



## Carte morphostructurale de la plaine de Kasenyi (Ituri – RD Congo)

### Morphostructural map of the Kasenyi Plain (Ituri – DR Congo)

MOKILI MBULUYO<sup>1</sup> & FAIDANCE MASHAURI<sup>2</sup>

**Abstract :** The morphostructural map of the Kasenyi Plain is established by analyzing and interpreting lineaments from satellite imagery (MSS and Landsat 5 TM), aerial photographs and field observations, as well as data entered into a GIS. The morphostructural analysis reveals two major lineament directions (NE-SW and NNW-SSE) and two other secondary directions (ESE-WNW and NNE-SSW). The NE-SW-oriented lineaments have an equal effect on all geological formations and align with the direction of the Albertine Rift (40° N to 50° N). The NNW-SSE-oriented lineaments are concentrated in the escarpment area and correspond to the directions of the dolerite-filled faults that align with the directions of the large cratonic faults of Aswa (Assoua), of the Proterozoic age.

The morphology of the Kasenyi Plain presents a succession of layers progressively stepped from the scarp to the lake and separated by steep slopes several tens of meters high. These steep slopes correspond to recent fault mirrors affecting the fluvial-lacustrine deposits of Kaïso (lower Plio- Pleistocene) as well as the fluvial-torrential deposits of the Semliki (middle Pleistocene to before present). These recent faults are proof of a reactivation of the movements of the Albertine Rift.

Keywords: Congo Democratic Republic, Ituri, Kasenyi, Albertine Rift, morphostructural analysis.

**Résumé :** La carte morphostructurale de la plaine de Kasenyi est établie à partir de l'analyse et de l'interprétation des linéaments extraits des images satellitaires (MSS et Landsat 5 TM), de photogéologie, des observations de terrain ainsi que des données intégrées dans un SIG. L'analyse morphostructurale révèle deux directions dominantes de linéaments (NE-SW et NNW-SSE) et deux autres directions secondaires (ESE-WNW et NNE-SSW). Les linéaments de direction NE-SW affectent indifféremment toutes les formations géologiques et s'apparentent à la direction du Rift albertin (N 40° à N 50°). Les linéaments de direction NNW-SSE sont concentrés sur le secteur de l'escarpement et correspondent aux directions des failles injectées de dolérites apparentées à la direction des grande failles cratoniques d'Aswa (Assoua), d'âge protérozoïque.

La morphologie de la plaine de Kasenyi présente des paliers étagés et dénivelés de l'escarpement vers le lac et séparés par des abrupts de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Ces abrupts correspondant aux miroirs des failles récentes affectant les dépôts fluvio-lacustres de Kaïso (Plio- Pléistocène inférieur) ainsi que les dépôts fluvio-torrentiels de la Semliki (Pléistocène moyen à subactuel). Ces failles récentes témoignent d'une réactivation de mouvements du Rift albertin.

Mots clés: RD Congo, Ituri, Kasenyi, Rift albertin, analyse morphostructurale.

## INTRODUCTION

La plaine de Kasenyi (Figure 1) couvre environ 300 km<sup>2</sup> et s'étend sur 50 km de long et 13 km de large. Elle est limitée à l'est par le lac Albert, au sud par le delta de la rivière Semliki qui forme une vaste zone marécageuse, à l'ouest et au nord par les terrains protérozoïques formant des escarpements montagneux atteignant des altitudes importantes (Mont Plikoti, 1975 m).

A côté des grandes dépressions sédimentaires du Rift occidental comme les plaines de la Semliki-Rutshuru et de la Ruzizi, celle de Kasenyi présente une étendue fort réduite.

<sup>1</sup> Professeur, Département de géologie, Université de l'Uélé, Isiro-RDC, [mkmraph@sympatico.ca](mailto:mkmraph@sympatico.ca) <sup>2</sup> Assistant, Département de géologie, Université de l'Uélé, Isiro-RDC, [faidancemashauri@gmail.com](mailto:faidancemashauri@gmail.com)

Toutefois, à l'instar de ces dernières, les sédiments qui forment cette dépression sont allogènes et caractérisés par une double origine : les sédiments fluvio-lacustres de Kaïso et les sédiments fluvio-torrentiel de la Semliki. Ces formations formant la plaine ne représentent qu'une partie du remplissage du fossé. La puissance de celui-ci, déterminée par les mesures géophysiques, est estimée à 1800 m (LEPERSONNE, 1974).

La connaissance de la géomorphologie et de la géologie récente de cette plaine est d'un grand intérêt scientifique particulièrement pour la compréhension de la paléoclimatologie, de la stratigraphie, de la tectonique récente des régions septentrionales du Rift occidental africain. Ces éléments de détails sont examinés ici dans une perspective géodynamique, par une étude de cartographie morphostructurale.

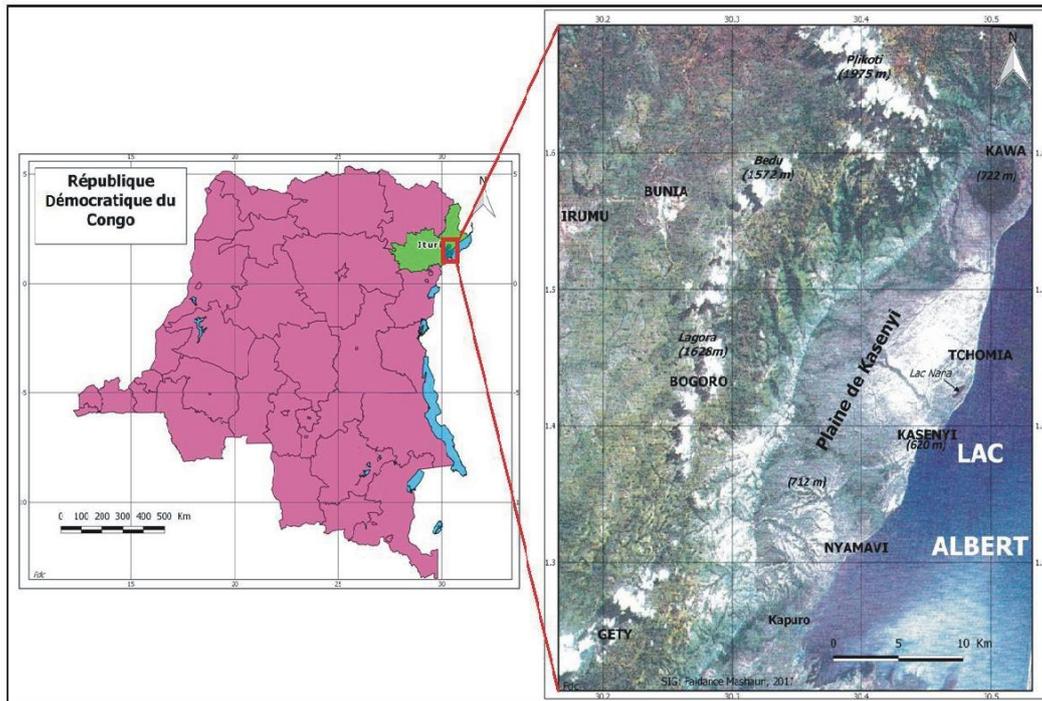


Figure 1 : Localisation de la plaine de Kasenyi

## METHODOLOGIE

Cette étude présente les résultats de l'interprétation des linéaments de la plaine de Kasenyi extraits par des méthodes de traitement d'images satellitaires Landsat (MSS et TM) et de photogéologie. Les linéaments ont été confrontés ensuite aux données géoscientifiques (structurales, lithologiques) obtenues *in situ*. Les données extraites intégrées dans un système d'information géographique (SIG) ont permis d'établir la carte morphostructurale de la plaine de Kasenyi.

En s'appuyant sur nos travaux antérieurs (MBULUYO & LAVREAU, 1989; MBULUYO *et al.*, 1993; MBULUYO, 1993, MBULUYO, 2017) et sur l'évolution récente des connaissances relatives à la tectonique et à la sédimentation du Rift occidental africain (CHOROWICZ, 2005; BRENDAN *et al.*, 2013; Mac GREGOR, 2015; SAALMANN IK *et al.*, 2016; RING, 2018) nous avons abordé cette étude en trois étapes :

- Dans une première étape, nous avons procédé à l'extraction des linéaments à partir de techniques de rehaussement d'image (composition colorée TM3-TM2-TM1) et d'analyse en composantes principales ensuite à l'application de filtres directionnels de Sobel3x3.

