HAL
open science

Le domaine paléoprotérozoïque (éburnéen) de la chaîne du Mayombe (Congo-Brazzaville) : origine et évolution tectono-métamorphique

Vicky Tendresse Télange Bouenitela

To cite this version:

Vicky Tendresse Télange Bouenitela. Le domaine paléoprotérozoïque (éburnéen) de la chaîne du Mayombe (Congo-Brazzaville) : origine et évolution tectono-métamorphique. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2019. Français. NNT : 2019REN1B008 . tel-02345398

HAL Id: tel-02345398

https://theses.hal.science/tel-02345398

Submitted on 4 Nov 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE / ECOLOGIE GEOSCIENCES AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre et des Planètes

Par
Vicky Tendresse Télange BOUENITELA

LE DOMAINE PALEOPROTEROZOIQUE (EBURNEEN) DE LA CHAINE DU MAYOMBE (CONGO-BRAZZAVILLE) : origine et évolution tectono-métamorphique

Thèse présentée et soutenue à Rennes, 8 mars 2019
Unité de recherche : Géosciences Rennes – UMR 6118 UR1 CNRS
Thèse N° :

Rapporteurs avant soutenance :

Delphine BOSCH	Directrice de recherche CNRS, Géosciences Montpellier
Dominique CHARDON	Professeur, Institut de Recherche pour le Développement, Burkina-Faso

Composition du Jury :

Delphine BOSCH	Directrice de recherche CNRS, Géosciences Montpellier/ Rapporteur
Dominique CHARDON	Professeur, Institut de Recherche pour le Développement, Burkina-Faso/ Rapporteur
Denis GAPAIS	Directeur de recherche CNRS, Université de Rennes1/ Président, examinateur
Benjamin LE BAYON	Ingénieur de recherche BRGM/ Examinateur
Michel BALLEVRE	Professeur, Université de Rennes 1/ Directeur de thèse
Florent BOUDZOUMOU	Professeur, Université Marien Ngouabi/ Co-directeur de thèse

« . . .Armé d'un marteau et d'une boussole, je commençai cet apprentissage en sillonnant le Mayombe septentrional sur de vieilles pistes de chasse ou des pistes d'éléphants. Me suivait un trop petit nombre de manœuvres, bien insuffisant pour porter, dans une nature hostile, un matériel de campement désuet, lourd et inadapté aux missions géologiques pour de longues périodes d'isolement en brousse

C'est ce contact brutal avec la nature que les Français de l'époque qualifiaient « parachutage ».

Parachuté ? Certes ! Dans un pays très accidenté, couvert de forêts, au cheminement difficile. Je ne possédais pour me guider que très peu de renseignements géologiques de mes prédécesseurs. J'étais à peu près dépourvu de renseignements topographiques. J'étais privé de moyens de locomotion automobile ; leur absence me fit perdre un temps précieux dans mes premières missions. . . »

Jean Pierre DEVIGNE (*missions géologiques en A.E.F., 1958*).

Avant-propos

Ce travail de thèse s'inscrit dans la suite du programme de cartographie générale de la République du Congo mené par le BRGM et financé par Total E&P Congo et le gouvernement congolais. Il a été entièrement financé par la société Total E&P Congo et s'est fait en partenariat avec l'Université Marien Ngouabi de Brazzaville. Un apport louable en support de base (cartes géologiques, lames minces, local et matériel de découpage des échantillons) et en temps d'échange nous a été procuré par Thomas Fullgraf et Yannick Callec, géologues du BRGM ayant travaillé sur la feuille de Dolisie de la carte géologique du Congo au 1 /200 000e. Le sujet a été pensé et défini par Thomas Fullgraf. Nous avons aussi bénéficié de l'apport de Louis Marie Djama en sa qualité de directeur général des Mines dans l'élaboration des documents facilitant l'acheminement des échantillons du Congo vers Rennes.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai eu le privilège de travailler avec Michel Ballèvre et Florent Boudzoumou en tant que directeurs de thèse. L'apport de leurs connaissances est grandiose et leur passion pour la géologie et le terrain m'est parue admirable. Une collaboration avec Gilles Ruffet et Marc Poujol a été faite sur la partie géochronologique.

Cette thèse porte sur la caractérisation pétrographique et structurale du domaine paléoprotérozoïque (éburnéen) de la chaîne du Mayombe. Elle a pour but de reconstituer l'histoire tectono-métamorphique du socle éburnéen de la chaîne du Mayombe. Dans cette optique, une étude bibliographique a été réalisée pour faire l'état des connaissances. Deux missions de terrain de vingt-et-cinq jours chacune ont été réalisées dans la zone d'étude pour l'étude pétro-structurale et le prélèvement des échantillons pour la confection des lames minces, l'étude géochimique et la géochronologie.

L'étude pétrographique et structucturale des métasédiments et des roches orthodérivées constituant le Paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe montrent que ce dernier est hétérogène. Le métamorphisme et la déformation dans ce domaine s'enregistrent à des degrés variés. L'apport de la géochronologie nous permet d'associer les assemblages minéralogiques observés à un événement tectono-métamorphique précis avec une référence à l'Eburnéen et/ou au Pan-Africain.

Résumé

La chaîne du Mayombe constitue la portion congolaise du système orogénique « Araçuaï-West Congo » qui se répartit entre la marge orientale du Brésil et la marge occidentale de l'Afrique centrale. Elle s'allonge parallèlement au littoral atlantique suivant la direction NW-SE. En tenant compte des données géochronologiques, elle se subdivise en deux domaines lithostratigraphiques : (i) le domaine paléoprotérozoïque et (ii) le domaine néoprotérozoïque.

Le domaine paléoprotérozoique de la chaîne du Mayombe correspond à la partie interne de la chaîne et se caractérise par la co-existence des roches d'origine sédimentaire et magmatique déformées et métamorphisées à des degrés variés. Ces roches se répartissent en trois principaux groupes lithologiques : (i) le Groupe de la Loémé, (ii) le Groupe de la Loukoula et (iii) le Groupe de la Bikossi.

L'analyse structurale des Groupes de la Loémé et de la Loukoula montre que ceux-ci sont plissés et fracturés. Dans le Groupe de la Loémé les plis présentent des axes qui s'orientent dans les directions NE-SW, NNE-SSW et N-S tandis que dans le Groupe de la Loukoula, le plissement se fait suivant la direction NE-SW. Le Groupe de la Bikossi se caractérise par des plis qui s'orientent dans les directions identifiées dans les précédants Groupes.

L'étude géochimique réalisée sur les échantillons provenant du domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe montre que ce dernier est hétérogénique c'est-à-dire qu'il implique des terrains d'origine et de lithologie variées.

La caractérisation pétrologique des ensembles lithologiques des groupes de la Loémé et de la Loukoula montre que ceux-ci sont affectés par au moins deux événements métamorphiques distincts qui se superposent. Le premier événement se traduit par des paragenèses à grenat-biotite-oligoclase dans les métapélites et par le développement de la hornblende brune dans les métabasites permettant ainsi de situer le contexte d'évolution dans le faciès des amphibolites. Le second événement s'enregistre de façon différente dans le Groupe de la Loémé et dans le Groupe de la Loukoula. Il se traduit respectivement par des assemblages à grenat-biotite-oligoclase dans les formtaions du Groupe de la Loémé et par une paragenèse à chlorite-albite-épidote dans le Groupe de la Loukoula. Les échantillons rattachés au Groupe de la Bikossi ne présentent que les traces d'un seul événement métamorphique marqué par les paragenèses à grenat-biotite-muscovite et grenat-chloritoïde-chlorite avec une température oscillant entre 510-568°C pour une pression d'environ 8 kbar.

La datation U-Pb sur zircons a permis de : (i) définir les sources des matériaux détritiques ayant constitué les bassins évoluant de l'Archéen au Protérozoïque (3300-1500) ; (ii) de confirmer l'âge paléoprotérozoïque (2070-2040 Ma) du magmatisme éburnéen ainsi que l'âge néoprotérozoïque (925 Ma) des granites de type Mfoubou et Mont Kanda et (iii) mettre en évidence des perturbations du système isotopique U-Pb des zircons à 642 ± 36 Ma et 539 ± 18 Ma. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole des échantillons du domaine occidental de la chaîne du Mayombe ont fourni des âges qui situent l'événement tectono-thermique pan-africain entre 615 Ma et 496 Ma.

Mots clés : Pétrologie, Métamorphisme, Analyse structurale, Grenat, Zonation, Géochronologie, Paléoprotérozoïque, Eburnéen, Pan-Africain, Mayombe, Congo-Brazzaville.

Abstract

The Mayombe belt is the congolese part of the Araçuaï-West Congo belt system which extend from eastern margin of Brazil to western margin of central Africa. It runs parallel to the Atlantic coastline with NW-SE trend. Considering geochronological data, it is subdivided into two lithostratigraphic domains : (i) the Paleoproterozoic domain and (ii) the Neoproterozoic domain.

The Paleoproterozoic domain of the Mayombe range corresponds to the inner part of the belt and is characterized by the coexistence of para and orthoderived rocks deformed and metamorphosed to varying degrees. These rocks are distributed among the three main lithological Groups : (i) the Loémé Group, (ii) the Loukoula Group and (iii) the Bikossi Group.

Structural analysis of Loémé and Loukoula Groups shows folded and fractured stuctures. In the Loémé Group, folds trend NE-SW, NNE-SSW and N-S while in the Loukoula Group, the main shortening trends NE-SW. The Bikossi Group is characterized by folds oriented in the directions identified in the preceding Groups.

The geochemical study carried out on samples from the Paleoproterozoic domain of the Mayombe belt shows that the latter is heterogeneous, by involving rocks of various origin and lithology.

The petrological characterization of Loémé and Loukoula Groups shows that they are affected by at least two distinct metamorphic events that overlap. The first event is characterized by garnet-biotite-oligoclase parageneses in metapelites and by the development of brown hornblende in metabasites, thus allowing the evolution context to be situated in the amphibolite facies. The second event is recorded differently in Loémé Group and Loukoula Group. It consits respectively in garnet-biotite-oligoclase assemblages in the Loemé Group and in chlorite-albite-epidote paragenesis in the Loukoula Group. Samples from Bikossi Group present only traces of a single metamorphic event marked by garnet-biotite-muscovite and garnet-chloritoid-chlorite parageneses whose temperature is estimated at 510-568°C for 8 kbar of pressure.

U-Pb dating of zircons allows to : (i) define the Archean-Paleoproterozoic (3300-1500Ma) sources of metasedimentary rocks (ii) confirm Paleoproterozoic (2070-2040 Ma) age of Eburnean magmatism and Neoproterozoic (925 Ma) Mfoubou and Mont Kanda type magmatism and (iii) to highlight the perturbations of zircons U-Pb isotopic system at 642 ± 36 Ma and 539 ± 18 Ma. The ^{40}Ar-^{39}Ar analyzes on biotite, muscovite and amphibole from samples of the western domain of Mayombe betl provided since the age range of Pan-African tectono-thermal event at 615-496 Ma.

Keywords : Petrology, Metamorphism, Structural analysis, Garnet, Zoning, Geochronology, Palaeproterozoic, Eburnean, Pan-African, Mayombe, Congo-Brazzaville.

Remerciements

Je rends infiniment grâce à Dieu pour l'accomplissement et l'aboutissement de ce travail ainsi que pour ses merveilles sans nombre tout le long.

Un grand merci à la société Total E&P Congo qui a financé ce projet dans son ensemble. Merci de m'avoir soutenue. Que toute la hiérarchie de Total E&P Congo trouve ici l'expression de ma gratitude.

Un merci spécial à Jacques Durand qui a été l'instigateur de ce projet. Même si je n'avais pas pris note comme toi, je me souviens toujours de cet entretien que nous avions eu, au cours duquel je t'avais fait part de mon désir d'être enseignante à l'Université Marien Ngouabi. Merci pour ton implication complète dans l'élaboration de ce projet et surtout pour le choix de l'université de Rennes 1.

Je ne saurai parler de thèse sans faire mention de Michel Ballèvre et Florent Boudzoumou qui ont eu la responsabilité de m'encadrer. Merci de m'avoir aidée à croître dans les domaines de la science et de la recherche. Ça été pour moi un grand privilège de travailler avec vous deux. Michel, j'ai été ravie de parcourir les rives de la Laîta avec toi dans le cadre de mon Master 2, j'ai été encore plus honorée de faire autant le long de la Loukénéné dans le Mayombe. Un grand merci à toi pour ta disponibilité et ton aptitude à me pousser à aller au bout de mes idées. A Florent Boudzoumou je témoigne toute ma gratitude. Tu as toujours suscité de l'admiration de ma part. Ton engouement et ta détermination n'ont jamais fait défaut. J'étais triste et déçue de ne pas avoir fait le terrain avec toi en BGII et en LST, je m'en voulais d'avoir manqué l'excursion à Kombé mais la nature m'a réservée une meilleure surprise : faire le terrain avec toi dans le Mayombe. Que demander de plus ! Merci Monsieur d'avoir posé les bases de la géologie dans mon parcours et d'avoir co-encadré cette thèse. Merci aussi pour les conseils.

Un grand merci à tous les membres du Jury qui se sont joints à nous pour évaluer et finaliser ce projet.

Je remercie énormément tous mes enseignants à l'Université de Rennes 1 depuis la Licence 3 jusqu'en Master 2 avec une mention spéciale à Philippe Boulvais qui, en tant que responsable de la Licence m'avait faite parvenir l'attestation d'inscription tenant en une phrase (ça ne passait presque pas pour la demande de visa). A François Guillocheau et Cécille Robin je dis merci d'avoir été ceux à qui Jacques m'avait confiée.

Merci à Pavel Pitra qui, grâce à sa dévotion et à sa passion pour la pétrologie métamorphique, a fait naître en moi l'envie d'explorer cette discipline de la géologie.

Que tous les géologues du BRGM qui ont participé à la cartographie du Congo trouvent ici l'expression de ma gratitude. Un grand merci à Yannick Callec pour sa sympathie, son amour du travail, sa disponibilité et toute la facilité avec laquelle il apporte de l'aide. Merci pour les lames, les cartes, les notices, les démarches administratives, l'atelier de découpe, le convoyage des échantillons…et merci pour l'encadrement aussi. Nous avions eu certes un rendez-vous manqué Thomas Fullgraf, mais l'écho de ton travaille raisonne dans ce document. Merci pour le projet en partant du choix de la zone d'étude à la proposition du sujet. Merci d'avoir contribué au lancement de ce projet et d'avoir disposé du temps pour nous accueillir à Orléans. Du fond de mon cœur je te dis merci. Que Eric Gloaguen trouve ici l'expression de ma gratitude pour son encadrement lors de mon stage de Master 1 au cours duquel j'ai acquis les bases de l'observation et de la schématisation des unités du Mayombe. Et merci aussi pour les discussions avec Michel. Je ne me suis certes pas rendue à Kakamoéka, mais ça reste en vue pour les travaux à venir. Sincèrement, grand merci à toi. Merci à Benjamin Le Bayon, d'avoir rassuré Michel sur les possibles approches d'étude dans le Mayombe et merci pour le travail que tu y as fait.

Un grand merci à Gilles Ruffet et Marc Poujol pour toute la partie géochronologie de ce travail. Merci pour les âges Ar-Ar et U-Pb. Espérons que le papier sorte sous peu.

Merci particulièrement à Xavier Le Coz pour la confection des lames minces. Merci à Nathan Hallot pour la découpe et le broyage des échantillons. Merci à Yann pour tout le travail sur la séparation des minéraux.

Merci à toi Jessica Langlade pour toutes les séances à la microsonde depuis le Master jusqu'à la thèse. Merci d'avoir su me présenter autrement les beaux grenats.

Mes remerciements à toute l'équipe de Géoscience Rennes. Merci aux enseignants Jean Pierre Brun, Marie Pierre Dabard (repose en paix), Mélanie Davaranche, Anne Cathérine Pierson Wickman, Olivier Grall, Olivier Bour, Jean Van Den Driessche, Philippe Yamato, Thiery Nalpas, Romain Bousquet, Erwan Hallot, Florence Nicolin, Frédérique Moreau, Annick Chauvin, Tahar Aifa, Yves Lagabrielle, Kerry Gallagher, Marc Jolivet, Philippe Steer. Merci à David, Dominique merci Chantal, merci Aline, Cathérine Houex, Isabelle Dubigeon, Cathérine Bertin, Marie-Anne, Eddy, Céline Lepoultier.

Merci à tous les thésards et post-docteurs Sylvia, Gemma, Nikol, Laurène, Christophe B, Christophe R, Hélène, Charlotte, Youssef, Olivier, Bob, Benoit, Dani, Antoine, Louise, Guillaume, Luc, Rémi, Céline, Seconde et tous les autres. Caro…Caro que dire ! Voici aujourd'hui huit bonnes années qui nous lient. Merci pour ton écoute et ta disponibilité à apporter de l'aide. Merci pour mes premières dégustations des galettes et crêpes bretonnes. J'espère pouvoir te faire découvrir mon Congo natal sous peu. Merci à toi Anthony pour toute ton aide sur les manip et surtout d'avoir apporté la vraie mixité dans le bureau floral. A toi Solenn je dis également merci pour ta présence dans le bureau, ton franc-parler et surtout pour tes petites gâteries (bonbons, chocolat,…quoi que j'hésitais toujours à porter ma main sur tes fruits même si leur disposition sur la table basse laissait penser à une invitation du genre self-service). A travers vous, je garde un bon souvenir de Rennes, de la Bretagne et pourquoi pas de la France. Merci de m'avoir permis de rire, de sourire, de réfléchir et de croître scientifiquement.

A toi Sage Kebi je dédie ce travail, merci d'avoir été présent quand il le fallait. Merci pour tous les instants de terrain à Bilinga (sans oublier l'after work), merci pour tous les débats et discussions scientifiques/non scientifiques. Merci d'être toujours le « Chahage » de ton « poto » Jey. Merci à Durel, Varia, Roll, Raude et Paule pour la convivialité.

Une forte pensée pour tous mes enseignants de la faculté des Sciences de l'Université Marien Ngouabi. Merci au professeur Jean Maurille Ouamba, à messieurs Jacques Moussiéssié, Jean Didier Sounga, Louis Marie Djama, Dieudonné Malounguila Nganga, Kinga Mounzeo, Mouanda, Watta Ndoudi, Hilaire Elenga, Urbain Mbilou, Emile Loemba, Emmanuel Nkounkou, Mananga. Merci pour avoir été là lors des cours, des TP et des travaux sur le terrain. Merci aux professeurs Mpassi-Mabiala et David Mampouya pour les bases respectivement en thermodynamique et en strcucture de la matière. Merci à messieurs Ampion, Ahombo, Akiana, Dossou Yovo, Paul Sand, Blaise Maloumbi, Dimi, …

Un grand merci à mes amis et collègues Tapha, Désiré, Jessica, Sandrine, Diallo, Haurald, Darel. Arthur. Ndéko na nga Vanessa to za Elongo. Merci pour toutes les fêtes à Beaulieu. Merci à Perla, Macklara, Sorel, Walter, Reine, Super, Yvon, Innotch ma tribu du Point carré : Eddy, Mougayo, Magayo, Givernand et Claudia. Merci à Elodie, Dorelle, Dominique, Blanche, Anaïs, Ghislain, Cadeau, Mamy, Mauricia, Vercelle, Makson, Aimenance, Fanny, Awa, Suzelle, Sidi, Mariem, Charlène, Corentin, Charlotte, Magali, Massy, Cyrielle, Jonas, Brendan, Johan, Paul, …

Ma reconnaissance à Challet, pour avoir cru en moi et m'avoir encouragée à relever les défis de la Faculté des Sciences du DEUG à la Maîtrise. Un grand merci à tous mes amis Durand, Francette, Gaby, Berney, Mandy, Flora, Noha, Elie, Helmich, Jared, Anna. Ma belle Destinée merci d'avoir été là, toi ainsi que Greg. Mes bises à ma belle-fille Kayna. Merci à Camille, Ismaël, Chai et Gad de m'avoir raffermi sur le chemin de l'église.

Merci à ma famille ACOR : Ben, Bénaja, Faustin, Desticol, Marlène, Steve, Steve Jr., Nely Nela, Vivien, Aymard, Astrid, Ismael, Pharly, Espoir, Winock, Marie-Christian, Naya, Welcome, Emilie, Anaelle, Ingrid, gaby, Sinelle…

Je me souviendrai des instants passés sur le terrain avec mon cher guide Jean Mouanda et mon merveilleux chauffeur Germain Youyi. Je me souviendrai de : papa Kalounga, de papa Jean Baptiste à Bilinga. Je me souviendrai de maman Marie Armande, de Jaime, de Abdoul, de Quart de tour, du gardien Mwana mama à Les Saras.

Que Papa Prosper, maman Yvette Mouissou, ya Beyllon, ya Nobel, Cursif, Délicia, Michelle et Pascal trouvent ici ma gratitude. Merci d'avoir toujours été là en tant que famille et maisonnée. Merci pour mon Bac et tous mes séjours à Pointe-noire.

Que toute la grande famille Nkodia trouve ici un sujet de réjouissance. Merci à Papa Super, papa Lazare, tante Ndoundou.

Merci à mes oncles Pacôme et Lambert, à ma tante Denise, à mes cousins et cousines : Gladys, Dursainte, Guy, Grace, Helna, Divin, Guy Roland, Druche, Trésor, Nathan ; ainsi qu'à mes neveux et nièce ; Bergy, Barroné, Prince, Dérick, Oculie, Joseph, Nkodia, Cathérine, Céline, André, je sais que vous aurez été fiers de moi.

Un grand merci à mon grand-oncle Albert, mamie Emilie, Angela et Candice. Merci à mamie Jo pour les fêtes de fin d'année et la découverte de Tours. Merci à Tante Lessy. Merci à ya Borja, Sophie, Colombe et Maelys.

Papa Antoine (à jamais dans mon cœur), maman Aline, Ya Sylvian, Déo, Demasso, Ednève, Princesse et toute la grande famille Biankola merci d'avoir toujours été là pour moi et de m'avoir offert un havre de paix dans Brazzaville.

Que mes oncles, tantes, cousins et cousines trouvent ici l'expression de ma gratitude. Papa Isben merci de m'avoir offert un bel environnement pour mes études universitaires à Brazzaville. Chaque fois que je dirais que j'ai un DEUG, une Licence et une Maîtrise, je me souviendrai de toi, de Zita, Christie, Marie-Bénédicte, Rocide, ya Nicole, Nana, mémé Jeanne, toute la famille Moukouba et maman Françoise.

A tous ceux de mon rameau, de ma communion de maisonnée et de mon groupe de production je dis merci. Merci d'avoir fait de mes besoins vos besoins. Mes coordonnateurs Albert, Mvouama, Mireille, Laurent, Ignoumbou, Flavien, Magloire ; mes frères et sœurs Aurel, Yvonne, Nuptia, Christian, Franck, Testelie, Matilde, Donnelle, Burgel, Pitchoule, Ralph, Laéticia, Tendart, Merveille, …

Papa, Maman, Ulbriche, Marien, Lorda, Méryl, Seth, Eunice, Félicia (toi que je n'ai toujours pas vu), Lunel, Béni, Céliandre je ne saurai jamais assez-vous remercier pour tout votre amour et votre soutien. Toutes ces années loin de vous m'ont fait comprendre à quel point vous m'êtes chers et vivre avec vous est un immense bonheur. Merci à toi Frigui.

Un grand merci à Clémence Aubert. Léa (yayah) Evans merci d'avoir été là pour Jérémy, merci d'avoir pris soin de lui. Merci à Nina Bourgeault.

A mon fils Jérémy je dédie ce mémoire. Ton sourire et tes caprices ont été le souffle qui m'a poussée de l'avant. Merci d'avoir joué le jeu, merci d'avoir accepté d'être loin de moi pendant des heures, des jours, des semaines et des mois et ce dès l'âge de deux mois et demi. Je ne saurai assez te remercier d'avoir donné un sens et un objectif à ma quête.

Que toutes les personnes qui me sont chères trouvent ici l'expression de ma gratitude.

A la mémoire de Jean Didier Sounga (dit JDS) qui m'a fait découvrir et aimer ce beau monde de la géologie. A jamais reconnaissante. Je me souviendrais toujours de ABLAO et de MVTMJSUNP.

TABLE DE MATIERE

Introduction générale 18

Partie I : Généralités 23

Chapitre I. Les systèmes orogéniques associés à la chaîne du Mayombe 25

1 Le Craton du Congo 25

1.1 L'orogenèse éburnéenne 28

1.2 L'orogenèse kibarienne 35

1.3 L'orogenèse panafricaine 37

2 La chaîne ouest-congolienne 39

3 Les modèles géodynamiques 43

Chapitre II. La chaîne du Mayombe 51

1 Cadre morphologique et climatique 51

1.1 Situation géographique 51

1.2 Précipitations et hydrographie 53

1.3 Morphologie 53

1.4 Conditions d'affleurement 53

2 Etat des connaissances sur la géologie du Mayombe au Congo 55

2.1 Historique des recherches 55

2.2 Cycles orogéniques associés à la chaîne du Mayombe 57

3 Structure de la chaîne du Mayombe 61

3.1 Données cartographiques 61

3.2 Données structurales 65

4 Le Paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe 67

4.1 Le Groupe de la Loémé 69

4.1.1 L'orthogneiss de Bilala 69

4.1.2 L'orthogneiss de Bilinga 70

4.2 Le Groupe de la Loukoula 71

4.3 Le Groupe de la Bikossi 73

5 Le Néoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe 75

5.1 Le Groupe de Sounda 76

5.1.1 Les intrusions granitiques de Mfoubou et de Mont Kanda 76

5.1.2 Le Complexe basique de Nemba 77

5.1.3 Le Sous-groupe de Kakamoeka 78

5.1.4 Le Sous-groupe de la Mvouti 78

5.2 Le Groupe du Mayombe 79
5.2.1 Le Sous-groupe de la Mossouva 79
5.2.2 Le Sous-groupe de la Diamictite inférieure 80
5.2.3 Le Sous-groupe de la Louila/Bouenzien 80
5.3 Le Groupe du Niari 81
5.4 Le Groupe du Schisto-calcaire 81
5.5 Le Groupe de la Mpioka 82
6 Les différents modèles géodynamiques 83
6.1 Le modèle collisionnel 83
6.2 Le modèle ensialique 85
7 Problématique de l'étude 86
Partie II : Analyse structurale, description lithologique, analyse géochimique et caractérisation métamorphique 91
Chapitre III. Analyse structurale des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe 93
1 Introduction 93
2 Bref aperçu sur la structure du domaine central de la chaîne du Mayombe 95
2.1 Structure des formations du sous-groupe de la Louila 95
2.2 Structure des formations du sous-groupe de la Tillite inférieure 96
2.3 Structure des formations du sous-groupe de la Mossouva 97
2.4 Structure des formations du sous-groupe de la Mvouti 100
3 Structure des unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe 103
3.1 Structure du granite de Mont-Kanda 104
3.2 Structure des formations du Complexe basique de Nemba 105
3.3 Structure des formations du Groupe de la Bikossi 108
3.4 Structure des formations du Groupe de la Loukoula 112
3.5 Stucture des formations du Groupe de la Loémé 118
4 Conclusion 129
Chapitre IV. Description lithologique des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe 133
1 Introduction 133
2 Description des différentes lithologies des unités géologiques du socle de la chaîne du Mayombe 133
2.1 Les différentes lithologies et assemblages minéralogiques du Groupe de la Loémé 133

2.2 Les différentes lithologies et les assemblages minéralogiques du Groupe de la Loukoula 155
2.3 Les différentes lithologies et les assemblages minéralogiques du Groupe de la Bikossi 163
3 Description de quelques lithologies du Complexe basique de Nemba et du granite de Mont Kanda 172
3.1 L'amphibolite du Complexe basique de Nemba (Nem12) 172
3.2 Le granite de Mont Kanda et les roches associées 173
4 Conclusion sur la description lithologique 175
Chapitre V. Etude géochimique 181
1 Introduction 181
2 Les éléments majeurs 184
2.1 Groupe de la Loémé 184
2.2 Groupe de la Loukoula 186
2.3 Groupe de la Bikossi 187
3 Les éléments traces 187
3.1 Groupe de la Loémé 187
3.2 Groupe de la Loukoula 190
3.3 Groupe de la Bikossi 190
4 Conclusion 191
Chapitre VI. Garnet chemical zoning: a clue for the tectono-metamorphic history of the Mayombe belt, Congo-Brazzaville 196
1 Introduction 197
2 Geological setting 198
2.1 Lithological associations 199
2.2 Deformation and metamorphic history 202
2.3 Sampling strategy 203
3 Analytical methods 205
3.1 Mineral chemistry 205
3.2 Whole-rock chemistry 205
4 Petrography and mineralogy of the studied samples 206
4.1 Bikossi Group 206
4.2 Loukoula Group 209
4.3 Loémé Group 209
5 P-T history of the studied samples 213
5.1 Interpretation of zoning patterns in the garnet crystals 213

5.2 P-T estimations using conventional methods 214
5.3 P-T estimations using calculated isochemical phase diagrams 216
6 Discussion 220
7 Conclusion 224
Acknowledgments 225
References 226
Partie III : Etude géochronologique 231
Chapitre VII. Géochronologie U-Pb 233
1 Introduction 233
2 Données géochronologiques U-Pb préexistantes 234
3 Méthodologie 237
3.1 Localisation des échantillons 238
3.2 Choix et préparation des échantillons 239
3.3 Datation, calcul d'âges et représentation des données 239
4 Résultats des analyses U-Pb sur zircon 240
4.1 Le Groupe de la Loémé 240
4.2 Le Groupe de la Loukoula 252
4.3 Le Groupe de la Bikossi 254
4.4 Le granite de Mfoubou 259
5 Interprétation et discussion des données U-Pb 261
5.1 Les âges de cristallisation des granitoïdes et roches associées 261
5.2 Les âges des sources des roches paradérivées 263
5.3 L'évènement tectono-thermique néoprotérozoïque 266
6 Conclusion 266
Chapitre VIII. Géochronologie ^{40}Ar-^{39}Ar 268
1 Introduction 268
2 Données géochronologiques K-Ar préexistantes 268
3 Méthodologie 271
3.1 Localisation des échantillons 272
3.2 Choix et préparation des échantillons 273
3.3 Datation, calcul d'âges et représentation des données 273
4 Résultats des analyses ^{40}Ar-^{39}Ar 274
4.1 Le Groupe de la Loémé 274
4.2 Le Groupe de la Loukoula 283

4.3 Le Groupe de la Bikossi 287
4.4 Le complexe basique de Nemba 291
4.5 Le granite de Mont Kanda et les roches associées 292
5 Interprétation et discussion des données ^{40}Ar-^{39}Ar 295
6 Conclusion à l'étude géochronologique ^{40}Ar-^{39}Ar 301
Partie IV : Discussions, conclusion générale et perspectives 304
1 Introduction 306
2 L'apport des données pétro-structurales 306
3 L'apport des données géochronologiques 309
3.1 Les témoins de l'Archéen 309
3.2 Les témoins du Paléoprotérozoïque 310
3.3 Les témoins du Mésoprotérozoïque 322
3.4 Les témoins du Néoprotérozoïque et du Cambrien 323
4 Les implications géodynamiques 329
5 Conclusion générale 331
Perspectives 332
Références bibliographiques 334
Annexes 354

Introduction générale

➢ Contexte de l'étude

La géologie du Congo, a longtemps fait l'objet d'études scientifiques en vue de la valorisation et de l'exploitation des terrains miniers. La région du Mayombe a, en particulier, été explorée dès 1876 en raison de sa position géographique (marquant la transition entre le domaine côtier et l'intérieur du pays) et de sa constitution lithologique et minéralogique. Plusieurs missions d'étude se sont succédées pour comprendre à la fois le contexte géodynamique de mise en place de la chaîne du Mayombe et la répartition des minéralisations. Les principaux travaux de recherches ont été menés par les géologues français travaillant pour le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM).

