

## Pétrologie structurale des granitoïdes de la région de Kanyiki Bakwa Bowa, province de Lomami en RDC

### [ Structural Petrology of Granitoids in the Kanyiki Bakwa Bowa Region, Lomami Province, DRC ]

*Alphonse Tshimanga Kambaji Kambaji<sup>1</sup>, Télesphore Mayiba Mayiba<sup>2</sup>, Trésor Mulunda Bululu<sup>2</sup>, and Hippolyte Mutombo Mbwebwe<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Professeur à l'Université de Lubumbashi, RD Congo

<sup>2</sup>Chef des Travaux à Université Officiel de Mbuji-Mayi, RD Congo

---

Copyright © 2025 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

**ABSTRACT:** The formations of the South-West of the city of Mbuji-Mayi are mainly magmatic intersected by contact metamorphic intrusions and covered by some recent alluviums. These are particularly Archean formations whose characteristic lithologies are: Sandstone, gneiss and granitoids. Regional tectonics has affected this sector generating brittle and planar microstructures which attest to the compressive and extensive phases that this terrain zone has experienced, confirmed even in the study of stresses by WIN TENSOR. The preferential orientation of planar magmatic fluidities and NNW-SSE foliations recorded on the formations of this zone would justify the existence of a vast regional folding, while the double orientation of the breaks reflects two phases of local deformations that affected this sector.

**KEYWORDS:** Structural petrology, Granitoids, Kanyiki Bakwa Bowa Region, Lomami Province, Democratic Republic of the Congo.

**RESUME:** Les travaux réalisés dans la région de Kanyiki Bakwa Bowa dans le complexe Archéen granitique et migmatitique de Dibaya, ont permis de mettre à jour les informations géologiques préexistantes. C'est une zone caractérisée par un socle granitique-gneissique. Cela a rendu cette région longtemps inaccessible pour y mener des travaux de recherche. Les récentes campagnes de terrain réalisées au cours de cette étude ont révélé une lithologie constituée de granitoïdes, gneiss ainsi que des grès arkosiques. Ces formations magmatiques ont été affectées par des structures majeures telles que les foliations et les schistosités, couloirs de cisaillements, plis et fissures. Ces structures sont pour la plupart orientées principalement NW-SE. Ce qui suggère que la déformation ayant prévalu dans la région est une compression NE-SW.

**MOTS-CLEFS:** Pétrologie structurale, Granitoïdes, Région de Kanyiki Bakwa Bowa, Province de Lomami, République Démocratique du Congo.

## 1 INTRODUCTION

L'étude de la pétrologie structurale des roches vise à connaître et à comprendre la nature de la microstructure, la minéralogie, la composition géochimique et la dynamique de l'environnement dans lequel ces roches se sont formées.

Le Complexe Archéen granitique et migmatitique de Dibaya n'a connu que des travaux descriptifs sommaires réalisés par Delhal et al (1967); Thoreau J et Lepersonne J (1967), Raucq, 1974; Rumvegeri et al, (1990) et Kanyinda et al, (1992) auquel

appartient le site d'étude. Des observations complémentaires ont été effectuées sur la structure et pétrologie de ces formations dans le secteur de Kananga par Kabengele et al., (1991).

Ces formations géologiques du Complexe granitique et migmatitique de Dibaya dans le secteur de Kanyiki Bakwa Bowa n'ayant pas connu une étude sectorielle très détaillée, a nécessité une étude approfondie dans le souci de préciser leur signature tectonique ainsi que leurs conditions de mise en place. De cette façon, une reconstitution du modèle géologique et de l'environnement de leur mise place sera facilitée non seulement par la présence de certains marqueurs structuraux qui sont enregistrés dans ces formations, vu que la tectonique les a profondément affectés.

Aussi, l'objectif de ce travail est-il de combler ces lacunes par une étude structurale détaillée à travers de nouvelles observations et analyses de données structurales poussées (Fluidalités magmatiques planaires, foliation, remplissage des minéraux, ainsi que certaines fractures) qui ont été réalisées sur ces formations granitiques et gneissiques en nous basant sur l'interprétation des données faite à la lumière d'une bibliographie abondante et récente sur les granitoïdes.

Comment comprendre la formation, l'évolution et le contexte géotectonique de mise en place du massif granitique et migmatitique de Kanyiki Bakwa Bowa à travers son étude pétrologique structurale et son contexte géotechnique de mise en place ?

Connaissant que les formations géologiques ne se mettent pas en place et ne se déforment pas au hasard, grâce à certains marqueurs structuraux qui sont enregistrés dans ces formations granitiques et migmatitiques, il y a lieu de reconstituer leur mise en place et d'en déduire les différents épisodes de déformation.

Cette étude permet de relever succinctement le contexte structural de ce secteur et le style tectonique en le situant par rapport au contexte tectonique régional.

## **2 MÉTHODOLOGIE**

Elle a consisté en la description des unités géologiques rencontrées. Par la suite, des analyses descriptives et cinématiques ont été effectuées sur les différents éléments structuraux (foliations, couloirs de cisaillement, plis, failles, etc.) les ayant affectées. L'ensemble de ces données structurales collectées sur le terrain a permis de réaliser des rosaces directionnelles de ces structures ce qui a facilité leur interprétation dans la suite du travail.

Des échantillons prélevés sur certaines roches ont également servi à la confection de quarante lames minces afin d'étudier les déformations intracristallines. Ainsi, l'analyse de la déformation intracristalline a été basée essentiellement sur l'observation au microscope polarisant de la fabrique des minéraux tels que le quartz, les feldspaths et la biotite. Ces lames minces ont été réalisées dans les zones fortement déformées.