- Dans une deuxième étape, nous avons effectué d'une part, l'analyse statistique des linéaments à l'aide de rosaces directionnelles de 10° d'intervalle et d'autre part, l'analyse spatiale selon le secteur d'escarpement (socle précambrien) et celui de plaine (dépôts fluvio-lacustres). Ceci a permis de déterminer les orientations structurales et la densité de fracturation pour les deux secteurs.

- Dans une troisième étape, nous avons procédé à la confrontation des résultats aux données existantes (structurales, litho stratigraphiques et observations *in situ*) intégrées dans un système d'information géographique (QGIS 2.14, Sufer 10). Cette étape a déterminé le lien géologique entre les différents éléments et a facilité leur interprétation en rapport avec la réalité géologique du secteur d'étude.

## LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE

La zone d'étude est située sur le bord SW du lac Albert en Ituri, au nord-est de la République démocratique du Congo, entre 1,1° et 1,8° de latitude nord et 30,1° et 30,6° de longitude Est. La plaine de Kasenyi est coïncée à l'est par le lac Albert et à l'ouest par les escarpements des hauts plateaux de Bogoro et Bedu. Elle s'étend sur deux territoires, le territoire d'Irumu au sud et celui de Djugu, au nord (Figure 1).

## CADRE GÉOLOGIQUE

### Lithostratigraphie

Le soubassement de la zone étudiée est constitué de terrains protérozoïques. La limite entre ces derniers et les sédiments récents (plio-quaternaires à actuels) coïncide avec la faille principale du graben (Figure 2). Les sédiments récents sont cartographiés d'après les trois grandes divisions lithostratigraphiques connues (LEPERSONNE, 1949 ; DE HEIZELIN & VERNIER, 1987), de la base au sommet :

- la formation fluvio-lacustre de Kaïso d'âge plio-pléistocène. Elle est plus étendue au sud de la plaine; ailleurs, elle est représentée par des plages de moindre importance localisées en contre-bas de l'escarpement au nord de la route de Bogoro (plateau de Karugamania) et au nord-est (plateau de Kawa). Elle comporte plusieurs couches dont l'étude comparée a permis d'établir une relation avec les dépôts des autres plaines du Rift occidental africain;

- la formation de la Semliki d'âge pléistocène moyen constitue le faciès sédimentaire le plus étendu; il occupe plus de 80% de la plaine. Les sédiments sont d'origine fluviale et ne présentent pas de stratification;

- les dépôts holocènes et subactuels ne sont pas tous cartographiés à cause de leur faible étendue; ils regroupent les cônes de déjection, les dépôts d'épandage (non cartographiés) en contre-bas d'escarpement, les dépôts fluviaux le long des cours d'eau (par exemple les terrasses de la rivière Kawa, au nord-est de la plaine) et dans les gouttières.

### Les données structurales

Le style tectonique de la plaine de Kasenyi est celui des blocs affaissés avec une forte surélévation du bord occidental. Ce style détermine la structure en demi-graben attestée par le pendage des couches de Kaïso et par la dissymétrie du fond du lac, plus profond du côté de la RD Congo que celui de l'Uganda. Notons que le Rift albertin appartient au régime tectonique de distension NO-SE de grands blocs continentaux du Rift Valley qui s'allonge depuis l'Éthiopie jusqu'au Malawi ([CHOROWICZ, 1990](#)).

Les manifestations tectoniques sont représentées par des failles normales avec dénivellation affectant soit le socle ou soit les dépôts sédimentaires. Dans le secteur de Bogoro et Gety des failles décrochantes sont matérialisées par des dykes de dolérite et par leurs déplacements horizontaux (figure 2). Les failles injectées de dolérite datent du Protérozoïque supérieur (MBULUYO, 1993)

Dans la plaine de Kasenyi, LEPERSONNE (1949) définit l'âge des failles dites récentes par rapport à la Formation de Kaïso. On distingue les talus-failles anté-Kaïso qui constituent la limite principale entre les terrains précambriens et les sédiments lacustres et les talus-failles post-Kaïso affectant à la fois la Formation de Kaïso et celle de la Semliki.

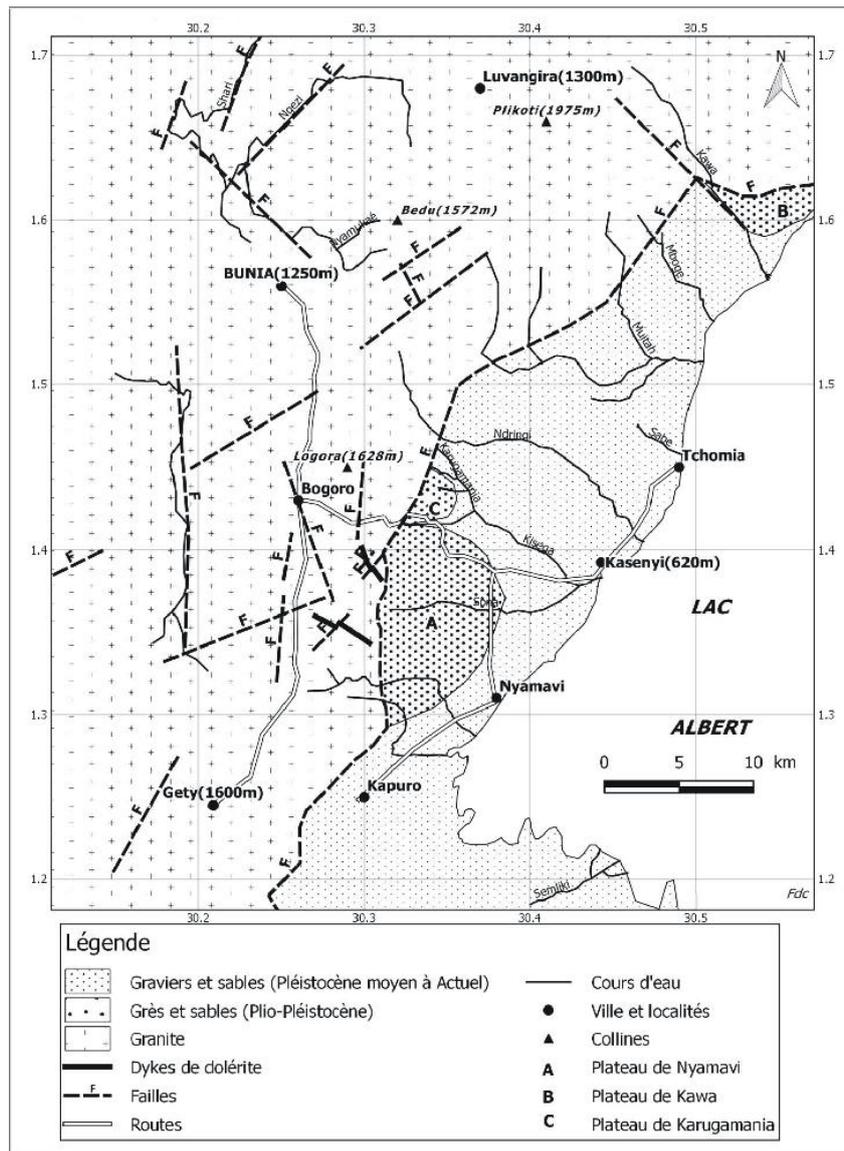


Figure 2 : Esquisse géologique de la plaine de Kasenyi, LEPERSONNE (1939, 1949), modifiée.

## ANALYSE DES IMAGES

### Traitements des données

La carte analytique des linéaments a été dressée par photo-interprétation, par assemblage mosaïque de photographies aériennes (Institut Géographique du Congo belge, 1950; Bloc : Semliki, bandes 1 à 12) et par l'analyse d'images satellitaires (Landsat MSS, juin 1973 et Landsat 5 TM, juin 1989).

Les cartes établies à partir des images brutes améliorées ainsi que des différentes compositions colorées obtenues ont été interprétées en termes de lithologie et de densité des fracturations. En raison de la qualité des images TM par rapport à celles de MSS, nous avons utilisé uniquement les premiers documents pour l'interprétation lithologique. Pour ce qui concerne la fracturation et les accidents tectoniques, les deux sources d'information satellitaire ont été simultanément utilisées.

Les analyses statistiques et la rosace directionnelle des linéaments ont été réalisées automatiquement à l'aide du logiciel DIPS 7.0. Les données collectées par télédétection ont été ensuite confrontées aux documents cartographiques reprenant les observations de terrain.

## Travaux de terrain

Ils concernent les différentes campagnes effectuées dans des zones accessibles telles que les vallées asséchées de principaux cours d'eau, les zones de contact entre le socle cristallin et les dépôts sédimentaires et les escarpements côtiers.