Dans un premier temps (de 1932 à 1965) ces travaux ont permis de poser les bases de la structuration de la chaîne du Mayombe. Les principales subdivisions lithostratigraphiques du Mayombe ont été établies par Cosson (1955). Il distingue, de la plus ancienne à la plus récente : la série de la Loémé, la série de la Bikossi, la série de la Loukoula, la série de la Mvouti, la série de la Mossouva, la Tillite inférieure et la série de la Louila. La série de la Loémé correspondant au socle de la chaîne du Mayombe a fait ultérieurement l'objet d'études pétrographique, structurale et géochronologique (Hossié, 1980 ; Vicat et Vellutini, 1982 ; Boudzoumou, 1986, Boudzoumou et Trompette, 1988 ; Djama, 1988, Djama et al., 1992). A l'issue de cette étude, le socle de la Loémé ou de Guéna a été defini comme un socle polycyclique d'âge paléoprotérozoïque (2014 ± 56 Ma) métamorphisé dans le faciès des amphibolites. Cependant, l'étendue de ce socle était mal connue dans la chaîne du Mayombe si bien que sur la carte de Dadet (1969) la série de la Loémé et la série de la Bikossi sont regroupées. La carte de Desthieux et al. (1992) limite le socle de Guéna dans les environs de la localité de Guéna ou Bilala. L'intégration de l'analyse géochronologique dans les travaux visant à reconstituer le contexte géodynamique de la chaîne du Mayombe (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991) a apporté des nouvelles données qui ont permis de remettre en question les principales subdivisions lithostratigraphiques. Les récents travaux (2011-2015) basés sur la cartographie de terrain et les analyses géochimiques et géochronologiques menés dans la région du Mayombe par les géologues du BRGM (Callec et al., 2015a, 2015b ; Fullgraf et al., 2015a, 2015b ; Le Bayon et al., 2015) ont conduit à la redéfinition du découpage lithostratigraphique de la chaîne du Mayombe. Ainsi, le socle paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe a été cartographié au-

delà de Bilala. Il affleure au-delà du village Les Saras et s'étend suivant une bande orientée NW-SE limitée au nord par un plan de chevauchement marquant son charriage vers le NE. Le « nouveau socle » ainsi identifié et daté a suscité des interrogations sur son évolution tectono-métamorphique en particulier, ainsi que sur celle de la chaîne du Mayombe en général. D'âge paléoprotérozoïque (éburnéen, ~2 Ga), le socle de la chaîne du mayombe constitue le substratum à partir duquel se sont développées les unités néoprotérozoïques qui ont été déformées et métamorphisées pendant l'orogenèse pan-africaine (~600 Ma). L'impact et la répartition de cette dernière sur les roches du socle de la chaîne du Mayombe sont mal contraints.

- **Objectifs de l'étude**

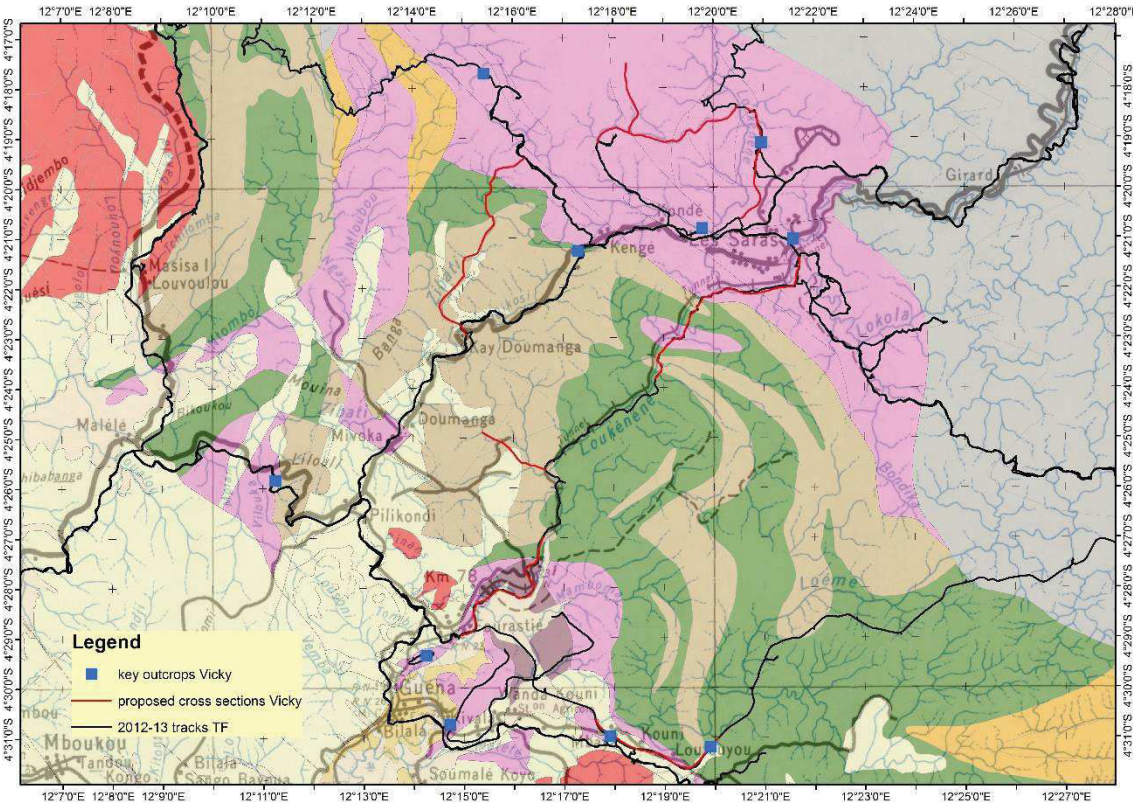
Notre travail vise à caractériser structuralement, pétrographiquement et géochronologiquement le socle de la chaîne du Mayombe dans le but de reconstituer son histoire tectono-métamorphique. Les données de notre étude devraient permettre de proposer un modèle d'évolution géodynamique en apportant des connaissances supplémentaires sur la géologie de la chaîne du Mayombe en particulier et sur celle du système orogénique ouest-congolien en général.

- **Méthodes**

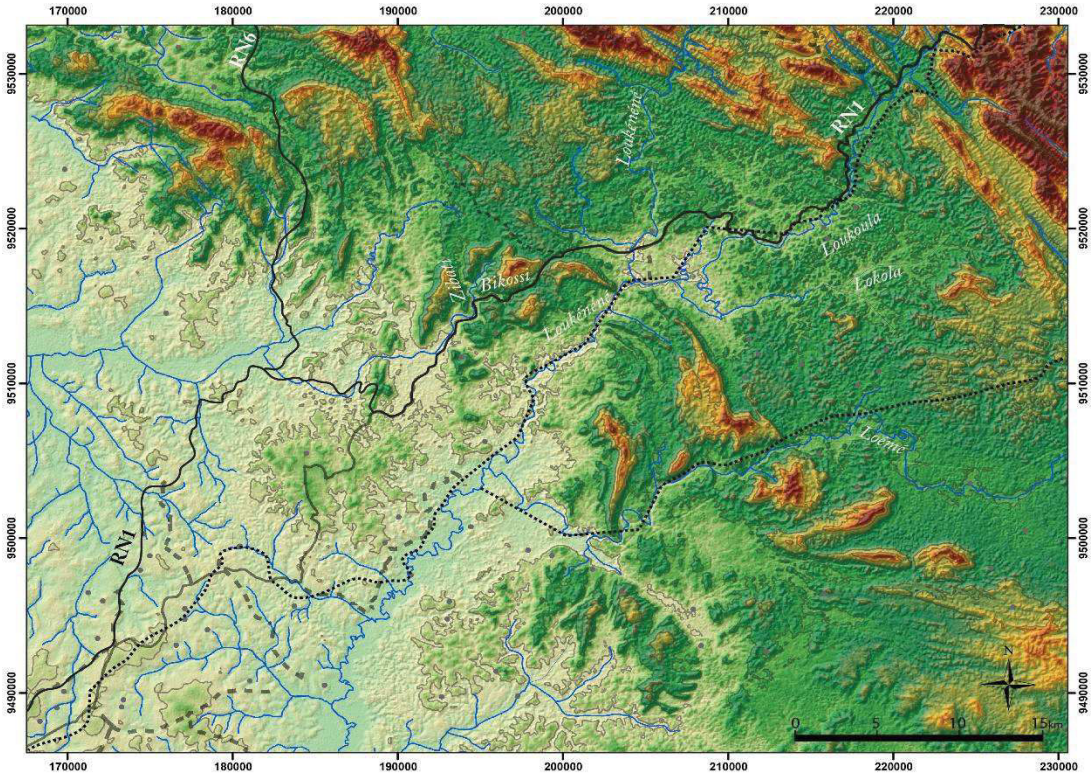
Ce travail de thèse a été réalisé suivant une approche pluridisciplinaire. L'étude de terrain, lors de deux missions de vingt-cinq (25) jours chacune a permis d'acquérir les données pétrographiques et structurales à l'échelle de l'affleurement. Les analyses au laboratoire se sont axées sur : (i) l'étude pétrographique des lames minces des échantillons de roches au microscope optique et/ou à la microsonde électronique, (ii) la caractérisation géochimique des échantillons de roches et (iii) la datation U-Pb sur zircons (LA-TCP-MS) et la datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas et amphiboles.

- **Base de données**

Les principales ressources utilisées dans le cadre de cette étude se répartissent entre les données bibliographiques, les lames minces et les cartes géologiques. Les données bibliographiques proviennent de la littérature et de la base de données mise en place par le BRGM à l'issue de la campagne de cartographie régionale récemment menée en République du Congo. Les cartes géologiques ainsi qu'une partie des lames minces ont été mises à disposition par Yannick Callec et Thomas Fullgraf pour le compte de BRGM. La feuille de Dolisie de la carte géologique du Congo au 1/200 000 constitue le support cartographique essentiel de cette étude.



Carte de la zone d'étude *représentant les points d'affleurement clés et les propositions d'itinéraires établies par Fullgraf.*



Modèle numérique de terrain de la zone d'étude. *Les teintes jaunes à rouges vives symbolisent les hautes topographies, les teintes vertes les moyennes topographies et les teintes bleutées les basses topographies.*

- **Structuration du manuscrit**

Le manuscrit est structuré en quatre parties qui comprennent des chapitres et un article scientifique en anglais.

*La **partie I*** porte sur les généralités. Elle est subdivisée en deux chapitres qui retracent le contexte géologique de la zone d'étude. Le **chapitre I** présente la zone d'étude à l'échelle du système orogénique Araçuaï-Ouest Congo, tant sur la marge brésilienne que sur la marge africaine. Il fait également un bilan des différents modèles qui ont été proposés pour reconstituer le contexte évolutif de ce système orogénique. Le **chapitre II** présente la chaîne du Mayombe en République du Congo, fait l'état des connaissances et annonce la problématique.

*La **partie II*** est structurée en quatre chapitres. Le **chapitre III** présente les données relatives à l'analyse structurale essentiellement basée sur nos observations de terrain. Le **chapitre IV** porte sur la description lithologique des unités géologiques du domaine central et du domaine occidental du Mayombe. Cette étude est basée sur les observations de terrain et au microscope optique ainsi que sur les analyses à la microsonde électronique. Le **chapitre V** est axé sur la caractérisation géochimique des roches para et orthodérivées prélévées dans le domaine occidental de la chaine du Mayombe. Le **chapitre VI** correspond à la caractérisation métamorphique des unités géologiques du domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe. Il est présenté sous forme d'article scientifique en anglais.

*La **partie III*** correspond à l'étude géochronologique. Elle est structurée en deux chapitres qui correspondent chacun à la méthode de datation utilisée au cours de cette étude. Le **chapitre VII** porte sur la méthode de datation U-Pb sur zircon. Les zircons des roches para et orthodérivées ont été datés pour tracer les sources et fixer l'âge de cristallisation des granitoïdes. Le **chapitre VIII** concerne la méthode de datation ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole qui a été utilisée pour dater les différents processus tectono-métamorphiques ayant affecté les unités géologiques du domaine occidental du Mayombe en général et du domaine paléoprotérozoïque en particulier.

*La **partie IV*** présente la synthèse de l'ensemble des données résultant de cette étude et les principaux points de discussion qui en découlent. Un volet portant sur les perspectives est aussi évoqué dans cette partie.

Partie I : Généralités

Chapitre I. Les systèmes orogéniques associés à la chaîne du Mayombe

L'évolution de la Terre au Précambrien est marquée par une succession de processus géodynamiques ayant conduit à la mise en place des zones continentales stables (cratons) autour desquelles se sont développées, de façon cyclique, des ceintures orogéniques. Au cours de cette période, l'actuel continent africain s'est peu à peu consolidé suite à l'amalgamation des blocs cratoniques comme : le Kalahari, le Congo, l'Ouest-africain, l'Est Sahara et l'Arabo-nubien (Fig.I.1A). L'assemblage de ces blocs, constituant la quasi-totalité du continent, s'est fait par le biais de cycles orogéniques ayant eu lieu de l'Archéen au Protérozoïque. Toutefois, le mode de formation de ces orogènes et leur réactivation au cours des cycles récents font l'objet de débats. Dans ce chapitre, nous parlerons des systèmes orogéniques associés à la chaîne du Mayombe qui s'est développé sur la bordure occidentale du craton du Congo.

1 Le Craton du Congo

L'accrétion crustale amorcée à l'Archéen a été effective au Protérozoïque. Elle a conduit à la mise en place de « noyaux » de blocs continentaux qui se sont peu à peu consolidés pour constituer des zones stables, capables de résister au recyclage dû à la dynamique mantellique (Guillou-Frottier et al., 2012). Localisé au centre de l'Afrique (Fig.I.1A), le craton du Congo se constitue en un ensemble de blocs lithosphériques continentaux de lithologies variées d'âge archéen à protérozoïque (De Waele et al., 2008). Ces blocs (Angola, Kasai, NE-Congo, Ouganda, Cameroun, Gabon, Chaillu) (Fig.I.1B) répartis actuellement sur plusieurs pays sur la marge africaine, se sont consolidés à la fin du Paléoprotérozoïque. Sur la marge sud-américaine (Brésil), le craton Sao Francisco est décrit comme l'extrémité occidentale du craton du Congo (Trompette et al., 1992; Trompette, 1994; Alkmim et al., 2006; De Waele et al., 2008; Pedreira and De Waele, 2008; Schmus et al., 2008, Fernandez-Alonso et al., 2011) en se basant sur des correlations pétrologiques, géochronologiques et géophysiques (Fig.I.3 A et B). Les blocs cratoniques africain et sud-américain, considérés contigus dans le supercontinent Columbia (Rogers et Santosh, 2002 ; Zhao et al, 2004), se sont collidés autour de 2.05 Ga (Schmus et al., 2008) pendant l'orogénèse Eburnéenne/Transamazonienne.

Les données géochronologiques (Delhal et Ledent, 1976 ; Cahen et al., 1984 ; Toteu et al., 1994a, 1994b ; Kessi, 1992) obtenues dans la partie occidentale du craton du Congo sur la

marge africaine ont permis à Feybesse et al. (1998) de définir cinq stades d'évolution crustale marqués par :

i) La mise en place du cortège gneissique à tonalites-trondhjemites-granodiorites (TTG) présentant un âge variant entre 3.2 Ga et 3.1 Ga ;

ii) La formation des ceintures de roches vertes incluant les formations ferrifères litées (banded iron formations : BIF) entre 3.1 Ga et 3.0 Ga ;

iii) Une déformation des roches préexistantes associée à un métamorphisme dans le faciès des granulites (paragneiss à grenat-clinopyroxène-orthopyroxène-plagioclase). Au Gabon, cet événement métamorphique se situe vers 2820 Ma (Thiéblemont et al., 2009) ;

iv) L'intrusion de granitoïdes faiblement à moyennement potassiques entre 2.9 Ga et 2.8 Ga associée à un métamorphisme de contact dans les roches encaissantes, et de la mise en place des ceintures de roches vertes de Belinga et Eteke-Massina au Gabon ;

v) La mise en place de roches ultrabasiques autour de 2.78 Ga associées à des leucogranites, syénogranites, monzonites et des granites riches en Th et U d'âge variant entre 2.8 Ga et 2.5 Ga.

En République du Congo, le socle archéen correspondant au craton du Congo affleure au Nord-ouest (socle d'Ivindo) et au Sud-ouest (Massif du Chaillu) du pays. Dans ce dernier, les grands traits géologiques ont été soulignés par Amstutz, (1929), Katchevsky et Choubert (1930) et Babet (1932). Les cartes de reconnaissance géologique établies par Donnot (1956) et Boineau et Nicolini (1959) par exemple ont permis de distinguer les grands ensembles structuraux et lithologiques du Massif du Chaillu (Kessi, 1992). Les travaux de Caen-Vachette et al. (1988) révèlent une évolution crustale similaire à celle observée au Cameroun et au Gabon. Les granitoïdes y affleurent associés aux roches vertes d'âge archéen (3.19-3.12 Ga), déformés et métamorphisés dans le faciès des granulites (De Waele et al., 2008, Thiéblemont, 2009). Ces formations sont ensuite recoupées par des tonalites et des granites calco-alcalins autour de 2.95 Ga et 2.85 Ga auxquels s'associent des roches volcaniques intermédiaires à acides (2.97 Ga à 2.94 Ga) faiblement métamorphisées. Les intrusions ultrabasiques (komatiites) sont enregistrées autour de 2.78 Ga.

Dans l'ensemble du craton, la mise en place des granites très potassiques entre 2.6 et 2.45 marque la stabilisation du craton du Congo et la fin de l'accrétion magmatique archéenne (Feybesse et al., 1998). Cette stabilisation a favorisé le développement de « chaînes mobiles »

en bordure du craton pendant le Protérozoïque. C'est ainsi que se sont succédés plusieurs évenements orogéniques autour du craton du Congo (Fig.I.1B) : l'Eburnéen daté entre 2.2 Ga et 1.8 Ga (Bertrand et al., 1983 ; Egal et al., 2002), le Kibarien compris entre 1400 Ma et 900 Ma (Ernst et al., 2013) et le Pan-Africain situé entre 650 Ma et 550 Ma (Ernst et al., 2013).

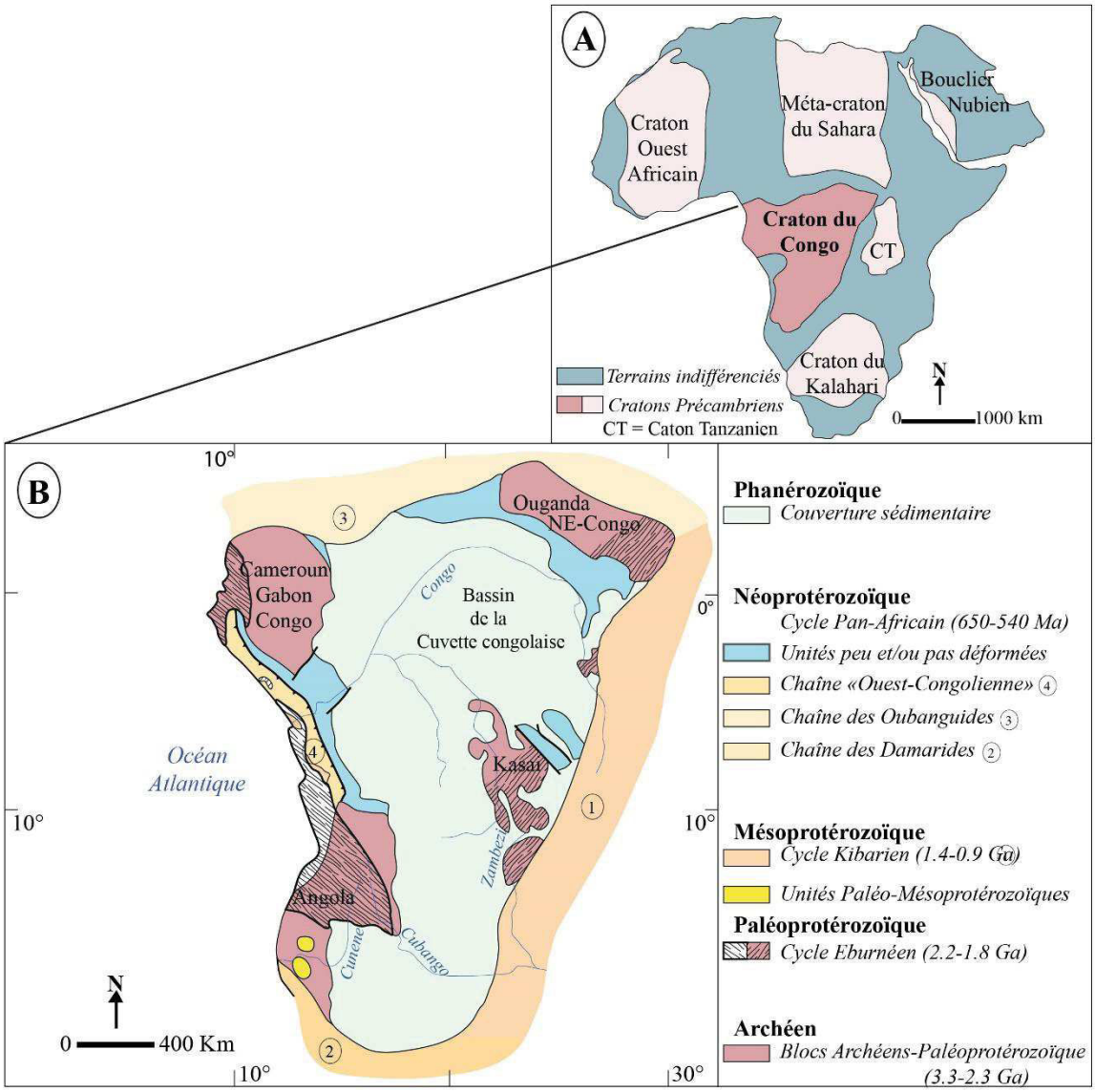


Figure I.1. *Cartes des socles précambriens et des couvertures associées : A) Carte des cratons précambriens de l'Afrique (modifiée d'après Gray et al., 2008) ; B) Carte géologique du craton du Congo avec les différentes chaînes protérozoïques associées (modifiée de Alkmim and Martins-Neto, 2012 (d'après Trompette, 1994 ; Alvarez,1995) et Ernst et al., 2013).*

Dans sa partie central, le craton du Congo a évolué dans un contexte de rifting associé au magmatisme (Delvaux et al., 2012) n'ayant pas abouti au spreading et à la formation d'une croûte océanique juvénile (Fernandez-Alonso et al., 2011) comme en témoignent les bassins précambriens du Francevillien et le bassin phanérozoïque de la Cuvette congolaise.

1.1 L'orogenèse éburnéenne

Le terme « éburnéen » fait référence à l'ivoire dans la littérature. Il a été utilisé en chronostratigraphie par Bonhomme en 1962 pour qualifier les granites birrimiens (ou du précambrien moyen) mis en place vers 2000 ± 200 Ma dans le craton ouest africain (Choubert et Faure-Muret, 1971 ; Bertrand et al., 1983). Ce terme a ensuite été repris pour désigner, à la fois, le cycle orogénique et l'ensemble des déformations associés à la mise en place de ces granites au Paléoprotérozoïque (Egal et al., 2002). Il est ainsi traduit comme un épisode majeur d'accrétion crustale (Taylor et al., 1992) caractérisé par un important magmatisme entre 2.3 Ga et 2.0 Ga.

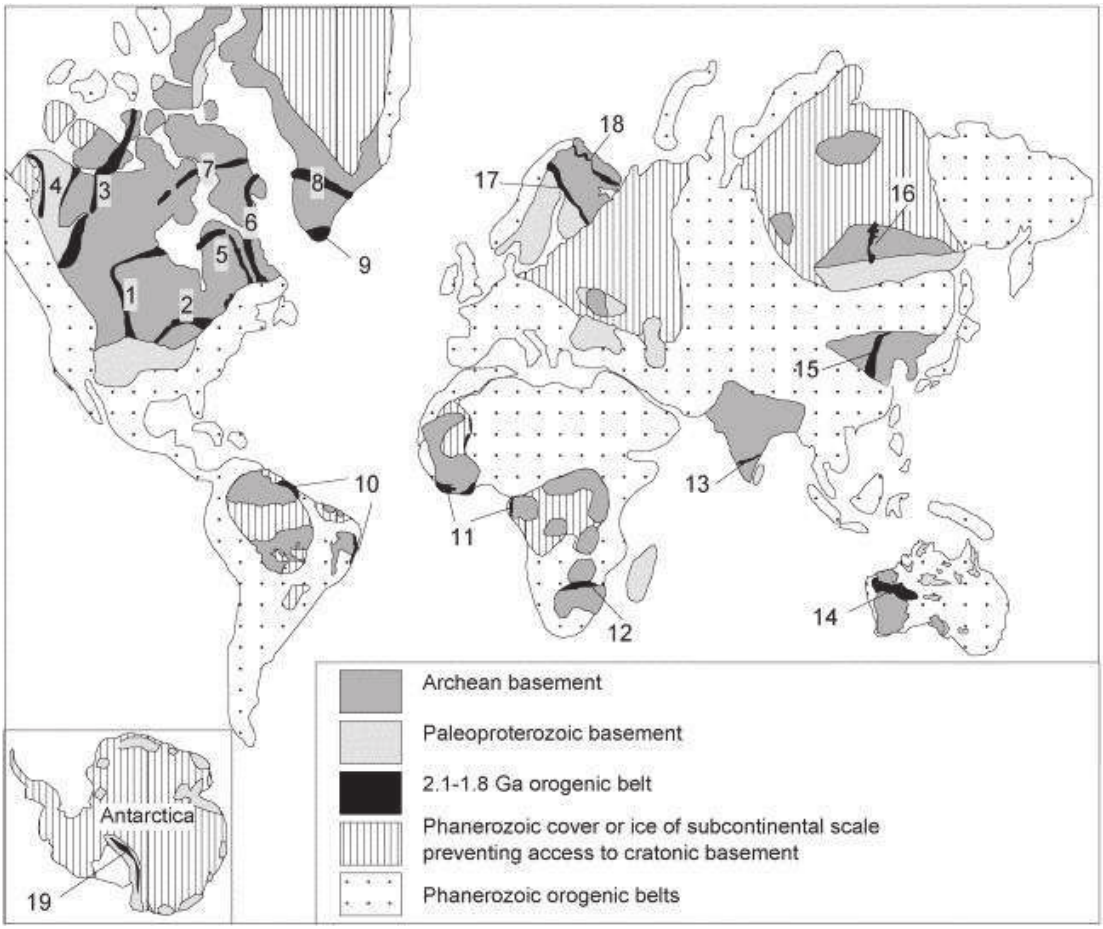


Figure I. 2. *Distribution spatiale des orogènes à 2.1-1.8 Ga et les cratons archéens associés. 1- Orogène Trans-Hudson; 2- Orogène Penokéen; 3- Orogène Taltson-Thelon; 4- Orogène Wopmay; 5- Orogène Cape Smith-New Quebec; 6- Orogène Torngat; 7- Orogène Foxe; 8- Orogène Nagssugtoqidien; 9- Orogène Makkovikien-Ketilidien; 10- Orogène Transamazonien; 11- Orogène Eburnéen; 12- Chaîne de Limpopo; 13- Chaîne Moyar; 14- Orogène Capricorn; 15- Orogène Trans-Nord Chine; 16- Chaîne Centrale Aldan; 17- Orogène Svecofennien; 18- Orogène Kola–Karelien; 19- Orogène Transantarctique. D'après Zhao et al. (2002b).*

➢ *A l'échelle du globe*

L'événement orogénique à 2.1-1.8 Ga s'est enregistré sur des blocs cratoniques répartis sur tous les continents actuels (Fig.I.2). Toutefois, la reconstitution de l'ancienne configuration de ces blocs continentaux n'est pas facile à faire du fait de l'implication des domaines concernés dans les zones de subduction (Rogers and Santosh, 2004). Néanmoins, la compilation des données lithostratigraphiques, tectono-thermales, géochronologiques et paléomagnétiques des zones orogéniques et des blocs cratoniques ont permis d'établir, pour la période de 2.1 à 1.8 Ga, les corrélations entre : (i) l'Afrique de l'ouest et l'Amérique du sud, (ii) l'ouest de l'Australie et l'Afrique du sud, (iii) Laurentia et Baltica, (iv) Sibérie et Laurentia, (v) Laurentia et l'Australie centrale, (vi) l'est de l'Antarctique et Laurentia et (vii) le nord de la Chine avec l'Inde. Cette configuration a conduit à proposer l'existence d'un supercontinent à la limite entre le Paléoprotérozoïque et le Mésoprotérozoïque, appelé Columbia (Zhao et al., 2002b ; 2004 ; Rogers and Santosh, 2004). Toutefois, la disposition des blocs continentaux constituant ce supercontinent diffère selon les auteurs (Fig.I.3), quoique tous s'accordent pour établir un contact entre la partie orientale de l'Amérique du sud et la partie occidentale de l'Afrique.