Les roches de ce secteur font partie du complexe Archéen granitique et migmatitique de Dibaya, lequel appartient au Super Groupe du Kasai-Lomami, qui forme avec les gneiss de la haute-Luanyi le craton du Kasai (Delhal, 1976). Le complexe de Dibaya est daté à 2,6 Ga (Delhal, 1975). Il est le plus jeune du craton du Kasai et a une direction générale NNW-SSE (Fig.1).

Ce complexe s'étend depuis le Nord du 7<sup>ème</sup> parallèle Sud et est limité au Sud par le complexe Volcano-sédimentaire de Lulua et par la faille de Malafudi. Il est composé des granites, des granites migmatitisés résultant de la remobilisation d'un substratum granitique, avec localement des pyroxéno-amphibolites, des roches itabiritiques à amphibole. Des roches magmatiques telles que les serpentinites, pyroxénites, les dolérites andésitiques, les gabbros et les dolérites sont aussi observées dans ce complexe (Delhal et al, 1975).

La texture de ces roches est porphyroblastique à hétéroblastique, par endroit mylonitique. Un grand événement de déformation a affecté ce complexe. Cet événement a favorisé les conditions de faciès amphibolitique, de migmatisation et de granitisation. Son âge est de 2,7 Ga sur les gneiss de Dibaya (Delhal et al, 1975).

Dans sa partie Sud-Est, on trouve le faciès granitique peu ou pas déformé, des granites d'anatexie appelés « granites de la Malafudi ».

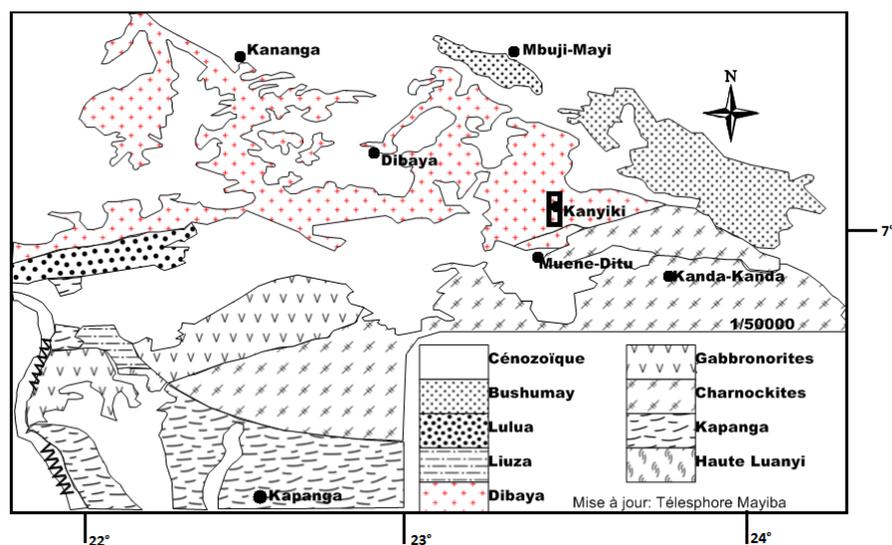


Fig. 1. Carte géologique de formations du Kasai - Lomami

### 3 RÉSULTATS

#### 3.1 ANALYSE STRUCTURALE

L'étude de la déformation abordée dans cette partie du travail, va analyser et décrire les différents éléments structuraux qui ont affecté les différentes formations géologiques observées dans le secteur. Ces éléments structuraux ont fait l'objet d'étude à plusieurs niveaux d'observations notamment sur le terrain, sur les échantillons ainsi qu'en lames minces et ils ont permis de mettre en évidence, à ces différentes échelles, des caractéristiques propres à chaque faciès. L'analyse géométrique et cinématique détaillée de ces éléments structuraux a permis de les subdiviser en deux groupes:

- Eléments structuraux issus de la déformation ductile: comprenant les fluidalités magmatiques, les foliations ainsi que les méso-plis;
- Eléments structuraux issus de la déformation fragile ou cassante: comprenant les fractures seches, la schistosité et les failles, les couloirs de cisaillements; et les structures filoniennes liées à la fracturation.

Parmi les éléments structuraux recensés, nous pouvons citer des structures planaires représentées par: la fluidalité magmatique, la foliation et schistosité, les fracturations, les plans de cisaillement d'une part et celles linéaires par l'alignement de certains minéraux. Nous nous sommes proposé de faire également une analyse à l'échelle mésoscopique et microscopique vu la déformation présentée par certains minéraux lors des observations microscopiques au laboratoire. L'ensemble de cette étude, à différents niveaux d'observations, contribuera à une meilleure connaissance de la configuration structurale du massif de Kanyiki Bakwa Bowa afin de l'intégrer dans l'évolution tectonique locale, régionale et voire même africaine.

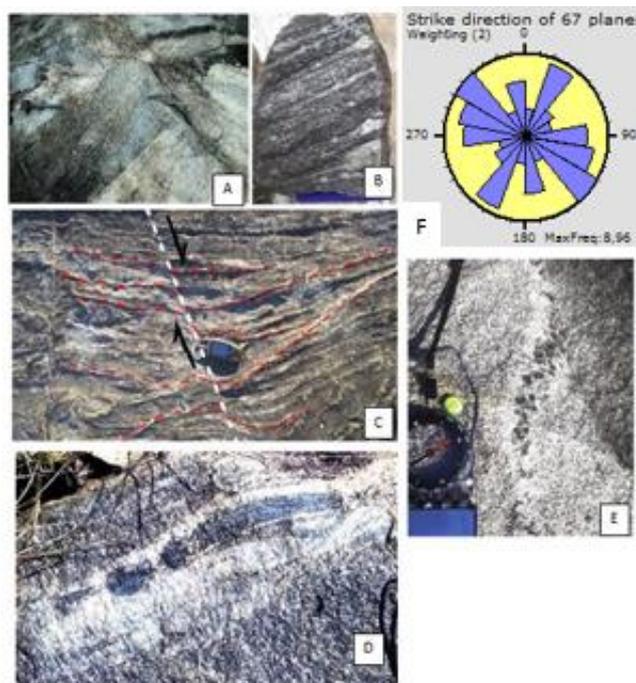
La fluidalité magmatique est observée dans tout ce massif; elle est d'une part planaire et représentée par l'agencement de certains minéraux plats. Elle a affecté la majorité des formations magmatiques observées dans le secteur sous étude. D'autre part, la fluidalité linéaire est représentée par l'alignement de certains minéraux. (Fig 2 a); Les structures linéaires observées sont des linéations d'étirement. Elles sont soulignées par l'étirement des cristaux de quartz et l'allongement des cristaux de feldspaths et des biotites orientés N100°E- N110°E avec un plongement moyen de 7°NW. (Fig. 2 d-e)

