zones of East Africa. *Geochim. intern.*, U.S.A. (trad. *Geokhimija S.S.S.R.*, 1, 1973), 10 (1) : 66-71.
- BAVUKAHE, R., 1975. Géologie et pétrographie de la chaîne volcanique de Tshibati-Tshibinda. *Rapp. ann. 1974. Dép. Géol. IRSAC, D.S. (inédit)*, Bukavu, Zaïre, 34-39.
- BEADLE, L.C., 1974. *The inland waters of tropical Africa*. Longman, London, 365 p.
- BELLON, H. et POUCKET, A., 1980. Datation K-Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale. *Geol. Rundsch.*, 69 (1) : 49-62.
- BIAYI-KALALA, W., 1981. Les trachytes dans les laves acides du Kahuzi (Kivu, Zaïre), données pétrographiques et chimiques. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1980, 179-194.
- BLACK, R., MORTON, W.H., REX, D.C. et SHACKLETON, R.M., 1972. Sur la découverte en Afar (Éthiopie) d'un granite hyperalcalin miocène : le massif de Limmo. *C.R. Acad. Sc. Paris, D.*, 274, 1453-1456.
- BOUTAKOFF, N., 1939. Géologie des territoires situés à l'ouest et au nord-ouest du fossé tectonique du Kivu. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 9 : 7-207.
- CAPART, A., 1949. Sondages et cartes bathymétriques. Exploration hydrobiologique du lac Tanganyika (1946-1947). *Inst. roy. Sc. nat. Belg.*, 1: 3-27.
- CHOROWICZ, J. et NA BANTU MUKONKI, M., 1980. Linéaments anciens, zones transformantes récentes et géotectoniques des fossés de l'Est africain d'après la télédétection et la microtectonique. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1979, 143-167.
- DEGENS, E.T., VON HERZEN, R.P., HOW-KIN W. and DEUSER, W.G., 1973. Lake Kivu; structure, chemistry and biology of an East African Rift lake. *Geol. Rundsch.*, 62, 245-277.
- DENAËYER, M.E., 1972. Les laves du fossé tectonique de l'Afrique centrale. *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Belg., Sc. Géol.*, 72, 134 p.
- GRZYBOWSKI, K., KALIALIA, K. et MUKANDIKWA, T., 1986. Notes sur la géomorphologie de la région de