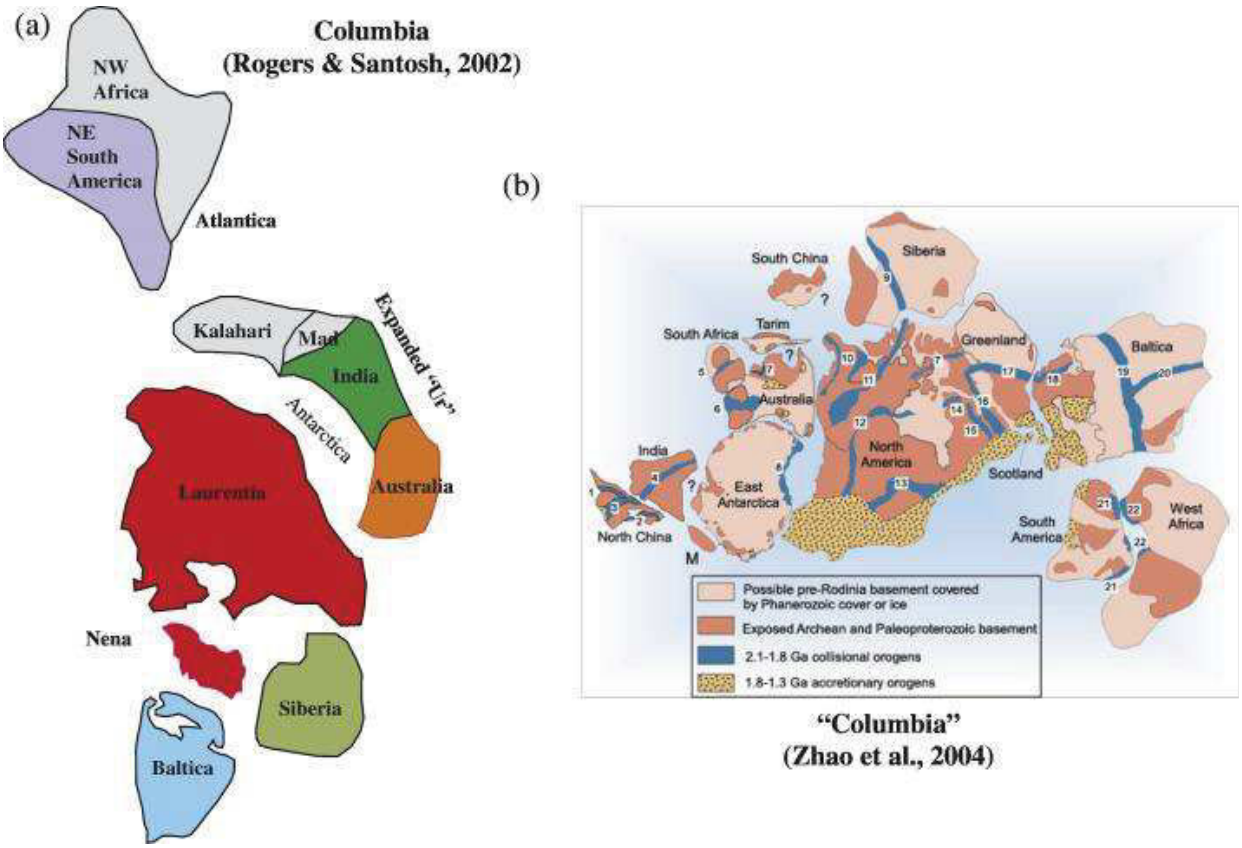


Figure I. 3. *Reconstitution de Columbia selon : (a) Rogers et Santosh (2002) ; (b) Zhao et al. (2004). Modifié par Meert et Santosh (2017).*

- *En Amérique du sud (Craton Sao-Francisco)*

Sur le continent Sud-Américain, l'orogenèse transamazonienne (ainsi définie par Hurley et al., 1968 cités dans Hartmann, 2002) qui s'étend sur plus de 900 000 km^2 sur les territoires du Brésil, de la Guyane Française, du Suriname, de la Guyane et du Venezuela constitue l'un des vastes domaines où affleurent les chaînes paléoprotérozoïques dans le monde (Santos et al., 2003). Dans la partie brésilienne, l'orogénèse transamazonienne répartie entre 2.2 et 1.8 Ga (Teixeira et al., 1989 ; Sabaté et al., 1990 ; Feybesse and Milési, 1994 ; Feybesse et al., 1998 ; Zhao et al., 2002a ; Alkmim and Marshak, 1998 ; Brueckner et al., 2000 ; Noce et al., 2000b ; Carvalho et al., 2017) est l'équivalent de l'orogenèse éburnéenne. Elle affecte les terrains archéens et paléoprotérozoïques et se caractérise par endroit par un métamorphisme de haut grade (granulites) ainsi qu'un important volume de plutonisme (Figueiredo, 1989 ; Teixeira and Figueiredo, 1991 ; Machado et al., 1992 ; Ledru et al., 1994). La chaîne s'est développée sur un substratum archéen composé de gneiss de type TTG et de migmatites datées entre 3.4 Ga et 2.9 Ga, auxquels sont associées des séries magmatiques acides et basiques néoarchéennes (2.8-2.6 Ga) (Barosa, 1989 ; Alkimim et Marshak, 1998). Comme pour la plupart des chaînes précambriennes, plusieurs hypothèses ont été émises pour reconstituer le contexte géodynamique de l'orogenèse transamazonienne. Les données structurales, pétrologiques et géochimiques permettent de définir l'orogenèse transamazonienne comme une chaîne à double vergence résultant de la collision frontale entre les cratons du Congo et de Sao Francisco. Les sutures continentales associées à cette collision sont localisées à la fois au Brésil et au Gabon au contact entre les blocs archéens de composition différente (Sabaté et al., 1990 ; Ledru et al., 1994). A la chaîne transamazonienne se rattache un bassin d'avant-pays dans lequel se sont déposés des séquences fluvio-deltaïques. Ces formations ont été déformées et métamorphisées pendant la phase de collision ayant induit l'épaississement crustal. Les datations U-Pb du sphène et de la monazite ont permis à Machado et al. (1992) de situer le pic du métamorphisme entre 2059 Ma et 2030 Ma avec un gradient plus intense vers l'est. Dans les parties sud (région de Quadrilatero Ferrifero) et est du craton de Sao Francisco, la chaîne transamazonienne est caractérisée d'une part par une direction principale de raccourcissement orientée NW-SE ayant induit le développement de plis et de chevauchements à vergence NW dans l'avant-pays (Alkmim et Marshak, 1998) et d'autre part par des structures en « dome-and-keel » dues à l'effondrement de la chaîne pendant un épisode extensif associé à une remontée asthénosphérique (Fig.I.4-I). Heilbron et al. (2010) proposent un modèle (Fig.I.4-II) qui a été

repris et modifié par Carvalho et al. (2017) pour schématiser l'évolution tectonique dans la partie sud-est du Brésil incluant le craton de Sao Francisco.

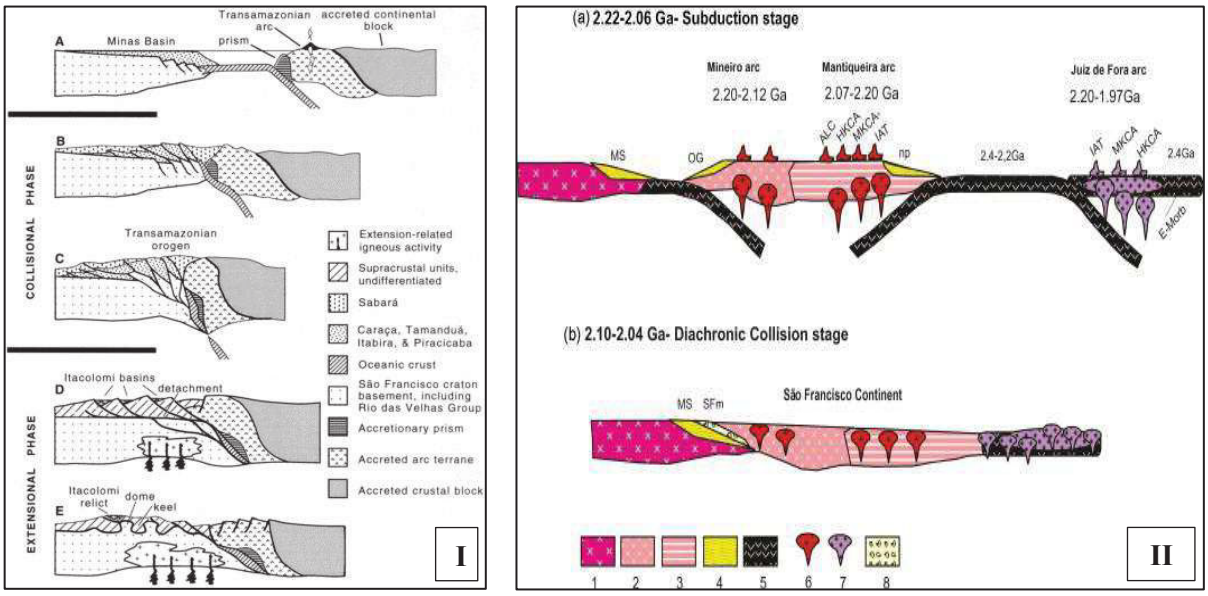


Figure I. 4. *Modèles de l'évolution tectonique de l'orogenèse transamazonienne dans la partie sud du craton de Sao Francisco.* ***I :*** *Coupes illustrant un modèle d'évolution tectonique de la région de Quadrilatero Ferrifero (QF) dans la partie sud du craton de Sao Francisco avant et pendant l'orogenèse transamazonienne. (a) Configuration Pre-Transamazonienne. Le Supergroupe de Minas représente la portion de la plateforme continentale de la marge passive. (b) Collision initiale entre l'arc Transamazonien et le bloc continental accrété. Les dépôts du bassin d'avant-pays de Sabara croissent à l'intérieur du craton. (c) Pendant la phase finale de la collision, le Sabara est aussi déformé. (d) L'effondrement lié à l'extension commence avec le développement d'un détachement de type « métamorphic core complex » Cordillérien. (e) Avec la continuité de l'extension et le réchauffement de la croûte, l'ensemble de la chaîne évolue dans un contexte de « dome-and-keel ». La géométrie en « dome-and-keel » représente effectivement un boudinage à l'échelle crustale, d'après Alkmim et Marshak, 1998.* ***II*** *: Evolution tectonique de l'orogenèse rhyacienne au sud-est du Brésil, telle qu'envisagée pour la période allant entre 2.4 Ga et 1.1 Ga. (1-3) microcontinents archéens, (4) succession de marges passives (MS : Supergroupe de Minas, OG : succession de Ouro Grosso, np : not present), (5) succession de planchers océaniques, (6) arc magmatique cordillérien, (7) arc magmatique intra-océanique, (8) successions de flysch (Sfm : formation de Sabará), d'après Heilbron et al. (2010).*

En se basant sur une étude métamorphique dans la partie sud de la chaîne Araçuaï, Cutts et al. (2018) proposent un modèle qui intègre les structures liées à la collision et à l'effondrement de la chaîne. Après sa mise en place, la chaîne transamazonienne a connu des phases de rifting dans sa partie orientale autour de 1.75 Ga (Machado et al., 1992) et entre 1050 Ma et 900 Ma (Pedrosa-Soares et al., 1992). Ce rifting a favorisé le développement des bassins sédimentaires qui ont ensuite été impliqués dans la formation de la chaîne Brasiliano au Néoprotérozoïque (600 à 500 Ma) (Brueckner et al., 2000).

- *Sur le Craton Ouest Africain*

Plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer l'orogenèse éburnéenne. Bertrand et al. (1983) considèrent la chaîne éburnéenne comme un orogène de type intracontinental marquée par un rifting, suivi de la déformation et du métamorphisme des dépôts associés à la remobilisation du socle archéen et à la mise en place d'intrusions granitiques. Ledru et al. (1994) décrivent une chaîne de type collision devenant oblique à sa phase finale. La chaîne éburnéenne comprend des structures liées d'une part à la tectonique tangentielle et d'autre part à la tectonique transcurrente qui, se caractérisent respectivement par : (i) des chevauchements majeurs et des failles décrochantes orientées Nord-Sud dans la partie sud du craton Ouest Africain, et (ii) des zones de cisaillement très développées interférentes avec les failles décrochantes. Vidal et al. (1996) travaillant sur le domaine paléoprotérozoïque du Nord-est de la Côte d'Ivoire justifient l'accroissement de la croûte marquant l'orogenèse éburnéenne par une accrétion de matériaux volcaniques, volcano-sédimentaires et plutoniques associée à une déformation gravitaire péri-plutonique avec un jeu de failles décrochantes. Ganne et al. (2011) ainsi que Wane et al. (2018) évoquent une tectonique moderne dans l'orogenèse éburnéenne du craton ouest africain qui se traduit par la collision des blocs continentaux avec fermeture d'un domaine océanique par subduction (présence des schistes bleus ayant évolué àentre 10-12 kbar et 400-450°C). Cette notion de tectonique moderne applicable aux terrains précambriens anciens avait été formulée par Choukroune et al. (1997) qui toutefois précisaient que les taux d'accrétion et de convergence étaient tout de même différents de ceux ayant prévalus au phanérozoïque. Cette assertion va dans le même sens que l'idée de Kröner (1984) qui évoque un changement de style d'interaction entre les plaques plutôt que de parler d'un changement dans les mécanismes fondamentaux régissant la tectonique des plaques. Plusieurs hypothèses ont été aussi émises sur le nombre de phases de déformation associées à l'orogenèse éburnéenne sur le craton Ouest Africain. Eisenlohr et Hirdes (1992) regroupent les structures éburnéennes en un seul évènement tandis que Milesi et al. (1991), Feybesse et al. (2006), Perrouty et al. (2012), Block et al. (2016) de même que Parra-Avila et al. (2017) font référence à deux phases principales pour définir la tectonique éburnéenne (2130 Ma et 1980 Ma) caractérisées principalement par du plutonisme.

- *En bordure du Craton du Congo*

Les terrains paléoprotérozoïques de la partie occidentale du Craton du Congo affleurent depuis le Cameroun jusqu'en Angola (Fig.I.1B). Ils résultent du remaniement du socle archéen auquel

s'associe un important magmatisme. L'ensemble a ensuite été affecté par l'orogenèse éburnéenne pour constituer la chaîne Ouest Centre Africaine (Lerouge et al., 2006).

Au Gabon, les structures tectoniques comportent des chevauchements à vergence Est et des failles décrochantes dans le domaine oriental (Ledru et al., 1989). Les études menées dans cette région dans le but de caractériser le contexte géodynamique de la chaîne ont permis d'en proposer quelques modèles. Les travaux de Prian (1991 cités dans Feybesse et al., 1998) s'appuyant sur les similitudes entre la zone déformée de l'Ogooué et la zone non déformée et non métamorphisée constituée par les bassins francevilliens (Weber, 1968 ; Gauthier-Lafaye et Weber, 1989 ; Ledru et al., 1989 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Ossa et al., 2013 ; Mouélé et al., 2013, 2014 ; Parize et al., 2013) lui ont permis de considérer le domaine de l'Ogooué, correspondant à la partie gabonaise de la chaîne ouest congolienne, comme une zone de raccourcissement intracratonique affectant des bassins intracontinentaux proches et contemporains. La remise en question de l'âge du volcanisme intracontinental associé à ces bassins paléoprotérozoïques a conduit à de nouvelles interprétations de la chaîne. Les nouvelles données pétrologiques, structurales et géochronologiques (Ledru et al., 1989 ; Toteu et al., 1994b ; Penaye et al., 2004 ; Rogers et Santosh, 2004 ; Thiéblemont et al., 2009 ; Pedrosa-Soares and de Alkmim, 2011 ; Filho et al., 2015 ; Weber et al., 2016) ont permis de définir l'orogène éburnéen dans cette région comme une chaîne résultant de la collision entre les cratons du Congo et de Sao Francisco avec la fermeture d'un domaine océanique. Ledru et al. (1989) montrent dans l'Ogooué des structures et des lithologies témoignant des mouvements horizontaux associés à une tectonique de collision. Thiéblemont et al. (2009) montrent qu'avant l'orogenèse éburnéenne le craton du Congo n'était pas encore consolidé. L'accrétion des différents blocs cratoniques s'est faite par le biais de la fermeture des domaines océaniques par subduction (Fig.I.5A). L'épisode métamorphique Eburnéen majeur (2120 Ma) associé à cette subduction se caractérise par un faible gradient thermique avec une température estimée à 550 °C et une pression de 8 kb. Cet évènement a été relayé par la mise en place de granitoïdes entre 2080 Ma et 2040 Ma résultant de l'intrusion de magmas basiques dans le domaine avant-arc conduisant à la fusion partielle de la croûte inférieure. La granitisation s'accompagne d'une extension sur le bloc est gabonais permettant ainsi la formation des bassins sédimentaires de type Francevillien dans un contexte de rift ou de plate-forme. En mettant l'emphase sur le processus d'évolution de ces bassins, Weber et al. (2016) résument l'histoire tectonique éburnéenne dans la partie Gabonaise en six étapes principales (Fig. I.5B) :

(i) Fragmentation d'un continent archéen ;

(ii) Ouverture d'un domaine océanique ;

(iii) Fermeture du domaine océanique suite à la subduction de la plaque orientale sous la plaque occidentale et ouverture en pull-apart des bassins francevilliens ;

(iv) Collision des marges continentales des deux blocs cratoniques archéens et arrêt de la sédimentation dans les bassins francevilliens ;

(v) Slab break-off et chevauchement du complexe de l'Ogooué ;

(vi) Réajustements post-collisionnels.

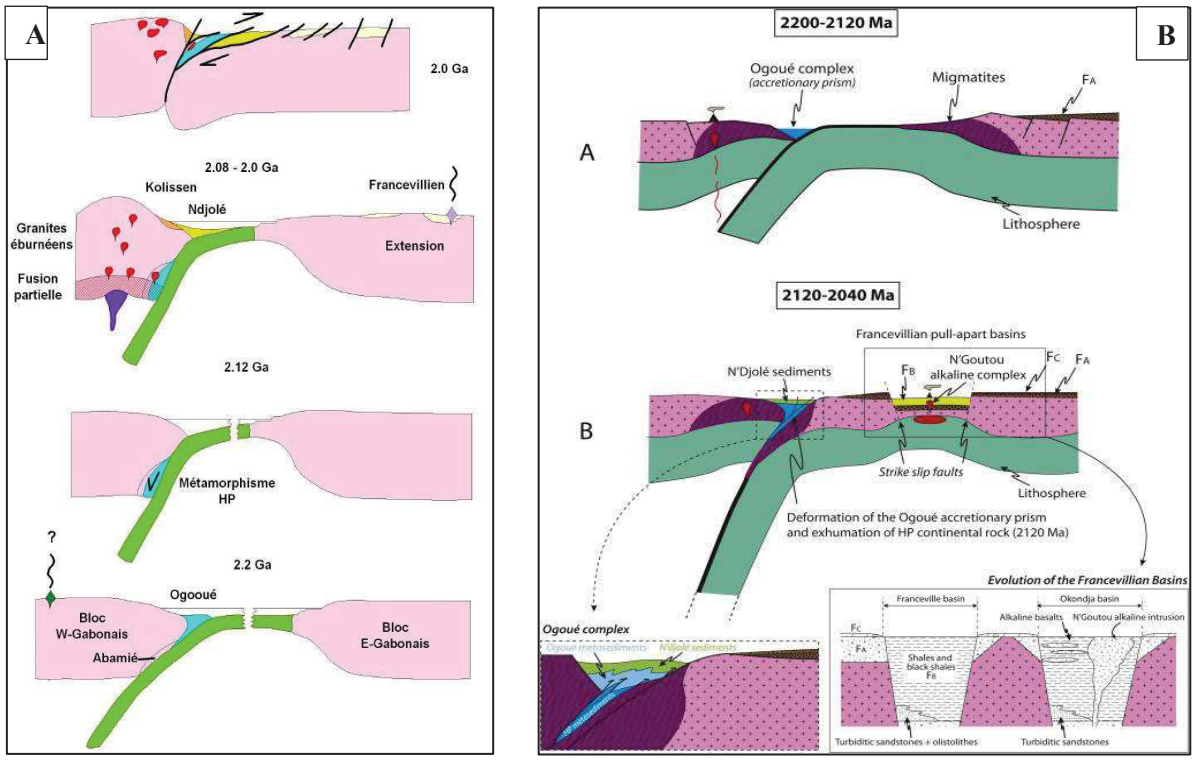


Figure I. 5. *Modèles de l'évolution tectonique de l'orogenèse éburnéenne dans la partie gabonaise du craton du Congo. A : Modèle schématique de l'évolution éburnéenne du centre du Gabon (Thiéblemont et al., 2009). B : Modèle conceptuel de l'évolution de l'orogenèse éburnéenne dans la zone mobile de l'Ogooué et les implications sur la sédimentation et le magmatisme dans les bassins francevilliens. A. Subduction de la lithosphère océanique sous la plaque continentale occidentale de 2200 Ma à 2120 Ma ; développement d'un magmatisme calco-alcalin et dépôt des sédiments dans le prisme d'accrétion sur la marge occidentale correspondant à l'actuel complexe de l'Ogooué. B. Subduction de la marge orientale (2120 Ma à 2040 Ma), arrêt de la subduction au sud et développement de zones de décrochement le long des failles majeures héritées du rifting. Les mouvements décrochants conduisent à l'ouverture des bassins pull-apart de Franceville et Okondja qui se remplissent de turbidites et shales. Intrusion de l'Okondja par le complexe alcalin de N'goutou. Dans le complexe de l'Ogooué, les roches métasédimentaires et volcaniques ainsi que les migmatites sont transformées par un métamorphisme de HP et sont exhumées. Les séries de N'Djolé se déposent sur les unités métamorphiques (Weber et al., 2016).*

Au niveau de la portion camerounaise du Craton du Congo, les données pétrologiques, géochimiques et géochronologiques (Loose et Schenk, 2017) suggèrent l'existence d'une suture

entre les cratons du Congo et de Sao Francisco autour de 2.09 Ga. Rogers et Santosh (2004) considèrent que la collision entre les blocs cratoniques de l'Afrique de l'ouest et ceux de l'est de l'Amérique du sud a conduit à la mise en place d'un « continent » cohérent appelé Atlantica dont la fracturation n'est survenue que lors de la dislocation de la Pangée pendant le processus d'ouverture de l'Atlantique.

Dans la chaîne du Mayombe, en République du Congo, les terrains éburnéens ont été identifiés dans la partie Sud-Est dans le district de Bilala sous l'appellation de socle de la Loémé ou de Guéna (Cosson, 1955 ; Dévigne, 1959 ; Hossié, 1980 ; Boudzoumou, 1986 ; Djama, 1988). La datation de l'orthogneiss de Guéna (Djama, 1988 ; Djama et al., 1992) à 2014 ± 56 Ma a permis de confirmer l'âge paléoprotérozoïque de cette formation. Les récentes données géochronologiques (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991 ; Fullgraf et al., 2015 ; Affaton et al., 2016) ont permis d'étendre le domaine Paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe au-delà de la première zone d'affleurement. La compilation de toutes ces données relance les discussions sur l'histoire tectono-métamorphique du domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe.

1.2 L'orogenèse kibarienne

Autour du craton du Congo, dans la partie orientale, a été définie une autre orogenèse, appelée l'orogenèse kibarienne. Les termes « complexe des Kibara » et « système des Kibara » furent introduits par Robert (1931) pour désigner la séquence méta-sédimentaire étudiée dans la région montagneuse de Kibara au Nord du Katanga en République Démocratique du Congo (Tack et al., 2011). L'orogénèse kibarienne se réfère au processus ayant conduit à la structuration de cette région. S'étendant sur environ 1500 km du Sud-est de l'Angola au Sud-ouest de l'Ouganda (ex. Brinckmann et al., 2001) (Fig.I.1B), la chaîne kibarienne se définie comme un orogène résultant de la collision, au Mésoprotérozoïque, entre les blocs continentaux Angola-Kasai à l'Ouest et Tanzanie-Bangweulu à l'Est (De Waele et al., 2008). Elle présente des structures orientées NE-SW caractérisées par un métamorphisme dans le faciès des amphibolites. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour circonscrire la chaîne kibarienne dans l'espace et dans le temps. Une première subdivision a permis de distinguer la chaîne kibarienne s.s. de la RDC et la chaîne NE-kibarienne de l'Est de la RDC, du Rwanda, du Burundi et du NW de la Tanzanie (Tack et al., 1994). Cependant, les données géochronologiques basées sur la datation des granitoïdes recoupant les séries métasédimentaires (entre 1380 Ma et 1370 Ma) ont permis d'établir une évolution parallèle des deux portions de la chaîne (De Waele et al.,2008).

Toutefois, le sens donné à l'épisode magmatique diffère d'une portion de chaîne à une autre. Dans la chaîne kibarienne s.s. le magmatisme est associé à un contexte de supra-subduction (Kokonyangi et al., 2004, 2005, 2006) tandis que dans la portion NE de la chaîne, l'événement magmatique/thermique est rattaché à un épisode extensif suivi d'un effondrement du fait de l'absence de structures témoins de la compression (Klerkx, 1987 ; Fernandez-Alonso and Theunissen, 1998). Un magmatisme anorogénique y a été enregistré à 1205±19 Ma (Tack et al., 2002). Un second événement tectonique compressif marqué par la mise en place de granitoïdes syn-tectoniques à 1079±14 Ma a été enregistré dans la chaîne kibarienne s.s. caractérisé par un métamorphisme de haut grade : 740<T<780 ◦C et P = 6.0–6.5 kbar (Kokonyangi et al., 2004).
A l'échelle du craton du Congo, l'événement kibarien se traduit par le développement des zones en compression et des zones en extension. Dans la chaine du Mayombe, à l'ouest du craton du Congo, l'existence de cet événement a longtemps fait l'objet de débats. Après une étude structurale dans le Mayombe, Hossié (1980) réfute l'existence de structures kibariennes dans cette chaîne. En se basant sur l'âge à 1376 Ma de la granodiorite de Les Saras (Bessoles et Roques, 1956). Vellutini et al. (1983) assimilent l'orogenèse mayombienne à l'évènement kibarien ayant eu lieu dans cette zone à l'issu d'une collision entre le bloc cratonique éburnéen de l'Angola à l'ouest et les blocs cratoniques archéens du Chaillu et du Kasai à l'est autour de 1 Ga. Mais cette hypothèse est remise en cause par Djama (1988) et Djama et al. (1992), en datant le granite alcalin de Mfoubou à 1050 ± 25 Ma. La nature alcaline de ce granite suggère l'existence d'une phase extensive au Mésoprotérozoïque dans la chaîne du Mayombe. La nouvelle datation de la granodiorite de Les Saras (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991) a permis de redéfinir l'âge de ce magmatisme à 2000 ±80 Ma. Cet âge paléoprotérozoïque a remis en cause de l'hypothèse de Vellutini et al. (1983) faisant de la granodiorite de Les Saras le témoin du magmatisme calco-alcalin lié à la subduction kibarienne. Les récents travaux menés dans la chaîne du Mayombe en République du Congo (Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016) répartissent les structures et les âges entre l'orogénèse éburnéenne et l'orogénèse pan-africaine, laissant ainsi une grande lacune entre les évènements paléoprotérozoïques et le Néoprotérozoïque.
A l'échelle globale, le Kibarien s'insèrerait dans le cycle grenvillien (1450-970 Ma) (Cordani et al., 2003) qui se rattache à la formation de Rodinia à la fin du Mésoprotérozoïque. Quoique la participation du craton du Congo dans la reconstitution de Rodinia fait encore l'objet de débat (Johansson, 2014 ; Evans et al., 2016).