La foliation est pénétrative et se manifeste par une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres constitués de biotites, amphiboles et chlorites. Elle a affecté la majorité des formations observées au Sud -Est du secteur. Elle présente une orientation majeure NW-SE avec un pendage subvertical (Fig 2 b).

Les Couloirs de cisaillement ont été observés sur l'ensemble du massif avec une prédominance au centre, au Sud et à l'Est. Elles ont affecté principalement le granite gneissique, le granite à biotite et la granodiorite (Fig. 2 c).

A l'affleurement, elles peuvent s'étendre sur quelques mètres avec une puissance qui varie du millimètre au décimètre quelque fois au mètre (au Sud du secteur vers le village Tshimenga). L'analyse de la rosace de fréquence a permis de mettre

en évidence les orientations majeures cassantes suivantes: NW-SE, NE-SW et E-W dont la plus prépondérante est NW-SE (voir la figure 2 c et f).



**Fig. 2.** (a) Fluidalité magmatique planaire, (b) Foliation orientée NW-SE dans le granite gneissique (c) Cisaillement orienté NE-SW à jeu dextre dans le granite gneissique. Traits en pointillés blancs et rouges désignent respectivement les trajectoires de cisaillement, fluidalités et foliation; (d-e) structures linéaires (alignements de minéraux de la biotite)

### 3.2 MÉSOPLIS

Ces plis sont visibles dans ce massif et ils ont été observés respectivement dans le granite gneissique et le granite (Fig. 3). Ce sont des plis de dimension millimétrique à décimétrique ayant des plans axiaux de direction NW-SE. Comme nous pouvons le voir sur les figures ci-après ces formations granitiques et gneissiques ont subi une importante déformation sous l'effet d'une contrainte compressive qui a agi lorsqu'elles étaient encore comme des matériaux plastiques. Ces mésoplis correspondraient à plusieurs épisodes de déformation du fait que certains plis sont soit replissés ou soit superposés. Plusieurs sortes des mésoplis ont été observées sur le terrain, il s'agit des plis droits, déjetés, couchés, en genou, coffrés, en chevron ainsi que les disharmoniques. Leur présence dans ce massif démontre une importante force tectonique qui a pu jouer un rôle majeur dans la région.

