

SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES DANS LES CEINTURES DE ROCHES VERTES D'AGE PALEOPROTEROZOÏQUE. EXEMPLE DE LA PARTIE MERIDIONALE DU SUPERGROUPE DE MAKO, BOUTONNIERE DE KEDOUGOU (SENEGAL). APPROCHE DES ELEMENTS EN TRACES.

THE GEODYNAMIC SIGNIFICATION OF VOLCANIC ROCKS IN THE PALEOPROTEROZOIC GREENSTONES BELTS. THE EXAMPLE OF THE SOUTHERN PARTS OF THE MAKO SUPERGROUP (KEDOUGOU, KENIEBA INLIER, SENEGAL). THE APPROACH OF TRACE ELEMENTS.

Ngom P. M¹, Guèye M², Cissokho S¹, Joron J. L³, Treuil. M³, Dabo M¹

Résumé :

Le supergroupe de Mako est composé d'une part de coulées de basaltes sous marines, associées à des péridotites équivalentes aux roches du volcanisme de plaines abyssales et d'autre part de coulées de basaltes massives et d'andésites de mise en place sub-aérienne. Les données lithologiques et géochimiques, mettent bien en évidence deux épisodes volcaniques différents nettement séparés. On note des basaltes en coussins d'affinité tholéitique comparables à des N-MORB, recoupés par le batholite de Badon Kakadian à tendance trondhjémitique et des basaltes massifs d'affinité E-MORB, associés à des andésites calcoalcalines. Ces derniers se rapprochent des tholéites continentales et seraient mis en place dans des bassins marginaux en faveur d'une phase tectonique transcurrente majeure.

Mots clés :

bimodal, discontinu, tholéite, calco alcalin, transcurrente.

Abstract :

The Mako supergroup is composed of submarine basaltic flows and peridotites similar to the magmatism of the oceanic abyssal plains. They are surmounted by massive basalts and andesites of which their, indicate a subaerial eruption. The lithological and geochemical data, exhibit two different clearly separated volcanic episodes. The pillowed basalts with N-MORB affinity, are intruded by the trondhjemitic Badon – Kakadian granites and the massive basalts comparable to the E-MORB, are associated with calc alkaline andesites. This second magmatic episode similar to the continental tholeiites, is deposited in the marginal basins during a major transcurrent event.

Key words :

bimodal, discontinuous, tholeiite, calcoalkaline, transcurrent.

¹ Département de Géologie. U C A D. Dakar Sénégal.

² Institut des Sciences de la Terre. U C A D. Dakar Sénégal

³ Laboratoire Pierre Süe, CNRS - C. E. A. Saclay – France.

Introduction

Le craton ouest africain a été l'objet d'une accréation crustale majeure au Paléoprotérozoïque avec production majeure de matériel juvénile sans aucune contamination par une croûte continentale archéenne (Abouchami et al. [1]). Les mécanismes de mise en place de ces produits d'affinité océanique, sont très controversés selon les provinces Birimiennes. En effet, si un rapprochement avec des basaltes de plateaux océaniques est le plus généralement admis à l'échelle du craton (Abouchami et al, [1]; Boher et al. [2]), une affinité comparable à des tholéïtes d'arc a été proposée au Niger (Ama Salah et al. [3]) ou au Sénégal (Dia et al. [4]; Diallo, [5]). Cette divergence observée, résulte d'une hétérogénéité géochimique des roches de ce volcanisme basique, qui a pourtant été décrit dans plusieurs ceintures de roches vertes du domaine Baoulé-Mossi, (Zonou et al. [6], Ratomaharo et al. [7] ; Alric et Vidal, [8]; Pouclet et al. [9]) et dans la boutonnière de Kédougou (Witschard, [10] ; Ngom, [11] ; Ngom, et al. [12]).

Les roches volcaniques basiques du supergroupe de Mako dans la boutonnière de Kédougou au Sénégal, qui représentent un bel exemple de ceinture volcanique basique Birimienne, illustre bien la diversité des roches basiques au Paléoprotérozoïque. A travers la présente étude, nous allons essayer d'apporter des preuves lithologiques, structurales et géochimiques de deux épisodes volcaniques basiques connus dans le Birimien, à l'origine de cette hétérogénéité.

Contexte géologique de la boutonnière de Kédougou

La boutonnière de Kédougou-Kéniéba localisée à l'Ouest du craton ouest africain, comporte essentiellement des formations Birimiennes contrairement aux dorsales Réguibat et de Man, où affleurent à la fois des formations archéennes et Birimiennes (fig.1).

Bassot [13] ; [14] a subdivisé le Birimien de la boutonnière en trois supergroupes disposés en bandes étroites d'orientation générale NE-SW (fig.2). Il comprend :

I - Le supergroupe de Mako de plus de 10.000 mètres d'épaisseur (Korj et Efimov, [15]), débute par :

- une importante formation volcanique associée à des gabbros, des péridotites, des dolérites et des diorites en massifs concordants. Les basaltes en coulées d'extension régionale, sont structurés en coussin de taille variable généralement supérieure au décimètre. A la latitude de Sabodala, les coussins, d'aspect variolitique et associés à des brèches hyaloclastiques, sont surmontés par de minces lentilles
- de calcaire dolomitique et des conglomérats à éléments, presque essentiellement de composition basique (Ngom, [16] ; [11]). D'autres faciès en structure massive, ont largement été décrits dans les environs du village de Mako au sud (Debat et al. [17] ; Ngom, [11]) et dans les parties nord du supergroupe de Mako, où ils seraient antérieurs aux basaltes en coussin (Dia [18]) ;

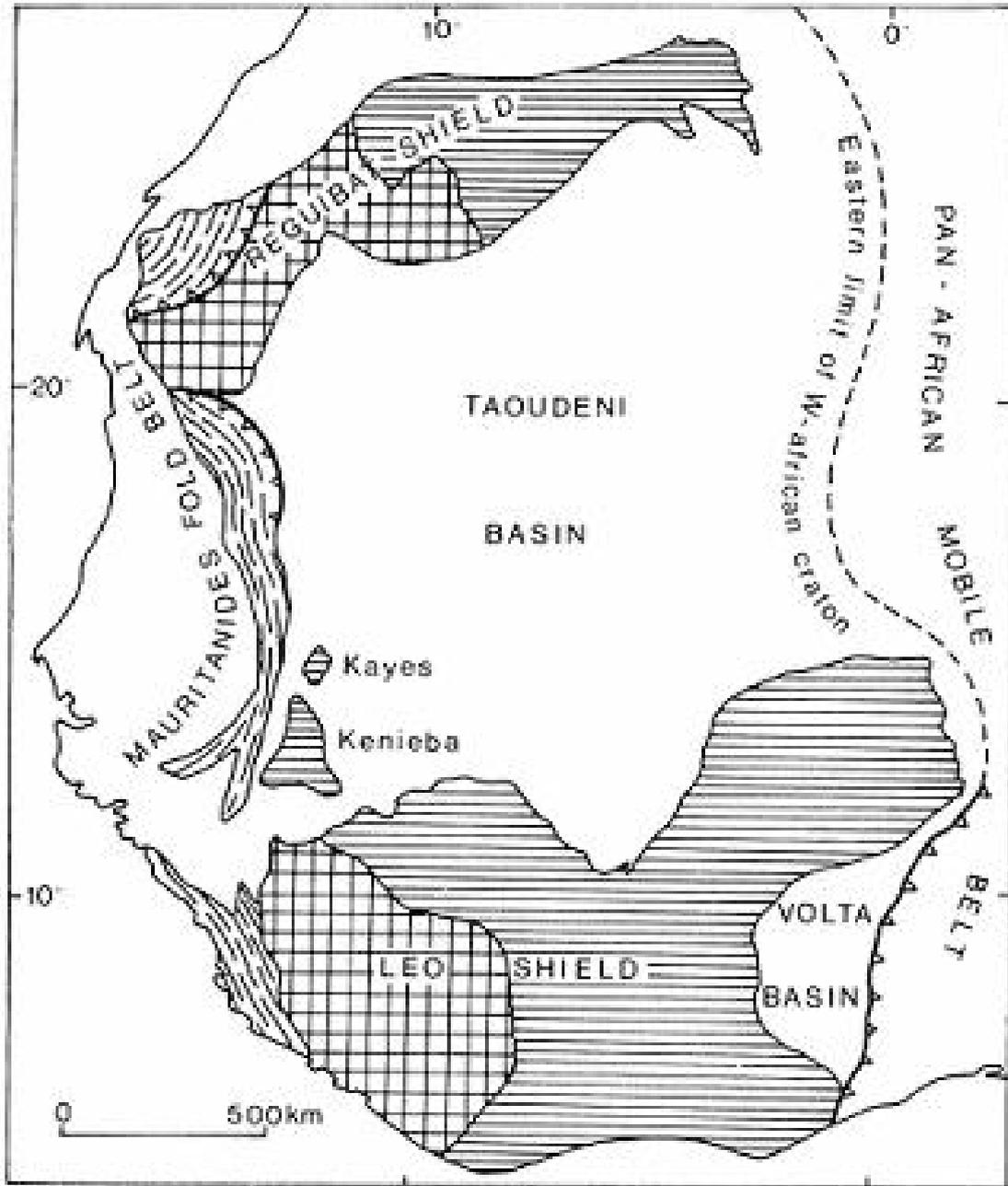


Figure 1 – Carte géologique du craton ouest africain (Rocci et al., 1991

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  |  |  |  |
| 1 – domaine archéen | 2 - domaine paléoprotérozoïque | 3 – ceinture mobile des Mauritanides | 4 Sédiments |