Outre, les données décrites ci-dessus, différentes coupes de direction générale NE-SW ont été réalisées et la prise de mesures structurales (direction et pendage) de la surface de stratification, de la schistosité, de la foliation ainsi que des cassures. Ces éléments structuraux ne sont pas repris dans cette étude.

## RESULTATS

### Interprétation des linéaments

L'analyse des fracturations ainsi que celle des autres accidents tectoniques a été menée à partir des outils vectoriels et surfaciques (Géotraitement et géométrie) incorporés dans le QGis 2.14. Les documents du travail et d'interprétation ont été réalisés sur les images MSS et celles de TM. La carte (Figure 3A) présente le résultat de l'assemblage de diverses images utilisées sur lesquelles les linéaments ont été relevés. Outre les linéaments, elles montrent également les contours de formations géologiques telles qu'elles ont pu être observées sur des images filtrées ou améliorées.

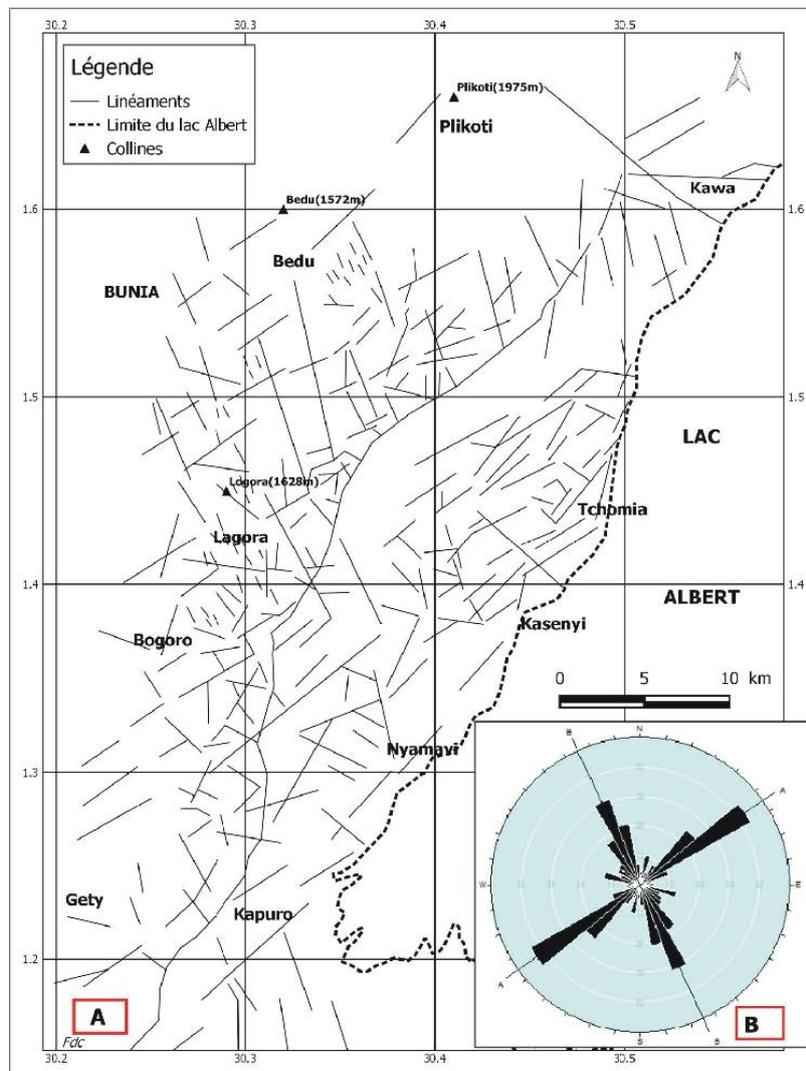


Figure 3 : Carte analytique des linéaments de la plaine de Kasenyi (A) et Rosace directionnelle (B).

L'analyse statistique des 297 linéaments retenus, fait ressortir deux directions dominantes (A et B) auxquelles il faut adjoindre deux autres, qualifiées de secondaires (C et D). Il s'agit de directions suivantes :

- les linéaments de direction NE-SW, soit de N 50°E à N 60°E. Ce groupe des linéaments, désigné par la lettre A, représente le nombre le plus important, soit 75% des linéaments observés dans la région. Ils affectent indifféremment toutes les formations géologiques (protérozoïques comme sédiments lacustres). Les linéaments sont cependant plus concentrés le long de la limite entre le socle cristallin et les terrains sédimentaires de la plaine de Kasenyi. Cet ensemble de linéaments se prolonge vers l'est et continue, sur plusieurs kilomètres dans les sédiments fluvio- lacustres de la plaine de Kasenyi. Une étude détaillée de terrain dans la plaine montre que les longs linéaments correspondent à des ressauts rectilignes d'orientation NNE-SSW qui se terminent vers le littoral par des falaises mortes atteignant, par endroits, une dizaine de mètres. Au pied de ces ressauts se sont formés des micro-cônes de déjection et des aires dépressionnaires allongées (sortes de gouttières) occupées saisonnièrement par des eaux stagnantes. Les ressauts constituent une preuve de l'activité tectonique récente du système du Rift caractérisée par la subsidence progressive de la zone axiale et par le soulèvement des bords du graben;

- les linéaments de direction NNW-SSE soit de N 330°E à N 340°E. Le groupe des linéaments dénommé B, représente 20 % des linéaments examinés. Ces linéaments NNW-SSE sont concentrés aux alentours de Mont Lagora et dans la plaine de Bunia. Ils sont plus longs et souvent recoupés par les linéaments de direction NE-SW. Sur le terrain les linéaments du groupe B correspondent aux crêtes morphologiques associées aux dykes de dolérite. Dans la plaine de Bunia, ils représentent les longs interfluves de rivières Shari et Nyamukae. Enfin, le long linéament de la Kawa (NNW- SSE) qui prolonge la faille du même nom située à l'extrémité nord de la plaine de Kasenyi, passe au nord de Plikoti mais ses traces disparaissent sous la nappe de dolérite. De nombreux décrochements latéraux des linéaments NNW-SSW soulignent la présence d'une faille.

- les linéaments de direction ESE-WNW soit de N 100° E à N 110° E. Cette direction (groupe C) regroupe un petit nombre de linéaments soit environ 3 %;

- les linéaments de direction NNE-SSW soit N 10° E - N 20° E. Les linéaments de cette direction secondaire (groupe D) représentent 2%.

Les principales structures linéamentaires de la région peuvent être rapprochées de celles de grandes directions géologiques inventoriées par les approches classiques. Rappelons que les principales structures ainsi que le réseau de fractures de dislocation post- précambriennes, identifiées dans la région par DUHOUX (1950), MUKONKI (1980), WOODTLI (1954), LAVREAU (1982) & CHOROWICZ (1990) sont les suivantes :

- les structures précambriennes d'orientation dominante NNW-SSE sont associées au plissement et à la fracturation cratonique d'Aswa en Uganda ;

- les structures récentes sont caractérisées par une direction NNE-SSW à NE-SW associées à la géodynamique du Rift.

Suivant les similitudes observées entre ces différentes orientations et celles de la rose directionnelle des linéaments (Figure 3B), nous pouvons dater ceux-ci de la façon suivante, du plus récent au plus ancien :

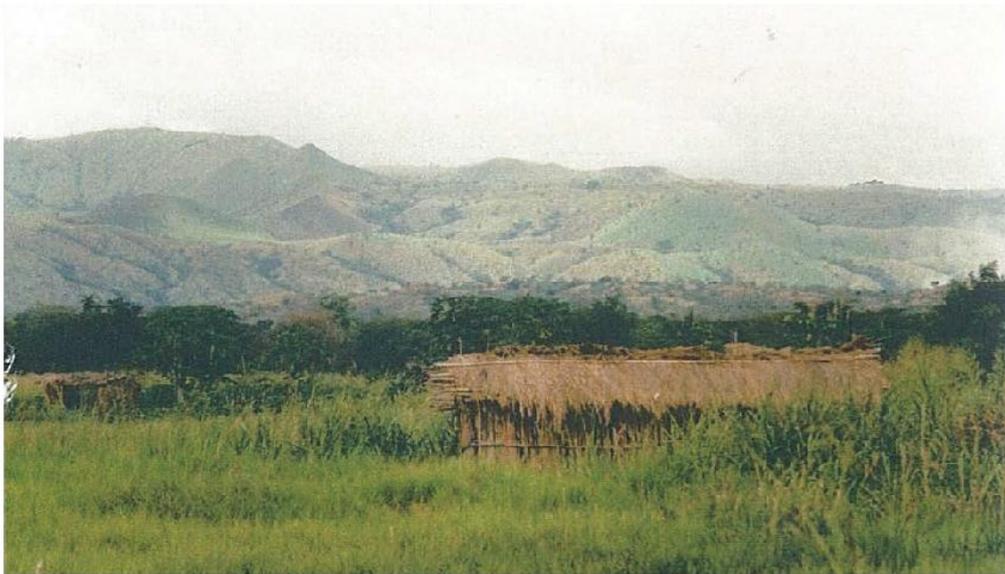
- les linéaments NE-SW appartiennent aux structures récentes. Ils recoupent souvent les structures anciennes, provoquent ainsi des décrochements importants visibles sur les images. Cette direction s'apparente à celle du fossé albertin, ce qui laisse entrevoir une certaine relation entre ces linéaments et les grandes cassures liées à la formation du graben. Les linéaments de grande extension correspondent aux prolongements des failles reconnues par les études géologiques antérieures.