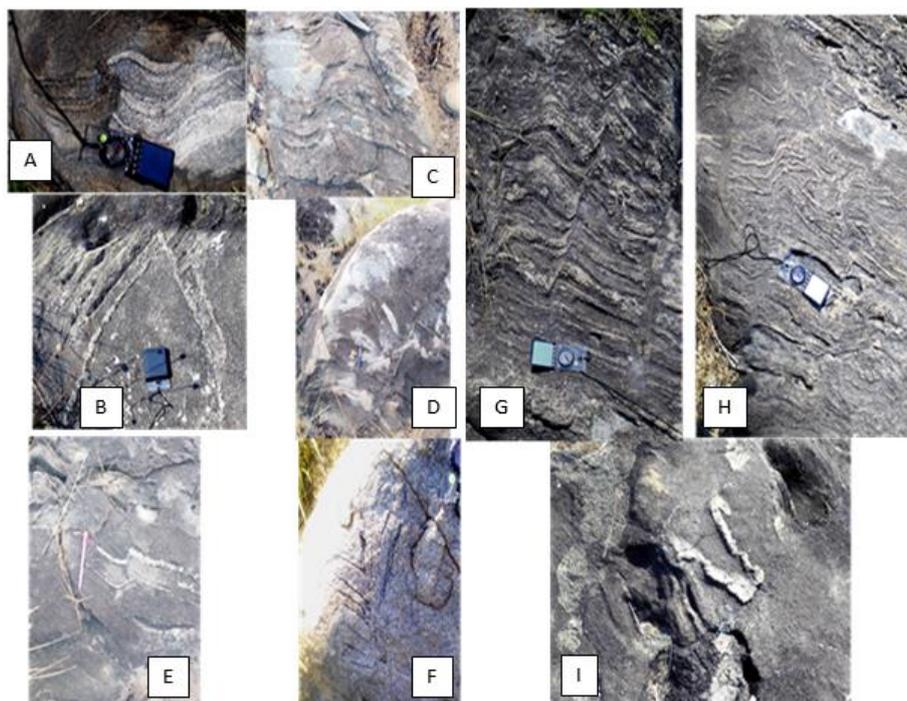


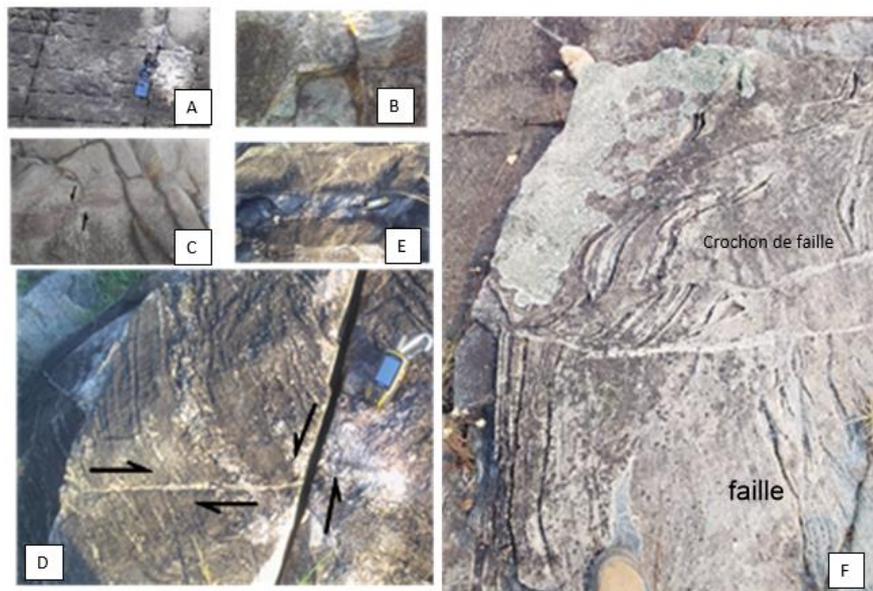
Fig. 3. Mésoplis dans les granitoïdes du massif de Kanyiki Bakwa Bowa. Plis A; B: droits, C: déjetés; D: couchés, E: coffrés; F: en genou, G: en chevron; H-I plis disharmoniques

### 3.3 STRUCTURES DE LA DÉFORMATION CASSANTE

Les fractures sont très fréquentes dans le massif de Kanyiki Bakwa Bowa. Elles ont affecté quasiment toutes les formations, en particulier les granitoïdes. Sur le terrain, on les observe sous forme de fractures *sensu stricto*, fractures conjuguées, fractures décrochantes généralement dextres. Ces fractures présentent statistiquement plusieurs familles de directions et de pendages variés. Ainsi, avons-nous les fractures orientées E-W et NW-SE et NE-SW et ces derniers sont les plus dominantes dans ce massif. Ces fractures sont observées pratiquement sur toute la zone d'étude, elles présentent secondairement d'autres orientées N-S. Certaines de ces fractures présentent souvent des remplissages de minéraux tels que le quartz et les feldspaths (Fig.4).

### 3.4 FAILLES ET DÉCROCHEMENTS

Sur le terrain à l'échelle mésoscopique, des failles et des décrochements ont été mis en évidence sur l'ensemble du massif, d'une part grâce aux différents miroirs de failles observés et, d'autre part, grâce aux déplacements centimétriques à décimétriques entre les lithologies affectées. Les plans de failles sont des plans sur lesquels on observe des stries qui permettent d'indiquer la direction et le sens du déplacement. Ces plans de failles sont généralement orientés ENE-WSW à E-W avec des stries subhorizontales à horizontales traduisant des failles décrochantes senestres mais parfois dextres sur l'ensemble de la zone. Plusieurs crochons de failles ont été observés également et ils ont indiqué que ces formations avaient un comportement ductile et que le mouvement ayant permis cette déformation y était relativement associé aux mouvements le long des failles (Fig. 4).



**Fig. 4.** Structures fragiles et filoniennes du massif de Kanyiki Bakwa Bowa. (a) Fractures conjuguées N124°E et N040° E dans le granite; (b) Miroir de faille présentant des stries subhorizontales; (c- d) Failles décrochantes à jeu senestre et dextre dans le granite gneissique; (e) Fractures avec des remplissages de quartz et feldspath et Filon de pegmatite dans le granite gneissique. (f) Crochon de faille observé

### 3.5 LES ENCLAVES

Cette zone renferme un cortège d'enclaves très important. Différents types et variétés d'enclaves ont été distinguées dans le massif granitique de Kanyiki Bakwa Bowa. Il s'agit: des xénolites des orthogneiss, des enclaves microgrenues mafiques (souvent aussi sous forme de 'schlierens') Fig 5. Il faut noter qu'aucun contact direct entre granitoïdes et orthogneiss n'a été observé mais le caractère intrusif du massif granitique a été mis en évidence par la présence remarquable des enclaves enallogènes des métamorphites.



**Fig. 5.** Les enclaves microgrenues mafiques

Les enclaves surmicacées sont de très petite taille (< 35cm) et de couleur noire, ce qui rend leur observation difficile. Elles montrent un aspect uniforme, un éclat luisant et sont composées d'une trame dense de biotite (plus de 50 %) en fines paillettes fraîches et de couleur noire. Entre les mailles de la trame biotitique apparaît un fond limpide composé de plagioclase et de rares grains de quartz (Fig 6). Ces enclaves passent de la forme ovoïde dans les faciès peu déformés à des formes allongées dont certaines dans la direction de la foliation magmatique (NW-SE) dans les faciès les plus déformés. La rotation de certaines enclaves montre un mouvement dextre.

On observe également des enclaves de roches basiques ainsi que gneissique dispersées dans l'ensemble de ce massif. Ces enclaves sont de tailles très variables et présentent une très grande hétérogénéité au niveau des affleurements. Ce sont des roches de couleur sombre (fig 6), présentant des structures aphanitique à phanéritique constituées essentiellement des oxydes et des phénocristaux de plagioclases. Les minéraux du granite hôte se retrouvent dans les enclaves; ce sont le quartz et le plagioclase. Elles sont soit de forme ovoïde, soit fusiforme avec des bordures nettes ou diffuses ou les grains sont très fins avec une direction NW-SE. Elles présentent un zonage progressif de la bordure vers le cœur.