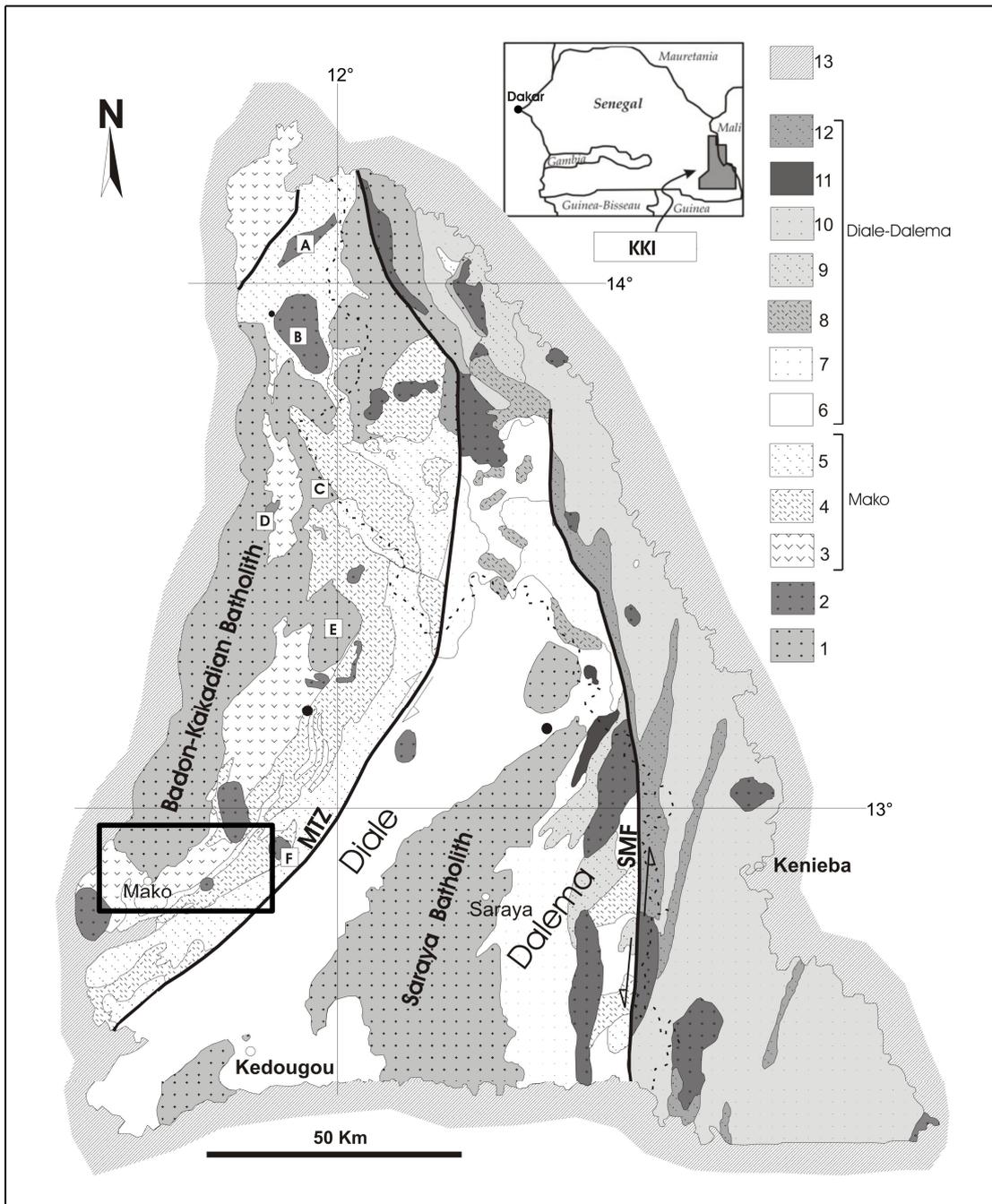


Figure 2 – Carte géologique de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Bassot 1966, Ledru et al., 1991 modifiée).

Légende : 1 et 2 – Granitoïdes, 3 – Basaltes, 4 – Andésites, 5 – Volcanosédiments et sédiments, 6 – Métasédiments clastiques, 7 – Volcanoclastites, 8 et 9 – Laves intermédiaires, 10 – Métasédiments, 11 – Carbonates, 12 – Grès, 13 – Paléozoïque et Néoprotérozoïque indifférenciés. MTZ – Zone Transcurrente Majeure; SMF – Faille Sénégal – Malienne ; tirets – Frontière Sénégal – Malienne. A – Massif de Kéniéba, B – Massif de Diombalou, C – Complexe plutonique de Laminia - Kaourou (LKPC), D – Complexe plutonique lité de Sandikounda (SLPC), E – Massif de Bouroumbourou, F – Massif de Tinkoto. Zone d'étude en encadré.

- puis vient une formation volcanique andésitique, de type explosif et d'extension régionale. Moussolo [19] a décrit pour la première fois la lithologie de cette formation qui comprend de puissantes coulées de basalte et d'andésite interstratifiées avec des agglomérats à fragments chertitique ou andésitique, des tufs et des brèches à gros blocs qui sont interprétés comme des lahars (Bassot, [13]). Signalons que dans les parties septentrionales du supergroupe de Mako, Dioh [20] ; [21] a décrit une importante formation volcanique mise en place dans un environnement sédimentaire constitué d'une association grésopélitique avec des niveaux riches en gondites. Les roches de cette formation sont représentées par des basaltes et des andésites différenciées, évoluant jusqu'à des termes dacitiques à rhyolitiques, et sont intercalées dans des pyroclastiques à éléments andésitiques. Les relations avec les basaltes de Mako doivent néanmoins être précisées ;
- l'ensemble est surmonté par un matériel volcanodétritique à détritique composé de niveaux pélitiques à grésopélitiques avec des passées conglomératiques renfermant des lentilles décimétriques de basaltes ou de gabbros concordants au volcanisme.

II - Le supergroupe de Dialé, à dominante sédimentaire, débute par des dépôts de carbonates associés à des schistes pélitiques et à niveaux graphiteux. Ils sont surmontés par des grès et des grauwackes arkosiques qui évoluent vers leur sommet à des horizons pélitiques à niveaux graphiteux et renfermant des lentilles de carbonates. Son contact avec le supergroupe de Mako, est marqué par des

niveaux conglomératiques dont les galets, de nature magmatique, seraient issus de Mako ou des carbonates sous jacents.

III - Le supergroupe de la Daléma présente les mêmes caractères sédimentaires que le précédent. Il débute par une alternance de grès siliceux, de pélites et de calcaires impurs de plus de 2000 mètres d'épaisseur. La fin de ce dépôt est marquée par la mise en place des roches du volcano-plutonisme intermédiaire de la Daléma. Le groupe supérieur est formé de grès, de grauwackes et de pélites épais de 8000 à 10000 mètres avec des épicles de nature basaltique ou granitique. Les caractères des dépôts de ces bassins évoqueraient un milieu épicontinental ou de plateforme.

Plusieurs épisodes de granitisation sont reconnus dans la boutonnière. Les plus anciens représentés par le batholite de Badon – Kakadian, composé d'un ensemble de plutons dioritiques à granodioritiques. Dans sa partie sud, le faciès commun, de nature granito-gneissique, a donné un âge Rb-Sr de 2200 Ma (Bassot et Caen Vachette, [22]). Le complexe plutonique de Laminia-Kaourou, de composition granodioritique à monzogranitique, constituant la partie nord du batholite, est daté par la méthode Pb-Pb entre 2138 et 2105 Ma (Dia et al. [4]). Il renferme des xénolites amphibolo-gneissiques, représentant les niveaux les plus profonds de la croûte Birimienne qui sont datés à 2194 ± 4 Ma (Dia et al. [4]). Le batholite de Saraya mis en place dans les supergroupes de Dialé-Daléma, est formé de leucogranites et de tonalites. Les données radiométriques publiées par Hirdes et Davis [23], donnent un âge U - Pb de 2079 ± 2 Ma, proche de celui obtenu sur la granodiorite à pyroxène de Boboti (2080 ± 1 Ma) qui est associée aux roches du volcanisme andésitique de la Daléma, datée à 2072 ± 9 Ma (Calvez et al. [24]). De nombreux plutons tardi à post-

tectoniques (type Boundoukou) recourent le supergroupe de Mako. Le faciès commun de nature granodioritique, généralement associé à des laves rhyodacitiques, indique une mise en place peu profonde de ces massifs. Le pluton Mamakono donne un âge de 2076 ± 3 Ma (Hirde et Davis [23]), proche de ceux obtenus par Guéye et al. (soumis) sur les roches felsitiques associées (2067 ± 12 Ma) et sur le pluton de Tinkoto (2074 ± 9 Ma).