- les linéaments NNW-SSE sont à rattacher aux structures anciennes de la région. Ils sont parallèles aux linéaments d'Aswa d'âge précambrien. Il existe des failles de cette orientation mentionnées sur les cartes géologiques. Les plus longs correspondent à des dykes doléritiques observés dans les secteurs de Gety, Bogoro et Bunia à l'ouest de la plaine de Kasenyi. (Figure 4).

## Etude de secteurs de l'escarpement de Bogoro et de la Kawa

Pour une meilleure description des unités morphostructurales de la plaine de Kasenyi, nous avons abordé dans un premier temps, l'étude de la zone d'escarpement. L'analyse de celle-ci permet de mieux expliquer, sur le plan tectonique, l'interaction entre le socle précambrien et les dépôts sédimentaires récents.

L'examen des images satellitaires et des photographies aériennes montre que la limite occidentale de la plaine de Kasenyi est un escarpement dont la base est rectiligne tandis que le sommet est découpé en facettes triangulaires par des ravins profonds; l'escarpement se caractérise, en outre, par un fort rejet vertical atteignant localement plus de 1000 m tels que les mont Plikoti, 1975 m, au nord, et Lagora, 1628 m, au centre (MBULUYO MOKILI et *al.*, 1993).



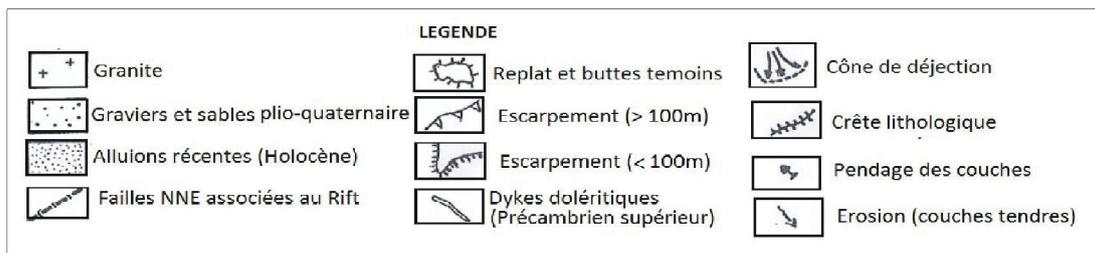
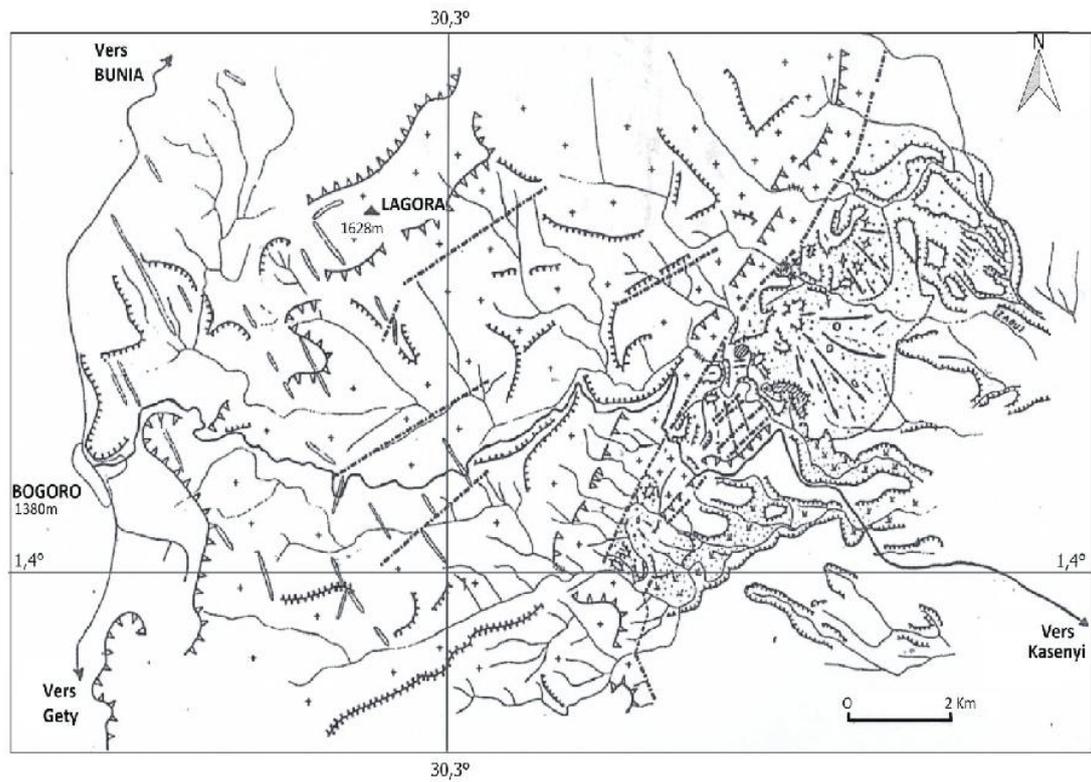
**Figure 4 :** Les dykes doléritiques de l'escarpement de Bogoro avec des crêtes alignées et étagées (MBULUYO, 1993)

Deux secteurs de l'escarpement ont été choisis, en raison de leur accessibilité, pour un examen plus détaillé. Il s'agit du secteur de Bogoro où la seule route étroite pour accéder à la plaine a été construite et le secteur de la Kawa situé à l'extrémité nord-est de la dite plaine. Les observations de terrain et l'analyse de données de ces deux secteurs ont permis de dégager les caractéristiques morphologiques générales appliquées à l'ensemble de l'escarpement.

### *L'escarpement de Bogoro*

Cette zone présente, du point de vue tectonique, un double intérêt. C'est à partir de Bogoro, en effet, que les principales failles du Rift albertin de direction méridienne commencent au sud de la plaine sont déviées et prennent une orientation NNE. C'est également dans ce secteur que les dykes doléritiques sont plus concentrés qu'ailleurs et présentent une orientation NNW-SSE caractéristique. Ce secteur constitue donc un seuil ayant la même signification structurale que d'autres zones de tension du Rift où les activités volcaniques sont concentrées (ici il s'agit d'un volcanisme de fissures). (Figure 5).

Du point de vue morphologique, en suivant la route vers Kasenyi on reconnaît trois paliers séparés par des abrupts de plusieurs dizaines de mètres de hauteur (plus ou moins de 100m) et interprétés comme miroirs de faille (Figure 6).



**Figure 5 :** Géomorphologie de Bogoro et ses environs (MBULUYO, 1993)



**Figure 6 :** Les paliers de l'escarpement de Bogoro (MBULUYO, 1993)

Le palier supérieur (1300 à 1400 m) présente beaucoup de similitudes quant à la morphologie des collines et des dépôts superficiels avec celle des plateaux de Bogoro. Il comprend des collines à sommets aplanis. Les principales rivières qui drainent la plaine telles que la Sona, la Kasego, la Kisega et la Karugamania prennent leur source dans ce palier. Leurs vallées, installées sur des lignes des failles, sont très encaissées et contiennent le plus souvent de gros blocs de granite (environ m<sup>3</sup>), descendus par gravité des zones plus élevées de l'escarpement.

Le palier moyen d'altitude voisine de 900 à 1200 m est plus étendu que le précédent. Il est cependant plus disséqué par suite de l'augmentation de la pente (dominance des pentes supérieures à 15°). Les rivières ont un cours torrentiel et forment de nombreuses cascades soulignant la disposition en escalier des failles secondaires. Cette plate-forme est séparée du niveau inférieur par un talus de plus de 200 m de dénivellation. Ce talus, véritable miroir de failles constitue, par l'importance de sa dénivellation, l'escarpement principal.