1.3 L'orogenèse panafricaine

La dynamique fini-précambrienne est marquée, à l'échelle du globe, par la dislocation de Rodinia (Méso-Néoprotérozoïque) et la formation de Gondwana (Néoprotérozoïque-Cambrien) suivant le cycle de formation et de fragmentation de supercontinents tel que décrit par Unrug (1992). Le développement d'un important système de rifts continentaux au Néoprotérozoïque a conduit à la mise en place de bassins ayant évolué, dans certains cas, en domaines océaniques. La fermeture de ces bassins, à la fin du Néoprotérozoïque, a permis le développement de chaînes de montagnes autours des blocs cratoniques précédemment disloqués. Ces événements tectoniques ont été datés et identifiés en Afrique. Le terme « Pan-Africain » a été proposé par Kennedy en 1964 pour désigner, sur la base de données géochronologiques, l'événement tectono-thermique qui a conduit à la mise en place des chaînes mobiles autour des cratons africains vers 500 Ma (Kröner et Stern, 2004). Depuis, ce concept a été étendu à l'échelle du Gondwana. De ce fait, l'orogénèse pan-africaine ou le cycle pan-africain se défini comme un ensemble de chaînes résultant de la convergence de plusieurs blocs continentaux ayant conduit à la constitution de Gondwana (Fig.I.6) à la fin du Néoprotérozoïque et au début du Paléozoïque (Cordani et al., 2003).

Cette dynamique a mis à contribution des terrains qui, dans la configuration actuelle des continents, se retrouvent à la fois en Afrique, en Amérique du Sud, en Europe et en Asie. En Amérique du sud, le Brasiliano (0.7-0.45 Ga, Alkimin and Marshak, 1998) est l'équivalent du Pan-Africain ; de même que l'est le Cadomien (650-540 Ma, Ballèvre et al., 2013) en Europe centrale et occidentale. Dans le Massif Armoricain, à l'Ouest de la France, Ballèvre et al. (2013) décrivent les unités cadomiennes localisées au Nord du Massif Armoricain (migmatites de Saint Malo datées à 550 Ma) comme des fragments de la chaîne pan-africaine, c'est-à-dire du Gondwana.

Sur les marges brésiliennes et africaines, l'orogénèse brasiliano-pan-africaine se définie comme une chaîne de montagnes résultant de la collision vers 600 Ma (Franssen et André, 1988 ; Trompette, 1989 ; Maurin et al, 1991 ; Pedrosa-Soares et al, 1992) des deux plaques continentales suite à la fermeture des domaines océaniques qui les séparaient jadis (Fig.I.7 A et B).

Dans la partie africaine, les chaînes pan-africaines se développent autour des cratons (Fig.I.6) et se répartissent sur la quasi-totalité du continent. C'est ainsi qu'en bordure du craton du Congo se sont développées les chaines des Damarides entre 550 Ma et 520 Ma (Kröner et Stern, 2004),

de Kaoko entre 650 Ma et 550 Ma (Kröner et Stern, 2004), des Oubanguides autour de 620 Ma (Kröner et Stern, 2004) et la chaîne ouest-congolienne entre 560-480 Ma (Nsungani, 2012) (Fig.I.1B).

D'un point de vue structural, les unités pan-africaines s'orientent suivant des bandes méridionales (ceinture du Mozambique, chaîne transharienne, la chaîne ouest-congolienne) et des segments orientés E-W (Oubanguides, Damarides) témoignant ainsi d'une variation des directions de racourcissement suivant les régions.

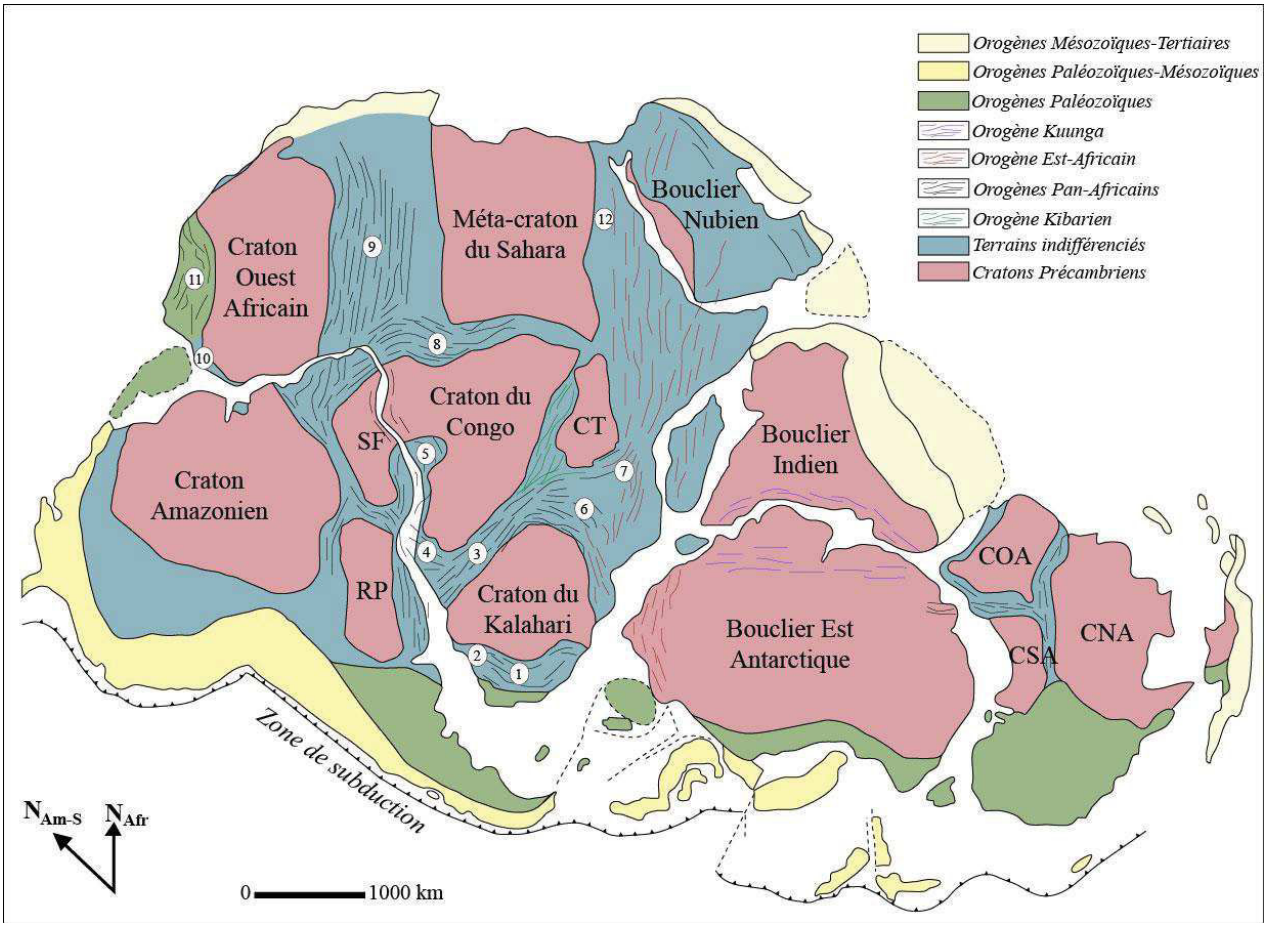


Figure I. 6. *Carte géologique du Gondwana montrant les positions des blocs cratoniques et des ceintures orogéniques les entourant pour former le supercontinent. Modifiée d'après Gray et al. (2008), Fergusson et Henderson (2015). SF=Sao Francisco, RP=Rio de la Plata, CT=Craton Tanzanien, COA= Craton Ouest Australien, CSA= Craton Sud Australien, CNA= Craton Nord Australien, 1= Saldania, 2= Gariep, 3= chaîne Damara, 4= chaîne Kaoko, 5= chaine Ouest Congolienne, 6= Zambèze, 7= ceinture du Mozambique, 8= chaîne des Oubanguides, 9= chaîne Trans Sahara, 10= chaîne des Rockelides, 11= Mauritanides, 12= chaîne Est africaine.*

L'impact du cycle pan-africain sur les terrains préexistants a fait l'objet de plusieurs interprétations. Certains auteurs (Choubert et Faure-Muret, 1971) ont considéré l'événement pan-africain comme un simple rajeunissement des formations anciennes. Cependant Black (1966, 1967), Caby (1970), Caby et al. (1981) l'ont décrit comme une véritable tectonogénèse avec une réactivation des anciennes structures.

Sur le plan géodynamique, les modèles collisionnels s'opposent aux modèles ensialiques dans l'édification de la chaîne pan-africaine. Ces aspects seront discutés dans le contexte géodynamique de la chaîne ouest-congolienne en général et de la chaîne du Mayombe en particulier.

2 La chaîne ouest-congolienne

Localisée sur la marge occidentale du craton du Congo, la chaîne ouest-congolienne, large d'environ 150 à 300 km, s'étend sur près de 1400 km subparallèle à la côte atlantique entre 1° et 12° Sud (Tack et al., 2001). Elle affleure depuis le Sud-ouest du Gabon jusqu'au Nord-ouest de l'Angola en passant par la République du Congo et la République Démocratique du Congo (Fig.I.7C). La chaîne ouest-congolienne est définie comme une chaîne résultant de la collision entre le craton du Congo à l'Est et le craton de Sao Francisco à l'Ouest lors de la formation du Gondwana occidental durant l'orogénèse Brasiliano/Pan-Africaine (Tack et al., 2001 ; Noce et al., 2007 ; Nsungani, 2012 ; Gonçalves et al., 2014). La collision entre les deux blocs continentaux s'est faite suite à la fermeture du domaine océanique (Océan Adamastor) qui les séparait pendant la dislocation de Rodinia (Tack et al., 2010). Ainsi, la chaîne ouest-congolienne fait partie du système orogénique Araçuaï-West Congo Orogen (AWACO) (Pedrosa-Soares et al., 2008 ; Tack et al., 2010 ; Tait et al., 2011) (Fig.I.7B).

La portion brésilienne de la chaîne a fait l'objet de nombreuses études (Trompette et al., 1992 ; Uhlein et al., 1998 ; Pedrosa-Soares et al., 1998 ; Brueckner et al., 2000 ; Noce et al., 2000a, 2000b, 2004, 2007 ; Gonçalves et al., 2014) et plusieurs d'entre elles ont été menées dans le but de corréler les deux segments de chaîne (Torquato et Cordani, 1981 ; Prorada, 1989 ; Pedrosa-Soares et al., 1992, 2008 ; Maurin, 1993 ; Trompette, 1994 ; De Carvalho et al., 2000 ; Tohver et al., 2006 ; Noce et al., 2007 ; Schmus et al., 2008 ; Pedrosa-Soares et Alkmim, 2011 ; Babinski et al., 2012 ; Salminen et al., 2016). Les données recueillies dans la partie brésilienne ont permis d'évaluer la proportion de la chaîne héritée à environ deux-tiers (2/3) (Fig.I.7B) de l'ensemble. Cette portion inclue les lambeaux des ophiolites, l'arc magmatique, la suture ainsi

que le magmatisme syn- (585-560 Ma) et post- (530-490) collisionnel (Pedrosa-Soares et al., 2008).

Sur la marge africaine, la chaîne ouest-congolienne a fait l'objet de plusieurs vagues d'études sur une période allant de 1950 à nos jours. C'est dans ce cadre que s'inscrivent, les travaux de :

i) Coward (1981) et Thiéblemont et al. (2009) au Gabon ;

ii) Lepersonne (1951), Cahen et Lepersonne (1966), De Paepe (1975), Tack (1975), Byamungu et al. (1987), Franssen et André (1988), Tack et al. (2001, 2010) ainsi que Frimmel et al. (2006, 2011) en République Démocratique du Congo ;

iii) Schermerhorn et Stanton (1963), Stanton et al. (1963), Schermerhorm et Stanton (1964), Torquato et al. (1979), De Carvalho (1982, 1984), De Carvalho et al. (2000), Nsungani (2012) et Monié et al. (2012) en Angola ;

iv) Cosson (1955), Dévigne (1959), Scolari et Van Daalhoff (1965), Dadet (1969), Hossié (1980), Vicat et Vellutini (1982), Vellutini et al. (1983), Boudzoumou (1986), Boudzoumou et Trompette (1988), Djama (1988), Mpemba-Boni (1990), Maurin et al. (1991), Djama et al. (1992), Vicat et Pouclet (2000), Fullgraf et al. (2015a, 2015b) et Affaton et al. (2016) en République du Congo.

Les travaux menés en République du Congo ont permis de caractériser la chaîne ouest-congolienne comme étant constituée de formations paléoprotérozoïques (voire archéennes) et néoprotérozoïques, l'ensemble étant déformé au cours du pan-africain. La chaîne est globalement orientée NW-SE (Fig.I.7C) et présente des plis à vergence Est marqués par le chevauchement des unités paléoprotérozoïques sur les unités néoprotérozoïques. Cette structuration permet de subdiviser la chaîne en trois domaines, de l'Est vers l'Ouest : le domaine externe, le domaine intermédiaire et le domaine interne. La déformation dans la chaîne ouest-congolienne croit de l'Est vers l'Ouest et se caractérise par deux phases principales (Hossié, 1980 ; Djama, 1988 ; Prorada, 1989). La première phase D1 est marquée par une schistosité S_1 associée à la formation des plis dans le domaine intermédiaire et par le développement des chevauchements, des plis isoclinaux et des zones de cisaillement (top NE) dans le domaine interne. La phase D2 est marquée par le replissement coaxial des structures D1 dans le domaine interne et, dans le domaine intermédiaire, une schistosité de crénulation bien marquée s'y développe associée à des plis droits parfois à vergence SW. Une troisième phase de déformation de direction NE-SW marquée par une schistosité de crénulation S3 replissant la schistosité de crénulation S2 est signalée dans le socle de Guéna (Boudzoumou, 1986). Les âges obtenus par Cahen et al. (1984) dans la chaîne ont permis de situer la phase D1 autour de 734 Ma et celle-

ci a été interprétée comme une réhomogénéisation des anciennes unités tandis que la phase D2 est située entre 625 Ma et 536±25 Ma (Prorada, 1989).

Les données géochronologiques récentes situent le paroxysme du système Araçuaï-Ouest Congo (AWACO) autour de 550 Ma (Tack et al., 2010), marquant quasiment la limite entre le Néoprotérozoïque et le Paléozoïque estimée à 542 Ma.

L'histoire métamorphique dans la chaîne ouest-congolienne se résume comme suit : faible métamorphisme dans le domaine externe (anchizone), faciès des schistes verts dans le domaine intermédiaire et faciès des amphibolites dans le domaine interne. Une estimation des conditions P-T du métamorphisme a été faite dans le domaine interne de la chaîne par Franssen et André (1988), donnant des températures et des pressions variant respectivement entre 550-600°C à 0.2-0.3 GPa. La redéfinition des unités lithostratigraphiques du domaine interne de la chaîne en République du Congo nécessite une reconsidération de son histoire tectono-métamorphique.

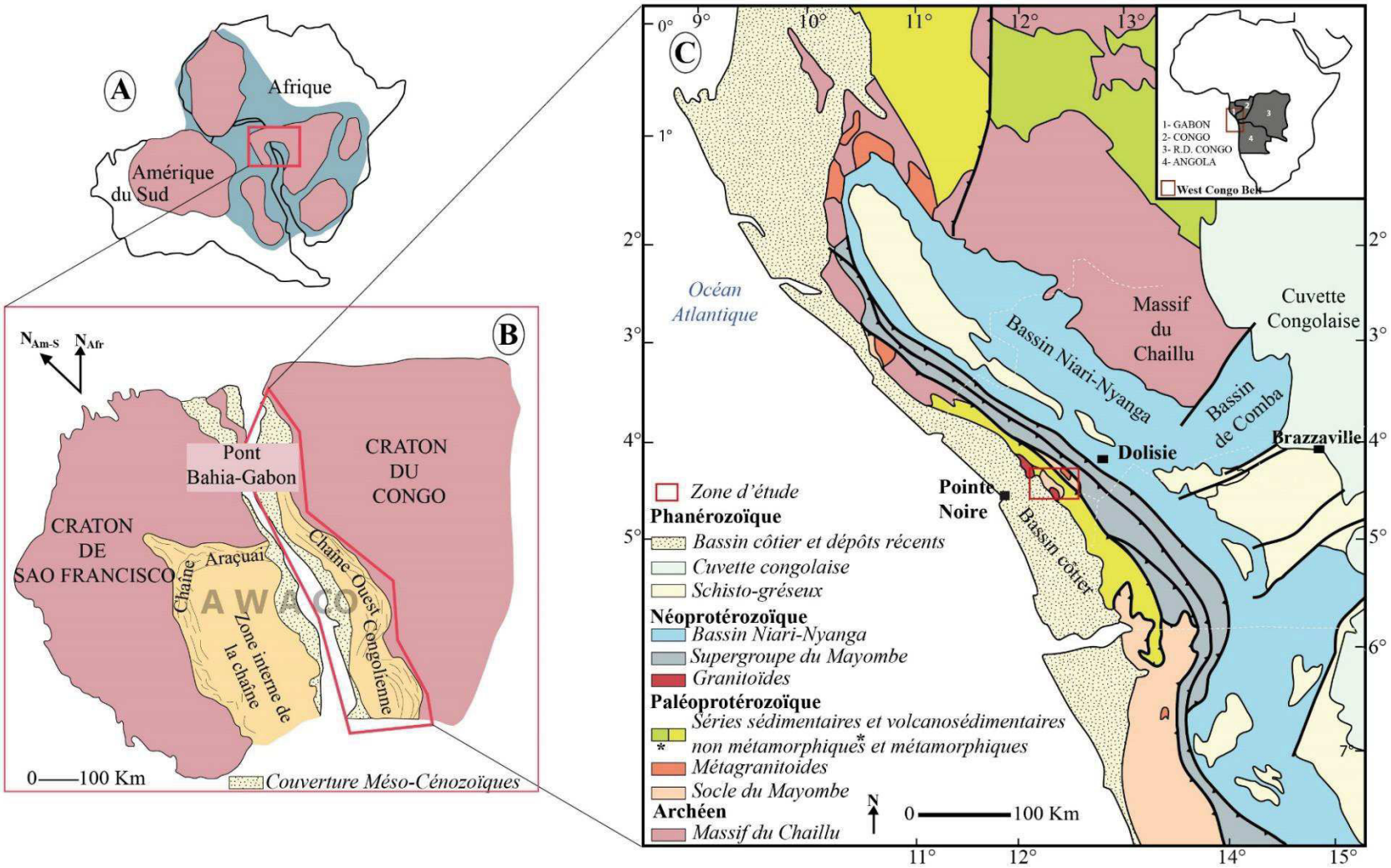


Figure I. 7. *Cartes géologiques du système Araçuaï-Ouest Congo. A) et B) Carte géologique de la portion du Gondwana occidental mettant en évidence les contours du système AWACO (modifiée d'après Pedrosa-Soares et Alkimin 2011) ; C) Carte géologique de la chaîne Ouest Congolienne (modifiée d'après Maurin et al. (1991) et Thiéblémont et al. 2016).*

3 Les modèles géodynamiques

Quelques modèles géodynamiques ont été proposés pour reconstituer la tectonique Brasiliano/Pan-Africaine entre les cratons du Congo et de Sao-Francisco.

Le modèle de Nsungani et al. (2012) (Fig.I.8) résume les principales étapes de construction des orogènes Ribeira (au sud de la chaîne Araçuaï) et Ouest Congo :

(i) Rifting aboutissant à l'océanisation du domaine compris entre les cratons de Sao-Francisco et du Congo (entre 800 Ma et 650 Ma : Heilbron et Machado, 2003 ; Pedrosa-Soares et al., 2008 ; Frimmel et al., 2011), avec formation de microblocs continentaux (« extensional allochtons » ?)

(ii) Convergence des deux cratons et début de subduction à vergence Est à partir de 650 Ma. Développement d'un magmatisme tonalitique à l'aplomb du plan de subduction ;

(iii) 590-560 Ma : Formation de la chaîne Ribeira et formation de nappes vers l'ouest sur le craton Sao Francisco. Mise en place de granites syn-cinématiques ;

(iv) 550-530 Ma : Enfouissement de la marge occidentale du craton du Congo (subduction à pendage ouest, mal contrainte, permettant le développement de paragenèses stables pour une pression d'environ 11 kbar dans les roches métamorphiques ouest-congoliennes). Mise en place de nappes vers l'ouest sur le craton du Congo ;

(v) 520-510 Ma : Stades ultimes de la convergence conduisant au développement d'une structure à double vergence (structure « en fleur ») ;

(vi) 510 Ma : Mise en place des granites post-collisionnels accompagnée d'une rééquilibration partielle en profondeur des assemblages métamorphiques jusqu'à 490 Ma.

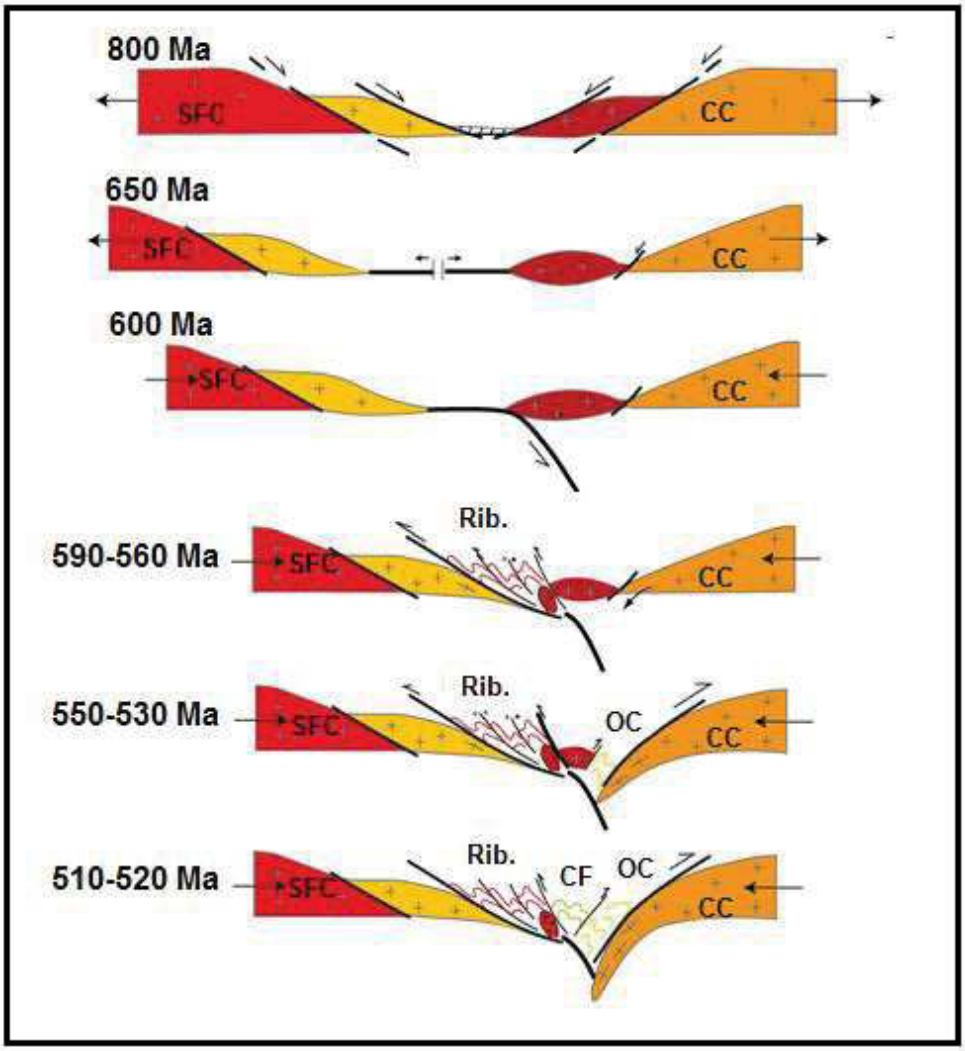


Figure I. 8. *Schéma évolutif de la convergence néoprotérozoïque et cambrienne entre les cratons du Congo et de São Francisco. SFC : Craton de São Francisco ; Rib : Chaîne Ribeira ; CF : domaine de Cabo Frio ; OC : chaîne Ouest Congolienne ; CC : craton du Congo. D'après Nsungani et al. 2012.*

Les données utilisées pour établir ce modèle résultent en grande partie des travaux menés dans la partie brésilienne de la chaîne. L'auteur invite au perfectionnement du modèle en intégrant les données pétro-structurales et géochronologiques issues de techniques modernes dans la partie africaine de la chaîne.

Bento dos Santos et al. (2015) proposent un modèle géodynamique dans la Province de Mantiqueira (MP) (Fig.I.9). L'histoire tectonique de cette zone comprend les étapes suivantes :

(i) Dislocation du supercontinent Mésoprotérozoïque (Rodinia ?) entre 1.0 Ga et 0.9 Ga (Brito Neves et al., 1999 ; Cordani et al., 2003) suite à la remontée du manteau, l'amincissement de la croûte et au rifting continental (Fig.I.9a) ;

(ii) Formation de l'océan Adamastor à ≥ 800 Ma dans un contexte de marge passive (Pedrosa-Soares et al., 20011) (Fig.I.9b) ;

(iii) Contexte de marge active avec subduction de la croûte océanique sous le craton du Congo et mise en place d'un magmatisme d'arc pré-orogénique induisant la formation de l'arc magmatique de type andin de Rio Negro entre 790 Ma et 610 Ma (Tupinamba et al., 2012) (Fig.I.9c) ;

(iv) Collision principale entre les blocs cratoniques Amazonien-Rio de la Plata-Paranapanema-Sao Francisco et le craton du Congo entrainant l'arrêt de la subduction entre 610 Ma et 590 Ma. Cet événement a été suivi par le développement du métamorphisme syn-orogénique et la mise en place de grandes intrusions magmatiques peralumineuses entre 590 Ma et 565 Ma (Fig.I.9d) ;

(v) Rupture du panneau plongeant (« slab break-off ») et remontée asthénosphérique dans la zone de fracture du slab entre 580 Ma et 555 Ma (Fig.I.9e) ;

(vi) Tectonique transpressive avec la formation de grandes zones de cisaillement dextre et le maintien pendant une longue période (570-520 Ma) du flux thermique élevé associé à l'activité magmatique sous-jacente (Fig.I.9f) ;

(vii) Mise en place du magmatisme calco-alcalin ou alcalin post-orogénique (incorporant parfois les fragments du panneau plongeant) dans la croûte moyenne ou inférieure pendant l'effondrement de la chaîne entre 525 Ma et 490 Ma suivie d'une relaxation et d'une stabilisation de la croûte entre 510 Ma et 475 Ma (Fig.I.9g).

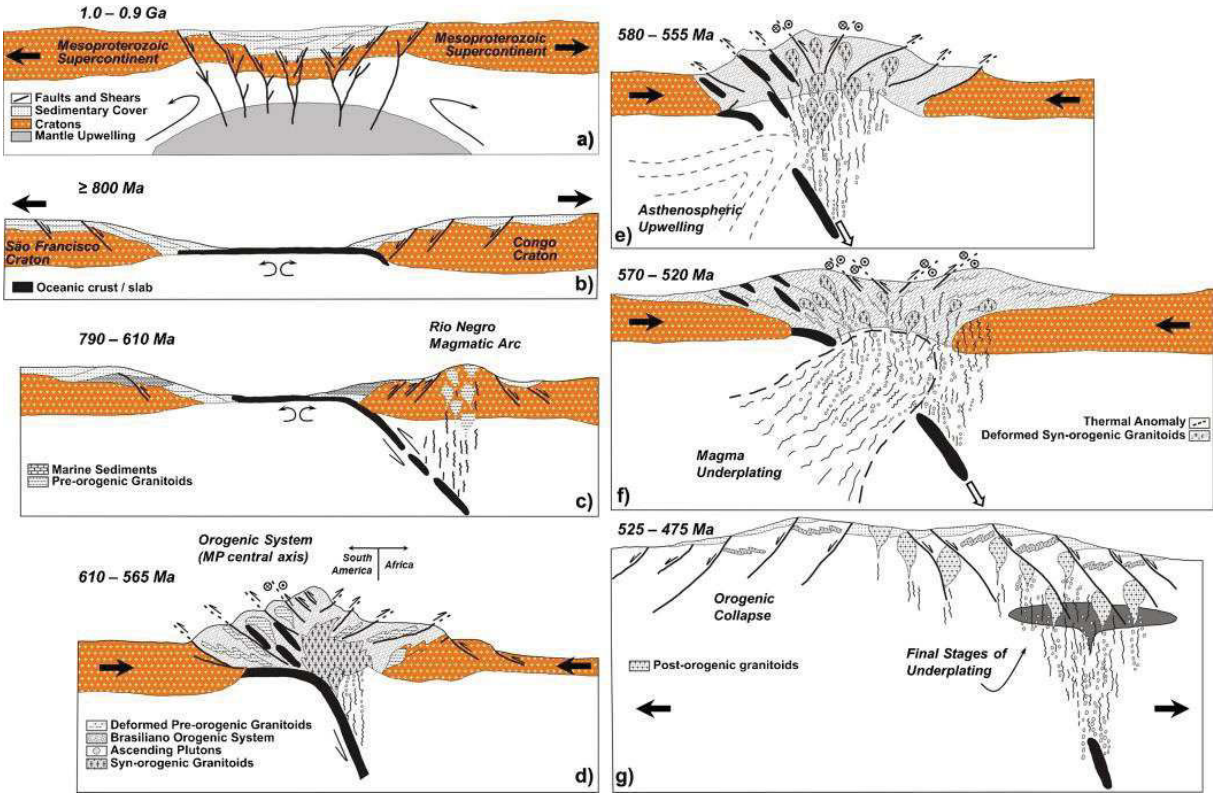


Figure I. 9. *Proposition d'un modèle d'évolution géodynamique de la Province de Mantiqueira (Sud-Est du Brésil et Uruguay) pour la période de 1.0 Ga à 475 Ma. (a) stade de rifting continental ; (b) stade d'océanisation dans un contexte de marge passive ; (c) stade de subduction avec formation de l'arc magmatique de Rio Negro dans un contexte de marge active ; (d) stade de collision et principal événement syn-orogénique ; (e) stade de « slab break-off » suivi par une remontée asthénosphérique ; (f) stage de sous-placage magmatique ; (g) stade d'effondrement orogénique. Les flèches noires larges montrent le sens des mouvements relatifs des blocs cratoniques en termes de convergence ou de divergence. Les petites flèches vides montrent le sens du mouvement du « slab » plongeant.*

Les quatre premières étapes proposées dans ce modèle sont quasiment identiques à celles proposées par Pedrosa-Soares et al. (2001) partant de la dislocation du Rodinia à la formation de la chaîne Brasiliano/Pan-Africaine.