Lithologie de la partie méridionale du supergroupe de Mako

La partie méridionale du supergroupe de Mako est composée d'un ensemble volcanique bimodal comprenant de la base vers le sommet (fig. 3) :

- des basaltes en coussin qui s'étendent sur toute la partie ouest du secteur. Les coussins bien conservés, sont dépourvus de matériel interstitiel. Leur pédoncle toujours dirigé vers le bas, montre qu'ils n'ont pas été basculés après leur mise en place. Les coussins de forme subarrondie, parfois elliptique, témoignent de la direction de l'écoulement de la lave d'orientation générale NW. Ils sont surmontés par des brèches hyaloclastiques et des quartzites rubanés d'aspect chertitique. La puissance de ces roches volcaniques exemptes de sédiments interstratifiés d'origine continentale et l'absence de pyroclastites, les rapprochent des formations volcaniques des plaines abyssales, caractéristiques des bassins océaniques.
- des gabbros en massifs de puissance décimétrique, sont sub-concordants aux basaltes en coussins. Ils sont parfois caractérisés par un litage magmatique marqué par une alternance de lits sombres riches en pyroxène et de lits clairs riches

en plagioclase et en oxydes avec parfois des faciès pegmatitiques.

- un niveau volcanosédimentaire grossier passant latéralement à des sédiments grésopélitiques. Les éléments centimétriques à infracentimétriques et de forme subarrondie, sont de nature basaltique, gabbroïque, quartzitique ou felsitique, réunis par une matrice fine silicifiée et chloritisée très peu abondante.
- des massifs d'ultrabasites disposés en collines alignées suivant une orientation générale NE. Ce sont des sills différenciés en péridotites et en gabbros montrant des mégalitages de largeur parfois décimétrique.
- des roches volcaniques acides composées de laves rhyodacitiques de faible extension avec d'abondants agglomérats, de brèches, de tuffites parfois litées et de cinérites à éléments essentiellement rhyodacitiques.
- des basaltes en coulées massives bien répandus dans les parties est du secteur. Ils comprennent des faciès amygdalaires et non amygdalaires associés à d'abondantes volcanoclastites finement litées de nature chertitique. Les basaltes amygdalaires aphyriques sont débités généralement en dalles métriques. Ils renferment des vésicules centimétriques et de forme arrondie, remplies de quartz blanc laiteux ou translucide. Elles sont parfois allongées, ce qui témoigne d'un écoulement d'orientation générale $N60^\circ$. Certaines vésicules ont un aspect de géodes avec des bordures tapissées de quartz alors que leur cœur est colmaté par du matériel siliceux rosâtre imprégné d'hydroxyde de fer et de pyrite.

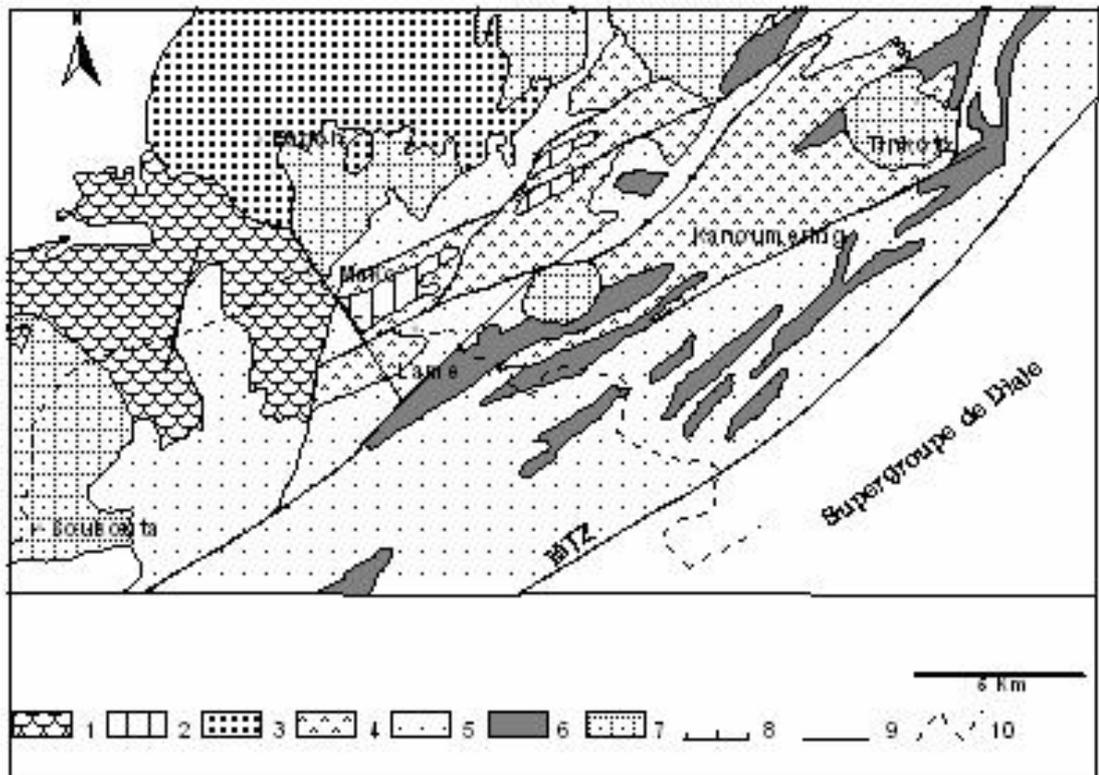


Figure 3 – Carte géologique de la partie méridionale du supergroupe de Mako (Bassot, 1966 modifiée)

Légende : 1- Basalte en coussin, 2- Ultrabasites, 3- Granite syntectonique de Badon, 4 Basaltes massifs, 5- Volcanosédiments, 6- Andésites de Bagnomba, 7 - Granites atectoniques, 8- Faille normale, 9- Décrochements, 10- Fleuve Gambie.

Les basaltes non amygdalaires d'aspect ophitique, sont traversés par des fentes délimitant des blocs anguleux de dimension décimétrique à pluri centimétrique. Ces fentes remplies de chlorite, de silice et d'épidote, forment un réseau dense donnant ainsi à la roche un aspect « tigré ».

- une formation volcanique andésitique communément appelée les andésites de Bagnomba. Mis en place par un volcanisme de type explosif et d'extension régionale recoupe nettement la formation volcanique basique. Elle est composée par de puissantes coulées d'andésites porphyriques interstratifiées avec des agglomérats, associés à des tufs et des brèches avec des horizons lapillitiques. Ces tephres structurés

par des litages horizontaux, obliques ou entrecroisés, la présence de lapillis cunéiformes orientés, indiqueraient un dépôt dans un milieu sub aérien peu profond (Ngom et al. [25]).

La lithologie du volcanisme Birimien dans cette partie du supergroupe de Mako, montre des contextes de mise en place contrastés. A l'Ouest, les basaltes en coussins seraient épanchés dans un milieu sous aquatique profond comparable aux plaines abyssales alors qu'à l'Est, le contexte est moins profond à subaérien comme l'atteste le caractère explosif du volcanisme des basaltes massifs et des andésites (Ngom [11]).

Etude pétrographique

Les basaltes en coussins

Selon la texture, on distingue :

- les basaltes à «plumose texture», constitués de clinopyroxène en fines aiguilles disposées en gerbes qui sont complètement ouralitisés en actinote associée à de l'épidote, de la calcite, de la chlorite et des minéraux opaques. Les plagioclases de composition albitique, sont d'aspect squelettique et complètement saussuritisés. Les minéraux opaques peu abondants, sont généralement associés aux phénomènes d'ouralitisation des pyroxènes. La mésostase très peu abondante, est complètement recristallisée en quartz, épidote et chlorite.
- les basaltes à texture microlitique porphyrique sont de même composition minéralogique que les basaltes sus cités. Ils sont caractérisés par une minéralogie plus grossière marquée par des phénocristaux de plagioclase souvent groupés en amas polycristallins, leur section étant parsemée de granules d'épidote, de quartz et de calcite en réponse aux phénomènes de saussuritisations. Les clinopyroxènes en phénocristaux à bordures irrégulières, sont transformés en amphibole secondaire associée à de la chlorite, de la calcite, de l'épidote et à des minéraux opaques. La mésostase complètement silicifiée et relativement abondante, renferme des microlites de clinopyroxène transformés en actinote et des oxydes.

La roche est parfois parcourue par des filonnets de quartz associé à de la calcite en réponse aux phénomènes d'hydrothermalisme.

Les basaltes massifs

Ils comprennent des basaltes amygdalaires et des basaltes non amygdalaires.