Enfin, le palier inférieur, situé à 820 m d'altitude, est très réduit (environ 4 à 5 km<sup>2</sup>, ne se trouve que dans le secteur de Bogoro. Ailleurs, le long de l'escarpement limitant la plaine, ce palier est inexistant. Il s'agit d'un bloc granitique effondré et fortement disloqué sur lequel se sont déposés vers l'extrémité nord-est des sédiments lacustres.

### ***L'escarpement de la Kawa***

Cet escarpement limite vers le nord-est la plaine de Kasenyi. Sa grande particularité réside dans son orientation WNW-ESE soit N 150°E, approximativement perpendiculaire à la direction du graben (N 40°E). Au sud-est, la faille se trouve sur le prolongement du haut fond qui divise le lac en deux bassins : un sous-bassin sud peu profond avec un fond à moins de 10 m et un sous-bassin nord, dissymétrique avec une profondeur maximale atteignant les 50 m. L'orientation de l'escarpement de la Kawa appartient au système des failles relatives à la formation du fossé.

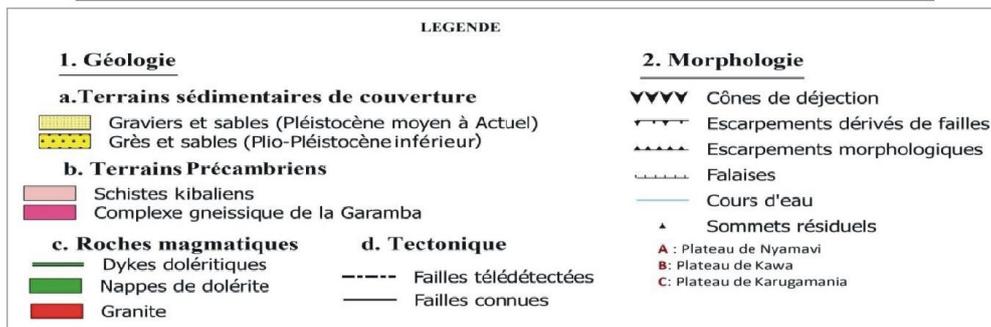
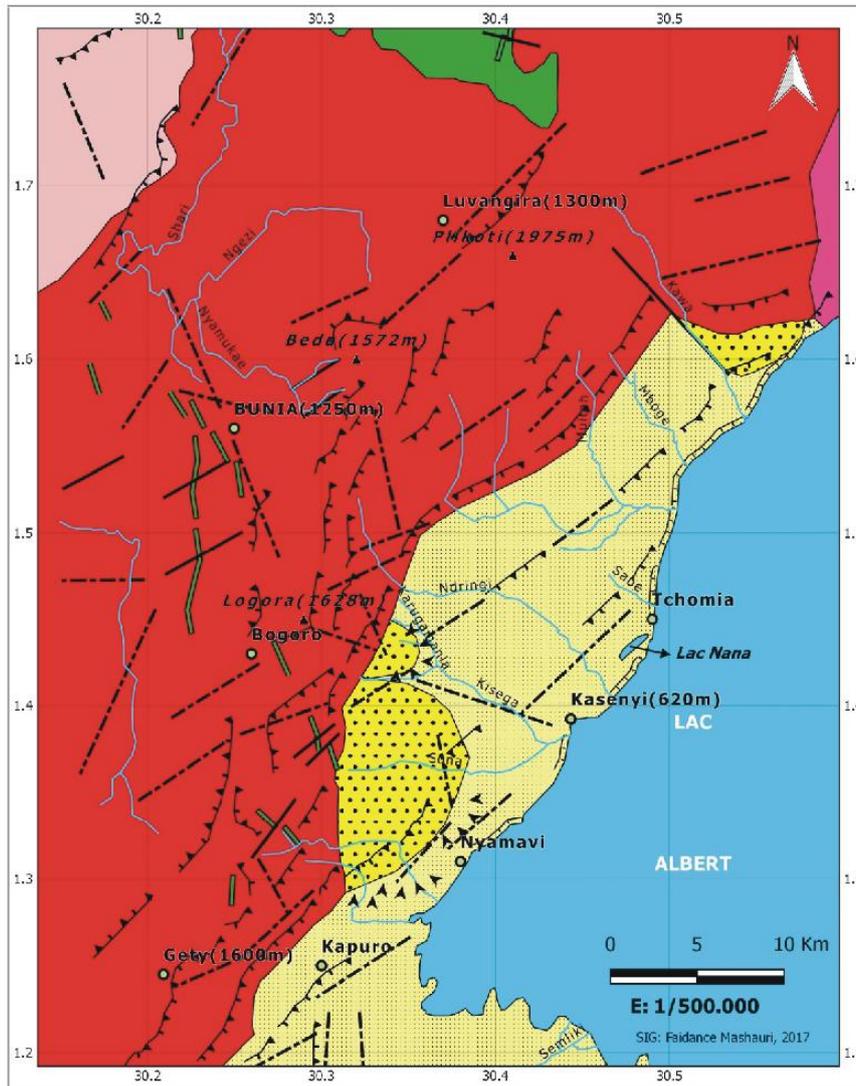
L'escarpement porte les traces de plusieurs failles matérialisées, dans les formations lacustres, par des gradins dont la présence souligne les mouvements tectoniques postérieurs à la sédimentation lacustre. Ces mouvements tectoniques récents peuvent être évoqués pour expliquer l'existence de la forte pente à l'ouest de la rivière Kawa.

### **Unités morphostructurales de la plaine de Kasenyi et les sédiments associés**

A côté de grandes dépressions sédimentaires du Rift occidental comme les plaines de la Semliki-Rutshuru et de la Ruzizi, celle de Kasenyi ne représente qu'une étendue fort réduite. Toutefois à l'instar de ces dernières, les sédiments qui forment cette dépression sont allogènes et caractérisés par une double origine. Les sédiments les plus anciens d'âge plio-pléistocène sont fluvio-lacustres et correspondent à la Formation de Kaïso; les dépôts récents, d'âge pléistocène moyen, sont d'origine fluvio-torrentiel; ils constituent la Formation de la Semliki et proviennent directement de l'érosion des reliefs bordiers de la plaine. Quant à la sédimentation de la période subactuelle à actuelle, elle comprend des cônes de déjection reposant sur les dépôts anciens, des alluvions fluviales ainsi que des dépôts littoraux. Notons que les sédiments qui forment la plaine ne représentent qu'une partie du remplissage du fossé. La puissance de celui-ci, déterminée par les mesures géophysiques, est estimée à 1800 m (LEPERSONNE, 1974; LE FOURNIER *et al.*, 1985).

L'étude stratigraphique des dépôts de la plaine n'est pas encore réalisée avec le même degré de détail que les autres plaines du Rift notamment celle de la Ruzizi (ILUNGA, 1984) ou celle de Baringo (TIERCELIN et VINCENS, 1987). En attendant qu'une telle étude existe, nous utilisons dans le cadre de cette étude, la division stratigraphique établie par LEPERSONNE (1949) et de DE HEINZELIN et VERNIERS (1987) respectivement dans la plaine de Kasenyi et dans la basse plaine de la Semliki.

L'analyse de la morphologie ainsi que celle des dépôts sus-jacents permet de distinguer dans la plaine quatre principales unités morphostructurales.



**Figure 7 :** Carte morphostructurale de la plaine de Kasenyi.

### *Les surfaces de piémont*

Elles sont constituées par des glacis qui forment des zones discontinues raccordant, en pente douce, les terrains cristallins de l'escarpement aux sédiments de la plaine. Selon les secteurs, ces surfaces de raccord sont formées soit par l'adjonction de plusieurs cônes de déjection très aplatis localisés principalement au débouché de grandes rivières telles que Ndringi, Muitah et Nyakatoke ou soit par une surface en pente, développée sur les dépôts lacustres.

L'origine de la première catégorie de glacis a été d'abord déterminée à partir de l'examen stéréoscopique qui montre la forme en éventail de glacis et puis sur le terrain, par la nature de sédiments qui les composent.

Le glacier, situé au nord de la rivière Muitah, s'étale depuis la base de l'escarpement jusqu'à environ 1 km en direction de la plaine. Il présente, au contact avec l'escarpement, une surface concave puis un plan incliné de faible pente de l'ordre de 3°E à 4°E diminuant progressivement vers le sud-est où l'on peut observer des mini-cônes de déjection formant la pente de raccord vers la plaine.