Cutts et al. (2018) présentent quasiment le même schéma mais sur des intervalles de temps différents : (i) une collision entre 585 Ma et 560 Ma, et (ii) l'effondrement de la chaîne entre 535 Ma et 490 Ma. Ils érigent aussi un bassin arrière-arc bien développé, anormalement chauffé, entre l'arc de Rio Doce et le craton du Congo. Ceci leur permet de proposer une collision continent-arc-continent.

Fossen et al. (2017) associent la dynamique Brasiliano/Pan-Africaine à un orogène chaud contrôlé par des forces gravitationnelles (Fig.I.10), distinct des orogènes froids de types calédonides où la tectonique des plaques est évidente et marquée par de grands chevauchements.

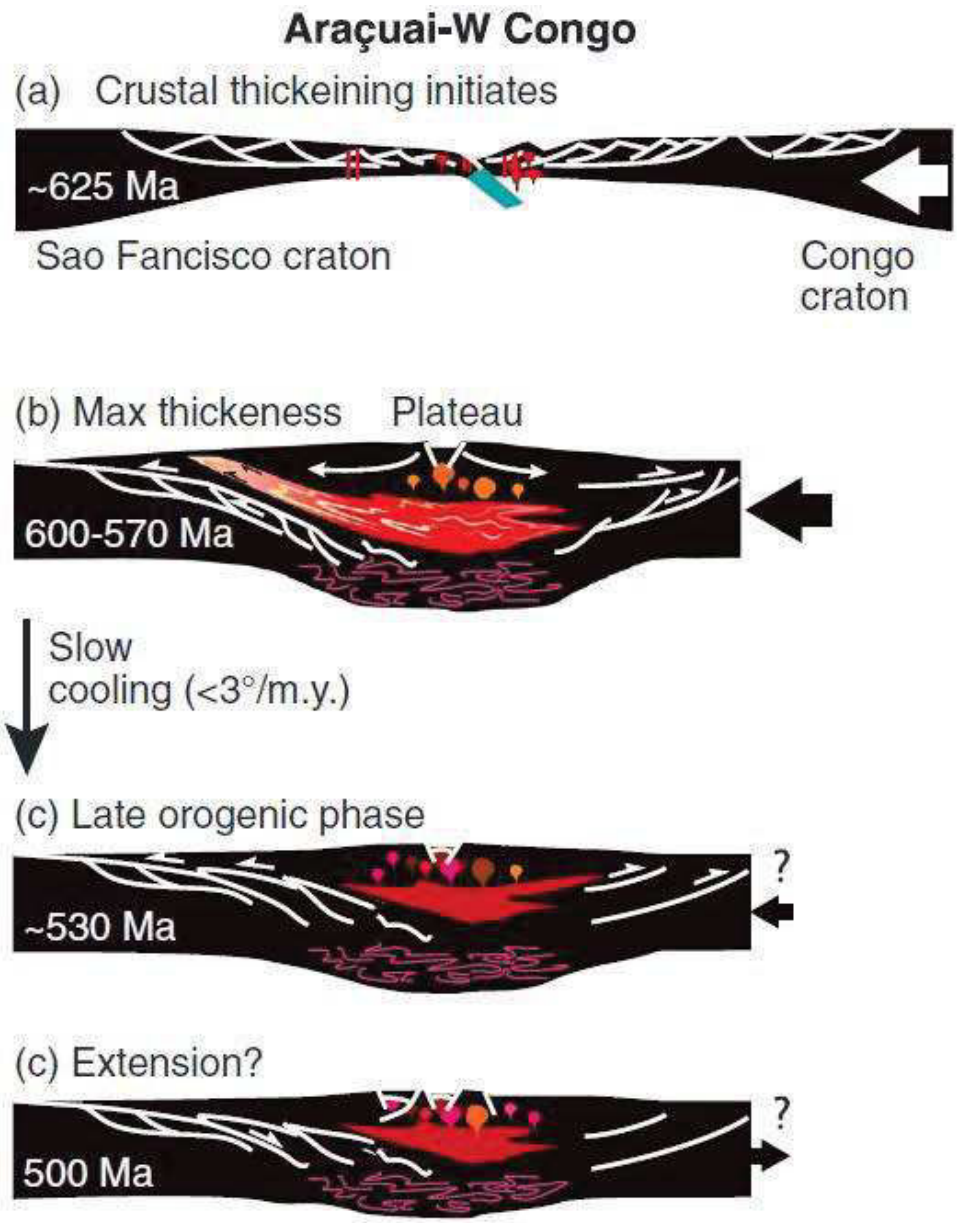


Figure I. 10. *Coupe schématique illustrant l'évolution de la chaîne Araçuaï-West Congo pendant l'orogenèse Brasiliano/Pan-Africaine (Fossen et al., 2017).*

Malgré les divergences sur les différents modèles d'évolution géodynamique proposés pour la chaîne Araçuaï-West Congo, l'implication des cratons du Congo et de Sao Francisco dans la le façonnement de la chaîne est indéniable. Toujours est-il que le modèle tectonique reflète la structure et l'histoire tectonique d'un orogène. Pour prendre part à ce débat, à l'échelle de la chaîne du Mayombe, nous allons nous focaliser sur les observations et les analyses pétro-structurales, géochimiques et géochronologiques à l'échelle de l'affleurement, de la lame et du minéral.

« Milieu complexe, à la fois riche et fragile, le Mayombe représente bien ce type de moyenne montagne que les contraintes propres au milieu tropical rendent difficile à connaître » G. MOTTET, *1997.*

Chapitre II. La chaîne du Mayombe

Située au Sud-ouest de la République du Congo (Fig.II.1), la chaîne du Mayombe constitue la portion congolaise du système orogénique Araçuaï-Ouest Congo. Elle se subdivise en plusieurs unités dont la nature lithologique et structurale diffère. Elle est constituée de roches magmatiques (plutonique et volcanique) et sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque et néoprotérozoïque déformées et métamorphisées. De nombreux travaux de recherche et d'exploration minière et pétrolière ont été menés dans la chaîne du Mayombe dans le but de comprendre son évolution géodynamique et de caractériser son potentiel minier. Ainsi, plusieurs hypothèses ont été émises sur sa constitution et sa structuration. Bien qu'un consensus semble s'établir sur l'interprétation des unités d'âge néoprotérozoique, des divergences apparaissent en ce qui concerne les unités paléoprotérozoiques (Tableau II.1). La nature même du socle sur lequel se sont développées les unités néoprotérozoïques du Mayombe demeure peu connue. Dans ce chapitre, nous traiterons de la chaîne du Mayombe en général et du domaine paléoprotérozoïque en particulier.

1 Cadre morphologique et climatique

1.1 Situation géographique

La zone d'étude se situe au Congo dans la partie sud-ouest de la chaîne du Mayombe. Cette dernière est une région montagneuse de près de 1500 km de long et de 20 à 50 km de large du nord au sud et allongée parallèlement au littoral atlantique (Meloux et al., 1983 ; Fullgraf et al., 2015a). La chaîne du Mayombe est limitée à l'ouest par les formations sédimentaires méso-cénozoïques et quaternaires du Bassin côtier congolais. Il se prolonge à l'Est par le bassin Niari-Nyanga qui constitue son avant-pays et qui repose en discordance sur le massif archéen du Chaillu (Fig.II.1).

Du point de vue administratif, la chaîne du Mayombe se localise en grande partie dans le département du Kouilou et se prolonge dans le département du Niari. Les Monts Bamba culminant à plus de 800 m constituent la zone la plus élevée de la chaîne. La chaîne du Mayombe a longtemps été considérée comme un obstacle rendant difficile les échanges entre l'intérieur du pays et la façade maritime (Mottet, 1997). Son accessibilité a été rendue possible

grâce à la construction du Chemin de Fer Congo Océan (CFCO), du Réalignement et de la Route Nationale n°1 (allant de Pointe Noire à Brazzaville, et traversant la chaîne du Mayombe au Col du Bamba à 408 m). La construction des voies ferrées, d'abord le CFCO (1921 à 1934), puis ultérieurement une portion plus rectiligne, appelée le Réalignement (1976 à 1985), a été un exercice périlleux dans le Mayombe du fait de l'hostilité de l'environnement (forêt dense, importantes pluies, glissements de terrain, irrégularité du relief), ayant coûté la vie à plusieurs milliers d'indigènes (Andriamirado et Monga, 1986 ; Sibille et Minh, 2010).

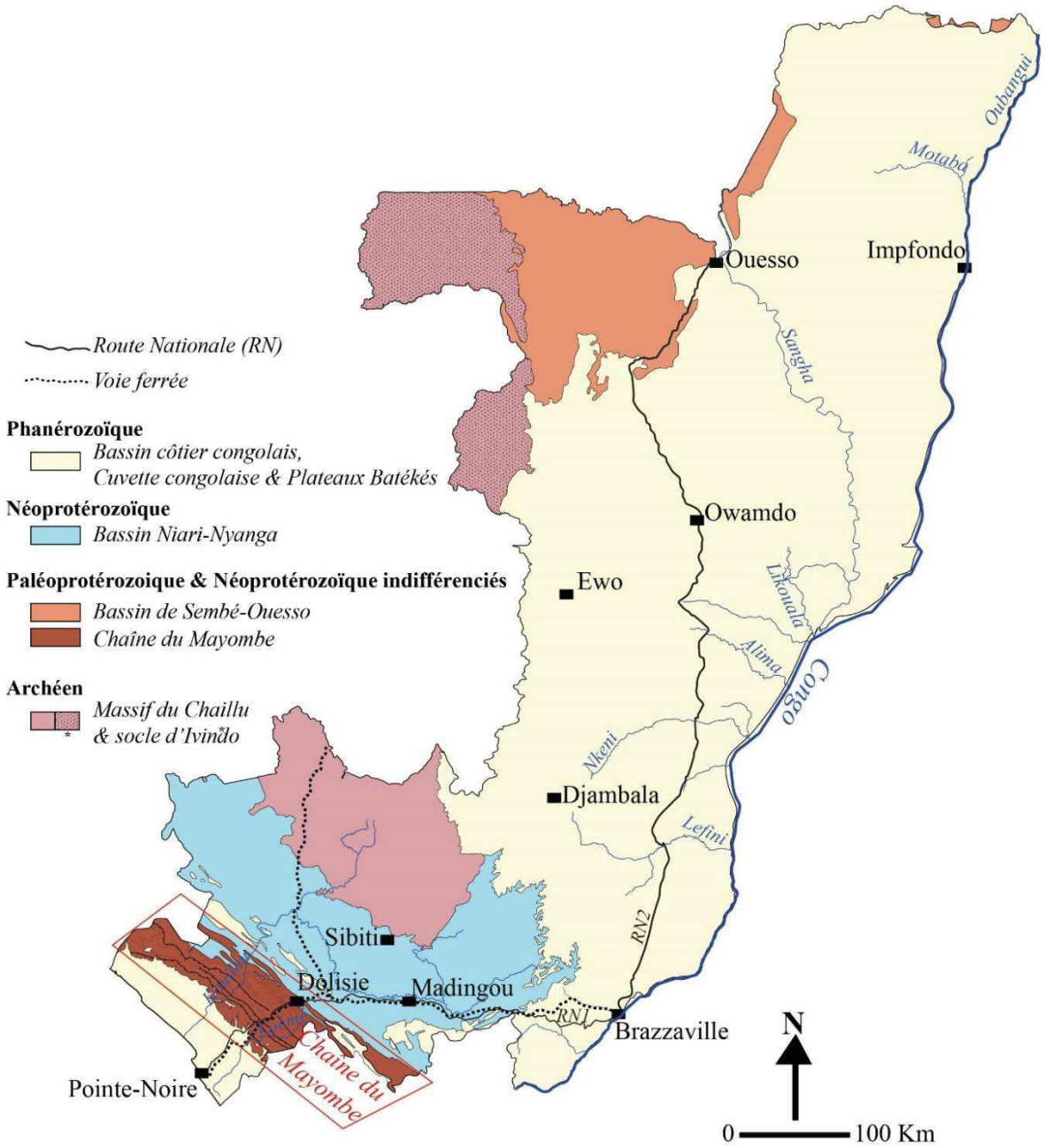


Figure II. 1. *Carte géologique 1/1 000 000 simplifiée de la République du Congo (modifée d'après Desthieux et al., 1992).*

1.2 Précipitations et hydrographie

La région du Mayombe est caractérisée par un climat de type tropical humide (Moukolo, 1992) marqué par une alternance entre saisons de pluie (mars-avril ; octobre-décembre) et saisons sèches (janvier-février ; mai-septembre). Les précipitations sont de forte intensité et le maxima de pluviométrie se situe en novembre et en mars-avril avec des précipitations dépassant les 220 mm/mois. Une dissymétrie existe entre le versant SW de la chaîne du Mayombe, plus humide, et le versant NE, plus sec, se traduisant immédiatement par une différence de densité de végétation.

Le réseau hydrographique du Mayombe s'organise autour de deux principaux fleuves (le Kouilou au nord et la Loémé au sud) auxquels s'associent plusieurs cours d'eau secondaires (Loukénéné, Loukoula, Lokola, Bondika, Lantsou, Bikossi, Zibati, Mfoubou, Ngassi, Moutsoungou, Mbobissi…). En raison de la diversité lithologique et structurale des roches du Mayombe, les rivières présentent des tracés très variés, caractéristiques d'une érosion différentielle.

1.3 Morphologie

La chaîne du Mayombe présente un relief irrégulier marqué par une succession de crêtes quartzitiques et de dépressions allongées en petits bassins déblayés dans les schistes tendres. L'ensemble s'oriente suivant la direction NW-SE (Meloux et al., 1983). La morphologie actuelle de la chaîne du Mayombe est considérée comme typique d'un relief appalachien. En d'autres termes, il s'agit d'un relief rajeuni : après une phase d'aplanissement, un soulèvement a entraîné l'incision du réseau hydrographique, lequel met en relief les roches plus résistantes à l'érosion et s'encaisse dans les roches moins résistantes à l'érosion (Vennetier, 1966 ; Meloux et al., 1983 ; Mottet, 1997). Ce soulèvement est rattaché à l'ouverture de l'océan atlantique au crétacé dans cette zone (Mottet, 1997 ; de Wit et al., 2015) plaçant ainsi la chaîne du Mayombe en position d'épaulement de rift.

1.4 Conditions d'affleurement

Le Mayombe est une zone forestière dense et humide, l'abondance des pluies favorisant la croissance du couvert végétal et l'altération des roches. L'accès aux affleurements n'est rendu possible que via les cours d'eau, les voies ferrées, les tracés de routes (Fig.II.2) ainsi que les

pistes de chasse. Le ravinement des cours d'eau favorise la mise à l'affleurement des roches. Cependant il faut attendre la saison sèche pour accéder aux affleurements le long des cours d'eau. Seuls les affleurements des routes et des chemins de fer sont accessibles tout au long de l'année.

Figure II. 2. *Conditions d'affleurement dans le Mayombe a) affleurement des quartzite de la Mossouva le long de la route nationale n°1; b) affleurement du gneiss de la Loémé le long de la rivière Loémé; c) affleurement du complexe basique de Nemba le long de la voie ferrée (réalignement) et d) affleurement de la méta-granodiorite de Les Saras dans la carrière des chinois.*

2 Etat des connaissances sur la géologie du Mayombe au Congo

2.1 Historique des recherches

La République du Congo, comme bien d'autres territoires africains, a fait l'objet d'études de reconnaissance du sous-sol dès le XIXe siècle à travers les missions pré-coloniales. La région du Mayombe, ainsi que les régions voisines du sud-ouest du pays ont été explorées dès 1876 par Peschuel-Loesche (Dadet, 1969 ; Meloux et al., 1983). A cette époque, la chaîne du Mayombe est décrite comme étant constituée de schistes cristallins. A ces travaux s'ajoutent ceux de Brousseau (1886), Cholet (1890), Barrat (1894-1895), Cornet (1916), puis Delhaye et Sluys (1920-1921). Bien qu'étant sommaires, les données recueillies au cours de ces missions de terrain ont permis de poser les bases de la géologie du Congo en général et celle du Mayombe en particulier. La construction du Chemin de Fer Congo Océan (CFCO), reliant Brazzaville à Pointe-Noire, a rendue possibles les travaux de Babet en 1928, 1929, 1932, 1935, de Amstutz en 1929, de Lombard en 1928, de Lagotala en 1933, de Choubert en 1946 et de Aubert de la Rue en 1937 qui ont posé les grands traits de la géologie du Mayombe. A l'issue des travaux de Babet en 1929, les formations du Mayombe sont regroupées en deux séries : la série cristallophyllienne (réputée archéenne) et la série quartzo-schisteuse ou métamorphique. La première, décrite dans le domaine occidental du Mayombe dans les secteurs de Bilinga, Bilala et M'Boulou, est constituée de gneiss et de micaschistes passant à des séricitoschistes et des chloritoschistes. La deuxième affleure plus à l'Est au Nord de M'Boulou, dans les secteurs de Kakamoéka, Mvouti et jusqu'aux abords de la rivière Loubomo.

Il faut cependant attendre 1955 pour avoir une première carte géologique et stratigraphique de la région du Mayombe établie par Cosson lors du levé de la feuille de Pointe-Noire-Brazzaville au 1/500 000. En réalisant son étude, Cosson (1955) s'intéresse déjà au nombre d'événements tectono-stratigraphiques ayant affecté la chaîne du Mayombe. Il distingue pour la lithostratigraphie du Mayombe trois systèmes pouvant correspondre chacun à un cycle orogénique. Il s'agit, du plus ancien au plus récent : (i) du système du Mayombe inférieur comprenant les séries de la Loémé, de la Bikossi et de la Loukoula ; (ii) du système des Monts Bambas renfermant les séries de la Mvouti et de la Mossouva ; (iii) du système du Congo occidental constitué par les séries de la Tillite inférieure, de la Louila ou Bouenzien, du Schisto-calcaire et du Schisto-gréseux. Ces différents systèmes sont séparés les uns des autres par des discordances tectono-stratigraphiques majeures (Tableau II.1).

Lors de son étude du Précambrien du Gabon et des régions limitrophes, Dévigne (1959) ajoute une discordance majeure entre la série de la Bikossi et la série de la loukoula par rapport aux coupures de Cosson (1955). Vincent (1961) réorganise les unités lithostratigraphiques du Mayombe en distinguant la série noire intermédiaire et la série supérieure respectivement en lieu et place de la série de la Loukoula inférieure et supérieure et des séries de la Mvouti et de la Moussouva de Cosson (1955). Scolari et Van Daalhoff (1965) soulignent la discordance entre la série de la Bikossi et la série de la Loukoula. Cette dernière est associée aux séries de la Mvouti et de la Mossouva pour constituer le système Bambien ou Mayombien. A ce stade, la lithostratigraphie du Mayombe est quasiment fixée (Tableau II.1) en se basant sur la corrélation des lithologies et des structures avec les régions voisines du Gabon et de la République Démocratique du Congo (RDC). Ce découpage est repris dans les travaux plus récents (Dadet, 1969 ; Hossié, 1980 ; Djama, 1988 ; Djama et al., 1992 ; Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991). On peut cependant noter que les travaux de Vincent (1961), Vellutini et al. (1983), Boudzoumou, 1986 ; Boudzoumou et Trompette, 1988 posent le problème de l'organisation des séries de la Loukoula, Mvouti et Moussouva définies à travers la série noire intermédiaire et la série supérieure (Vincent, 1961), la série de Ncessé (Vellutini et al, 1983) et le Mayombien moyen et inférieur (Boudzoumou, 1986 et Boudzoumou et Trompette 1988). Toutefois, les questions se posaient sur la nature de contact entre les différentes unités. Toujours est-il qu'aucun âge absolu n'avait été établi jusqu'alors. L'intégration des analyses géochronologiques dans l'étude de la géologie du Mayombe a permis d'attribuer un âge à chaque événement et de redéfinir la séquence lithostratigraphique. C'est ainsi que l'âge supposé éburnéen du socle de Guéna (ou de la Loémé) a été confirmé par Djama (1988) et que l'âge (relatif) néoprotérozoïque attribué à la série de la Loukoula a été remis en question suite à la datation de la granodiorite de Les Saras par Mpemba-Boni (1990). Les méthodes de datation ayant elles-mêmes évolué avec le temps, une nécessité de revoir et de compléter les âges dans le Mayombe s'est imposée.

La nouvelle vague d'étude portée par les géologues du BRGM dans le cadre du programme de cartographie géologique du Congo (projet Total E&P Congo/BRGM) a permis de revoir toutes les données et les questions relatives à la géologie du Congo en général et à celle du Mayombe en particulier. Basés sur la pétrographie, les analyses structurales, la géochimie et la géochronologie, ces travaux ont conduit à la mise à jour de la colonne litho-stratigraphique de la chaîne du Mayombe (Tableau II.2). L'âge éburnéen de la granodiorite de Les Saras a été

confirmé et le domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe a été étendu au-delà du socle de Guena à travers la redéfinition de la série de la Loukoula.

2.2 Cycles orogéniques associés à la chaîne du Mayombe

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer la mise en place de la chaîne du Mayombe en tenant compte des différentes unités lithostratigraphiques définies. Les diverses tendances de découpage de la chaîne en cycles orogéniques peuvent se présenter comme suit : (i) un seul cycle orogénique, (ii) deux (ou plus de deux) cycles orogéniques et (iii) un cycle éburnéen et un cycle pan-africain.

❖ Un seul cycle orogénique

Dadet (1969), lors de la synthèse de la géologie du Congo dans la notice explicative de la carte géologique du Congo au 1/500 000, présente les unités du Mayombe comme ayant évolué dans un seul et même système qu'il qualifie de « géosynclinal » constituant la ceinture ouest-congolienne. Dans ce modèle, tous les systèmes ou cycles orogéniques décrits dans les travaux antérieurs ne correspondent plus qu'à un seul cycle rattaché à l'orogénèse pan-africaine.

Lors d'une étude structurale de la chaîne du Mayombe, Hossié (1980) arrive à la même conclusion que Dadet (1969). Il n'identifie dans l'ensemble des unités du Mayombe que la déformation pan-africaine à laquelle il associe un métamorphisme régional caractérisé par un gradient évoluant de l'Est vers l'Ouest de l'anchizone au faciès des amphibolites.

Les travaux de Boudzoumou (1986) s'inscrivent dans ce même registre, avec comme principale différence le nombre de phases attribuées à l'orogenèse pan-africaine : deux phases selon Hossié (1980) et trois phases selon Boudzoumou (1986) et Boudzoumou et Trompette (1988).

❖ Deux (ou plus de deux) cycles orogéniques

Cosson (1955) a défini trois systèmes tectono-stratigraphiques dans le Mayombe. Selon Cosson, « la chaîne du Mayombe, constituant la base du système du Congo occidental, présenterait en fait des vestiges de deux (ou trois) orogènes distincts ». Il existerait une chaîne dite « mayombienne » d'âge Protérozoïque moyen sur laquelle se serait accrétée la chaîne ouest-congolienne d'âge pan-africain, avec en gros la même direction structurale (Cosson, 1955 cité par Vellutini et al., 1983). Les travaux de Dévigne (1959) au Gabon s'inscrivent aussi dans cette

optique, en dissociant le pré-Mayombien du Mayombien, faisant ainsi passer les événements tectono-stratigraphiques de trois à quatre.

Vellutini et al. (1983) définissent plutôt une chaîne à 1000 Ma structurée en deux principaux épisodes : le Bambien et le Tchibanguien correspondant respectivement au Kibarien (1000 Ma) et au Pan-Africain (600 Ma).

Les analyses géochronologiques réalisées dans le Mayombe ont permis de caler dans le temps les différents cycles orogéniques ayant affecté cette région. Ainsi, le système pré-mayombien a été attribué au cycle éburnéen (~ 2000 Ma) et le système mayombien correspond au cycle pan-africain (~ 600 Ma). L'existence des orogénèses éburnéenne et pan-africaine est actuellement admise sans ambiguïté (Maurin et al., 1991 ; Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016).