- les basaltes amygdalaires à texture microlitique porphyrique pseudo – fluidale, sont composés de plagioclase en phénocristaux entièrement saussuritisés ou en microlites montrant une orientation fruste. Leur section est piquetée de granules d'épidote ou de quartz. Les clinopyroxènes sont en phénocristaux ouralitisés en un assemblage actinote, chlorite, épidote, calcite et opaques. La mésostase relativement abondante, est transformée en silice, en chlorite et en épidote. Les vésicules de forme arrondie à subarrondie, ont leur paroi tapissée de quartz et d'épidote finement cristallisés, alors que vers le centre les minéraux de quartz et d'épidote forment un agrégat cristallin avec une texture plus grossière.
- les basaltes non amygdalaires sont à texture microlitique porphyrique à tendance subdoléritique. Ils sont composés de plagioclase en lattes ou en microlites complètement saussuritisés et épidotisés, ils semblent englober les clinopyroxènes. Les clinopyroxènes sont en aiguilles ou en phénocristaux généralement à bordures irrégulières. Ils sont complètement ouralitisés en épidote, chlorite, calcite et opaques. Les minéraux opaques sont soit xénomorphes issus de la transformation des pyroxènes, soit automorphes baignant dans une mésostase très peu abondante recristallisée en chlorite et en épidote.

Les massifs de gabbros

Ils représentent les termes plutoniques associés aux basaltes en coussin. Le faciès commun est un gabbro mésocrate associé à des pegmatites.

La roche a une texture grenue constituée de fins cristaux automorphes de clinopyroxène en inclusion dans des porphyrocristaux parfois poecilites sévèrement ouralitisés en amphibole secondaire fibreuse à section chloritisée. Les plagioclases se présentent en sections tabulaires, presque entièrement saussuritisés, en inclusions dans les clinopyroxènes poecilites. Les minéraux opaques peu abondants, sont en cristaux automorphes ou en fines traînées dans les espaces intercrystallins.

Les faciès pegmatitiques sont constitués de cristaux poecilites de clinopyroxène en voie d'ouralitisation à inclusions de plagioclases tabulaires plus ou moins saussuritisés. Du quartz xénomorphe tapisse le fond de la roche ou se présente en association granophyrique avec le plagioclase. Les minéraux opaques relativement abondants, sont associés aux clinopyroxènes poecilites. D'abondantes granules d'épidote secondaire occupent les espaces intercrystallins.

Le complexe ultrabasique
Il est composé d'une partie ultrabasique (werhlite et de lherzolite) et d'une partie basique marquée par une alternance de webstérite, de gabbros à orthopyroxène et de ferrogabbros qui, à la périphérie du massif sont d'aspect pegmatitique (Ngom, [11]).

- la séquence ultrabasique

Les werhlites sont des hétéradcumulats selon la classification de Wagner [26]. L'olivine en phase cumulus, représente 60 à 70% de la composition modale de la roche. Les cristaux de petite taille sont automorphes à subautomorphes, avec des sections arrondies à subarrondies par contre, les porphyrocristaux se présentent en sections rectangulaires à losangiques. L'olivine est partiellement affectée par des phénomènes de serpentinisation qui

occupent les craquelures préexistantes. La serpentine d'aspect fibreux, est associée à des minéraux opaques, ou correspond à des produits de réactions de bordure avec les pyroxènes. La phase intercumulus est représentée par des clinopyroxènes poecilites généralement ouralitisés en amphiboles secondaires associées à de la calcite et à des minéraux opaques. Les minéraux opaques, peu abondants, sont automorphes à xénomorphes.

Les lherzolites ont la même texture que les werhlites. Les cristaux d'olivine sont de même habitus que ceux des werhlites. Leur serpentinisation est intense et souligne les craquelures du minéral où elle est associée à des minéraux opaques. Les pyroxènes intercumulus assez abondants, sont représentés par des orthopyroxènes et des clinopyroxènes poecilites ouralitisés en actinote, chlorite, épidote et calcite. Leur limite avec les cristaux d'olivine est marquée par une bordure ou couronne réactionnelle. De nombreux minéraux opaques souvent automorphes sont associés aux pyroxènes ouralitisés.

- la séquence basique

Elle est caractérisée par l'absence d'olivine et l'apparition de plagioclase et de minéraux opaques primaires.

Les webstérites sont des adcumulats isogranulaires selon la classification de Wagner [26]. Les clinopyroxènes plus abondants que les orthopyroxènes, sont en section rectangulaire à bordures irrégulières effilochées, en réponse à une ouralitisation intense. Ils sont associés à de la calcite, de la chlorite, de l'épidote et à des minéraux opaques. Les orthopyroxènes de même habitus que les clinopyroxènes, sont généralement très chloritisés. Les amphiboles qui représentent 1 à 2% du volume total de la roche, apparaissent en sections hexagonales dans les espaces intercrystallins. Les minéraux opaques généralement xénomorphes, de grande

taille et peu abondants, sont associés aux pyroxènes et aux amphiboles.

Les gabbros à orthopyroxène et les ferrogabbros ont une texture grenue et légèrement hétérogranulaire. Les plagioclases qui représentent la moitié de la composition modale de la roche, sont groupés en amas polycristallins ou parfois en inclusion dans les pyroxènes. Les cristaux en lattes généralement saussuritises, présentent parfois un liseré albitique. Les clinopyroxènes se rencontrent soit en cristaux automorphes et trapus, soit xénomorphes à subautomorphes de taille modeste, renfermant de fins cristaux de plagioclase. Ils sont ouralitisés en amphibole secondaire associée à de la chlorite, de l'épidote et des minéraux opaques. Les orthopyroxènes en porphyrocristaux très chloritisés, parfois fortement serpentinisés, se présentent localement en cristaux poecilites à inclusions de plagioclase saussuritisé. Les amphiboles peu abondantes, en section hexagonale ou losangique, peuvent renfermer des inclusions de plagioclase. Les minéraux opaques sont xénomorphes à subautomorphes, avec des cristaux xénomorphes de grande taille, généralement lamellaire, disposés dans les interstices des cristaux de plagioclases, ou se présentent en treillis. Ils sont très abondants dans les ferrogabbros où ils montrent une cristallisation est tardive.

Les gabbros pegmatitiques sont marqués par l'absence d'orthopyroxène, l'accroissement de la taille des minéraux et l'apparition de quartz en association granophyrique avec les plagioclases. La roche est composée de grandes aiguilles prismatiques de clinopyroxène avec des cristaux automorphes de plagioclase de dimension plus modeste disposés en "comb layered texture" (Lofgren et Donaldson, [27]; Taubeneck et Poldervaart, [28]).

Les roches volcaniques acides

Les rhyodacites

Elles sont constituées de quartz en cristaux automorphes groupés en amas polycristallins, ou en sections subarrondies, montrant parfois des golfes de corrosion. Les phénocristaux de plagioclase sont associés à de l'épidote et de la calcite en réponse à une saussuritisation avancée. Les cristaux microlitiques montrent une orientation magmatique fruste. Les minéraux ferromagnésiens sont rares et, ne subsistent que sous forme d'amas de chlorite et d'opaques.

Les pyroclastites

Elles sont représentées par des brèches volcaniques et des cinérites.

Les brèches volcaniques sont constituées de fragments lithiques et de fragments de minéraux cimentés par une matrice.

Les fragments lithiques, de forme anguleuse à subanguleuse, sont de nature basaltique de même type que les basaltes massifs ou les rhyodacitiques, corrodés par la matrice. Ils peuvent également être de nature volcanodétritique renfermant des granules de calcite, des taches de chlorite fibro-radiée, et sont auréolés de quartz microcristallin et de chlorite.

Les fragments de minéraux sont représentés essentiellement par du plagioclase ou du quartz souvent corrodés. La matrice de nature hyaline et abondante, est silicifiée.

Les roches andésitiques de Bagnomba

Elles sont représentées par des basaltes et des andésites.

Les basaltes à texture microlitique porphyrique, sont constitués de clinopyroxène en phénocristaux avec des macles simples ou en sablier caractéristiques. Des cristaux zonés montrent une bordure et une partie

centrale microfracturée avec des teintes de polarisation plus franches. Les plagioclases en microlite (An 47 – 53%), sont associés à des clinopyroxènes en aiguille partiellement ouralitisés en épidote, chlorite et minéraux opaques. Certains phénocristaux à zonation régulière sont affectés par des microfractures colmatées par une association de chlorite, de calcite et de minéraux opaques. La mésostase abondante, renferme des amas de chlorite brune et d'épidote interprétées comme d'anciennes vacuoles ou d'anciens minéraux ferromagnésiens (olivine ?) pseudomorphosés

Les andésites sont représentées par des faciès porphyriques et aphyriques. Les termes porphyriques ont une texture intersertale. Les clinopyroxènes en microphénocristaux sont entièrement ouralitisés en chlorite, épidote et minéraux opaques. Les plagioclases (An 32 – 45%) sont en minéraux trapus ou en fines baguettes groupés en amas polycristallins. Les formes trapues à zonation bien nette, sont très saussuritisées en granules d'épidote, ce qui atteste de leur caractère plus calcique. Les cristaux fins montrent parfois une orientation fruste. La mésostase peu abondante, est recristallisée en chlorite, en épidote et en quartz.