Le glacier est entaillé par une multitude de petits chenaux disposés selon un réseau radial hérité des anciens cônes fortement surbaissés. La coupe localisée dans la partie apicale de l'ancien cône présente des sédiments grossiers, sans stratification, à éléments mal triés dont certains sont subarrondis, dans une matrice sablo-graveleuse où apparaît un début d'induration ; vers la partie distale, la sédimentation devient de plus en plus fine avec une structure entrecroisée. Cette progadation d'alluvionnement de l'amont vers l'aval est l'une des caractéristiques des glaciers d'épandage (TRICART *et al.*, 1972). La zone de raccord entre le glacier et la plaine est une surface souvent marécageuse formée d'un dépôt essentiellement argileux. Sur les interfluves étroits qui séparent les chenaux pousse une végétation herbacée parsemée d'arbustes (*Acacia*) de moins d'un mètre de hauteur qui, à l'heure actuelle, ne favorise plus le ruissellement en nappe. Les glaciers ne se développent donc plus aujourd'hui et constituent des formes héritées dont les conditions de genèse sont différentes de la période actuelle.

Dans la vallée de la rivière Ndringi, des successions de faciès sédimentaires semblables apparaissent mais sont moins importantes du fait de la superficie réduite du bassin-versant. On note que les dépôts sont constitués de sédiments dont la granulométrie se compose à la base de galets et de graviers centimétriques de quartz, enrobés dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée; à l'extrémité aval, la sédimentation est essentiellement limono-argileuse avec une stratification subhorizontale nette. Le glacier situé à l'ouest de la rivière Mboge a montré une origine nettement différente des cas décrits précédemment. Ce glacier est une surface d'ablation dont le profil, selon la plus grande pente, est anormalement redressé au voisinage immédiat de l'escarpement puis devient concave à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci et se termine, vers la forêt de Kawa, par un niveau subhorizontal. La surface du glacier présente des traces de ravinement qui ont dû être importantes antérieurement. Un réseau touffu de ravins ou de *rills* de moins d'un mètre de profondeur couvre une grande partie du glacier; vers son extrémité inférieure, la pente devient très faible, les ravins disparaissent et laissent place à des dépôts argilo-sablonneux plus épais. Ces dépôts provoquent, par endroits, un alluvionnement important et expliquent la forme indentée de la limite occidentale de la forêt de Kawa. Cette surface de piémont a donc une origine polygénique avec une zone amont résultant d'une érosion de la surface alors que celle située en aval, est une surface d'accumulation.

Cette seconde catégorie de glaciers dépend, avant tout, de la pente topographique dont les valeurs élevées aux abords immédiats de l'escarpement ne s'expliquent que par la surrection de celui-ci. L'activité néotectonique est à l'origine de la reprise des processus érosifs, particulièrement le ruissellement diffus dont la puissance a été importante durant les périodes climatiques sèches antérieures.

Les mécanismes de la formation des glaciers comme décrits plus haut font donc intervenir simultanément les effets de la tectonique, de la lithologie et du climat. La tectonique post-Kaïso est responsable des forts contrastes topographiques qui ont favorisé la formation de cônes localisés en contre-bas de l'escarpement. La surélévation du bord occidental du Rift constitue le facteur principal de la reprise d'érosion et du façonnement du glacier aux dépens des dépôts lacustres. La forme et l'épaisseur des cônes de déjection dépendent de la taille des particules sédimentaires, constitués ici d'éléments fins provenant de l'altération du granite. La juxtaposition de cônes formés de ce type de sédiments fins, qui au départ présentaient une pente déjà faible, aboutit dans des conditions climatiques favorables, au développement de glaciers tels que nous les observons au débouché des rivières Muitah, Ndringi et Nyakatoke.

Sans qu'il en ait subsisté de traces suffisamment démonstratives, il est vraisemblable que les conditions climatiques qui ont présidé à la formation des cônes soient différentes de celles qui ont permis postérieurement le développement du glacier. L'âge des cônes de déjection et subséquemment celui des glaciers peut toutefois être estimé du Pléistocène supérieur, puisqu'ils sont développés sur la Formation de la Semliki d'âge pléistocène moyen. Dans la plupart des dépressions localisées dans les fossés tectoniques africains, c'est en s'appuyant sur ce principe que les cônes et le glacier ont été considérés comme témoins des fluctuations climatiques du Pléistocène terminal (ILUNGA, 1988; TIERCELIN et VINCENS, 1987).

## *Les paysages des collines*

Les collines résulteraient de la dissection de bas plateaux qui surplombent le reste de la plaine de plusieurs mètres d'hauteur. Ce sont des plateaux structuraux développés sur la Formation de Kaïso dont la strate supérieure est un banc gréseux noir. Ils sont entourés de part et d'autre de failles récentes et présentent un pendage au contact avec les terrains précambriens. Ce basculement est considéré comme témoin de mouvements tectoniques récents. Les plus importants de ces plateaux sont les plateaux de Nyamavi au sud, de Karugamania au centre-ouest et de Kawa, à l'extrémité nord-est de la plaine.

### Le plateau de Nyamavi

Il constitue le plus vaste de tous et occupe toute la partie septentrionale de la plaine. Il est séparé de la zone marécageuse du delta de la Semliki par un abrupt apparenté à la faille SSW-NNE qui passe au sud du port de Kasenyi.

Les sommets des collines sont tous à peu près au même niveau altimétrique (700 à 720 m) et dominent de quelques mètres des replats bien individualisés et très disséqués par le ravinement des eaux de ruissellement. Des ravins profonds de 10 à 15 mètres occupent les flancs des collines et le rebord du plateau. Ces ravins ne sont plus fonctionnels car l'érosion linéaire est actuellement arrêtée par la végétation.

Les rivières qui descendent de l'escarpement ont créé des vallées en gorges dans lesquelles on peut observer les faciès de la Formation de Kaïso tels que décrits dans les travaux de LEPERSONNE (1949). Dans la vallée de Niongomba, la Formation de Kaïso présente trois horizons de faciès horizontaux bien distincts :

- l'étage inférieur montre un faciès gréseux de couleur gris noire. Sa base n'a pas pu être observée;
- l'étage moyen est argilo-sablonneux et par endroit limonitique. La puissance est de l'ordre de 20 m, mais elle atteint vers l'escarpement plus de 50 m. C'est dans cette couche tendre, une fois atteinte, que se développent des ravins en V profonds aboutissant à un paysage de *badlands*.
- enfin, l'étage supérieur est moins épais que les deux premiers, sa puissance ne dépasse pas le mètre; il présente aussi un faciès arénacé mais, par endroits, il prend l'aspect d'un banc gréseux noir. Là où elle n'est pas détruite par l'érosion, cette dernière couche protège de petits replats tabulaires et d'altitude subégale, facilement reconnaissables à l'examen des photographies aériennes. Ils constituent, par l'homogénéité de leur altitude, le témoignage d'un ancien niveau topographique.

Au sommet de la Formation de Kaïso, un dépôt de sables argileux rouge repose en discordance sur les couches lacustres. L'épaisseur de ce dernier dépôt est importante sur les secteurs plus proches de l'escarpement (environ 1 m) et mais elle s'amincit dans les secteurs qui sont plus éloignés. Par endroits, le contact entre les couches lacustres sous-jacentes et le dépôt rouge est une surface ravinante qui permet de le considérer comme d'origine colluvionnaire.

### Le plateau de Karugamania

C'est un petit plateau structural situé au pied de l'escarpement de Bogoro au nord de la route qui mène vers le centre de Kasenyi (Figure 8). Couvrant un secteur d'environ trois km<sup>2</sup> ; ce plateau est limité, au nord et au sud, par les rivières Kasego et Kisega, à l'est, par un abrupt de faille d'environ 100 m au pied duquel se sont développés de vastes cônes de déjection. La rivière Karugamania dont le plateau tire son nom, le coupe pratiquement en deux et se jette vers l'est, dans la rivière Kisega.

Contrairement à celui de Nyamavi, ce plateau est affecté par de nombreuses failles post-Pliocène responsables de l'intensification de l'action érosive d'où l'état de démantèlement poussé du plateau. Les cours d'eau s'encaissant dans les couches argileuses de la Formation de la Kaïso et donnent lieu à une succession de falaises et de demoiselles coiffées. Des lambeaux tabulaires surmontés par un dépôt limoneux rouge ocre vraisemblablement d'origine colluvionnaire comme observé à Nyamavi atteignent quelques centaines d'hectares.