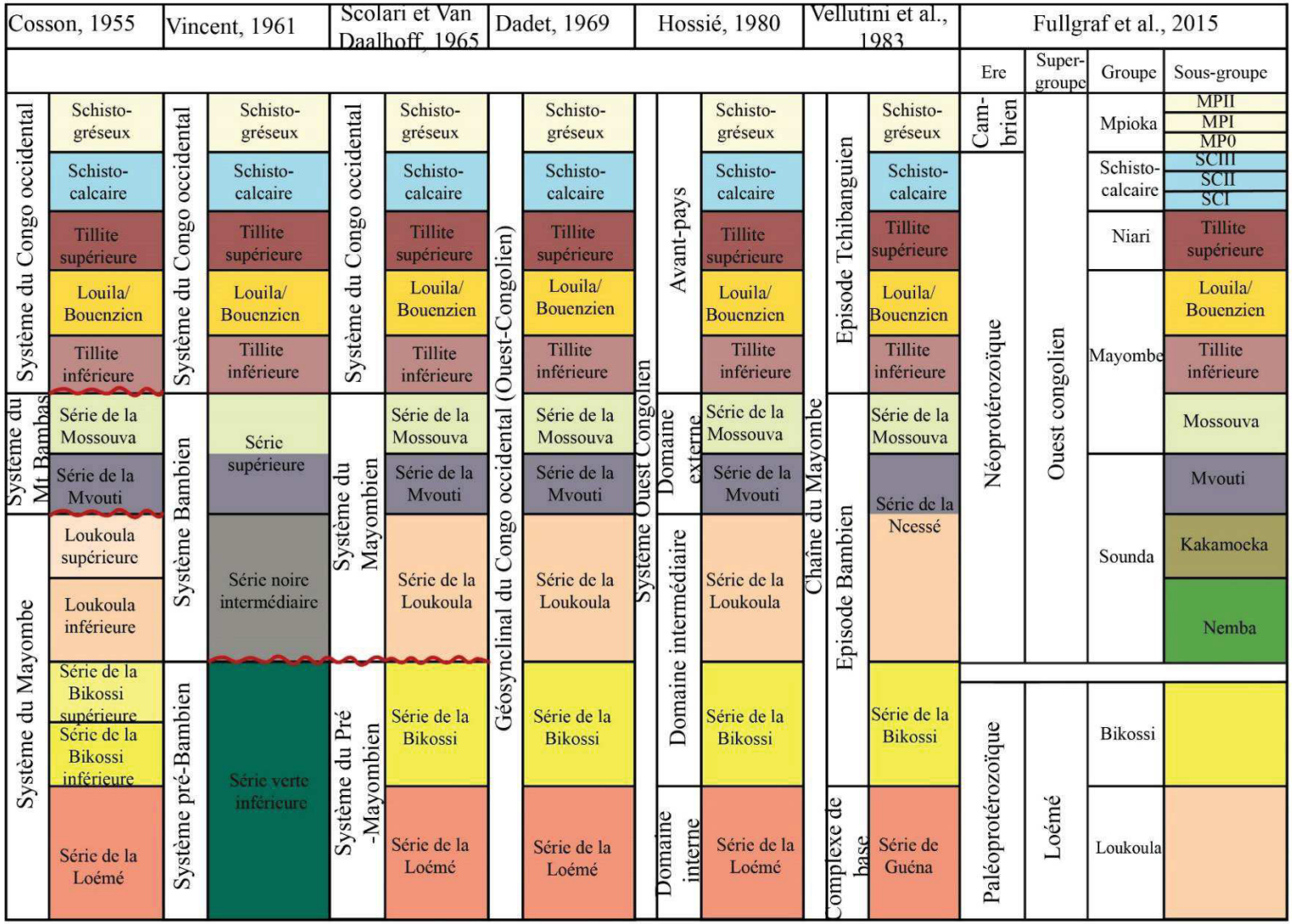


Tableau II. 1. *Ccolonne lithostratigraphique des formations géologiques du Mayombe (modifiée d'après Vellutini et al. (1983) et Fullgraf et al. (2015a).*

Fullgraf et al., 2015			
Ere	Super-groupe	Groupe	Sous-groupe
Cam-brien		Mpioka	MPII
			MPI
			MP0
Néoprotérozoïque	Ouest congolien	Schisto-calcaire	SCIII
			SCII
			SCI
		Niari	Tillite supérieure
		Mayombe	Louila/ Bouenzien
			Tillite inférieure
			Mossouva
		Sounda	Mvouti
			Kakamoeka
			Nemba
Paléoprotérozoïque	Loémé	Bikossi	
		Loukoula	

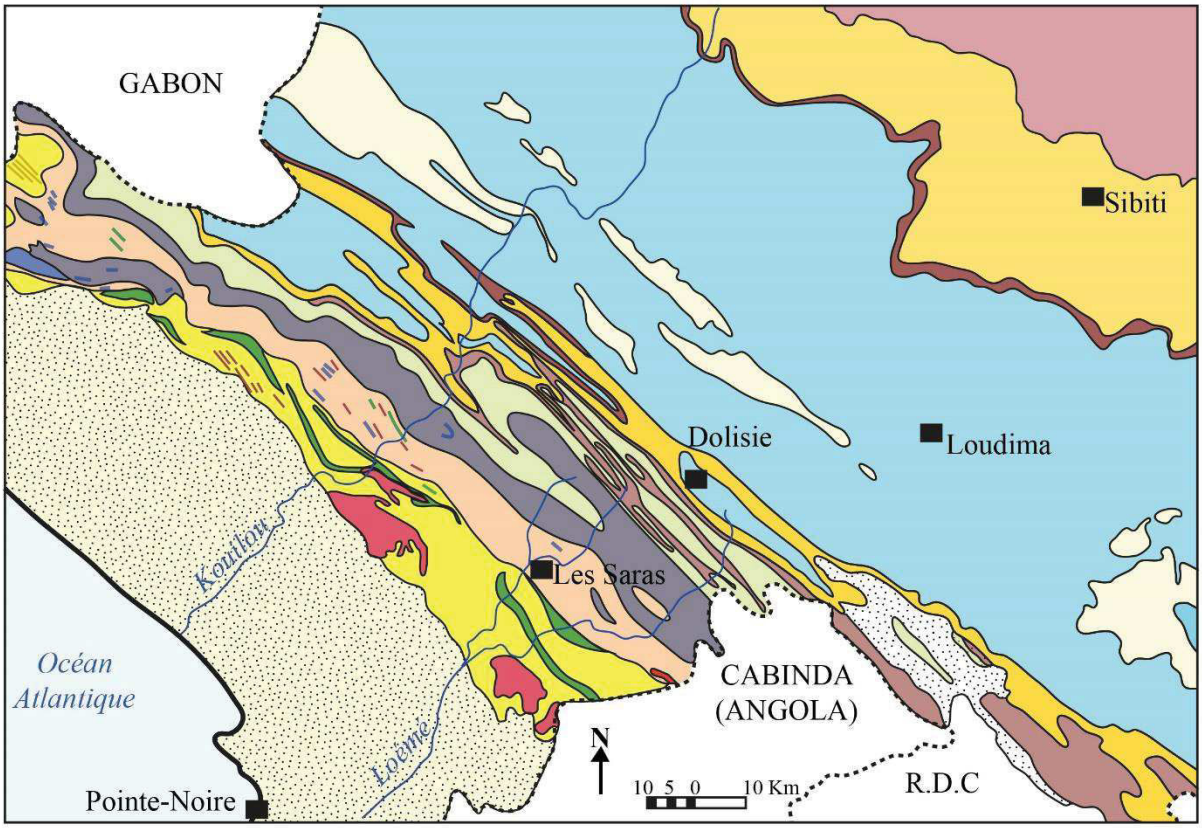
Cette étude			
Ere	Super-groupe	Groupe	Sous-groupe
Cam-brien		Mpioka	MPII
			MPI
			MP0
Néoprotérozoïque	Ouest congolien	Schisto-calcaire	SCIII
			SCII
			SCI
		Niari	Tillite supérieure
		Mayombe	Louila/ Bouenzien
			Tillite inférieure
			Mossouva
		Sounda	Mvouti
			Kakamoeka
			Nemba
Paléoprotérozoïque		Domaine Paléoprotérozoïque	Bikossi
			Loukoula
			Loémé

Tableau II. 2. *Colonne lithostratigraphique des formations géologiques du Mayombe (modifiée d'après Fullgraf et al., 2015a).*

3 Structure de la chaîne du Mayombe

3.1 Données cartographiques

Depuis les travaux de Dadet (1969) (Fig.II.3), les travaux de cartographie sur la chaîne du Mayombe ont évolué aboutissant à des nettes améliorations. La carte de Desthieux et al (1992) (Fig.II.4), montrent à partir des travaux de Hossié (1980), Boudzoumou (1986), Boudzoumou et Trompette (1988) que les différents groupes du Mayombe sont séparés par des chevauchements. Une nette distinction est faite entre le socle de Guéna et la formation de Bikossi. La carte dressée par Callec et al. (2015b) apportent des données supplémentaires qui permettent de redéfinir les contours et les contacts entre les différentes unités géologiques de la chaîne du Mayombe (Fig.II.5).



Secondaire-Tertiaire-Quaternaire

Sédimentaire côtier*/alluvions quaternaires

Précambrien supérieur

Série de la Mpioka

Série Schisto-calcaire

Série de la tillite supérieure du Bas-Congo

Série de la Louila/Bouenza*

Série de la tillite inférieure du Bas-Congo

Série de la Mossouva

Série de la Mvouti

Série de la Loukoula

Série de la Bikossi-Loémé

Précambrien inférieur

Complexe de base du Chaillu

Roches cristallines associées

Dolérites

Granites à tendance alcaline

Zone injectée de filons-couches granitiques et pegmatitiques

Diorite quartzique à biotite

Microgranites, rhyolites

Roches vertes (orthoamphibolites, épidotites)

Figure II. 3. *Carte géologique de la partie sud-ouest de la République du Congo 1/500 000 (Dadet, 1969 modifiée).*

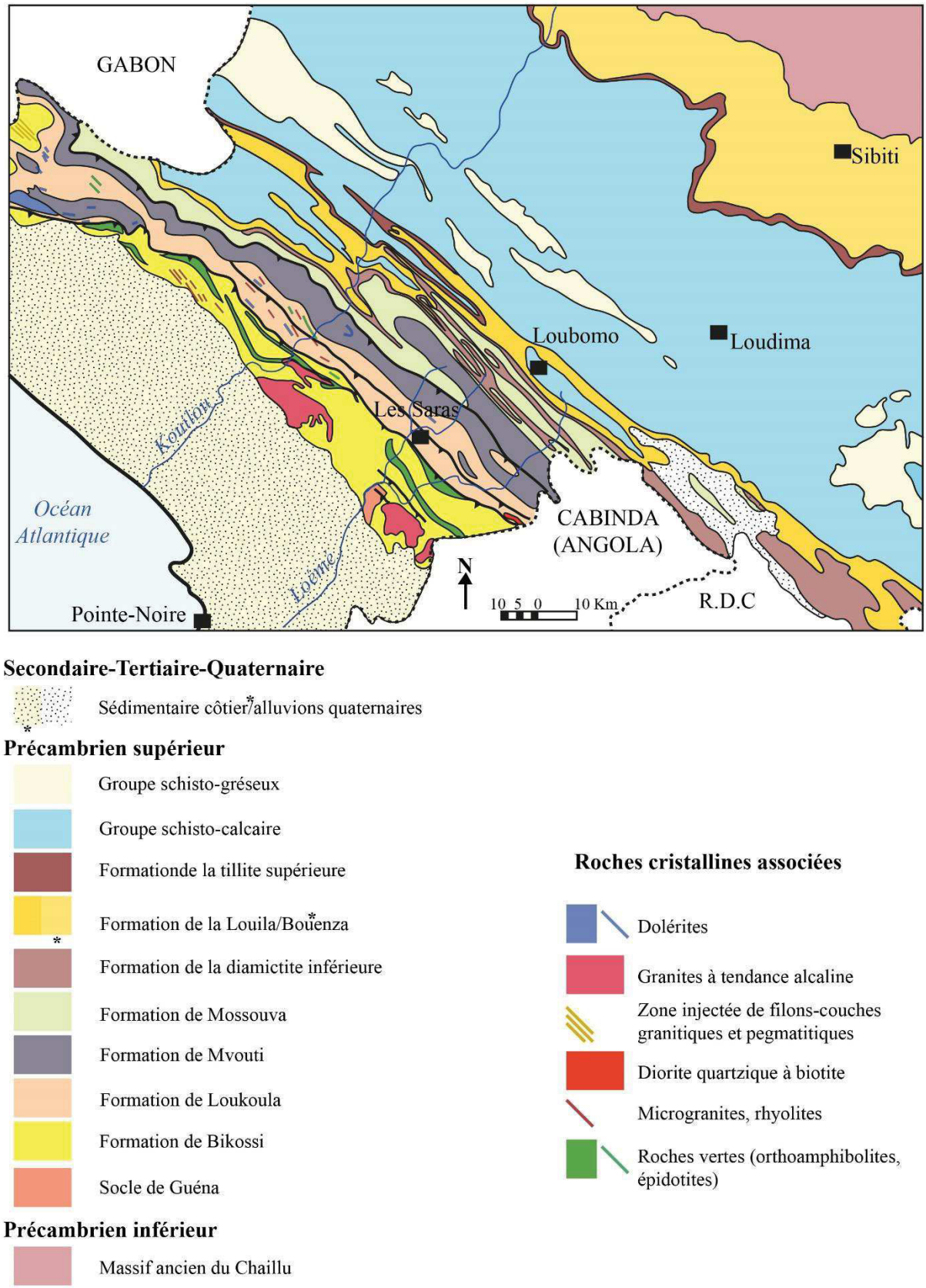


Figure II. 4. *Carte géologique de la partie sud-ouest de la République du Congo 1/500 000 (adaptée de Dadet, 1969 avec les modifications de Desthieux et al., 1992).*

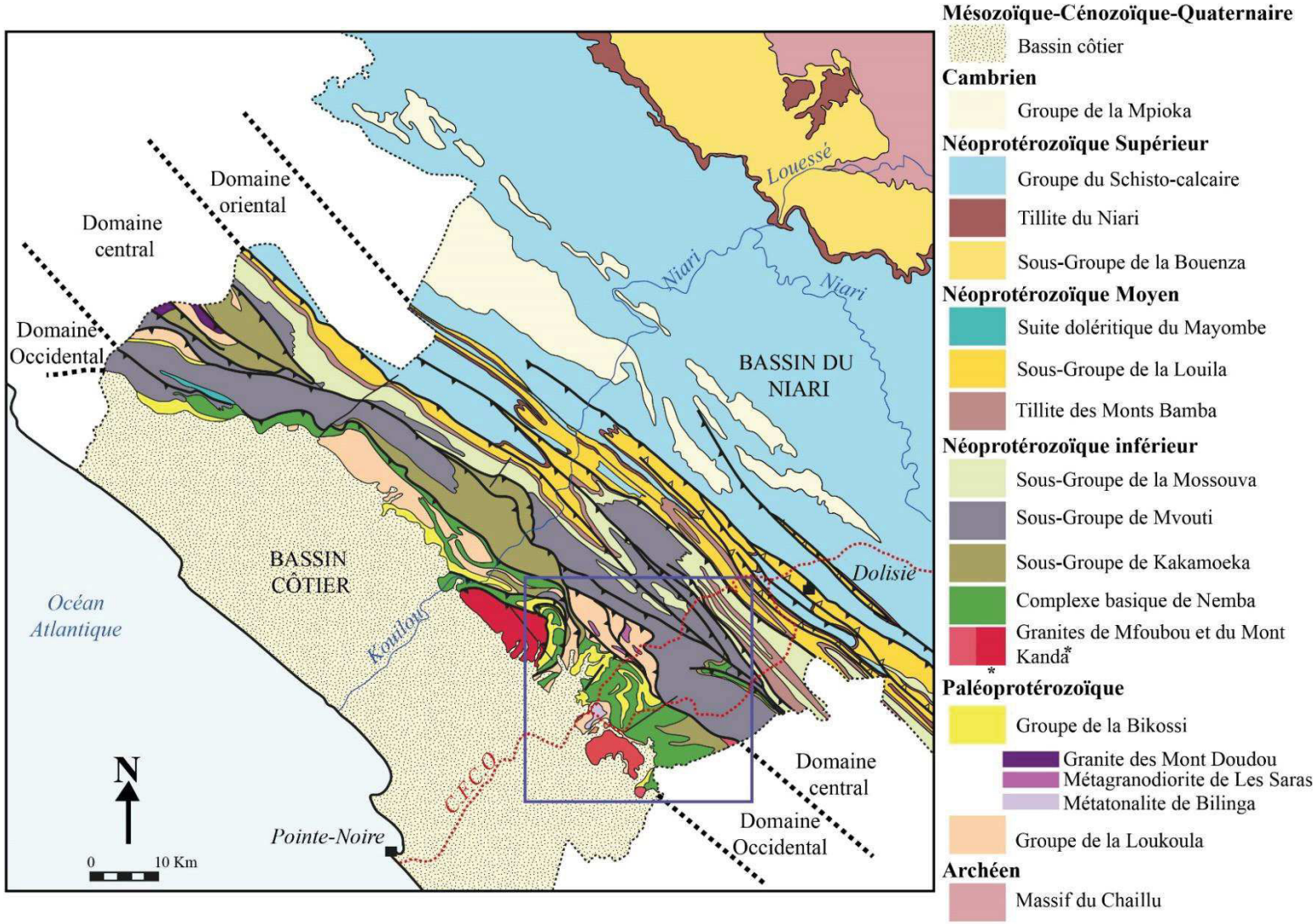
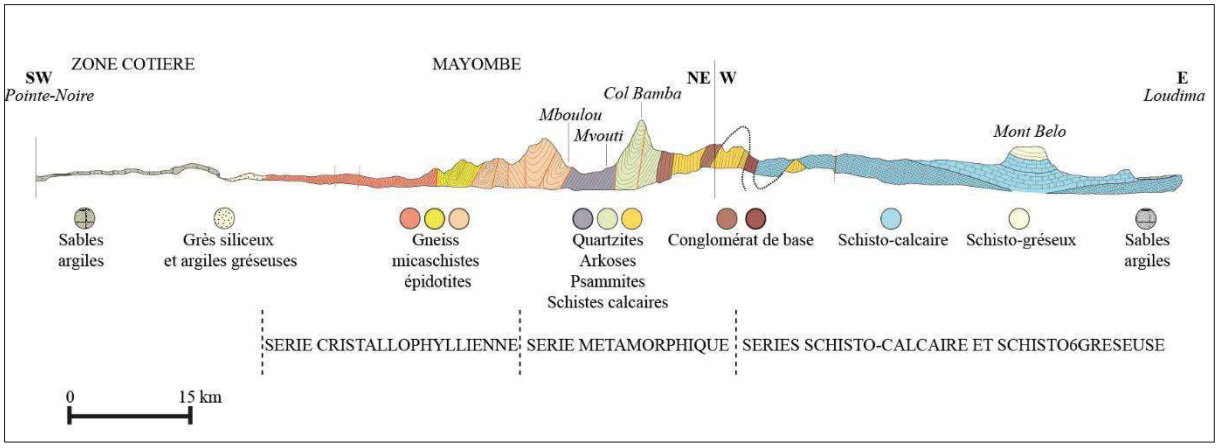


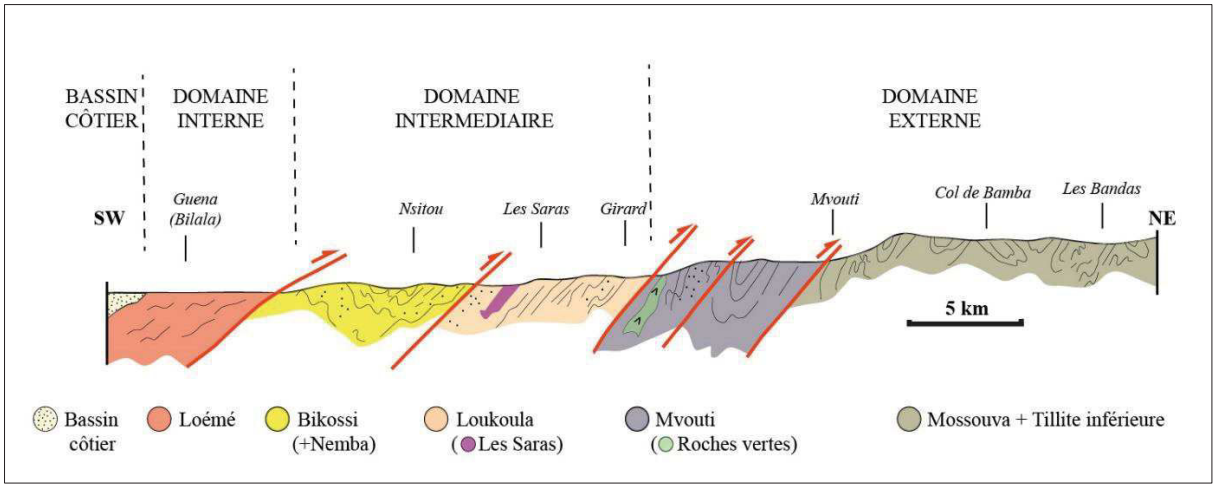
Figure II. 5. *Carte géologique à 1/500 000 de la partie sud-ouest de la République du Congo (Callec et al., 2015b modifiée).*

3.2 Données structurales

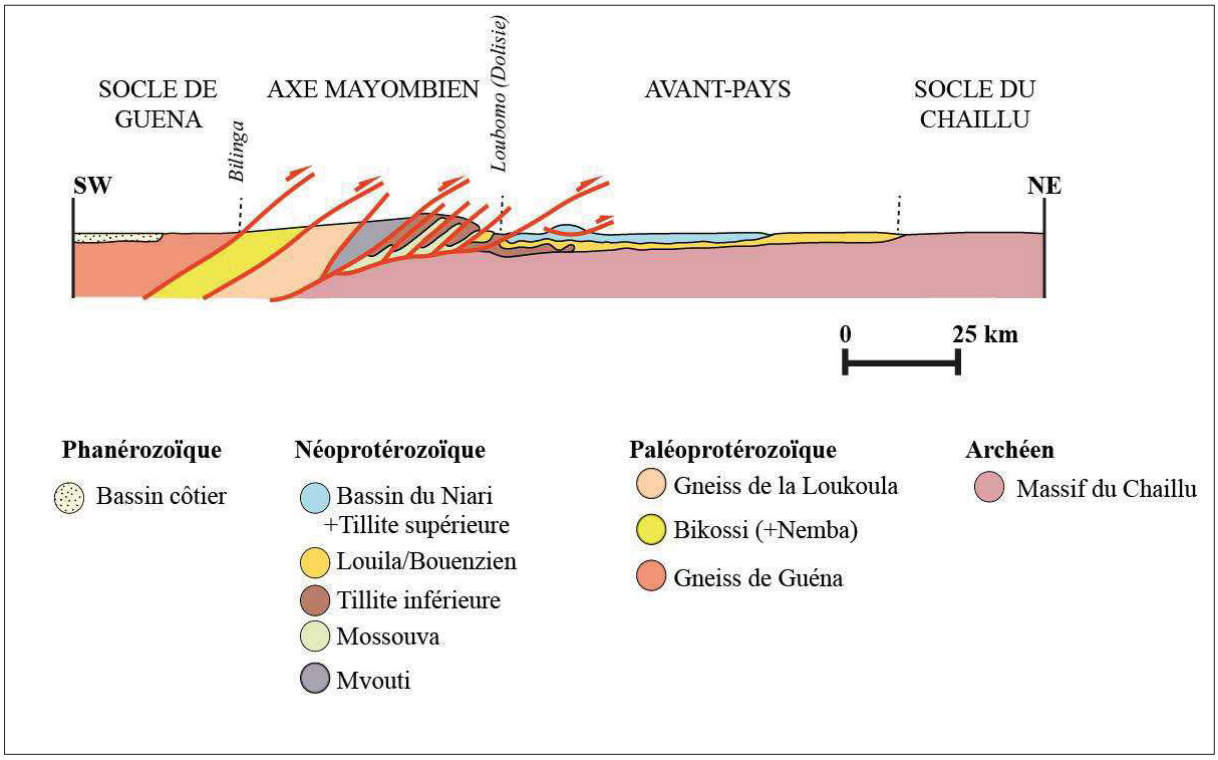
La structure de la chaîne du Mayombe montre une évolution dans le temps avec le couplage des observations de terrain et des données de géochronologie. Plusieurs coupes ont été présentées sur la base de : (i) simples levées, correspondant à la coupe 1 modifié de Babet (1929) et la coupe 2 de Vicat et Gioan (1988), (ii) l'étude tectono-métamorphique, la coupe 3 de Hossié (1980), (iii) l'étude intégrant les données géochronologiques, la coupe 4 de Maurin et al (1991) et la coupe 5 de Fullgraf et al. (2015a).



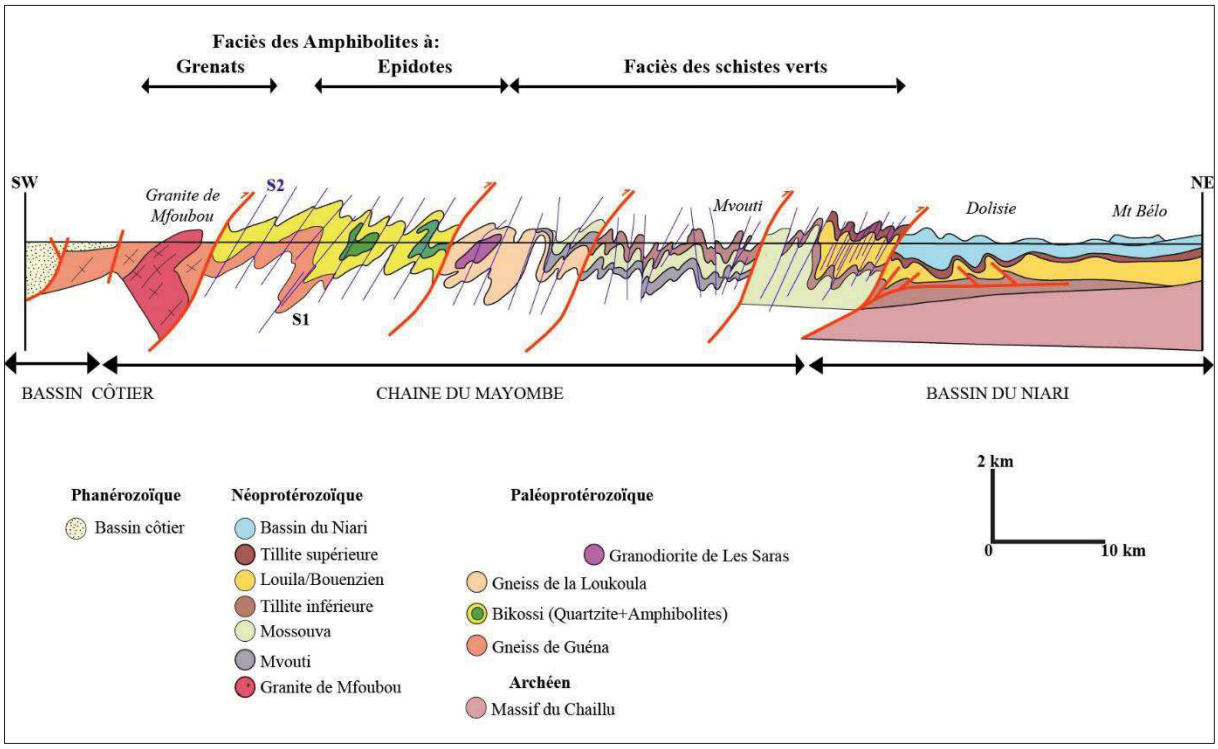
Coupe 1 : *Coupe de Pointe-Noire à Loudima (Babet, 1929 modifiée)*



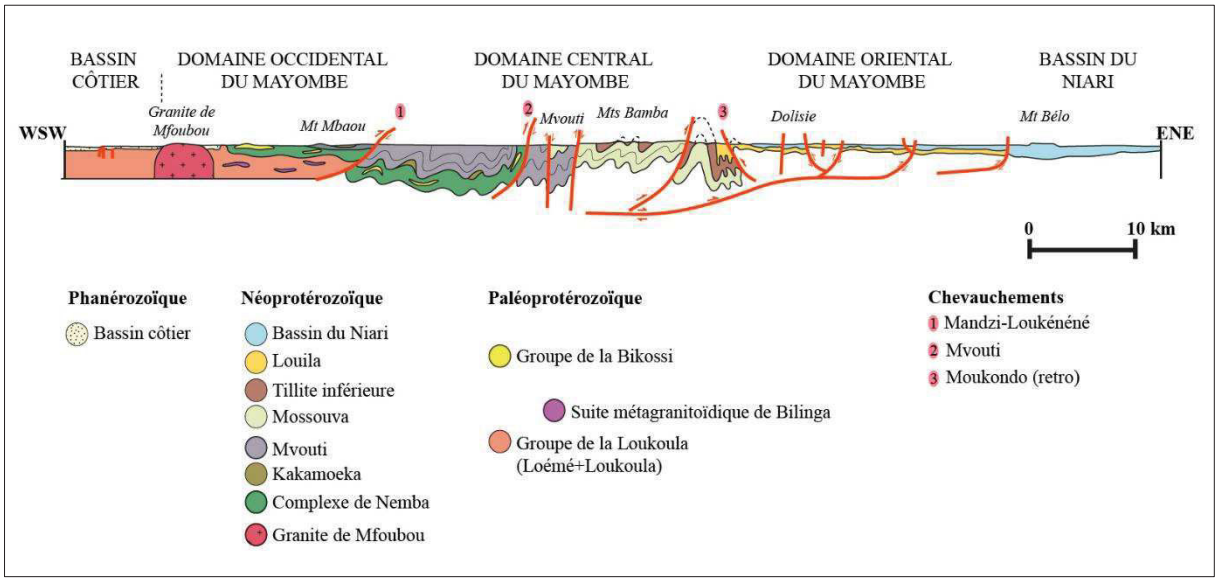
Coupe 2 : *Coupe générale synthétique des formations du Mayombe le long de l'ancienne voie ferrée (Hossié, 1980 modifiée)*



Coupe 3 : *Coupe géologique schématique de la chaîne du Mayombe (Vicat et Gioan, 1988 modifiée)*



Coupe 4 : *Coupe synthétique de la chaîne Ouest-congolienne (Maurin et al., 1991 modifiée)*



Coupe 5 : *Coupe structurale synthétique de la feuille de Dolisie (Fullgraf et al., 2015a modifiée)*

La diversité de ces coupes reflète les différentes interprétations pétro-structurales proposées sur la structure de la chaîne du Mayombe. La coupe 1 propose une représentation très schématique de la chaîne du Mayombe. Les coupes 2, 3 et 4 mettent en évidence la tectonique de nappe avec le charriage de l'ensemble des unités vers le NE. La coupe 5 se démarque principalement des précédentes par : (i) le fait que le socle de la Loukoula (*s.l*) n'accommode pas la tectonique de nappes dans la partie occidentale et le granite de Mfoubou n'est pas transporté vers le NE ; (ii) la restructuration du Groupe de la Bikossi et du Complexe basique de Nemba (avec une fraction métabasique plus abondante) et (iii) la représentation du rétro-chevauchement de Moukondo.

4 Le Paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe

La description des grandes unités litho-structurales que nous présentons prends comme référence la colonne litho-stratigraphique de la feuille de Dolisie de la carte géologique du Congo au 1/200 000 réalisée par Fullgraf et al. (2015a, b). Le découpage litho-stratigraphique du domaine néoprotérozoïque reste inchangé. Cependant, nous réorganisons les ensembles lithologiques du domaine paléoprotérozoïque en tenant compte des anciennes appellations pour mieux caractériser le socle. Ainsi le Groupe de Loukoula *s.l* (Fullgraf et al., 2015) est divisé en deux (Tableau II.2) : (i) le Groupe de la Loukoula (*s.s.*) pour désigner le socle éburnéen dans le secteur de Les Saras et dans la partie occidentale de la carte en tenant compte des contacts chevauchants avec le Groupe de la Bikossi ; (ii) le Groupe de la Loémé dans les secteurs de Bilinga, Bilala et Nkougni. Nous parlerons ainsi du domaine paléoprotérozoïque qui comprend

les Groupes suivantes : Loémé (recoupée par les méta-granitoïdes de Bilinga et de Bilala), Loukoula (recoupée par le méta-granitoïde de Les Saras) et Bikossi (intrudée par les granites de Mfoubou et de Mont Kanda).