Fig. 6. Les différentes enclaves observées dans le massif granitique et gneissique de Kanyiki Bakwa Bowa

### 3.6 STRUCTURES FILONIENNES

Dans ce massif, nous avons observé plusieurs filons de différentes natures. Il s'agit entre autres: des filons de quartz, de pegmatite et d'aplite. Les filons de quartz, dolérites et de pegmatites y sont les plus fréquents. Ils recoupent pratiquement toutes les autres structures trouvées dans ce massif. On les retrouve dans toutes les formations où ils peuvent être discontinus et de puissance centimétrique à métrique. Ces filons se présentent parfois plissés voire même boudinés, c'est le cas pour certains observés dans les gneiss. Ils présentent plusieurs familles de direction dont les principales sont NW-SE suivies des directions NE-SW, N-S et E-W. il sied de signaler que la plupart de ces filons épousent la même direction NW-SE que la fluidalité magmatique (Fig. 7).

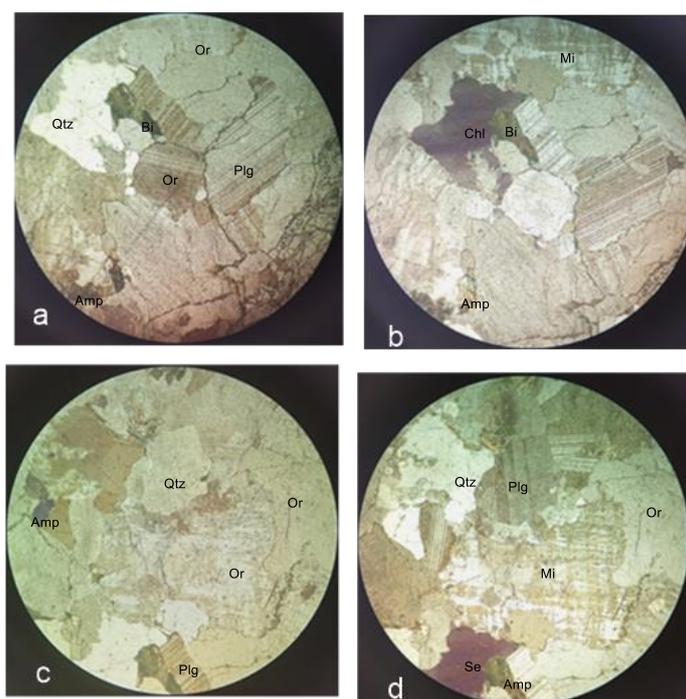


Fig. 7. Les différents filons observés dans le massif

### 3.7 DÉFORMATION INTRACRISTALLINES

Il ressort des observations microscopiques que les minéraux de quartz observés se présentent dans leur ensemble sous forme xenomorphique. On les observe également sous forme de rubans, où ils présentent des microstructures de déformation variables avec une extinction roulante observée dans les minéraux de taille moyenne à grossière entre autres: le plagioclase, l'orthose, le quartz; des contours dentelés et parfois des microfissures et des sous-grains. Les plagioclases sont affectés par des microfissures synchrones à la mise en place des magmas. Elles sont caractérisées par des remplissages principalement de quartz, mais aussi de feldspaths, de micas (biotite chloritisé, muscovite).

On observe souvent que les feldspaths sont soit plissotés, soit tordus ou encore présentant un aspect poussiéreux, ce qui atteste qu'ils ont subi un certain degré de déformation plastique. Certaines plages de plagioclases montrent des zonations en kink-bands avec un cœur présentant des altérations en séricite. Les minéraux de biotite sont pour la plupart chloritisés et plissés, tout comme les plagioclases (Fig. 8).



**Fig. 8.** Déformations intracrystallines observées dans les granitoïdes dans le secteur sous étude. (a) Quartz avec une extinction onduleuse; (b) et (c) Quartz présentant des sous-grains et sous-structures en damier; (d) Plagioclase en "kink" avec des microfissures, (e) Plagioclase zoné avec à son cœur des altérations en séricite et épidote; et (f) Biotite parfois chloritisée

## 4 DISCUSSION

L'analyse structurale bénéficie du nouveau cadre fourni par la théorie unificatrice de la tectonique des plaques donnant ainsi une vision beaucoup plus cohérente de l'évolution globale de la terre (Davis, GH et Reynolds, SS; 1996).

Au regard des observations faites sur le terrain, tant au niveau mésoscopique que macroscopique, nous estimons que la déformation dans le massif de Kanyiki Bakwa Bowa peut avoir connu plusieurs phases mais c'est la dernière orientée NW-SE qui aurait masqué les autres précédentes.

Cette phase de déformation a été très marquante car elle s'est exprimée non seulement dans les métamorphites mais aussi dans les granitoïdes. Les éléments structuraux associés à cette déformation sont néanmoins reconnaissables dans les gneiss et dans les granites gneissiques. Ils sont marqués essentiellement par des structures planaires représentées par la foliation et/ou la schistosité. Dans ces métamorphites, cette structure est définie d'une part par une alternance de minces bandes claires riches en rubans de quartz et en amandes asymétriques de feldspath et de bandes sombres riches en paillettes de biotite (foliation de type « litage compositionnel » (Bard, 1980 in Fossi, D-H., 2015), et d'autre part, par l'orientation préférentielle des rubans de quartz. La schistosité garde la même direction que la foliation et elle s'observe dans toutes les roches

métamorphiques de ce secteur. Par ailleurs, elle est beaucoup plus marquée dans les gneiss où elle se traduit par l'orientation préférentielle des cristaux de quartz.

Même dans les granites gneissiques, la foliation est soulignée par une alternance compositionnelle caractérisée par un rubanement de lits clairs et des lits sombres composés de minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole). Fig 9



**Fig. 9. La roche initiale comprenait principalement des roches acides (beige), avec quelques niveaux basiques (brun)**

On observe aussi la schistosité "S-C mylonite", terme proposé pour la première fois par Berthé et al. (1979) pour décrire les mylonites ayant des plans de schistosité (S) associés aux plans de cisaillement (C) dans les plans du cisaillement. Les structures S-C sont observées dans les gneiss. Elles sont caractérisées par des plans (S) parallèles à la schistosité de mylonitisation et formant avec les plans de cisaillement (C) un angle inférieur à 40°. Cette déformation a été observée dans ce secteur, les formations sont redressés et plissés; des minéraux recristallisés apparaissent dans les petites fractures développés lors des déformations (Fig. 10).