**Figure 8 :** Vue de la plaine de Kasenyi à partir de l'escarpement de Bogoro.  
En contre-bas le plateau structural de Karugamania (MBULUYO, 1993)

L'échelle stratigraphique de la Formation lacustre de Kaïso, dans son ensemble, demeure semblable à celle qui a été observée dans le plateau de Nyamavi. Cependant la grande profondeur atteinte par les ravins et l'existence d'un fort pendage des couches ( $10^{\circ}E$ ) qui donne au plateau une allure en cuesta, laissent apparaître certains détails dans des variations de faciès qui n'apparaissaient pas à Nyamavi.

L'étage inférieur n'est visible que par endroits dans la vallée de la Karugamania, où il repose sur une cuirasse latéritique appelée "Formation de base" (LEPERSONNE, 1949 ; MBULUYO, 1991 et 1993). L'étage moyen essentiellement argileux sablonneux blanchâtre contient d'abondantes concrétions calcaires qui rappellent les poupées de loess décrites dans la littérature. Celles-ci témoignent de la phase d'émersion des sédiments lacustres au cours de laquelle une pédogénèse a pu se développer. Enfin, l'étage supérieur, réduit à quelques décimètres est principalement constitué d'un niveau gréseux résistant de couleur gris-noire qui protège les sommets de collines.

#### Le plateau de la Kawa

Il est localisé en contre-bas de l'escarpement du même nom situé à l'extrémité nord de la plaine. C'est un ensemble de collines à sommets aplanis dont l'altitude varie entre 722 m à l'ouest et 682 m à l'est. A la différence des autres plateaux de la plaine, celui de la Kawa n'a pas connu de dissection poussée à l'exception de son rebord sud-est. Des ravins profonds y témoignent de l'existence, dans un passé récent, d'un processus de ravinement intense. Celui-ci est actuellement arrêté par la forêt secondaire (forêt de Kawa).

Les rivières Mboge et Kawa qui descendent de l'escarpement ont entaillé les sédiments lacustres jusqu'à une profondeur suffisante pour laisser apparaître d'autres faciès sédimentaires caractéristiques de la Formation de Kaïso. En effet, cette dernière ne comporte pas ici les trois couches caractéristiques observées à Nyamavi et à Karugamania, mais seulement deux couches épaisses à faciès arénacé, avec des graviers et des sables grossiers enrobés dans un ciment argileux blanchâtre. Ce faciès présente une plus grande résistance à l'érosion que la couche argileuse tendre dans laquelle des *badlands* se développent rapidement.

### *Les terrasses lacustres*

Les terrasses lacustres sont à mettre en relation avec la subsidence de la zone axiale du fossé albertin qui se poursuit encore de nos jours. C'est à la suite de ce mouvement tectonique récents (post-Kaïso : Pléistocène) que les sédiments sont affectés de failles créant des replats topographiques étagés (Figure 9).

Les abrupts rectilignes qui séparent les différents paliers sont situés sur le prolongement des failles observées dans les terrains précambriens où ils déterminent ainsi trois replats distincts et ayant une orientation NE-SW identique à celle du graben. Les abrupts ont en moyenne une hauteur de 4 mètres. Les sédiments de ruissellement ou fluviaux déposés lors des crues dans les gouttières en contre-bas des abrupts, diminuent toutefois cette dénivellation et ne permettent pas toujours de les distinguer avec netteté. Ceci explique l'allure ondulée de la plaine lorsqu'elle est observée à partir de l'escarpement. C'est par l'observation stéréoscopique de photo-aériennes ainsi que par le rehaussement et le filtrage directionnel des images satellitaires que les failles affectant les sédiments de la plaine peuvent être mises en évidence.



**Figure 9 :** Les terrasses lacustres de la plaine de Kasenyi

Dans cette partie de la plaine, les systèmes fluviaux, parfaitement visibles sur les photographies aériennes, présentent plusieurs aspects de la dynamique sédimentaire récente. Les variations brutales de débit dues à la fois aux averses violentes sur les sommets des escarpements et à la forte pente des cours d'eau descendant ces derniers expliquent l'évolution rapide du comportement du réseau hydrographique de la plaine ainsi que les processus sédimentaires qui y sont associés.

Sur la haute terrasse, les rivières importantes (Ndringi et Muihah) présentent d'abord un tracé à faible sinuosité dans la zone de piémont, puis d'allure méandrique (avec des tronçons recoupés) dans le secteur relativement éloigné de celle-ci; les vallées encaissées et larges (environ 5 m) sont taillées dans un matériel grossier (cailloux, graviers et sables), sans structure sédimentaire et disposé de façon anarchique traduisant un dépôt brutal à la sortie de l'escarpement.

Sur la terrasse moyenne, les rivières présentent un tracé intermédiaire entre les méandres et les anastomoses en tresse; les cours d'eau faiblement encaissés divagent et abandonnent leur charge créant ainsi des formes d'alluvionnement (levées naturelles; barre de méandres) dont la granulométrie et les structures sédimentaires sont variées. Par suite de la forte diminution de la pente, cette partie de la plaine est souvent inondée comme en témoignent la plupart des sédiments observés portant des traces d'immersion (brindilles de branches d'arbre, feuilles mortes, argiles noires).

Dans les vallées principales, de nombreuses barres longitudinales constituées essentiellement

d'alluvions à dominance gravelo-sableuse sont observées et montrent une variation verticale nette : à la base, reposent les sédiments grossiers (graviers et sables) avec une stratification entrecroisée; ils sont recouverts de dépôts uniquement sablonneux ayant eux aussi une stratification oblique mais de faible ampleur; le tout est surmonté par des couches sablo-limoneuses ou argileuses subhorizontales.

Sur la basse terrasse enfin, à l'exception de chenaux importants, certains bras des cours d'eau se perdent dans les marécages ou disparaissent sous les dépôts récents. L'évacuation des eaux vers le lac se fait soit par écoulement souterrain ou soit par des gouttières en contre-bas des ressauts tectoniques. Cette partie basse de la plaine fréquemment inondée comporte beaucoup de marécages. La sédimentation est en grande partie constituée de dépôts argilo-limoneux.

### ***La morphologie littorale***

La morphologie littorale de la plaine de Kasenyi présente deux grands secteurs. Depuis le centre hospitalier de Tchomia jusqu'au delta de la Kawa au nord-est, la côte est caractérisée par une succession de hautes falaises subverticales dont la base est en proie à l'érosion des vagues. Dans cette partie septentrionale du littoral, la plaine domine fréquemment le lac, de 15 m de hauteur en moyenne, les rivières n'accèdent au lac que par des vallées suspendues. Ces falaises tectoniques correspondent à la terminaison des abrupts d'orientation NNE-SSO qui commencent depuis l'escarpement jusqu'au rivage du lac. Elles résultent des activités tectoniques.

Par contre, depuis Tchomia en passant par le port de Kasenyi jusqu'à Kapuro sud, les côtes basses, les plages ainsi que d'autres accumulations sableuses sont prédominantes. Les basses falaises observées sont dues à l'action des vagues qui érode le rivage du lac.

#### Les falaises tectoniques

Les plus importantes falaises de cette catégorie sont localisées à l'embouchure des rivières Sable et Mboge. Elles résultent du mouvement de surrection tectonique et ont en moyenne 15 m de hauteur. La falaise de Sable se prolonge à partir du lac, vers l'intérieur de la plaine, par un abrupt d'environ 13 mètres; la falaise montre au sommet un dépôt argilo-sableux surmontant, à la base, un banc gréseux subhorizontal qui se prolonge vers le lac jusqu'à 2 m de la côte. D'anciennes encoches de 50 cm de profondeur dues jadis à l'action des vagues permettent de suivre ce niveau résistant.

A l'embouchure de la Mboge, la falaise présente un dépôt stratifié de plus de dix mètres de hauteur à la base duquel des concrétions carbonatées sous forme des dalles sont observées. La lamination des couches surincombant les dalles calcaires constitue une indication d'une ancienne sédimentation réalisée dans un milieu lacustre.

#### Les plaines deltaïques, les plages et les flèches littorales

Les plaines deltaïques les plus importantes sont localisées dans les anciens golfes du lac comme ceux de la Ndringi et de la Kawa. D'autres plaines installées au débouché de la rivière Muitah sont de dimensions réduites et encore en cours d'édification.

Les plages forment des zones basses couvertes par des sables. Les plus importantes sont observées au sud de Kasenyi et s'étalent sur quelques dizaines de mètres de large. Certaines se présentent sous forme allongée et rappellent la morphologie des dunes (au sud de Kasenyi). Les flèches littorales allongées sont observées au sud des deltas de Muitah, de Ndringi et de Sona.