Dans les faciès aphyriques, on distingue de rares phénocristaux de clinopyroxène d'aspect fibreux, ouralitisés en chlorite et épidote, en aiguilles groupées en paquets associés à de la chlorite. Le plagioclase très peu abondant, est sous forme de baguettes squelettiques plus ou moins allongées. Les minéraux opaques automorphes et très abondants, sont associés à quelques rares oxydes ferrotitanés. La mésostase très abondante est complètement recristallisée en chlorite, épidote et quartz. De rares aiguilles de zircon sont disséminées dans le fond de la roche.

Etude Géochimique

Les concentrations des éléments majeurs sur roche totale ont été déterminées à l'ICP-AES au Service d'Analyses des roches et Minéraux du centre de Recherches Pétrographique et Géologique (CRPG) Vandoeuvre lès nancy, France.

Les concentrations des éléments en trace ont été déterminées par activation neutronique (INAA) au centre d'études de Saclay, Gif sur Yvette (France). Les limites de détection des différents éléments dosés varient entre 0.5 ppb (Ta) à 15 ppm (Zr). Les méthodes sont largement discutées par Joron et al. [29].

Variations des éléments chimiques

Les éléments majeurs

Les phénomènes postmagmatiques aboutissant à la déstabilisation des minéraux primaires ont été longuement discutés dans les basaltes du supergroupe de Mako (Ngom, [11]). Les processus d'albitisation des plagioclases et de l'ouralitisation des pyroxènes ont pour conséquence des modifications du chimisme global de la roche. Les teneurs élevées en sodium dans les basaltes massifs (6.06%) et dans une moindre mesure dans les basaltes en coussins (3.87%), confirment bien les phénomènes de sipilitisation des basaltes (ou albitisation des plagioclases). Le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} , qui est bon indicateur du degré d'oxydation de la roche, est de l'ordre de 0.23 dans les roches basiques du supergroupe de Mako (Ngom, [11]), légèrement supérieur à 0.20 fixé par Hart [30] pour les MORB frais.

TABLEAU D'ANALYSES DES ELEMENTS MAJEURS (%)

	N°Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Pf	Total
Basaltes en coussin	90-64	53,1	0,7	12,6	11,2	0,2	7,01	9,9	3,06	0,13	0,06	1,47	99,43
	90-72	51,9	0,69	13,4	12,2	0,17	6,4	10,5	2,69	0,14	0,06	2,08	100,2
	91-6	51,67	0,59	13,08	11,69	0,17	6,8	11,28	2,33	0,03	0,1	2,12	99,86
	91-4	49,84	0,96	13,98	13,41	0,17	6,37	9,33	2,61	0	0,12	3,02	99,81
	63	49,51	0,79	14,3	12,82	0,2	8,67	10,63	1,83	0,13	0,1	0,97	99,95
	90-16	48,8	0,63	13,5	12,2	0,18	7,95	13,2	1,39	0,09	0	2,31	100,3
	27	47,23	0,82	14,42	12,57	0,2	8,95	11,26	1,63	0,18	0,11	2,5	99,87
	T58	43,3	1,35	15,19	17,22	0,24	6,83	8,57	2,32	0,03	0	3,92	98,97
Basaltes massifs	47	56,03	0,94	15,21	9,64	0,16	4,78	5,35	5,96	0,21	0,13	1,42	99,83
	34	56,2	0,85	13,51	9,34	0,18	7,21	6,46	2,89	0,78	0,12	2,46	100
	80	55,51	0,77	15,2	8,29	0,18	5,27	7,64	4,31	0,1	0,11	2,49	99,87
	23	55,53	0,98	15,12	9,66	0,18	5,47	5,69	4,24	0,29	0,15	2,53	99,84
	90-89	54,6	1,39	15,2	11,4	0,16	4,04	8,39	2,76	0,59	0,19	1,23	99,95
	90-97	54,2	1,04	14	8,96	0,14	8,52	7,31	2,63	0,49	0,14	2,7	100,1
	51	51,24	1,39	16,43	11,12	0,19	5,41	8,08	2,91	0,58	0,27	2,28	99,9
	19	51,6	1,19	15,83	9,96	0,18	4,26	4,73	4,14	1,17	0,26	6,62	99,94
	M28	49,2	0,84	14,36	12,14	0,2	8,2	9,29	2,42	0,33	0,07	2,99	100
	91-15	48,09	0,7	13,66	12,3	0,16	6,68	6,5	2,42	0	0,11	9,19	99,81
Bagnomba	K1	57,21	0,68	14,44	8,34	0,14	4,69	7,78	3,05	1,48	0,17	2,18	100,2
	K2	51,1	0,73	13,39	10,96	0,19	8,15	9,59	2,02	1,84	0,26	2,17	100,4
	K3	51,43	0,68	12,41	10,5	0,19	8,93	9,04	1,99	2,12	0,29	2,38	99,96

TABLEAU D'ANALYSES DES ELEMENTS EN TRACE (ppm)

	N°Ech.	U	Th	Zr	Hf	Ta	Ba	Sr	Cs	Rb	Cr	Co	Ni	Sc	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
Basaltes en coussin	90-6	0,09	0,31	54	1,87	0,23	32,1	56	0,31	2,6	114	60	77	37,2	2,84	8,9	2,79	1,19	0,58	2,17
	MK27	0,05	0,15	43	1,04	0,11	16,9	82	0,03	1,1	206	49,1	141	39,4	2,24	6	1,68	0,78	0,38	1,72
	91-14	0,04	0,19	44	1,12	0,13	33,5	46	0,04	1,8	170	48	122	38,2	2,44	5,8	1,73	0,71	0,4	1,94
	91-4	0,1	0,27	64	1,6	0,17	25,2	75	0,08	4,4	169	51,5	110	38,8	3,12	8	2,3	0,87	0,53	2,45
	57	0,04	0,2	53	1,36	0,14	37	81	0,03	1,7	224	47,3	122	38,5	2,18	6,4	1,83	0,76	0,42	2,03
	Tb15	0,07	0,2	50	1,59	0,13	46	155	0,3	3,8	274	50,8	125	40	2,55	7,4	2,17	0,77	0,48	2,05
	SG44	0,05	0,15	50	1,04	0,09	85	40	0,12	5,8	79	51	95	43,3	1,91	4,6	1,45	0,52	0,38	2,12
	SG49	0,13	0,28	50	1,79	0,19	16	45	0,06	1,5	170	51,2	118	39	3,1	8,5	2,46	0,99	0,58	2,56
	107	0,1	0,2	50	1,37	0,15	62	87	0,29	7,5	299	60,4	182	38,9	2,53	6,8	2	0,88	0,43	2,12
	12	0,08	0,25	50	1,68	0,17	39	81	0,16	2	170	47,6	102	37,4	3,11	8,2	2,21	0,86	0,52	2,4
4	0,09	0,18	50	1,16	0,13	35	103	0,49	1	264	49,1	148	39,1	2,46	5,9	1,73	0,67	0,42	2,23	
Basaltes massifs	15	0,47	1,14	83	2,49	0,66	214	343	1,45	15,9	134	25,8	67	19,5	7	17,1	2,67	0,97	0,4	1,32
	22	0,31	1,08	147	3,82	0,71	89	234	0,13	5,9	57	34	113	24,5	12,5	29,7	4,05	1,38	0,65	2,61
	S17	0,39	1,28	154	4,22	0,84	182	263	0,43	11,9	23	33	65	23,8	14,1	32,7	4,24	1,45	0,7	2,79
	X3	0,34	0,91	101	2,97	0,39	257	346	0,86	21,2	108	33,1	98	23,9	6,43	16,7	2,88	1,01	0,47	1,75
	34	0,3	1,12	125	3,02	0,51	146	166	0,81	17,7	375	38,4	234	21,9	10,3	22,7	2,92	1,01	0,46	2,04
	X2	0,48	1,33	96	2,93	0,43	468	404	2,09	60,4	285	35,2	222	17,4	8,1	20	3,04	1,13	0,46	1,44
	SG17	0,3	1,12	133	3,4	0,57	360	131	1,92	53,3	93	39,2	119	25	12,4	28,5	3,51	1,21	0,52	2,01
	SG13	0,43	1,46	176	4,35	0,8	448	173	0,21	10,1	42	29,9	86	21,7	15,3	33,2	4,54	1,31	0,72	2,98
	KI5	0,31	1,03	117	2,91	0,52	82	174	0,75	38	266	38	206	21,8	10,5	22,6	2,89	0,93	0,45	1,92
	S78A	0,36	1,15	141	3,96	0,74	154	174	0,14	7,7	32	32,2	71	23,6	12,8	29,7	4,21	1,26	0,66	2,73
Bagnomba	K3	0,51	1,34	64	2,02	0,3	971	612	0,37	34,8	495	45,4	111	29,8	10,5	21,8	2,99	0,94	0,44	1,78
	K5	0,52	1,19	57	1,82	0,21	458	643	0,4	46,9	454	45,5	117	31,4	8,54	18,9	2,86	0,95	0,38	1,51
	K4	0,7	2,01	105	2,97	0,37	357	652	0,16	49	240	31,2	76	21	11,9	27,6	3,32	1,04	0,45	1,96
	K1	0,73	2,16	103	2,96	0,55	562	711	0,55	27,6	95	30	63	27,8	13,2	29,8	3,4	0,96	0,47	2,14
	K6	0,78	2,02	104	3,3	0,58	341	511	0,42	38,8	300	37,7	64	32,3	14,3	31,5	4,07	1,27	0,56	2,35
	B21	0,14	0,52	47	1,37	0,21	294	72	0,77	38,4	564	59,3	267	35,6	5,39	13,2	2,2	0,73	0,39	1,74
	M6	0,49	2,16	103	2,83	0,63	912	48	1,27	146	194	19,4	52	18	14,8	29,6	2,72	0,66	0,33	1,35
	SG69	0,55	1,33	70	1,88	0,3	399	524	0,42	44,6	571	49,6	146	33,7	9,93	21,5	3,09	1,04	0,42	1,66
	SG71	0,91	3	204	5,71	0,6	220	447	1,77	26,1	258	31,7	90	20,7	20,4	48,2	5,96	1,73	0,84	3,55