Les plans (C) de cisaillement sont marqués par la disposition à l'oblique sur les plans de schistosité des paillettes de biotite et des cristaux de quartz. Cette phase a affecté aussi les formations magmatiques.



**Fig. 10. Quelques structures observées: Structure S-C; c- Schistosité S2 mylonitique; d- Structure coronitique d'un feldspath potassique; e-Sigmoïde de feldspath à cinématique senestre. L'asymétrie des sigmoïdes de mégacristaux de feldspaths disposés obliquement par rapport au plan (C) permet d'apprécier le sens sénestre du mouvement cisailant (c)**

L'étude de la fracturation vient compléter l'argumentation en faveur de la phase principale NW-SE ayant affecté toute cette région. Cette fracturation comporte plusieurs joints. Dans le massif, ils s'observent dans les roches magmatiques et métamorphiques. Traduisant un retrait thermique (roche magmatique) ou un relâchement des efforts tectoniques. Dans les complexes plutoniques, les joints primaires sont classiquement subdivisés en joints transversaux, longitudinaux et diagonaux. Ces fractures sont soit ouvertes, soit remplies; elles forment des réseaux complexes, parfois denses, apparemment sans signification évidente mais qui, en réalité, ont des relations étroites avec les fluidalités magmatiques (Marre, 1981 in Tshimanga K, 1984). Ces discontinuités proviendraient soit de la relaxation des contraintes résiduelles en fin de cristallisation du magma (Black, 1984; Sirna, 1980 in Tshimanga K, 1984) soit de la poussée du magma contre sa coquille plus solide que l'intérieur au contact de l'encaissant (Price, 1966). Dans ces conditions, il faudrait considérer que cette fracturation est synchrone à la mise en place de magmatites.

Plusieurs plans de fractures ont été mesurés sur le terrain, leur classification a été facilitée suivant leurs orientations par rapport à la fluidalité et l'analyse statistique des directions, ce qui a permis de construire les histogrammes ainsi que les différents stéréogrammes en utilisant différents canevas.

Les observations faites ont permis de mettre en évidence les marqueurs de la déformation à l'échelle microscopique et leur apport dans la reconstitution du contexte de mise en place des roches. Cette structurologie porte sur le comportement des certains minéraux au cours de la cristallisation du magma. Cela permettra de distinguer les différents stades d'évolution subie par le magma depuis l'état magmatique jusqu'à l'état solide en passant par l'état transitoire dit "le comportement du corps de Bingham". D'après Tshimanga, (1991) une déformation à l'état magmatique est celle qu'a subie un bain silicaté contenant des cristaux et où la quantité du liquide est suffisamment grande pour minimiser l'interaction entre les grains et empêcher la formation des charpentes solides, ceci se traduisant par des fluidalités. Une déformation à l'état transitoire permet une interaction entre les grains en présence d'une quantité de liquide, suffisante pour éviter la formation des charpentes solides continues. À l'état du corps de Bingham, le magma n'est pas encore entièrement cristallisé. Ce stade marque une transition entre l'état magmatique et l'état solide (Van der M. et Paterson, (1979); Soufi et al, 1984). Une déformation à l'état solide est celle qui affecte la roche entièrement cristallisée et qui par son comportement rhéologique peut subir une mylonitisation (Tshimanga, 1991). Dans le secteur de Kanyiki Bakwa Bowa, les déformations à l'état transitoire et à l'état solide ont été observées. Les marqueurs de déformation dans le premier cas dans ces formations sont marqués par des cristaux précoces de feldspath, biotite et plagioclase qui enregistrent des déformations ductiles et fragiles. Ces marqueurs sont témoignés, dans le secteur, par des sigmoïdes à asymétrie dextre des cristaux de feldspath potassique ainsi que de biotite dans les gneiss

granitiques (fig: 11 d) par les agrégats polycristallins composés essentiellement du quartz et de l'orthose ainsi que par les cristaux de feldspaths et de plagioclase affectés par la fracturation et présentant des microfractures transversales. Ces microfractures, qui sont remplies par des microcristaux (granulation) de quartz, indiquent probablement que les contraintes n'ont pas été annulées avant la cristallisation totale de la roche, ce qui peut, d'après Berthé et al., (1979, provoquer la déformation et la transformation du granite solidifié en gneiss, le cas de ce massif. Selon Tommasi et al., (1994), les microstructures de la déformation à l'état solide de haute température sont marquées par des rubans de quartz polycristallins montrant une structure en mosaïque caractérisée par une forte interpénétration des grains, due à la migration de leurs bordures affectant les bordures des feldspaths potassiques et disposées parallèlement à la schistosité.

Dans le massif de Kanyiki Bakwa Bowa, il s'observe des niveaux plus basiques (Fig 11 b). Ces niveaux basiques sont intercalés dans de roches granitiques (acides). Suite à une répétition du mouvement d'aplatissement-étirement et/ou cisaillement d'alternance entre des niveaux de ductilité (déformabilité) variable, plusieurs ruptures se sont fait et ont permis même la formation de boudins des niveaux peu déformables au sein des niveaux très ductiles qui se déforment de façon continue. Ce boudinage (Fig 11 a) se serait produit au même moment qu'il y a eu des déformations avec aplatissement/étirement ayant affecté les roches de ce massif. Ce serait donc un ensemble des boudins issus d'une phase tectonique où la contrainte principale est orientée NW-SE.