Le domaine Paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe renferme les unités géologiques qui ont longtemps été sujettes à discussion en termes de découpage lithostratigraphique. Depuis les travaux de Cosson (1955) jusqu'à ceux de Djama (1988), le socle du Mayombe, dit « série de la Loémé » ou « série de Guéna » se limitait autour des localités de Guéna (actuel Bilala) et Fourastié (actuel Bilinga). Cette série a été cartographiée par Cosson (1955) et décrite comme étant la formation la plus ancienne ou la plus interne du Mayombe par Dadet (1969). Hossié (1980), sur la base d'une analyse structurale, l'a caractérisée comme un « domaine interne polycyclique » présentant une histoire tectonique anté-pan-africaine. C'est grâce aux travaux de Djama (1988) que le socle de Guéna a été daté confirmant ainsi son âge éburnéen (2014 ± 56 Ma). En datant la granodiorite de Les Saras à 2000 ± 80 Ma, Mpemba-Boni (1990) a contraint les géologues du Mayombe à mieux caractériser la série néoprotérozoïque de la Loukoula considérée comme l'encaissant de la granodiorite. Ainsi, Maurin et al. (1990 ; 1991) suggèrent de considérer la série de la Ncessé (ou Loukoula) comme étant constituée de formations d'âge paléoprotérozoïque. Cette assertion a été confirmée à travers une cartographie générale du Mayombe combinée à une étude géochronologique (Fullgraf et al., 2015a ; Le Bayon et al., 2015 ; Callec et al., 2015a).

Le domaine paléoprotérozoïque ainsi défini affleure essentiellement dans la partie occidentale de la chaîne du Mayombe. Il comprend, selon Fullgraf et al. (2015a), un substratum gneissique sur lequel se sont déposées les roches sédimentaires. Ce domaine s'organise autour du Super-Groupe de la Loémé incluant les Groupes de la Loukoula et de la Bikossi. Le domaine paléoprotérozoïque comprend : (i) le Groupe de la Loémé comprenant les intrusions de Bilala et Bilinga ; (ii) le Groupe de la Loukoula intrudée par la granodiorite de Les Saras et (iii) le Groupe de la Bikossi recoupée par les granites Néoprotérozoïques de Mfoubou et Mont Kanda.

4.1 Le Groupe de la Loémé

Le Groupe de la Loémé correspond à la portion la plus au sud du Groupe de la Loukoula de Fullgraf et al. (2015a) qui affleure dans les secteurs de Bilinga, Bilala, Nkougni et Banga. Bien que les limites cartographiques de la série de la Loémé de Cosson (1955) soient mal connues (au point où Dadet dans sa carte éditée en 1969 l'avait associée à la série de la Bikossi), plusieurs auteurs ont pu la distinguer de la série de la Bikossi du fait de sa structure polycyclique. Dans la partie affleurante du Mayombe, Hossié (1980) limite la série de la Loémé autour des localités de Guéna (actuel Bilala) et Fourastié (actuel Bilinga) en évoquant une continuité de cette série sous les dépôts crétacés du Bassin Côtier, ce qui a été confirmé par Vicat et Vellutini (1982) en analysant les carottes et les cuttings des forages pétroliers. La série de la Loémé, aussi dite série de Guéna (Vellutini et al., 1983) a été décrite comme étant constituée de micaschistes et de gneiss polycycliques recoupés par des intrusions granitiques et de dykes métabasiques amphibolitisés (Hossié, 1980). La caractérisation des assemblages minéralogiques constituant ces roches ont permis à Hossié de situer le métamorphisme associé à la série de la Loémé au début du faciès des amphibolites à almandin. Du point de vue structural, trois phases de déformations replissant la foliation métamorphique y sont décrites (Boudzoumou, 1986 ; Boudzoumou et Trompette, 1988).

4.1.1 L'orthogneiss de Bilala

L'orthogneiss de Bilala affleure dans la Carrière de Bilala situé à 2 km à l'Est du village du même nom. Il apparait dans les travaux de Cosson (1955) ; Dadet (1969) ; Hossié (1980) ; Vellutini et al. (1983) ; Boudzoumou (1986) ; Boudzoumou et Trompette (1988) mais, toutefois il était rattaché à la série de la Loémé (ou Guéna). Les travaux de Djama (1988) permettent de décrire les gneiss de Guéna comme étant caractérisés par une alternance de lits sombres riches en biotites et de lits clairs quartzo-feldspathiques soulignant une foliation subhorizontale à horizontale. Les gneiss présentent une texture granoblastique hétérogranulaire et ils sont essentiellement constitués de quartz-plagioclase-biotite. L'épidote, le sphène, le grenat, le zircon et l'apatite apparaissent sous forme de minéraux accessoires tandis que la chlorite, la muscovite et la calcite constituent les minéraux secondaires. Le métamorphisme affectant ces gneiss est marqué par deux épisodes principaux : (i) phase 1 caractérisée par la paragenèse à

grenat-biotite ; (ii) phase 2 soulignée par la reprise et la retromorphose de la phase 1 et le développement de biotite – épidote – sphène ± muscovite. Le second épisode métamorphique est qualifié de degré faible à moyen du fait de la coexistence de la biotite et de l'épidote. Ce métamorphisme est attribué au cycle Pan-Africain en se basant sur les données géochronologiques présentant des intercepts supérieur et inférieur : âge du protolithe 2014 ± 56 Ma et âge du métamorphisme 600 Ma (Djama, 1988). Fullgraf et al. (2015a) décrivent l'orthogneiss de Bilala comme une métatonalite interstratifiée avec des paragneiss migmatiques, de l'amphibolite de grain fin à moyen et des filons granitiques. La composition modèle de l'orthogneiss est estimée à 60% de quartz, 15% de biotite, 15% de plagioclase (An20-30), 5% de grenat avec accessoirement des opaques, de la muscovite, de la chlorite, de l'épidote, de la clinozoïsite, du zircon, de la calcite, du sphène et de l'apatite. Le béryl y a été signalé par Hossié (1980). Fullgraf et al. (2015a) y distinguent deux événements métamorphiques : (i) l'évènement M1 qui a favorisé le développement des gneiss migmatiques et qui s'accompagné du plissement D1 antérieur à la mise en place de la tonalite ; (ii) l'événement M2 qui affecte l'ensemble des roches et se caractérise par une fabrique gneissique D2 à pendage modérée S à SE associé à une linéation d'étirement peu marquée plongeant W à SW. Le métamorphisme M2 évolue dans le faciès des amphibolites avec une paragenèse à grenat –amphibole – biotite - plagioclase (oligoclase) dans la tonalite. La présence de grenats syn et post-cinématique conduit ces auteurs à envisager une continuité du métamorphisme M2 au-delà de la phase de déformation D2 associée. L'ensemble des événements métamorphiques ainsi que la retromorphose associée sont définis comme étant anté-pan-africains. Sept phases de déformation sont répertoriées dans l'ensemble des roches de la carrière de Bilala et six d'entre elles présentent des directions de fabriques rattachées à l'événement anté-pan-africain. Seule la phase D7 marquée par une déformation ductile s'oriente suivant les directions dites pan-africaine. Les analyses géochronologiques donnent un âge à 2028 ± 12 Ma à la métatonalite de Bilala (Fullgraf et al., 2015a), ce qui confirme sa mise en place au Paléoprotérozoïque.

4.1.2 L'orthogneiss de Bilinga

L'orthogneiss de Bilinga affleure à 1 km au Sud-ouest du village Bilinga dans une carrière où il a été exploité sous forme de granulats pour la construction du chemin de fer. Contrairement à l'orthogneiss de Bilala, l'orthogneiss de Bilinga (anciennement Fourastié) n'a été que très peu

étudié. C'est à Fullgraf et al. (2015a) que l'on doit une description détaillée et un âge de ce massif. Considéré comme faisant partie d'une suite magmatique avec le gneiss de Bilala (Fullgraf et al., 2015a), l'orthogneiss présente une composition tonalitique et se caractérise principalement par plusieurs faciès. Le faciès principal consiste en un orthogneiss homogène, gris foncé, et à grain moyen à grossier, dont la fabrique gneissique planaire est définie par les paillettes de biotite bien orientées accompagnées de quartz aplati et du feldspath oeillé d'une taille allant jusqu'à 2 cm. Quelques rares inclusions mafiques fortement déformées y sont observées. La composition modale de l'orthogneiss de Bilinga montre 50% de quartz, 25% de biotite et 20% de feldspath. Le grenat et le zircon constituent des phases accessoires tandis que l'apatite se présente en phase mineure. L'ensemble est recoupé par les dykes felsiques.

4.2 Le Groupe de la Loukoula

Le Groupe de la Loukoula correspond au socle affleurant au Nord et à l'Ouest sur la feuille de Dolisie. Ce Groupe inclue les formations qui jadis appartenaient à la série de la Loukoula et à la série de la Bikossi de Cosson (1955). La série de la Loukoula a été décrite comme étant caractérisée par la fréquence des faciès fins et grossiers à feldspaths détritiques, par la présence de roches d'origine éruptive, acides et basiques (Dadet, 1969). Cette série a été redéfinie par Vicat et Vellutini (1983) en regroupant les séries de la Loukoula et de la Mvouti de Cosson en série de la N'Cesse. Cette dernière a été décrite comme étant constituée de schistes noirs charbonneux à plis isoclinaux très serrés déversés vers le NE avec un fort pendage (50° en moyenne) diminuant progressivement vers l'Est. Fullgraf et al. (2015a) définissent le Groupe de la Loukoula dans les secteurs de Les Saras comme étant constitué de paragneiss et de schistes. Dans le secteur de Conkouati, Le Bayon et al. (2015) observent deux phases de déformations distinctes affectant les paragneiss du Groupe de la Loukoula. La première déformation pénétrative définie la foliation principale (S0/1) suivant une direction N50 et la seconde se caractérise par un plissement de la foliation et le développement de zones de cisaillements orientées N130 correspondant à la direction « mayombienne » ou Pan-Africaine. Les zones de cisaillement sont soulignées par la présence de la chlorite dans les micaschistes et les paragneiss et de l'actinote dans les faciès plus basiques. Le Bayon et al. (2015) suggèrent d'envisager une superposition du métamorphisme pan-africain (faciès des schistes verts) sur un métamorphisme anté-pan-africain de haut grade (faciès des amphibolites) dans ce secteur. Ce métamorphisme de haut grade est rattaché à l'Eburnéen et se caractérise par une paragenèse à grenat – sillimanite – biotite. Les données géochronologiques issues de ces travaux rangent les

formations du Groupe de la Loukoula dans un intervalle d'âge allant de 2111 Ma à 2065 Ma (Fullgraf et al., 2015a ; Le Bayon et al., 2015 ; Callec et al., 2015a).

L'**orthogneiss de Les Saras** affleure aux alentours du village de Les Saras (anciennement Mboulou). Il a fait l'objet d'une étude pétrographique, géochimique, structurale et géochronologique (Mpemba-Boni, 1990) (Fig.II.6). Les données pétrographiques révèlent l'existence de trois faciès : (i) un faciès clair à texture grossière à moyenne localisé au SW et comprenant des paillettes de micas, des mégacristaux blancs nacrés de feldspaths et de cristaux de quartz bleutés. Ce faciès constitue le faciès principal est mylonitisé en bordure sud ; (ii) un faciès non folié apparaissant au centre du massif comprenant des amas surmicassés riches en chlorite associés à des concentrations quartzo-feldspathiques ; (iii) un faciès folié clair passant progressivement vers l'Est du massif à un faciès sombre à texture fine. Il présente une proportion importante en micas et les feldspaths sont de taille réduite marqués par la mylonitisation qui parait plus importante vers l'Est. Les analyses géochimiques confèrent une composition granodioritique à l'orthogneiss de Les Saras. Des enclaves de tailles variées sont répertoriées dans le massif de Les Saras. Elles sont liées d'une part à l'encaissant et d'autre part au processus magmatique. Plusieurs dykes mafiques de type dolérite recoupent la granodiorite de Les Saras. Un âge à 2000 ± 80 Ma (U-Pb sur zircon, ID-TIMS) a été obtenu par Mpemba-Boni (1990). Fullgraf et al. (2015) présente un âge à 2038 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon, SIMS) sur un échantillon prélevé à la carrière de Les Saras.

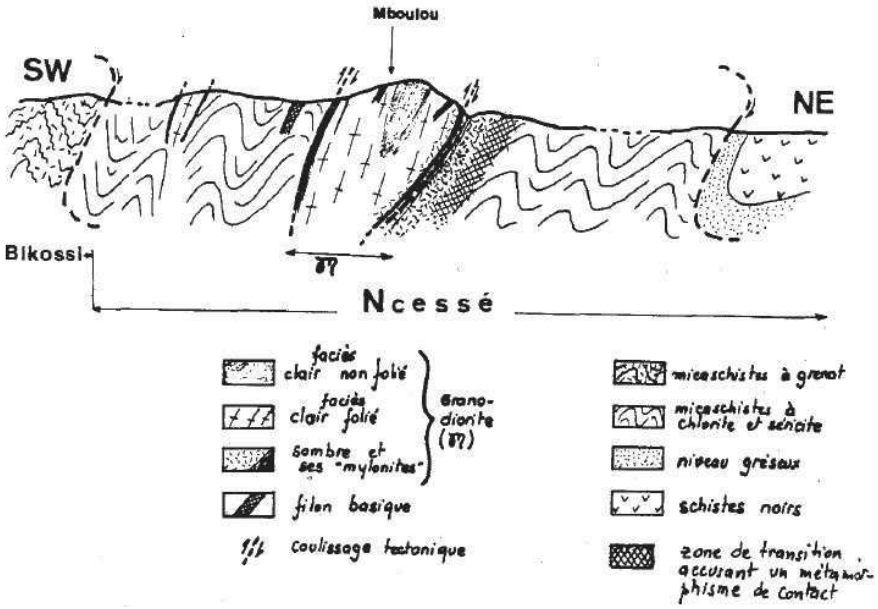


Figure II. 6. *Coupe schématique du massif de Les Saras à travers la série de la N'Cesse (d'après Mpemba-Boni, 1990).*

4.3 Le Groupe de la Bikossi

Cartographiée dans un premier temps par Cosson (1955), le Groupe de la Bikossi a été défini par Vellutini et al. (1983) comme étant constituée de deux ensembles : (i) l'ensemble fortement tectonisé affleurant entre le PK10 et le PK13.2 du Réalignement du chemin de fer ; (ii) l'ensemble de roches vertes affleurant depuis le PK13.8 jusqu'au PK25 sur le Réalignement du chemin de fer (Fig.II.7). Le premier ensemble est constitué de gneiss à biotite et grenat, des quartzites micacés, des roches gabbroïques, des schistes charbonneux. Le second ensemble faisant environ 5000 m d'épaisseur comprend essentiellement des épidotites et des amphibolites très schistosées et fortement redressées, contenant de noyaux métriques de gabbros et de dolérites ayant résisté à la tectonique. Fullgraf et al. (2015a) ont complètement redéfini la série de la Bikossi. La partie supérieure constituée par la séquence de roches vertes a été dissociée de l'ensemble fortement tectonisé pour constituer le Complexe basique de Nemba qui se retrouve aujourd'hui rattaché à l'histoire néoprotérozoïque de la chaîne. Ainsi définie, le Groupe de la Bikossi affleure dans une bande large de 10 km et longue de 50 Km du Mayombe occidental allant de la rivière Kouilou au NW à la rivière Loémé au SE (Fullgraf et al., 2015a). Les contacts entre les roches du Groupe de la Bikossi et les unités précambriennes adjacentes restent mal documentés en raison de la rareté d'affleurements instructifs. Cependant, les quartzites et les schistes quartz-muscovite constituent toujours les hauts topographiques et semblent recouvrir généralement les schistes verts néoprotérozoïques du Complexe de Nemba et le gneiss paléoprotérozoïque du Groupe de la Loukala (Loémé/Loukoula). L'analyse structurale fait mention de l'existence de plis isoclinaux d'échelle décimétrique marqués par des mouvements cisaillants et quelque fois cassants. Du fait de la présence du grenat, de la hornblende verte et quelques reliques de chlorite, Vellutini et al. (1983) situe le métamorphisme de la Bikossi au début du faciès des amphibolites. Les datations des zircons détritiques faites par Fullgraf et al. (2015a) ainsi que Affaton et al. (2016) donnent des âges des sources compris respectivement entre 2.04-3.08 Ga et 2.0-3.0 Ga. L'abscence des âges postérieurs à 2 Ga à conduit ces auteurs à conférer une histoire éburnéenne au Groupe de la Bikossi.

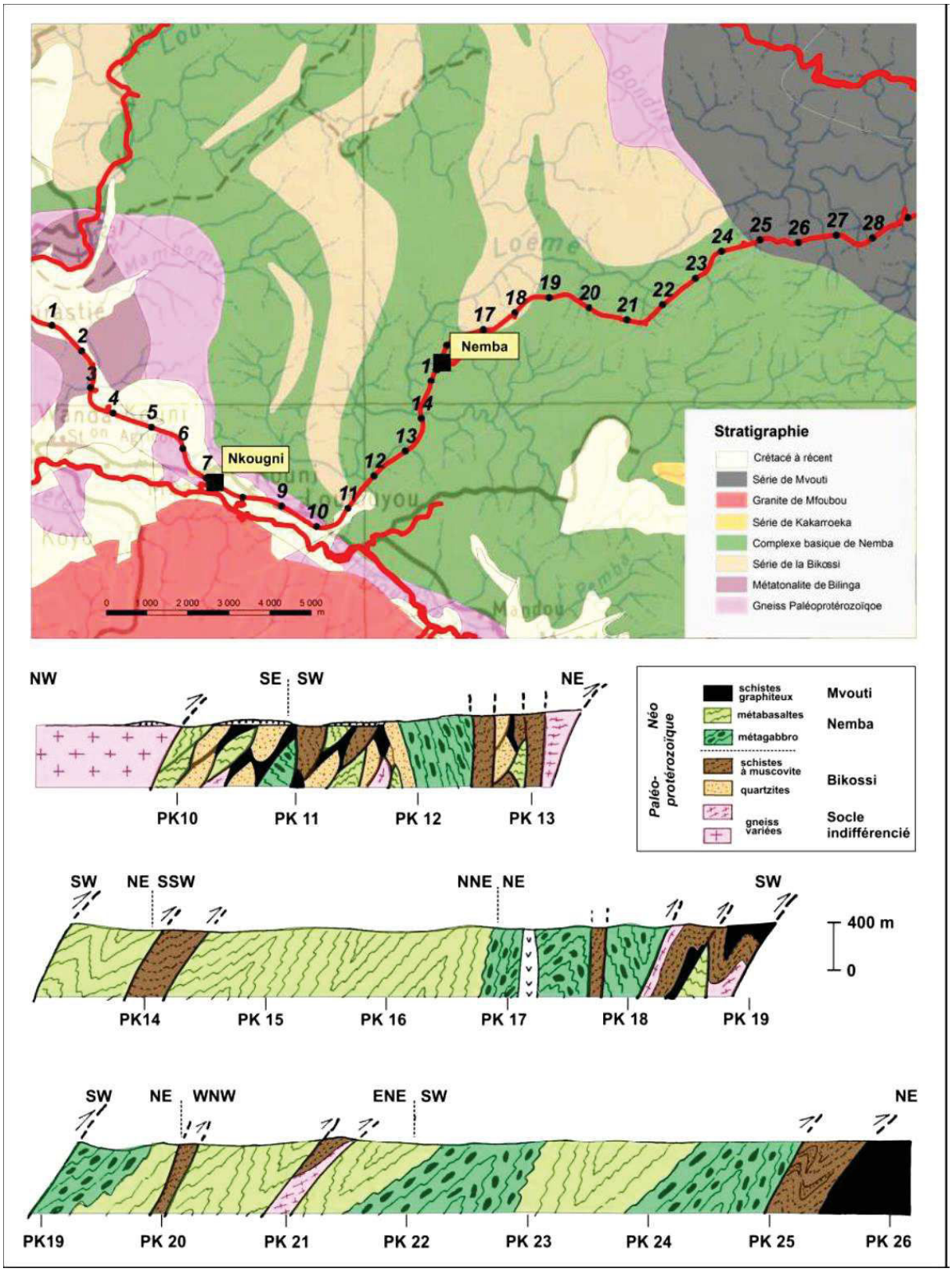


Figure II. 7. *Coupe le long du réalignement du chemin de fer illustrant la déformation polyphasée des roches du Groupe de la Bikossi (d'après Vicat et Vellutini, 1988 modifiée par Fullgraf et al., 2015).*

5 Le Néoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe

A l'échelle globale, le Néoprotérozoïque est marqué par des mouvements extensifs liés à la dislocation de Rodinia d'une part puis par des mouvements compressifs relatifs à la formation du Gondwana. Dans le Mayombe, l'histoire néoprotérozoïque est caractérisée par la mise en place des roches plutoniques et volcaniques associées à un système de rifts ayant évolué en bassins sédimentaires. Les formations géologiques qui témoignent de cette dynamique constituent le Super-Groupe ouest-congolien qui comprend, du plus ancien au plus récent, les Groupes de Sounda, du Mayombe, du Niari, Schisto-calcaire et de la Mpioka (Fig.II.8).

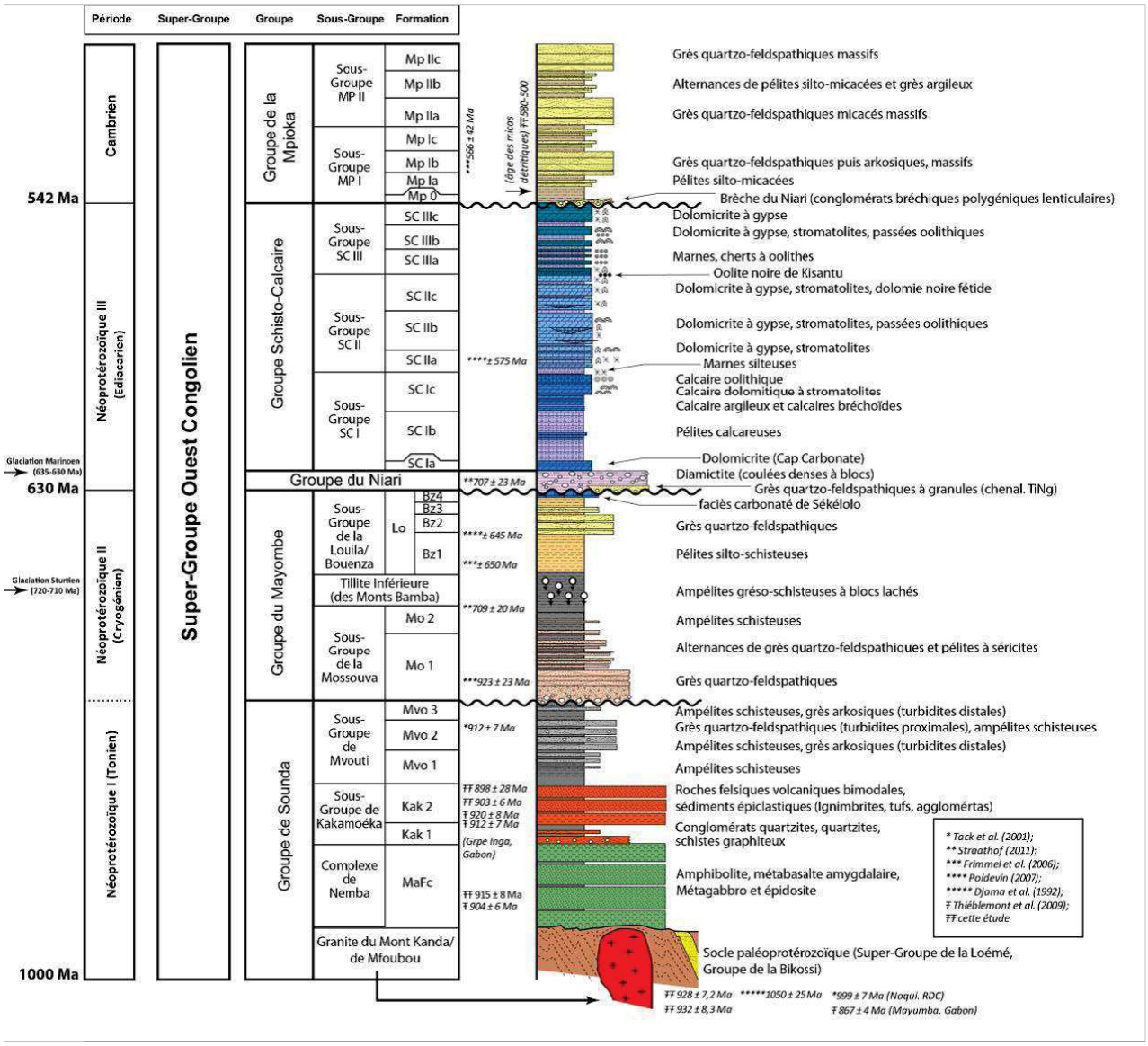


Figure II. 8. *Colonne lithostratigraphique synthétique du Super-Groupe Ouest Congolien en République du Congo (Fullgraf et al., 2015a).*

5.1 Le Groupe de Sounda

Il a été ainsi nommé par Fullgraf et al. (2015a) en référence à la série de Sounda définie au Gabon par Dévigne (1959) bien qu'ils ne renferment pas les mêmes formations. Le Groupe de Sounda comprend les formations contemporaines du rifting néoprotérozoïque (Fullgraf et al., 2015a), à savoir (i) les intrusions granitiques de Mfoubou et de Mont Kanda ; (ii) le complexe basique de Nemba ; (iii) le Sous-groupe de Kakamoéka ; et (iv) le Sous-groupe de Mvouti. Les roches constituant ce Groupe sont les témoins de la distension tectonique enregistrée entre 1000 Ma et 900 Ma.

5.1.1 Les intrusions granitiques de Mfoubou et de Mont Kanda

Les granites de Mfoubou et de Mont Kanda affleurent au Sud-ouest de la chaîne du Mayombe à la limite entre la chaîne et le Bassin Côtier. Ils ont été nommés et cartographiés par Cosson (1955). Ils se présentent sous forme d'intrusions circulaire et ovale mesurant respectivement 14 km de long et 10 km de large et, 24 km de long et 10 km de large (Fullgraf et al., 2015a). A ces massifs est associé le granite de Tongodo (Cosson, 1955 ; Dadet, 1969) ou de Bibabamba (Vicat et Pouclet, 2000) situé à 2 km au NE de Mont Kanda, où il recoupe les terrains du Sous-groupe de Kakamoéka (anciennement Bikossi) (Fullgraf et al., 2015a). L'étude de ces massifs est rendue possible par les carrières exploitant le granite pour granulats (carrières de Nkougni pour le massif de Mfoubou, et de Louvoulou pour le granite de Mont Kanda).

Le **granite de Mfoubou** présente un cœur non déformé et d'une bordure ayant accommodé la déformation pan-africaine en développant une foliation N150 à N160 pendant de 25 à 30° vers NE (Djama, 1988). Trois faciès ont été distingués dans le granite de Mfoubou : le faciès folié de bordure et les faciès centraux gris et rose. La caractérisation géochimique des échantillons prélevés dans les faciès centraux a permis à Djama (1988) de mettre en évidence, grâce aux spectres des terres rares, la tendance alcaline du granite. L'analyse des éléments majeurs révèle un caractère sub-alcalin ou monzonitique. La nature alcaline de ce granite a été confirmée par les travaux de Vicat et Pouclet (2000). Les récentes analyses faites par Fullgraf et al. (2015a) classent le granite de Mfoubou ainsi que celui de Mont Kanda dans le rang de granites métalumineux à peralumineux, sub-alcalins et principalement intraplaques. Un âge U-Pb sur zircons de 1050 ± 25 Ma a été obtenu par la méthode de dissolution chimique des grains (ID-TIMS) (Djama, 1988 ; Djama et al., 1992).

Le **granite de Mont Kanda** a été défini par Cosson (1955) comme un batholite intrusif dans les séries de la Loémé et de la Bikossi (Dadet, 1969 ; Vicat et Pouclet, 2000). Il présente les mêmes caractéristiques structurales que le granite de Mfoubou, c'est-à-dire folié en bordure et isotrope au cœur. Sur le plan géochimique, Dadet (1969) l'identifie comme un granite alcalin acide et potassique. Vicat et Pouclet (2000) de même que Fullgraf et al. (2015a) en font un équivalent du granite de Mfoubou. Ils le décrivent comme un massif recoupant les gneiss paléoprotérozoïques du Super-groupe de la Loémé ainsi que les roches supra-crustales du Sous-groupe de Kakamoéka. Ils notent aussi que la relation entre ce pluton et le Groupe de la Bikossi n'est pas encore établie mais serait de nature tectonique. Des âges U-P obtenus par des analyses ponctuelles SHRIMP des zircons issus des échantillons du granite situent sa mise en place autour de 932 ± 8 Ma (Fullgraf et al., 2015a).

Sur la base des similitudes géochimiques entre le granite de Mfoubou et le granite de Mont Kanda, Fullgraf et al. (2015a) ont attribué à ces deux massifs la même gamme d'âge (env. 930 Ma). Ces granites se mettraient en place au Mésoprotérozoïque dans un contexte extensif, ici documenté dans le Mayombe congolais, mais aussi connu dans la chaîne ouest-congolienne en RDC (cf granite de Noqui : Tack et al., 2001).