Les basaltes en coussin sont moins siliceux (47.87 – 52.11%), moins alumineux (14.31 – 15.86%), moins sodiques (1.35 – 3.87) et moins potassiques (0.01 – 0.16%), mais plus calciques (7.92 – 12.59%) que les basaltes massifs. Par contre leurs teneurs en titane (0.75 – 1.12%) sont comparables. Les basaltes en coussin ont des teneurs en fer total (11.77 – 14.08%) et en magnésium (7.33 – 9.19%) supérieures à celles des basaltes massifs, avec respectivement 8.55 à 10.73% et 3.63 à 7.39%, ce qui traduit un caractère plus différencié de ces derniers.

L'enrichissement en calcium, en fer et en magnésium dénote la cristallisation massive de minéraux ferromagnésiens tels que les clinopyroxènes comme en témoigne la composition minéralogique. Par contre les valeurs élevées en silice, en alumine et en alcalins dans les basaltes massifs peuvent bien s'expliquer par une composition modale en plagioclase plus importante que celle observée dans la minéralogie des basaltes en coussins.

Ces caractéristiques apparentent les basaltes en coussin à des tholéiites abyssales alors que les basaltes massifs ont des caractères intermédiaires entre les basaltes tholéitiques et les basaltes calcoalcalins (Ngom, [11]).

Les andésites de Bagnomba ont des teneurs peu élevées en silice (50.29 – 58.39), en alumine (12.70 – 15.47), en calcium (7.94 – 9.76) et en titane (0.68 – 0.81), alors que les valeurs en magnésium (4.79 – 9.15) et en fer (8.51 – 11.95) sont plus élevées que celles observées dans les andésites orogéniques (Gill, 1981). Ces variations expliquent bien la cristallisation importante de clinopyroxène comme cela a été observé dans leur minéralogie. Ces valeurs élevées en fer et en magnésium se retrouvent dans certains faciès du volcanisme andésitique de Fouldé (Dioh, [21]) et de la Daléma (Boher, [31]; Ndiaye, [32]). Selon Moussolo [19], les

laves de la Daléma montrent une affinité calcoalcaline.

Les éléments en trace

Les roches du supergroupe de Mako ont des teneurs élevées en éléments compatibles. En effet, les basaltes en coussin ont des teneurs en nickel comprises entre 102 – 152 ppm, en chrome entre 148 – 274 ppm, en cobalt 47 – 51 ppm et en scandium 37 – 40 ppm. Dans les basaltes massifs les valeurs en nickel varient entre 65 et 222 ppm, le chrome entre 15 et 375 ppm, le cobalt entre 29 – 39 ppm et le scandium entre 17 et 24 ppm.

En ce qui concerne les éléments lithophiles, les basaltes en coussins sont plus pauvres en strontium (81 – 155 ppm), en baryum (16,9 – 46 ppm) et en rubidium (1 – 3.8 ppm) comparativement aux basaltes massifs (strontium : 140 – 404 ppm, baryum : 82 – 468 ppm, rubidium 5.2 – 60.4 ppm). Ceci traduit le caractère plus différencié des basaltes massifs, dont les termes évolués sont de nature rhyodacitique.

Les andésites de Bagnomba ont des teneurs élevées en strontium (72 – 711 ppm), en baryum (294 – 971 ppm) et en rubidium (27.6 – 49 ppm). En plus, elles sont riches en nickel (63 – 267 ppm), en chrome (95 – 564 ppm), en cobalt (30 – 59 ppm) et en scandium (21 – 35 ppm) que les laves calcoalcalines orogéniques (Gill, [33]).

Ces fortes valeurs en éléments compatibles confèrent aux roches étudiées leur caractère primaire.

Géochimie des éléments en trace

L'allure des spectres multi-élémentaires permet de confirmer la diversité du magmatisme Birimien dans le supergroupe de Mako (fig. 4).

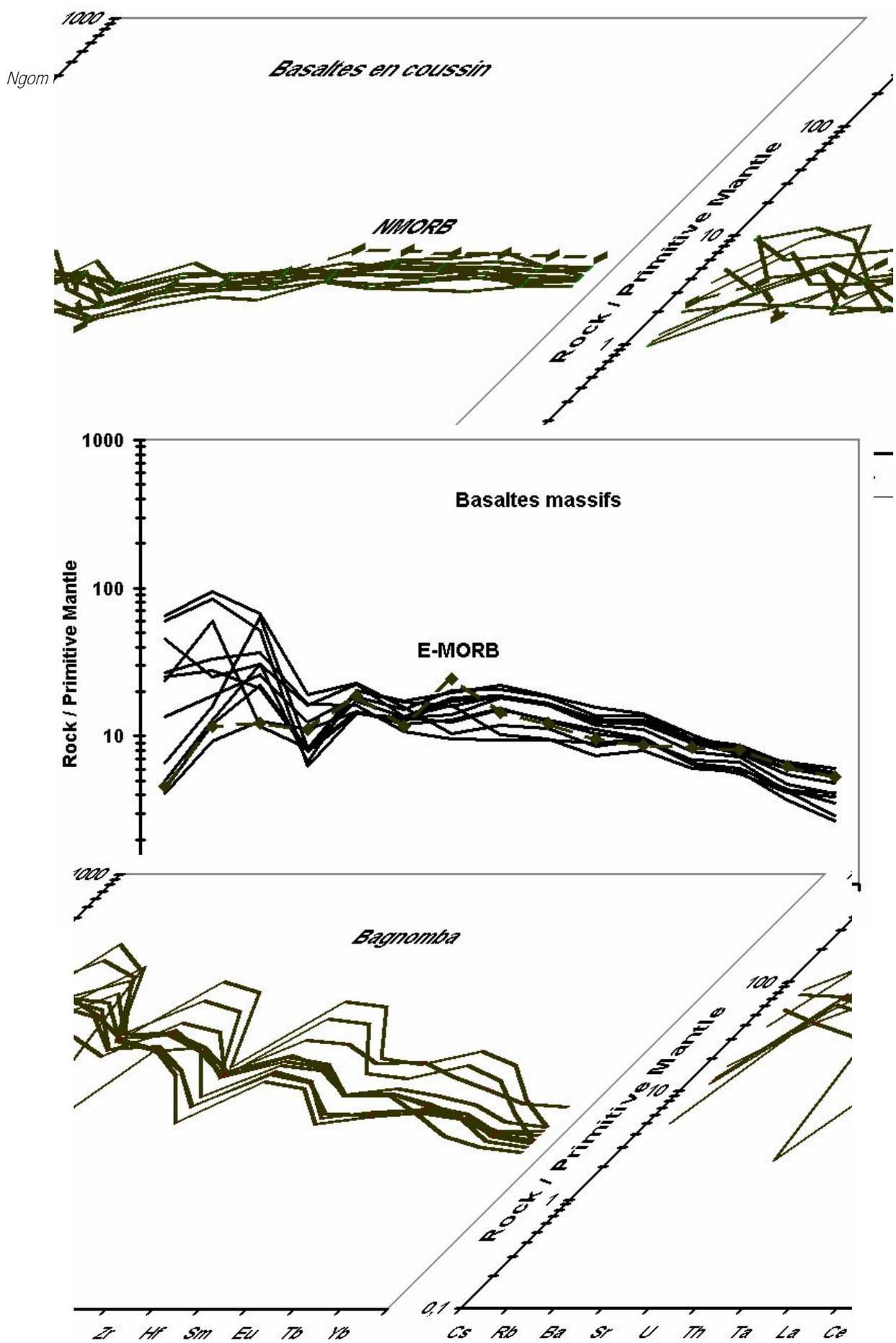


Figure 4c : Andésites de Bagnomba.

Figure 4 – Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif des laves du supergroupe de Mako (valeurs de normalisation de Taylor and McLennan, 1985). N-MORB et E-MORB (Joron, 2000).