- Nyangezi. *Cahiers du Ceruki*, Nouv. sér., 18 : 58-75.
- GUIBERT, Ph., 1977. Contribution à l'étude du volcanisme du Sud-Kivu (Zaïre); I. La chaîne volcanique Tshibinda- Kalehe. II. Les épanchements basaltiques anciens et récents de l'île Idjwi. *Arch. Sc. Genève*, 30 (1) : 15-43.
- HAMILTON, A.C., 1982. *Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary*. Acad. Press, London, 328 p.
- HECKY, R.E., 1978. The Kivu-Tanganyika basin : the last 14,000 years. *Pol. Arch. Hydro-biol.*, 25, 159-165.
- HECKY, R.E. and DEGENS, E.T., 1973. *Late Pleistocene-Holocene chemical stratigraphy and paleolimnology of the Rift Valley lakes of central Africa*. Techn. Rept. Woods Hole Oceanogr. Inst., Massachusetts, 93 p.
- ILUNGA, L., 1977. L'érosion dans la ville de Bukavu. *Antennes du Ceruki*, Bukavu, Zaïre, 5 (2) : 277-299.
- ILUNGA, L., 1978. L'érosion dans la ville de Bukavu. *Géo-Eco-Trop.*, 3 : 221-228.
- ILUNGA, L., 1984. *Le Quaternaire de la Plaine de la Ruzizi (Etude morphologique et lithostratigraphique)*. Thèse Doct. Sc., Vrije Univ. Brussel, Belgique.
- ILUNGA, L., 1988a. Quelques observations sur les comportements fluviaux dans une région intertropicale de rift (Zaïre, Burundi, Rwanda). *Géo-Eco-Trop.*, 12 (1-4) : 79-91.
- ILUNGA, L., 1988b. Etude préliminaire des minéraux denses des dépôts pléistocènes de l'Imbo (Burundi). *Cahiers du Ceruki*, Nouv. sér., Bukavu, Zaïre, 2 : 97-113.
- ILUNGA, L., 1989. Problèmes géologiques d'aménagement dans la zone de Kadutu (ville de Bukavu, Zaïre). *Cahiers du Ceruki*, Nouv. sér., Bukavu, Zaïre, 24 : 40-51.
- ILUNGA, L., 1990. Quelques aspects physiques et humains de l'aménagement de la zone de Kadutu (Bukavu). *In Cret : Géographie et aménagement dans l'Afrique des grands lacs*. Coll. "Pays enclavés", Univ. Bordeaux III, 3 : 131-142.
- ILUNGA, L. et ALEXANDRE, J., 1982. La géomorphologie de la plaine de la Ruzizi. Analyse et cartographie. *Géo-Eco-Trop.*, 6 (2) : 105-123.
- ILUNGA, L. et LACROIX, D., 1988. The superficial Pleistocene formations in the Ruzizi plain (Zaïre). Analysis of heavy minerals. *Géo-Eco-Trop.*, 12, 1-13.
- ILUNGA, L. and PAEPE, R., 1990. Climatic oscillations as registered through the Ruzizi plain deposits (North Lake Tanganyika), Zaïre-Burundi-Rwanda. *In PAEPE, R., FAIRBRIDGE, R.W. and JELGERSMA, S. (Eds), 1990. Greenhouse effect, sea level and drought. NATO ASI series (C). Kluwer Acad. Publ., jet de recherches minières. Bujumbura (Burundi). Netherlands, 325: 287-299.*
- KAMPUNZU, A.B. et VELLUTINI, P.J., 1979. Mise en évidence d'un complexe annulaire dans le massif du Kahuzi (Sud- Kivu, Zaïre). *Ann. Fac. Sc. (Géol.)*, 2 : 75-79.
- KAMPUNZU, A.B., POTTIER, Y et VELLUTINI, P.J., 1979. A propos des produits volcaniques de Cibinda, Région de Bukavu (Sud-Kivu, Zaïre). *Ann. Fac. Sc. (Géol.)*, Lubumbashi, Zaïre, 2 : 21-30.
- KANIKA, M., KAMPUNZU, A.B., CARON, J.P.H. et VELLUTINI, P.J., 1981. Données nouvelles sur le volcanisme de la Haute Ruzizi (Sud-Kivu, Zaïre). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér.II, 292: 1277-1282.
- LAVREAU, J., 1985. Le groupe de la Ruzizi (Ruzizien du Zaïre, Rwanda et Burundi) à la lumière des connaissances actuelles. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1983-84, 111-119.
- LEDENT, D. et CAHEN, L., 1965. Quelques données géochronologiques nouvelles sur des minéraux et roches du Kivu méridional. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1964, 94-95.
- LIVINGSTONE, D.A., 1965. Sedimentation and the history of water level change in the Lake Tanganyika. *Limnol. Oceanogr.*, 10 : 607-610.
- LIVINGSTONE, D.A., 1975. Late Quaternary climatic change in Africa. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 6 : 249-280.
- LONDA, L., BIREMBANO, B. et ILUNGA, L., 1989. Profils d'altération et lits argileux rouges des basaltes de Bukavu. *Cahiers du Ceruki*, Nouv. sér., Bukavu, Zaïre, 24 : 77-101.
- MEYER, A., 1954. Notes vulcanologiques. Les basaltes du Kivu méridional. *Mém. Serv. géol. Congo belge*, 2 : 25-58.
- MEYER, A. et BURETTE H., 1957. Nouveaux phénomènes volcaniques au Sud-Kivu. *Bull. Serv. géol. Congo belge*, 7 (4) : 15 p.
- OLSON, E.A. and BROEKER, W.S., 1959. Lamont radiocarbon measurements. *Am. J. Sc.*, 5, 257: 13-14.
- POUCLET, A., 1975. Histoire des grands lacs d'Afrique centrale. Mise au point des connaissances actuelles. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, 17, 5 : 475-482.
- POUCLET, A., 1977. Des formations volcaniques sous-lacustres au sud de l'île Idjwi dans le lac Kivu (rift W. de l'Afrique centrale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D 12, 284: 1041-1043.
- POUCLET, A., 1980. Les laves du rift de l'Afrique centrale. Revue des données pétrographiques et chimiques. Essai de magmatologie. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren), Dép. Géol. Min., Rapp. ann.*, 1979, 81-128.
- RADULESCU, I., 1981. Carte géologique du Burundi au 1/50.000. Ministère de l'Energie et des Mines. Pro-

SAINT-MOULIN (de), L., 1976. Atlas des collectivités du Zaïre. Kinshasa.

SOROTCHINSKY, C., 1934. Etude pétrographique de l'édifice volcanique du Kahusi et du Biega (Kivu). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 9, 6, 4 : 1-98.

TACK, L. et DE PAEPE, P., 1983. Le volcanisme du Sud-Kivu dans le nord de la plaine de la Ruzizi au Burundi et ses relations avec les formations géologiques avoisinantes. *Mus. roy. Afr. centr., (Tervuren)*,

Dép. Géol. Min., Rapp. ann., 1981-1982: 137-145.

VELLUTINI, P., BONHOMME, M., CARON, J.P.H., KAMPUNZU, A.B. et LUBALA, T., 1981. Sur la signification "tectonique" des complexes alcalins acides du Kahuzi et du Biega. *C.R. Acad. Sc. Paris, sér. II, 292: 1027-1029.*

YZQUIERDO, J.L., 1960. Levé gravimétrique de la plaine de la Ruzizi. *Serv. Géol. Rwanda-Urundi. Rapp. ann., 9 : 31-36.*

Adresse de l'auteur : ILUNGA Lutumba
Institut supérieur pédagogique,
B.P. 854
BUKAVU
Sud-Kivu, ZAIRE.