Fig. 11. la roche initiale comprenait principalement des roches acides (beige), avec quelques niveaux basiques (brun)

Les déformations observées sur le terrain montrent dans leur ensemble une orientation préférentielle NW-SE. Ce qui correspond à la direction archéenne qui résulte d'une compression régionale NE-SW (Delhal J., et al., 1967). Cette compression est responsable de la foliation NW-SE ainsi que de structures orientées secondairement NE-SW. (fig. 12)

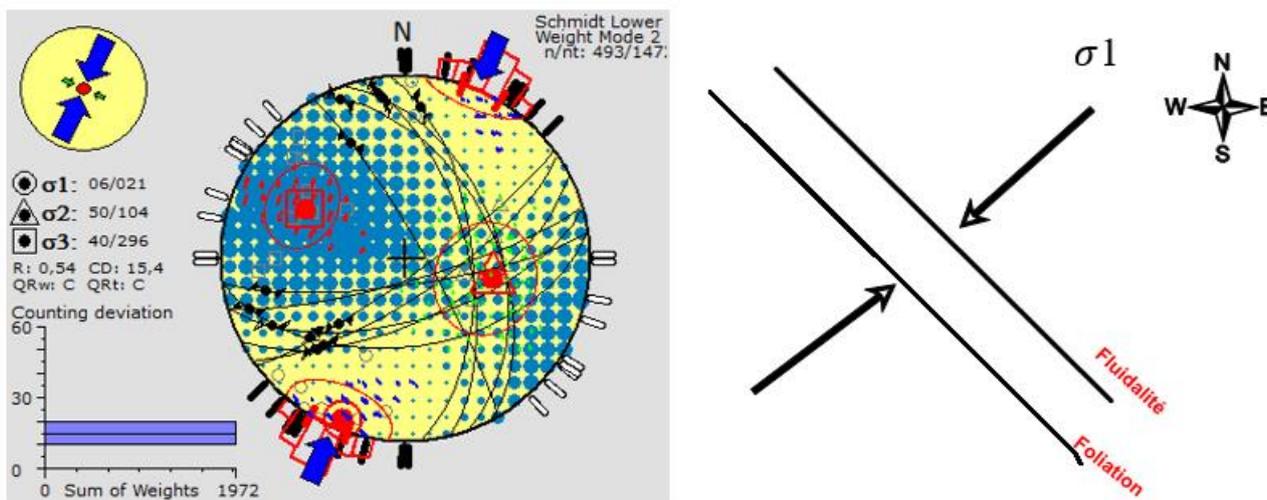


Fig. 12. Tenseurs de contrainte des joints dans le massif de Kanyiki Bakwa Bowa

Dans ce complexe, cette compression est également responsable des cisaillements, failles et plissements observés. Les méso-plis observés dans les granitoïdes de ce massif, pourraient s'expliquer par l'intensité de la déformation qui y a prévalu, ce

qui va contraindre ces derniers à se plisser. Ce sont des plis de dimension millimétrique à décimétrique ayant des plans axiaux de direction NW-SE. Toutes les microstructures observées dans les lames minces traduisent des déformations à l'état solide-visqueux dont la manifestation est variable et témoigne la force tectonique qui a régné lors de la mise en place. Toutefois, les extinctions onduleuses et les sous-grains observés dans les minéraux de quartz sont dus à une déformation de basse température et/ou de forte contrainte probablement à l'état solide.

Cette déformation correspond à une reprise tectonique indépendante de l'histoire de mise en place de ce massif, ce qui fera apparaître les extinctions onduleuses comme premières sous-structures à s'imprimer dans le quartz. En outre, les déformations des plagioclases ainsi que des biotites et les sous-structures de quartz en damier témoignent d'une faible déformation de haute température (Bouchez *et al.*, 1992; Gleizes *et al.*, 1998; Nédélec et Bouchez, 2015). La déformation à l'état solide du quartz se poursuit alors après la cristallisation du pluton, en général à sa périphérie sur quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

Un grand intérêt porté ces dernières décennies, à l'étude des enclaves des granitoïdes (Chappell *et al.* 1987, Vernon *et al.*, 1988, Didier & Barbarin, 1991; Haïmeur J., 2002) et connaissant que celles-ci représentent d'une part des fragments de terrains traversés et assimilés par le magma granitique (cas des xénolites « enclaves surmicacées dans le granite ») ou, d'autre part, des témoins de stades de mélanges magmatiques acide-basique (cas des enclaves microgrenues trouvées sur le terrain), elles peuvent ainsi être considérées comme des "boîtes noires" capables de renseigner sur les conditions de genèse et d'évolution de granitoïdes. Sur cette base, de nombreux travaux réalisés sur différents plutons granitiques à travers le monde (Zorpi *et al.*, 1989 et 1991, Lornec, 1990, Pin *et al.*, 1990, Tshimanga K, 1991; Poli & Tommasi ni, 1991 et 1999, Maury & Didier, 1991, El Amrani 1992 et 1988, Schödlbauer *et al.*, 1997, White *et al.*, 1999, Silva *et al.* 2000; Thomas P., 2010...) ont permis de réaliser un grand pas dans le développement des connaissances sur les mécanismes de fusion des matériaux crustaux et les processus de mélanges magmatiques à l'origine de la genèse des granitoïdes. Au regard du nombre d'enclaves basiques trouvées dans notre milieu d'étude, nous pouvons dire qu'il y a eu un mélange magmatique.

## 5 CONCLUSION

Les formations de la région de Kanyiki Bakwa Bowa sont essentiellement constituées de diorite, tonalite et trondhémite, granodiorite, granites, monzogranites, granites leucocrates, granite gneissique et gneiss ainsi que les grès arkosiques.