Les basaltes en coussin montrent des spectres multi-éléments légèrement déprimés dans la portion des Terres Rares légères (LREE), et globalement plats dans la partie des Terres Rares moyennes et lourdes (Fig. 4a). Ces spectres sont, de fait, comparables à la moyenne des N-MORB (Joron, [34]). Les basaltes massifs par contre, montrent un caractère plus enrichi en éléments hygromagmaphiles et en LREE (Fig. 4b). Ils sont marqués par des spectres pentés, proches de ceux des E-MORB (Joron, [34]).

Les andésites de Bagnomba se particularisent des deux faciès précédents par des spectres marqués par un enrichissement plus net en éléments hygromagmaphiles et en LREE avec une anomalie négative en tantale (Fig. 4c).

L'anomalie en tantale est une caractéristique des roches associées à un contexte de subduction ou bien aux tholéiites continentales. La première hypothèse est que cette anomalie peut s'expliquer par la cristallisation de minéraux hydroxylés tels que la biotite où l'amphibole dont leur coefficient de partage pour le Ta est élevée. Ces minéraux piègent plus le Ta que le Th d'où cette anomalie négative. La deuxième hypothèse est une contamination crustale qui a tendance à croître les teneurs en Th relativement à celle de Ta. En raisonnant sur des échantillons primaires, c'est à dire les moins différenciés, on peut écarter l'hypothèse du piégeage du Ta par de la biotite et/ou des amphiboles. En effet, les échantillons de Bagnomba concernés par la présente étude, sont considérés comme primaires avec des concentrations en Sc au-dessus de 20 ppm en général, ce qui permet d'envisager une contamination de la source et / ou une contamination crustale pour expliquer cette anomalie, plutôt qu'une zone de subduction.

Dans le diagramme de discrimination géotectonique proposé par Joron et al., [35], repris par Thiéblemont et al., [36], les

laves birimiennes du supergroupe de Mako peuvent être rapprochées à des roches émises dans des contextes géodynamiques actuels (fig. 5). Ainsi, les basaltes en coussins présentent beaucoup de similitudes avec les N-MORB et les basaltes de plateaux modernes par leur rapport $(Tb/Ta)_N > 1$ et $(Th/Ta)_N < 1$. Les basaltes massifs et les andésites de Bagnomba se placent dans le domaine des basaltes continentaux malgré les différences notoires de l'allure de leurs spectres multi-éléments. En effet, les basaltes massifs montrent un caractère enrichi en éléments lithophiles, en éléments fortement hygromagmaphiles et en LREE, ce qui les apparente à des basaltes transitionnels.

La particularité géochimique des tholéiites continentales est leur position intermédiaire entre les roches calcoalcalines orogéniques (arcs et marges continentales actives) et les roches anorogéniques (roches alcalines, MORB) mise en évidence par Cabanis et Thiéblemont [37]. Ultérieurement, Thiéblemont et al., [36] ont discriminé le type géochimique propre des tholéiites continentales des autres types de roches basaltiques. Les rapports Th/Ta des tholéiites continentales ont des valeurs comprises entre 1 et 5, intermédiaires entre celles des suites anorogéniques ($Th/Ta < 2$) et orogéniques ($Th/Ta > 5 - 7$). Le rapport $(Tb/Ta)_N$ utilisant un élément faiblement incompatible (Tb) et un élément fortement incompatible (Ta), permet de mesurer la caractéristique appauvri pour des valeurs supérieures à 1. Dans les tholéiites continentales, les valeurs sont inférieures à 1, ce qui traduit un caractère enrichi.

Les basaltes en coussin ont des valeurs en Ta/Hf comprises entre 0.08 et 0.11, inférieures à celles du manteau primitif (0.13) de Hoffman, [37] et celles de $(Tb/Ta)_N$ comprises entre 1.14 et 1.42. Ce qui suggère une source mantellique appauvrie. Ils diffèrent des basaltes massifs

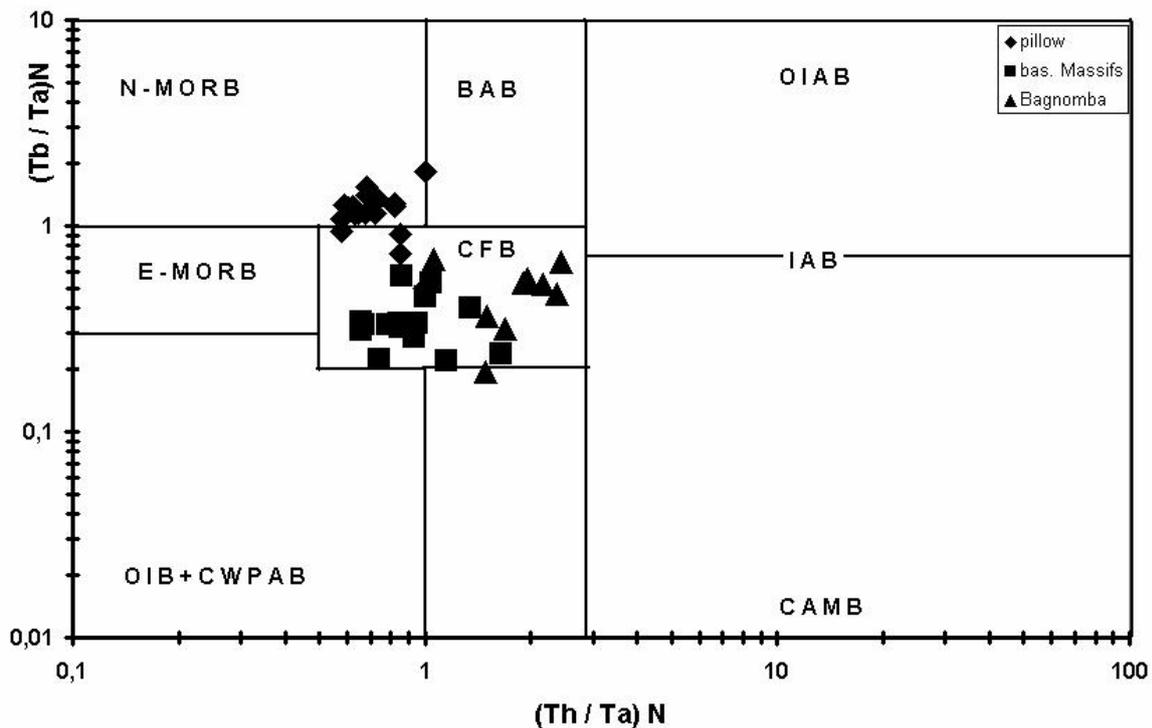


Figure 5 – Localisation des laves de Mako dans le diagramme discriminant de Thiéblemont et al. (1994).

Symboles : losange plein : basaltes en pillow ; carré plein : basaltes massifs ; triangle plein : andésites de Bagnomba.

Légendes : N-MORB: basaltes de plateaux océaniques + les MORB dits « normaux » ; E-MORB : les MORB dits « enrichis » ; OIB : basaltes des îles océaniques ; CWPAB : basaltes alcalins à transitionnels continentaux ; BAB: basaltes des bassins arrière-arcs ; CFB: tholéiites continentales ; OIAB : basaltes des arcs intra-océaniques de type Mariannes ; IAB : basaltes des arcs intermédiaires ; CAMB : basaltes des zones de subduction des marges de type Chili. Valeurs de normalisation (Hoffmann, 1988)

par les rapports Ta/Hf (0.13 à 0.20) et $(Tb/Ta)_N$ (0.31 à 0.53) d'une part, et des andésites de Bagnomba où les valeurs de Ta/Hf sont de 0.12 à 0.19 et $(Tb/Ta)_N$ de 0.31 à 0.69 d'autre part. Ces rapports sont plus élevés que ceux du manteau primitif. Ce qui témoigne qu'ils dériveraient d'une source mantellique très enrichie.

Discussion et conclusion

La lithologie de la ceinture volcanique bimodale du supergroupe de Mako est représentée par des roches appartenant à deux épisodes volcaniques chronologiquement bien distinctes. Le premier est marqué par de puissantes émissions de tholéiites océaniques comparables à des N-MORB issues d'un manteau appauvri. Elles seraient équivalentes, par leurs caractères

pétrologiques, à des basaltes de plateaux océaniques alimentés par des panaches mantelliques comme cela a été proposé par Abouchami et al. [1].

Une tectonique tangentielle précoce orientée NNE-SSW à E-W avec une vergence SE selon l'hypothèse de Feybesse et al. [39], aurait affectée cette croûte océanique. Ainsi il va en résulter un épaissement qui serait à l'origine de la genèse des granitoïdes à tendance trondjhémétique selon le modèle proposé par Martin [40] ; [41] Le batholite de Badon-Kakadian de nature tonalitique et granodioritique à tendance trondjhémétique, est daté entre 2199 et 2194 Ma (Bassot et Caen Vachette, [22]; Guéye et al., (soumis). Il renferme des xénolites amphibolo-gneissiques datées à

2194 ± 4 Ma et interprétées comme des produits de fusion des racines de la croûte (Dia et al. [4]).