#### Les lagunes

Les lagunes comme les étendues marécageuses sont installées sur la basse terrasse largement développée au sud de Tchomia jusqu'à Kapuro. La lagune la plus étendue, dénommée lac Nana, est installée dans une gouttière tectonique (d'où sa forme allongée) dont la fermeture par un cordon sablonneux et colonisée par les *Pennisetum purpureum* empêche les eaux de la lagune d'accéder au lac. D'autres lagunes semblables et de tailles réduites forment des zones marécageuses au sud de Kasenyi.

## CONCLUSION

Dans le cadre de cette étude, un traitement des images satellitaires et photos aériennes sous un Système d'Information Géographique (SIG) a été utilisé comme outil de base pour l'analyse morphostructurale de la plaine de Kasenyi.

L'analyse statistique des 297 linéaments retenus fait ressortir deux directions dominantes de linéaments (NE-SW et NNW-SSE) auxquelles il faut adjoindre deux autres, qualifiées de secondaires (ESE-WNW et NNE-SSW). Les linéaments de direction NE-SW affectent indifféremment toutes les formations géologiques. Cette direction s'apparente à celle du fossé albertin (N 40°- N 50° E). Les linéaments de direction NNW-SSE sont parallèles aux failles cratoniques d'Aswa (Assoua), d'âge précambrien.

Les sédiments qui forment la plaine de Kasenyi sont allogènes et caractérisés par une double origine. Les sédiments les plus anciens d'âge plio-pléistocène sont fluvio-lacustres et correspondent à la Formation de Kaïso; les dépôts récents, d'âge pléistocène moyen sont d'origine fluvio-torrentiel; ils constituent la Formation de la Semliki et proviennent directement de l'érosion des reliefs bordiers de la plaine. Quant à la sédimentation de la période subactuelle à actuelle, elle comprend des cônes de déjection reposant sur les dépôts anciens, des alluvions fluviales ainsi que des dépôts littoraux.

La carte morphostructurale de la plaine de Kasenyi est caractérisée principalement par des plateaux structuraux qui surplombent le reste de la plaine et des terrasses lacustres séparées par des abrupts de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Les abrupts matérialisent les failles récentes qui affectent les dépôts fluvio-lacustres de Kaïso (Plio- Pléistocène inférieur) ainsi que les dépôts fluvio-torrentiels de la Semliki (Pléistocène moyen à subactuel). Ces failles récentes témoignent d'une réactivation de mouvements du Rift albertin.

La morphologie littorale de la plaine de Kasenyi présente deux grands secteurs. Depuis le delta de la Kawa au nord-est jusqu'au centre hospitalier de Tchomia, la côte est caractérisée par une succession de falaises mortes (falaises tectoniques) ; au sud, par contre, depuis Tchomia jusqu'à Kapuro, la côte est basse, les plages ainsi que d'autres accumulations sableuses sont prédominantes.

## BIBLIOGRAPHIE

- BRENDAN, S., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., BEZ, M., LAYS Ph., BOURGES Ph., DAUTEUIL, O. & NALPAS, Th., 2013. Albertine rift, Uganda : deformation-sedimentation-erosion relationships. *Association des Sédimentologues Français*. 14ème congrès français de sédimentologie, Nov. 2013, Paris, France. 73.,59 p.
- CHOROWICZ J-J., 1990. Dynamics of the different basin-types in the East African rift. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 10, 1-2: 271-282
- CHOROWICZ J-J., 2005. The East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.* 43 : 379-441.
- CHOROWICZ J-J., LE FOURNIER, J. & VIDAL, G., 1987. Model for opening of the rift system in Eastern Africa, *Geological Journal*, 22, Winther Thematic Issue 1987:490-513.
- DE HEINZELIN, J. & VERNIERS, J., 1987. Premiers résultats du Semliki Research, Project (Parc National des Virunga, Zaïre). Mus. Roy. Afr. Tervuren, Dép. Géol. Min., Rapp. Ann. 1985- 1986 : 141-144.
- DUHOUX, P. V., 1950. La pétrogenèse et la métalogenèse du domaine minier de Kilo-Moto. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 73: 171-244.
- ILUNGA, L. K., 1984. Le Quaternaire de la plaine de la Ruzizi, Thèse, V.U.B., Brux., 3 t., 353 p.
- ILUNGA, L., 1988. Etude préliminaire des minéraux denses des dépôts pléistocènes de l'Imbo (Burundi). *Cahiers du Ceruki, Nouv. sér.*, Bukavu, Zaïre, 2 : 97-113.
- LAVREAU, J., 1982. Etude géologique du Haut-Zaïre. Genèse et évolution d'un segment lithostratigraphique archéen. Mus. roy. Afr. centr., Ann., série in-8°, Sci. géol., 88 : 116 p.
- LE FOURNIER, J., CHOROWICZ, J., THOUIN, C., BALZER, F., CHENET, Y., HENRIET, J-P., MASSON, D., MONDEGUER, A., RSENDAHL, B., SPY-ANDERSON, F-L. & TIERCELIN J-J., 1985. Le bassin du lac Tanganyika : évolution tectonique et sédimentaire. *C. R. Acad. Sc.*, 301, 14 : 1053-1058.
- LEPERSONNE, J., 1939. Série de Kaïso. Lac Albert n°1, 9/10 au 2/12/1939. Inédit, Archives Mus. Royal de Tervuren, Notes polycopiées, 34 pages. Dossiers n° 116 et 118
- LEPERSONNE, J., 1949. Le fossé tectonique Lac Albert-Semliki-Lac Edouard. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, 62 : 1-91.
- LEPERSONNE, J. 1974. Notice et carte géologique du Zaïre à l'échelle du 1/2.000.000. serv. géol. Kinshasa, 67 pages
- Mac GREGOR, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *Journal Afr. Earth Sci.* 101 : 232-252.
- MBULUYO, M. K., 1991. Les principales entités géomorphologiques de l'Ituri oriental et les faciès cuirassés

- associés. *in* Hommage au Professeur J. ALEXANDRE. Afrique centrale : Géomorphologie et Géologie récente. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 27 : 139-149.
- MBULUYO, M. K., 1993. Géomorphologie de l'Ituri Orientale (nord-est du Zaïre). Analyse morphologique et structurale des effets d'une réactivation du Rift albertin, Thèse, Faculté des sciences, Université de Liège, Belgique, 303 p.
- MBULUYO, M. K., 2017. Géologie de l'Ituri *in* l'Ituri : espace agro-pastoral et minier, Monographie de l'Ituri, Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren – Belgique (sous presse)
- MBULUYO, M. K. & LAVREAU, J., 1989. Apport de la télédétection à la connaissance de grands traits structuraux du Bassin du Haut-Ituri (nord-est du Zaïre), Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1987-1988, 165-172 (1989).
- MBULUYO, M. K., OZER, A. & LAVREAU, J., 1993. La carte morphostructurale de l'Ituri oriental (nord-est du Zaïre). Étude à partir de données satellitaires TM Landsat. Télédétection appliquée à la cartographie et topographie. Actes Journées scientifiques du Réseau Télédétection de l'UREF, Montréal 21-23 Octobre 1991. Actualité scientifique. Presses de l'Université de Québec, 41-53.
- MUKONKI, M. na B. 1980. Application de la télédétection à l'étude structurale du système de fossés de l'est-africain. Thèse, Univ. Paris VI, 3 vol., 168 p.
- SAALMANN IK, MÄNTTÄRI, I, NYAKECHO, C. & ISABIRYE, E, 2016. Age, tectonic evolution and origin of the Aswa Shear Zone in Uganda: Activation of an oblique ramp during convergence in the East African Orogen. *Journal of African Earth Sciences*, 117 : 303-330
- TIERCELIN, J.-J. & VINCENS A. (Coordonnateurs), 1987. Le Demi-graben de Barigon-Bogoria, Rift Grégory, Kenya. 30 000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire. *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11, 2 : 249-540.
- TRICART, J., RAYNAL, R. & BESANCON, J., 1972. Cônes rocheux, pédiments et glacis. *Ann. Géogr.*, 443 : 1-24.
- RING U., 2018. Tectonic Dynamics in the African Rift Valley and Climate Change, *Oxford Research Encyclopedia, Climate Science*. Online Publication Date: Jan 2018 DOI: 10.1093/acrefore/9780190228620.013.524
- WOODTLI, R, 1954. Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région originale des mines de Kilo Moto (Congo Belge). *Mém. Inst. Géol., Univ. de Louvain*, XIX : 1- 142