En outre, les structures mises en évidence: foliations, couloirs de cisaillements, plis, fissures montrent que la zone fut l'objet de plusieurs phases de déformations dont la phase majeure est la compression régionale NE-SW.

Enfin, l'analyse de la déformation intracristalline montre que la majorité des granitoïdes de la région de Kanyiki Bakwa ont subi une déformation à l'état solide et des mécanismes de fusion des matériaux crustaux et les processus de mélanges magmatiques à l'origine de la genèse des granitoïdes. Au regard de nombre d'enclaves, xénolites et restites trouvées dans notre milieu d'étude, nous pouvons dire sont des granitoïdes d'anatexies.

## REFERENCES

- [1] Bard, J-P., 1980: Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques, Masson, Paris, 192 pp.
- [2] Beckinsale, R.D., Gale, N.H., Pankhurst, R.J., Macfarlane, A., Crow, M.J., Arthurs, J.W., Wilkinson, A.F. (1980). Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the Archean basement of Sierra Leone. *Precambrian Research*, 13, 63-76.
- [3] Beleta s c, 2013: Pétrographie et caractérisation structurale des formations magmatiques et métamorphiques du secteur nord-ouest de bitkine (massif du guera - tchad), univ ngaounde re, fac sc, dépt geol, mémoire de master en géosciences et environnement, 102 p.
- [4] Berthe D., Choukroune P. & Jegouzou P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1, 31-42.
- [5] Black, 1984: The pan africain event in the geological framework of africa. *Pangea 2*.
- [6] Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M. (1992). Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38. 12.
- [7] Chappel B.W., White A.J.R. & Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- [8] Davis D.W., Hirdes W., Eisenlohr N.N. (1992). Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Res.*, 56: 89-96.

- [9] Delhal J., Thoreau et Lepersonne J., 1967: le complexe granitique et migmatitique de Dibaya (Kasaï) Ann Mus Roy Afrique Central Turv, ScGéol 55, 1 – 56.
- [10] Delvaux & Sperner (2003). The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. In: Terra Abstracts. Abstract supplement No.1 to Terra Nova, 5, 216.p.
- [11] Didier J. & Barbarin B., 1991 Enclaves and granite petrology, Elsevier, Develop. Petrol. 13, 445-463.
- [12] El Amrani E.I. & El Mouraouah A, 1992. La granodiorite des Oulad Ouaslam (Jbilet central, Maroc) et ses deux types d'enclaves microgrenues sombres: exemple d'association acide basique résultant de plusieurs stades de mélanges magmatiques. C.R. Acad. Sci., Paris, 314, 1325-1330.
- [13] Fossi, D-H., 2015: Evolution tectonique de la localité de Deng-Deng (Est-Cameroun), mém. Dépt. Sces, Unv de Yaoundé I. 87pp.
- [14] Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P., Bouchez, J.L. (1998). Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). Journal of Structural Geology, 20, 1229-1245. 20.
- [15] Haïmeur J., Chabane A. & El Amrani E. I, 2002. Modèle de genèse et de mise en place de l'unité monzo-granodioritique externe du pluton composite de Zaër (Maroc central). 19ème Colloque de Géologie Africaine, El Jadida, p. 98.
- [16] Kabengele M., Rumvegeri B.T., Mpiana K., Kapenda D. et Lubala R-T., 1991: Structure pétrologie du complexe migmatitique Archéen de Kananga (Zaïre) IGCP n°273, new letter, Bull 1, 37, 45 – 9.
- [17] Lornec W.L. 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paimàn, Argentina. Geol. J., 25, 405-412.
- [18] Maury R.C. & Didier J. 1991. Xenoliths and the role of assimilation. In: Didier J. & Barbarin B., Enclaves and granite petrology, Elsevier, Develop. petrol., 13, 529-542.
- [19] Nédélec, A., et Bouchez, J.L. (2015). Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny. Publisher: Oxford University Press, 348p. 35.
- [20] Schödlbauer S., Hecht L., Höhndorf A. & Mortani G. 1997. Enclaves in the S-type granites of the Kösseine massif (Fichtelgebirge, Germany): implication for the origin of granite. Geol. Rundsch., 86, 125-140.
- [21] Silva M.V.G., Neiva A.M.R. & Whitehouse M.J. 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelasarea, Central Portugal. Lithos, 50, 153-170.
- [22] Soufi et al, 1984. – Dynamique de mise en place du massif granitique de Blond, France Batheman R. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110,211–231.
- [23] Teha Koffi R., 2018, Caractères pétrographiques et géochimiques des granitoïdes birimiens du bassin de la Comoé et environs (Sud de la Côte d'Ivoire) « International Journal of Engineering Science Invention (IJESI), vol. 07, no. 12, pp 16-25.
- [24] Thomas, P., 2010, 2017. Mini-zones de cisaillement (shear zones) dans des granites et autres roches, Laboratoire de Géologie de Lyon / ENS de Lyon, 27p.
- [25] Tommasi, A., al., 1994: Magma-assisted straim localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of Southern Brazil. *Tectonics* 13, 2, 421-437.
- [26] Tshimanga A. 1991, Le magmatisme Ubendien (Protérozoïque inférieur) de la région de Lumono (NE du Shaba, Zaïre): pétrologie, géochimie et interprétation géodynamique de la chaîne Ubendienne, Thèse doct. Unilu. Fac. Scie. Géol. 103-194. 241 pp.
- [27] Van Der Molen, I & Paterson, M.S., 1979: Experimental deformation of partially-melted granite. *Contributions of mineral and petrology*, 70, 299-318.
- [28] Vernon R.H. & Paterson S.R., Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349–363.
- [29] White A.J.R., Chappell B.W. & Wyborn D. 1999. Application of the restite model to the Deddick granodiorite and its enclaves. A reinterpretation of the observation and data of Maas et al. (1977). *J. Petrol.*, 40, 413-421.