La deuxième phase est caractérisée par une tectonique transcurrente sénestre synchrone de la mise en place du complexe plutonique lité et des granites de Laminia – Kaourou qui s'étale entre 2158 et 2105 Ma (Dia et al. [4]). Elle va initier des bassins marginaux à l'Est où vont s'épancher les basaltes massifs et les andésites de Bagnomba de mise en place subaérienne et à affinités de tholéïtes continentales récentes.

Références bibliographiques

- [1] Abouchami W., Boher M., Michard A., Albarède F. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : An early stage of crustal accretion. *J. of Geophys. Res.* 1990, 95 (11), 17605 – 17629.
- [2] Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F., Arndt N. T. Crustal growth in West Africa at 2.1 GA. *J. Geophys. Res.*, 1992, (97), 345 – 369.
- [3] Ama-Salah I. Liégeois G.P., Pouclet, A. Evolution d'un arc insulaire océanique Birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie. *J. Afr. Earth Sci.* 1996. 22 (3), 235 – 254.
- [4] Dia A., Van Schmus W. R., Kröner A. - Isotopic constraints on the age and formation of a paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou inlier, eastern Senegal, West Africa. *J. Afric. Earth Sc.* 1997, (24), 197 – 213.
- [5] Diallo, D. P. Le paléovolcanisme de la bordure occidentale de la boutonnière de Kédougou, Paléoproterozoïque du Sénégal oriental : incidences géotectoniques. *Journal of African Earth of Sciences.* 2001, 32 (4), 919 – 940.
- [6] Zonou, S., Karche, J.P., Lapiere, H., Lemoine, S., Rossy, M.- Volcanisme tholéïtique et calco alcalin dans les formations du Birimien supérieur de Bouroum (NE du Burkina-Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1985, 301, (Série II), 309 – 314.
- [7] Ratomaharo S., Demange M., Fonteilles M., Treuil M. La série Birimienne de Perkoa (Burkina Faso). *Géochimie et minéralogie. Interprétation lithostratigraphique. Conséquence sur l'interprétation géodynamique du Birimien.* *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1988, 307 (Série II), 2033 – 2040.
- [8] Alric G. et Vidal M. Données nouvelles sur le magmatisme de la ceinture birimienne de la Haute Comoé (Côte d'Ivoire) : un bassin arrière arc ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1991, 313, (Série II), 1471 – 1478.
- [9] Pouclet A., Vidal M., Delor C., Simeon Y., Alric, G. Le volcanisme birimien au Nord – Est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoproterozoïque. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 1996, 1467(4), 529 – 541.
- [10] Witschard F. Etude pilote. Télédétection appliquée au Sénégal oriental. Rapport final. Phase 1 Rapport inédit. 1995, 44.p.
- [11] Ngom P.M. Caractérisation de la croûte Birimienne dans les parties centrale et méridionale du supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse d'Etat Univ. Ch. A. Diop. Sénégal. 1995, 240 p.

- [12] Ngom P.M., Joron J.L., Treuil M., Dioh E., Ndiaye P.M., Diallo D.P. Le volcanisme Birimien du Sénégal : apport des éléments hygromagmaphiles à la caractérisation du contexte géodynamique de mise en place. Colloque Géologie Africaine BRGM – Orléans 2004. 307 (abstract).
- [13] Bassot J.P. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. 1966. Thèse d'Etat. Université de Clermont Ferrand. 332 p.
- [14] Bassot, J.P. Le complexe volcanoplutonique calcoalcalin de la rivière de la Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afr. Earth Sci.* 1987. 6 (4) 505 – 519.
- [15] Korj I. et Efimov K. Mission Sénégal – Soviétique de recherches minières. Rapports inédits. Direction des Mines et de Géologie. Dakar – Sénégal. 1972.
- [16] Ngom P.M. Contribution à l'étude de la série Birimienne de Mako dans le secteur de Sabodala (Sénégal oriental). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I. 1985, 134 p.
- [17] Debat P., Diallo D.P., Ngom P.M., Rollet M., Seyler M.. La série de Mako dans les parties centrales et méridionales (Sénégal oriental, Afrique de l'Ouest). Précisions sur la série volcanosédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations post magmatiques. *J. Afric. Earth Sci.* 1984, 71 – 79.
- [18] Dia A. Caractères et significations des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Est du Sénégal). Un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse d'Etat, Univ. Dakar. 1988, 350 p.
- [19] Moussolo J.B. Etude du volcanisme de Baniomba dans la partie méridionale du supergroupe de Mako : boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Sénégal oriental). Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. 2000, 74p.
- [20] Dioh E. Etude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara- Laminia – Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ..Nancy I, France, 1986, 144 p.
- [21] Dioh E. Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissantes du granite de Diambalou (partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou- Sénégal oriental), Thèse d'Etat, Univ. Ch A. Diop, Sénégal, 1995, 445p.
- [22] Bassot J.P. et Caen Vachette M. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal : implications sur l'histoire du Birimien de cette région. In : Klerkx, J., Michot, J., (Eds), *Géologie Africaine Tervuren*, 1984. 191 – 209.
- [23] Hirdes W., Davis D.W. U-Pb geochronology of paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou – Kenieba inlier, Senegal, West Africa : Evidence of diachronous accretionary development of the eburnean province. *Precamb. Res.* 2002, (118), 83 – 99.
- [24] Calvez J.Y, Feybesse J.L., Ledru P., Milési J.P. Géochronologie du

- Protérozoïque inférieur du craton ouest africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). In: 13^{ème} réunion des Sciences de la Terre, Grenoble, France. 1990, 26 (Abstracts)
- [25] Ngom P.M., Fall M., Diouf, M.B., Dioh, E. Mise en évidence d'un volcanisme subaérien dans le supergroupe de Mako (boutonnière de Kédougou - Kéniéba - Sénégal oriental) : implications paléogéographiques. Colloque Maroc, 2005. (abstract).
- [26] Wagner L.R. Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons. Dept. of Geol. and Mineral Oxford. Univ. Oxford. London. 1968.
- [27] Lofgren G.E. and Donaldson C.H.. Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 1975, 48, 309 – 319. 1975.
- [28] Taubeneck W.H. and Poldervaart A. Geology of the Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon: Part 2. Willow lake intrusion. Bull. Geo. Soc. Am. 1960, 71, 1295 – 1322.
- [29] Joron, J.-L., Treuil, M. and Raimbault, L. - Activation analysis as a geochemical tool: Statement of capabilities for geochemical trace element studies. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 1997, 216: 229-235.
- [30] Hart R.A. - Chemical exchange between sea - water and deep ocean basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 1970, (9), 269 – 279.
- [31] Boher M. Pétrographie et géochimie des formations volcaniques de la Daléma (Sénégal oriental). Les formations métamorphiques du sillon de Yalogo Burkina Faso. Premières datations Sm-Nd et Rb-Sr, D.E.A Univ. Nancy I France, 1987, 44 p.
- [32] Ndiaye P.M. Evolution au Protérozoïque inférieur de la région Est Saraya, Supergroupe de Dialé – Daléma Sénégal oriental : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse d'Etat Univ. Ch. A. Diop Sénégal. 1994, 372 p.
- [33] Gill J.B. - Orogenic andesites and plates tectonics. Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 1981.
- [34] Joron J.-L. Eléments hygromagmaphiles : concepts, méthodes d'étude. Applications à l'étude de la pétrogenèse des magmas et aux propriétés de leurs sources mantelliques. Mise au point et valorisation d'un outil géochimique : l'analyse par activation. Thèse Doctorat d'Etat. Université Paris 7. 2000.
- [35] Joron J.L., Treuil M., Jaffrezic H., et Villemant B. Etude géochimique des éléments en traces dans les séries de roches volcaniques du rift d'Asal : Identification du processus d'accrétion. Bull. Soc. Geol. France 1980, (7), XXII (6), 851 – 861.
- [36] Thiéblemont D., Chèvremont P., Castaing C., Triboulet C., Feybesse J.L. La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments en traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. Geodinamica Acta (Paris). 1994, 7, (3), 139 – 157.
- [37] Cabanis B. et Thiéblemont D. La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière arcs : le triangle Th*3 – Tb – 2*Ta.

- Bull. Soc. Geol. France, Paris, 1988, IV (6) 927 – 935.
- [38] Hoffman A. W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planett. Sci. Lett.*, 1988, 90, 297 – 314.
- [39] Feybesse J.L., Billa M., Guerrot, Duguey E., Lescuyer J.L., Milesi J.P., Bouchot V. The Paleoproterozoic Ghanaian province : Geodynamic model an ore controls, including regional stress modeling. *Prec. Res.* 2006, (149), 149 – 196.
- [40] Martin H. Petrogenesis of archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace elements geochemistry. *J. Petrol.*, 1987, 28, 921 – 953.
- [41] Martin H. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: K. C. Condie, Ed., *Archean crustal evolution - Dev. Precamb. Geol.* 11. Elsevier, 1994, 205 – 259.
- [42] Taylor S.R. and Mc Lennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Blackwell, Oxford, 1985, 312 p.