5.1.2 Le Complexe basique de Nemba

Faisant partie autrefois de la série de la Bikossi (Dadet, 1969 ; Vellutini et al., 1983 ; Vicat et Vellutini, 1988), la séquence de « roches vertes » de la chaîne du Mayombe a été nommée par Fullgraf et al. (2015a) « Complexe de Nemba ». Cette dénomination fait référence à la localité de Nemba où ces roches sont bien exposées. Cette séquence a été interprétée comme un complexe ophiolitique par Vellutini et al. (1983). Mais cette hypothèse a été remise en cause par les données géochronologiques (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991 ; Fullgraf et al., 2015a) et géochimiques (Fullgraf et al., 2015a ; Djama et al., 2018). La datation par la méthode SHRIMP des zircons du méta-gabbro issu de cette séquence a révélé un âge à 915 ± 8 Ma interprété par Fullgraf et al. (2015a) comme l'âge de mise en place du Complexe basique. De ce fait, ce dernier se rattache à l'épisode distensif caractéristique des unités du Super-groupe Ouest Congolien. Toutefois, tenant compte des observations de terrain, la position stratigraphique du Complexe de Nemba au sein du Groupe de Sounda ainsi que sa relation avec les unités structurales adjacentes demeurent discutables. Sur le plan pétrologique, le Complexe

basique de Nemba comprend : les amphibolites, des métabasaltes amygdalaires, des métagabbros et des épidotites regroupés en deux ensembles faciologiques (Fullgraf et al., 2015a).

5.1.3 Le Sous-groupe de Kakamoeka

Tout comme le « Complexe basique de Nemba », le Sous-groupe de Kakamoéka a fait son apparition dans la lithostratigraphie du Mayombe par le biais des travaux de Fullgraf et al. (2015a) dans cette région. Il regroupe les roches autrefois cartographiées comme des « porphyroïdes schistoïdes » et des « schistes rhyolitiques » (Cosson, 1955 ; Dévigne, 1959 ; Hossié, 1980 ; Vicat et Pouclet, 2000). L'ensemble est actuellement décrit comme étant constitué de dépôts volcano-sédimentaires comprenant : les conglomérats, les quartzites, les schistes graphiteux, les tuffs, les pyroclastites et les volcanites mafiques. Ces roches se retrouvent souvent empilées avec les gneiss et schistes paléoprotérozoïques. Elles sont observables le long du fleuve Kouilou entre le village de Kakamoéka et les gorges de Sounda. La base stratigraphique du Sous-groupe de Kakamoeka affleure dans plusieurs ruisseaux sur les pentes du Mont Mbaou (Fullgraf et al., 2015a). Les analyses géochimiques des roches pyroclastiques felsiques de cet ensemble confèrent une composition rhyolitique à dacitique de type alcalin à sub-alcalin. Les roches mafiques quant à elles présentent une composition de basalte andésitique et tholéiitique avec de rare composante alcaline (Fullgraf et al., 2015a). La datation U-Pb sur zircons par la méthode SHRIMP d'un échantillon de porphyre quartzo-feldspathique a donné un âge concordia à 903 ± 6 Ma qui a été interprété par Fullgraf et al. (2015) comme l'âge du volcanisme felsique. Un âge à 915 ± 17 Ma a aussi été obtenu par la méthode ICPMS-MC sur un autre échantillon du Sous-groupe de Kakamoéka. Ce dernier est comparable à l'âge obtenu dans le Complexe basique de Nemba. Il permet ainsi de rattacher ces deux ensembles.

5.1.4 Le Sous-groupe de la Mvouti

Le Sous-groupe de la Mvouti affleure dans le domaine central de la chaîne du Mayombe où il se trouve préservé dans le synclinal de Dimonika (Fullgraf et al., 2015a). La « série » de la Mvouti a été définie par Cosson (1955) comme marquant la base du Système des Monts Bamba (Tableau II. 1). Elle est essentiellement constituée de formations sédimentaires métamorphisées

et recoupées par endroit par des dykes doléritiques. Ces formations ont été interprétées comme une séquence turbidique par Fullgraf et al. (2015a). Le contact entre le Sous-groupe de la Mvouti et les roches adjacentes est souvent de nature tectonique de type chevauchement et/ou faille inverse (Boudzoumou, 1986 ; Boudzoumou et Trompette, 1988). La datation des zircons détritiques issus d'un méta-grès quartzitique du Sous-groupe de la Mvouti donne des gammes d'âges allant de 900 à 3500 Ma pour les sources des zircons (Affaton et al., 2016). La limite supérieure est contrainte par le dépôt de la Diamictite inférieure au Sturtien (720-710 Ma) (Fullgraf et al., 2015a).

5.2 Le Groupe du Mayombe

Le Groupe du Mayombe est constitué essentiellement de formations sédimentaires terrigènes post-rift (Fullgraff et al., 2015a). Il s'agit, du plus ancien au plus récent : (i) du Sous-groupe de la Mossouva ; (ii) du Sous-groupe de la Diamictite inférieure et (iii) du Sous-groupe de la Louila ou du Bouenzien.

5.2.1 Le Sous-groupe de la Mossouva

La « série » de la Mossouva a été définie par Cosson (1955) dans le même Système que la « série » de la Mvouti. Dadet (1969) l'a considérée comme une reprise de la sédimentation détritique grossière pouvant être associée à un mouvement épirogénique. Cosson (1955) y distingue trois niveaux : (i) le niveau inférieur constitué par l'alternance de grès quartzitiques et de grès quartzo-feldspathiques ; (ii) le niveau moyen comprenant les argilites sombres compactes et les schistes sub-ardoisiers gris ou verts plus ou moins psammitiques avec des intercalations de bancs et de lentilles de grès feldspathiques et (iii) le niveau supérieur caractérisé par les grès quartzo-feldspathiques à ciment dolomitique et des dolomies gréseuses. Fullgraf et al. (2015a) subdivisent le Sous-groupe de la Mossouva en deux formations reflétant respectivement un grand cycle d'approfondissement général du domaine de sédimentation. La datation des zircons détritiques des échantillons issus du Sous-groupe de la Mossouva met en évidence des sources d'âges variant de 900 à 3500 Ma (Affaton et al., 2016). Comme pour la Mvouti, la limite supérieure est calée par le dépôt de la Diamictite inférieure sturtienne.

5.2.2 Le Sous-groupe de la Diamictite inférieure

Le Sous-groupe de la Diamictite inférieure ou Tillite inférieure affleure sur la bordure orientale de la zone d'affleurement du Sous-groupe de la Mossouva (Dadet, 1969). Elle a d'abord été groupée avec la Tillite supérieure, ensuite considérée par Cosson (1955) comme le sommet du Système des Monts Bamba, puis comme la série de base du Système Ouest Congolien. Gerard et Isnard (1960) décrivent la limite entre les deux Sous-groupes comme une limite transitionnelle tandis que Dévigne (1959) ; Dadet (1969) ; Boudzoumou (1986) ; Boudzoumou et Trompette (1988) ainsi que Alvarez (1995) la considère comme une discordance faisant suite à une phase d'émersion temporaire. Mais, Fullgraf et al. (2015a) font part d'un passage progressif de la Mossouva à la Diamictite inférieure.

Du point de vue pétrographique, le Sous-groupe de la Diamictite inférieure est majoritairement constitué de schistes argileux noirs, ardoisiers ou massifs présentant de nombreux petits grains de quartz ronds et mats dispersés dans la matrice et parfois étirés parallèlement au plan de schistosité. Les granules et galets sont de taille très variable, les plus gros dépassent les 30 cm de diamètre et paraissent polygéniques. Par endroit, les schistes noirs alternent avec des lits silto-gréseux. Fullgraf et al. (2015a) s'appuient sur la répartition des granules dans les schistes noirs pour évoquer les dépôts de décantation associés à des turbidites distales. Sur l'échelle des temps, la Diamictite inférieure est considérée comme contemporaine de la glaciation sturtienne dont l'âge varie selon les auteurs et parfois selon les interprétations stratigraphiques locales : la glaciation perdure jusqu'à 686 ± 4 Ma selon Fanning et al. (2008) et elle serait comprise entre 720 et 650 Ma selon Li et al. (2013).

5.2.3 Le Sous-groupe de la Louila/Bouenzien

Le Sous-groupe de la Louila s'intercale entre la Tillite inférieure et la Tillite supérieure. Il a été mis en évidence par Cosson (1955) dans la chaîne du Mayombe. Dans la partie NE du synclinal Niari-Nyanga, en bordure du Massif du Chaillu, le Bouenzien constitue l'équivalent stratigraphique de la Louila du fait qu'il affleure sous la Tillite supérieure (Dadet, 1969). Elle a été décrite comme caractéristique d'une sédimentation de type flysch évoluant positivement vers les termes carbonatés. La limite entre les formations du Sous-groupe de la Louila et la Tillite inférieure est interprétée de diverses manières selon les auteurs. Nicolini (1959), Gerard et Isnard (1960) ainsi que Fullgraf et al. (2015a) suggèrent une continuité entre les deux unités

tandis que Cosson (1955) souligne une discontinuité marquée par la présence d'un niveau gréseux conglomératique. La limite supérieure quant à elle est bien définie. Elle est marquée par une surface d'érosion caractérisée par le dépôt du niveau gréso-conglomératique de la Tillite supérieure sur les différents termes de la Louila (Fullgraf et al., 2015a). Les données géochronologiques obtenues par la datation des zircons détritiques des échantillons prélevés dans les formations du Sous-groupe de la Louila (Affaton et al., 2016) révèlent la provenance des matériaux des unités archéennes, paléoprotérozoïques, mésoprotérozoïques et néoprotérozoïques (900 à 3100 Ma).

5.3 Le Groupe du Niari

Le Groupe du Niari ou Tillite supérieure affleure sur les deux flancs du synclinal Niari-Nyanga (Dadet, 1969). La Tillite supérieure a d'abord été considérée comme un conglomérat de base à caractère glaciaire par Babet. Le terme « Tillite » a été employé par Lagotala (1933) pour attribuer une origine glaciaire aux poudingues constituant le conglomérat de base du Système Schisto-calcaire. Associée pendant un temps à la Tillite inférieure, la Tillite supérieure a été individualisée puis considérée comme : (i) la Tillite supérieure du Niari par Nicolini (1959) ou (ii) la série glaciaire du Niari par Dévigne (1959) ou encore (iii) série de la Tillite supérieure du Bas-Congo par Cosson (1955) en référence à l'appellation donnée par Lepersonne (1951) puis diamictite supérieure avec une coupe complète définie dans le secteur de Kengué (Boudzoumou, 1986). Fullgraf et al. (2015a) l'ont renommée Tillite du Niari et la définissent comme étant constituée essentiellement d'argilite gréseuse de couleur lie de vin à verdâtre finement calcareuse à granules et blocaux polygéniques et hétérogènes. Sa mise en place est rattachée à la glaciation Marinoenne dont la phase précoce est estimée à 650 Ma (Li et al. 2013) et une phase significative autour de 635 Ma (Frimmel et al., 2006 ; Li et al., 2013).

5.4 Le Groupe du Schisto-calcaire

Le terme « Schisto-calcaire » a été employé pour la première fois par Peschuel-Loesche (1876) pour désigner les schistes argileux et les calcaires dans la plaine de Moukalaba et de la Nyanga (plaine de Tchibanga) (Dévigne, 1959). Ces formations se localisent dans un bassin principal allongé suivant la direction NW-SW situé entre la chaîne pan-africaine du Mayombe et massif archéen du Chaillu (Alvarez et Maurin, 1991). Ce bassin, dit de Niari-Nyanga, s'étend du Gabon à l'Angola (Trompette et Boudzoumou, 1988 ; Mickala et al., 2014) et présente une

branche orthogonale au Congo se propageant sous la Cuvette congolaise. Ce dernier est connu sous le nom de bassin de Comba et se rattache à une tectonique extensive ayant eu lieu entre 950 Ma et 700 Ma. Le groupe du Schisto-calcaire dans son ensemble a fait dans un premier temps l'objet de nombreuses études en raison de son fort potentiel industriel (minéralisations à Pb-Cu-Zn, calcaires pour le ciment) (Delhaye et Sluys, 1920-1929 ; Babet, 1932 ; Dadet, 1969). Dans un second temps, les travaux se sont focalisés sur la caractérisation pétro-structurale avec, dans une certaine mesure, une composante climatique axée sur l'implication des carbonates dans le processus du « Snow-ball Earth » (Trompette et Boudzoumou, 1988 ; Alvarez et Maurin, 1991 ; Mickala et al., 2014 ; Delpomdor et al., 2015 ; Affaton et al., 2016 ; Préat et al., 2018).

Ces travaux ont permis de de subdiviser le Groupe du Schisto-calcaire en quatre formations (SCI, SCII, SCIII et SCIV) (Dadet, 1969) dans la partie congolaise et au Gabon (Mickala et al., 2014) tandis que Delpomdor et al. (2015) évoquent cinq formations en République Démocratique du Congo. Dans le bassin du Niari, Fullgraf et al. (2015a), Le Bayon et al. (2015) ainsi que Charles et al. (2015) définissent le Groupe du Schisto-calcaire comme une séquence sédimentaire atteignant 800 m d'épaisseur caractérisée par une sédimentation marine essentiellement calcaro-dolomitique organisée en trois grands cycles transgressif-régressif dissymétriques où les dépôts évoluent d'un système de rampe externe mixte terrigène/carbonate à un environnement de barrière à stromatolites et oolites, puis de plateforme interne pré-évaporitique à évaporitique traduisant le comblement du bassin. La datation des zircons détritiques dans un échantillon du niveau gréseux intercalé dans les calcaires de la formation SCII du Groupe du Schisto-calcaire fournit des âges compris entre 1200 et 3000 Ma (Affaton et al., 2016). Toutefois, suivant la chronologie relative, l'âge de ces formations se situe dans un intervalle postérieur à 635 Ma (après la glaciation marinoenne).

5.5 Le Groupe de la Mpioka

La « série » de la Mpioka a été dissociée du Système Schisto-gréseux dans le Moyen Niari par Cosson (1959). Elle forme les plateaux gréseux étirés dans la zone axiale du synclinal Niari-Nyanga, ainsi que le Plateau des Cataractes au SE, et se prolonge à l'Est jusqu'au Djoué, où elle passe sous la « série » de l'Inkisi et sous les Plateaux Batéké (Dadet, 1969). Suivant cet auteur, Elle est constituée d'un niveau de base et de deux étages/sous-groupes. Le niveau de base correspond au conglomérat dit « Brèche du Niari » tandis que les étages PI et PII se

caractérisent par des alternances gréso-argileuses avec une dominance gréseuse donnant à l'ensemble de la série un caractère monotone (Dadet, 1969). La datation des zircons détritiques des roches du groupe de la Mpioka (Affaton et al., 2016) donne des âges des sources allant de l'Archéen au Néoprotérozoïque, voire au Cambrien (2800 Ma à 500 Ma). Le groupe de la Mpioka constitue ainsi le dernier ensemble lithostratigraphique du Super-groupe Ouest-Congolien (Tack et al., 2001 ; Frimmel et al., 2006). Frimmel et al. (2006) ont interprété le groupe de la Mpioka comme la molasse tardi-orogénique pan-africaine.

6 Les différents modèles géodynamiques

6.1 Le modèle collisionnel

Le modèle collisionnel a été amplement développé par Vellutini et al. (1983) en se basant sur une coupe réalisée le long du Réalignement du chemin de fer (entre Bilinga et le tunnel de Bamba) et sur l'âge « kibarien » (1250 Ma par Bessoles et al., 1956 et 1376 ± 14 Ma par Vachette, 1964) de la granodiorite de Les Saras. Selon ces auteurs, la chaîne du Mayombe résulte d'un premier épisode tectonique ayant conduit à la fermeture du domaine océanique séparant le bloc cratonique de Guéna (2000 Ma) à l'Ouest et ceux du Chaillu et Kasaï (2500 Ma) à l'Est autour de 1000 Ma (Fig.II.9). Le second épisode relatif à cet événement tectonique se caractérise par la déformation du bassin miogéosynclinal (dépôts : 1000 à 600 Ma) associé à la première collision et présente des structures parallèles à celles du premier. Ces deux épisodes respectivement nommés Bambien et Tchibanguien par Vellutini et al. (1983) correspondent à l'échelle régionale aux orogénèses kibarienne et pan-africaine.

Ce modèle a été remis en question par Boudzoumou (1986), Boudzoumou et Trompette (1988), Mpemba-Boni (1990) et Maurin et al. (1991) du fait qu'il s'appuie sur l'existence dans le Mayombe d'un plutonisme calco-alcalin anté-pan-africain mal contraint (méthode Pb/α) et sur la nature supposée ophiolitique des roches vertes (Complexe basique de Nemba de Fulgraf et al. 2015a, 2015b).

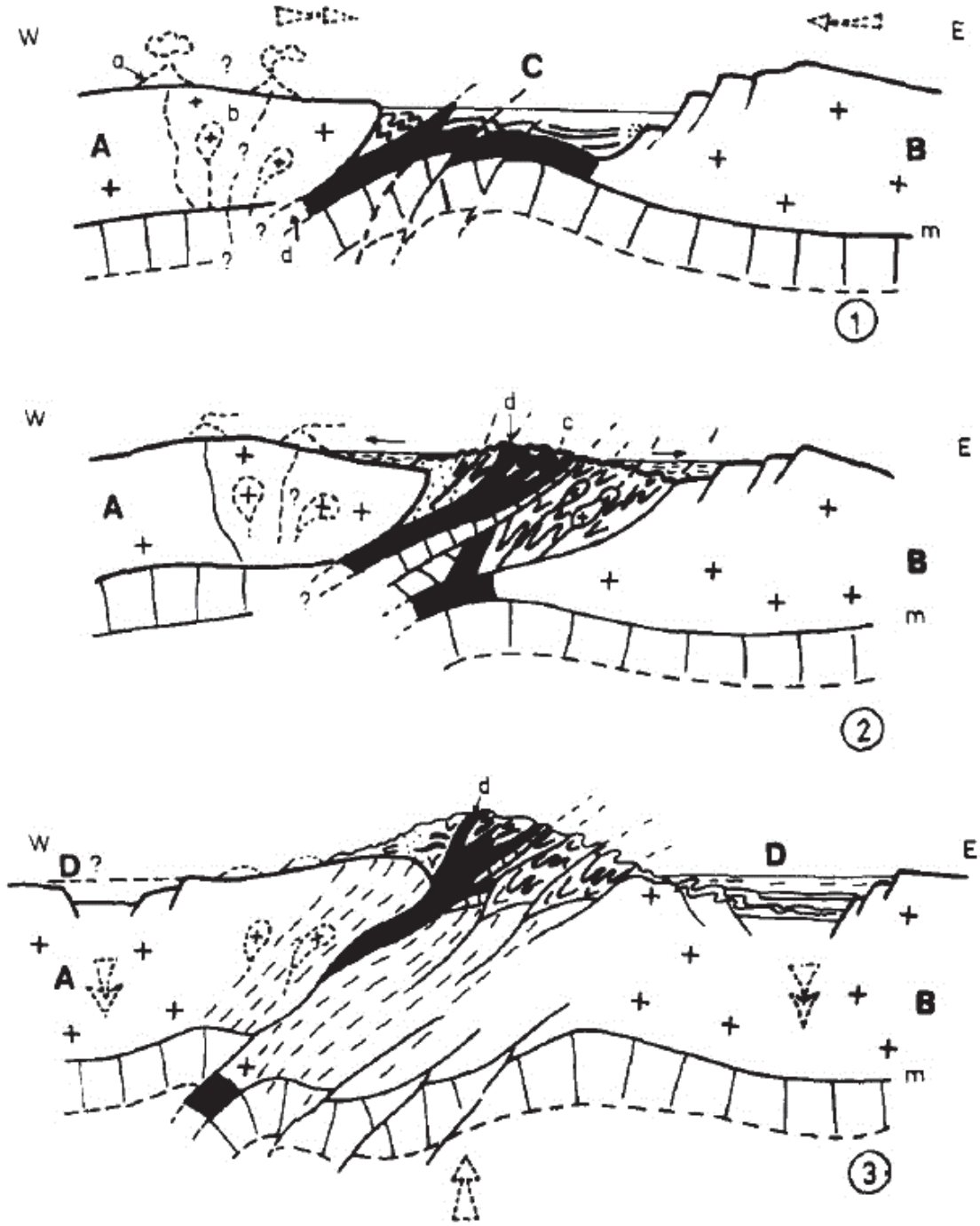


Figure II. 9. *Evolution schématique de la chaîne du Mayombe d'après Vellutini et al. (1983). (1) stade océanique ; (2) collision (1000 Ma) ; (3) soulèvement axial de la chaîne et formation des miogéosynclinaux (entre 1000 Ma et 600 Ma) ; (A) socle 2000 Ma (équivalent de l'Eburnéen) ; (B) socle du Chaillu à 2500 Ma ; (C) bassin océanique (eugéosynclinal) ; (D) bassin épicontinental (miogéosynclinal) ; (m) Moho ; (a) volcanisme calco-alcalin anté-collision ?; (b) granitoïdes calco-alcalins anté-collision ?; (c) granitoïdes calco-alcalins syn-collision ; (d) ophiolites.*

6.2 Le modèle ensialique

Le modèle ensialique s'appuie sur la caractérisation géochimique des roches plutoniques et volcaniques acides et basiques dans la chaîne ouest-congolienne menée conjointement en RDC et au Congo. Dans le Mayombe, les données de terrain font état de l'intercalation de roches basiques dans quasiment toutes les unités (Boudzoumou, 1986) avec une proportion plus importante dans l'actuel Complexe basique de Nemba. La caractérisation géochimique de l'équivalent des roches vertes de Nemba en RDC par Tack (1975) l'a conduit à les considérer comme des basaltes andésitiques de type tholéiitique mis en place dans un contexte continental. Au Congo, les analyses menées par Vellutini et al. (1983) ainsi que Vicat et Vellutini (1988) placent ces métabasites dans le champ des tholéiites abyssales. Boudzoumou (1986) présente des données géochimiques des roches basiques de l'Unité IV (correspondant à la série de la Bikossi) qui lui permettent de caractériser les roches basiques de la Bikossi comme ayant de nettes affinités avec les tholéiites avec une certaine tendance vers les basaltes calco-alcalins intermédiaires. Toutefois la discrimination entre, d'une part les tholéiites continentales et tholéiites océaniques ne s'est pas faite de manière certaine de même que celle entre tholéiite à olivine et tholéiite à quartz. Ce qui ramène au qualificatif « tholéiites indifférenciées » de Vicat et Vellutini (1988).

En se basant sur les roches basiques affleurant dans les unités supérieures représentées par la Tillite supérieure et la série de la Mossouva, les analyses faites en RDC dans les formations équivalentes font état des basaltes sous-aquatiques associés à des hyaloclastites et des sills doléritiques à pigeonite plus ou moins épidotisés témoignant d'un magmatisme intraplaque (De Paepe et al., 1975).

L'étude structurale de ces séquences basaltiques ne révèle que les traces de la tectogenèse ouest-congolienne selon Boudzoumou (1986) ce qui lui permet d'exclure le fait que ces roches soient des vestiges d'une océanisation anté-pan-africaine.

La caractérisation des roches magmatiques acides [équivalentes à l'actuel Sous-groupe de Kakamoéka de Fullgraf et al., (2015a)] en RDC par Tack (1979) a permis de les dissocier du magmatisme basaltique andésitique (de type Nemba) et de les classer dans le cadre d'un magmatisme intraplaque mis en place dans un contexte anorogénique. Les travaux de synthèse réalisés par Vicat et Pouclet (2000) sur les granitoïdes et rhyolites protérozoïques de la chaîne

ouest-congolienne précisent la nature tonalitique et granodioritique des granitoïdes éburnéens ainsi que le contexte pré- à syn-rift des granitoïdes et rhyolites néoprotérozoïques.

La caractérisation géochimique du Complexe basique reste encore discutable quant à la nature exacte des tholéiites (Boudzoumou, 1986 ; Vicat et Vellutini, 1988 ; Fullgraf et al., 2015a ; Djama et al., 2018), dont la signature océanique parait de moins en moins évidente. La composition alcaline à sub-alcaline des granites de type Mfoubou et Mont Kanda dans le Mayombe témoigne d'un contexte extensif en domaine continental.

7 Problématique de l'étude

L'intégration des données géochronologiques, issues des techniques modernes de datation, dans le débat sur l'évolution géodynamique de la chaîne du Mayombe a conduit à la mise en évidence des unités d'âge paléoprotérozoïque (granodiorite de Les Saras datée à 2 Ga : Mpemba-Boni, 1990) en intrusion dans des formations qui ont été longtemps cartographiées comme étant d'âge néoprotérozoïque (ancienne série de la Loukoula ou Ncessé). Ainsi, la nécessité d'apporter de nouvelles contraintes géochronologiques dans l'ensemble des unités de la chaîne du Mayombe s'est faite pressante.

Les récents travaux de cartographie menés dans le Mayombe par les géologues du BRGM ont permis d'apporter des éléments de réponse à cette problématique à travers les données structurales, géochimiques et géochronologiques. Cette étude a permis de redéfinir les différentes subdivisions lithostratigraphiques dans la chaîne du Mayombe. Les Unités Paléoprotérozoïques qui font l'objet de cette étude sont constituées de roches métamorphiques ortho et paradérivées dont le contexte structural est rattaché à deux évènements orogéniques majeurs : l'orogénèse éburnéenne (2000 Ma, Maurin et al., 1990, 1991 ; Djama et al.,1992) et l'orogenèse pan-africaine (630-510 Ma, Dianzenza-Ndefi, 1983 ; Gioan et Vicat, 1987). La juxtaposition de ces deux orogenèses dans le temps et dans l'espace suscite des interrogations sur l'impact de l'orogenèse pan-africaine sur les unités paléoprotérozoïques. Bien que les données structurales montrent une remobilisation des unités paléoprotérozoïques de la chaîne du Mayombe pendant l'orogenèse pan-africaine (avec la mise en place de grands chevauchements), l'influence de la déformation pan-africaine sur l'évolution du métamorphisme dans ces unités n'est pas établie du fait que les relations entre les différentes

phases de déformation et les paragenèses métamorphiques sont mal contraintes. De ce fait, les questions qui se posent sont de savoir :

(i) si l'évolution métamorphique des unités paléoprotérozoïques reflète la superposition de la déformation pan-africaine sur les structures héritées de la déformation éburnéenne ?

(ii) quel est l'impact du métamorphisme pan-africain, s'il existe sur les paragenèses métamorphiques éburnéennes ?

Pour répondre à ces questions, il nous a été nécessaire de caractériser les unités éburnéennes de la chaîne du Mayombe. C'est dans cette optique que se sont inscrits nos travaux de recherches. Cette thèse porte sur l'étude du domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe dans le but d'en proposer un modèle évolutif de l'Eburnéen au Pan-Africain à partir d'une approche pluridisciplinaire basée sur les données de terrain et des analyses pétrographiques, géochimiques, géochronologiques et structurales. Notre zone d'étude se localise sur la feuille de Dolisie de la carte géologique du Congo levée au 1/200 000 par Fullgraf et al. (2015b) et s'étend sur environ 1000 km^2 (Fig.II.10).

Le travail effectué dans cette zone porte sur :

- **L'identification des différentes paragenèses métamorphiques et l'estimation des conditions pression-température.**

Elle s'est faite à l'échelle macroscopique et microscopique. Environ 180 lames minces d'échantillons prélevés dans la zone d'étude ont été observées. Ces observations nous ont permis de distinguer deux principaux événements métamorphiques marqués par des paragenèses ayant évolué dans les faciès : (i) des amphibolites où le grenat et la biotite brune sont stables dans les métapélites et la hornblende brune dans les métabasites, et (ii) des schistes verts avec une prépondérance de la chlorite.

- **La datation des différentes phases métamorphiques**

La datation s'est faite en couplant les méthodes U-Pb sur zircon par LA-ICP-MS et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole. La méthode U-Pb sur zircon a permis de dater : (i) la mise en place des granitoïdes paléoprotérozoïques de Bilinga, Bilala et Les Saras ainsi que le granitoïde Néoprotérozoïque de Mfoubou qui intrude ces gneiss, et (ii) les sources des formations détritiques et les éventuelles phases de déformation ayant affecté le système des zircons. La méthode ^{40}Ar-^{39}Ar sur les micas et les amphiboles a quant à elle permis de dater les phases de réchauffement et/ou de refroidissement des systèmes éburnéens. Pour ce faire, 37

analyses ont été faites sur les échantillons de roches prélevés dans les Groupes de la Loémé, de la Loukoula, de la Bikossi, et dans les granitoïdes associés.

- **L'analyse de la déformation.**

L'analyse de la déformation est basée sur les données de terrain et sur l'étude pétrographique des lames minces au microscope. Deux missions de terrain de 25 jours chacune ont été réalisées dans le Mayombe au Congo. Les observations faites sur le terrain nous ont permis d'identifier au moins deux styles de déformation. Un premier style porté par des formations très déformées est caractérisé par des directions de foliations moyennement pentées (17° à 30°) variant entre N46 et N70. La crénulation affectant ces unités présente des axes dont l'orientation varie énormément : N170, N18, N48. Le second style est défini dans des formations peu à moyennement déformées. Il se caractérise par une foliation variant entre N100 et N175 globalement pentée vers le SW. L'ensemble s'organise sous forme de plis à vergence NE. Des marqueurs de cisaillement ont été observés avec un mouvement globalement top NE chevauchant.

- **La proposition d'un modèle d'évolution tectono-métamorphique des unités paléoprotérozoïques.**

L'ensemble des données pétrologiques, géochronologiques et géochimiques nous permet de proposer un modèle d'évolution des unités paléoprotérozoïques pendant l'orogenèse éburnéenne et l'orogenèse pan-africaine.

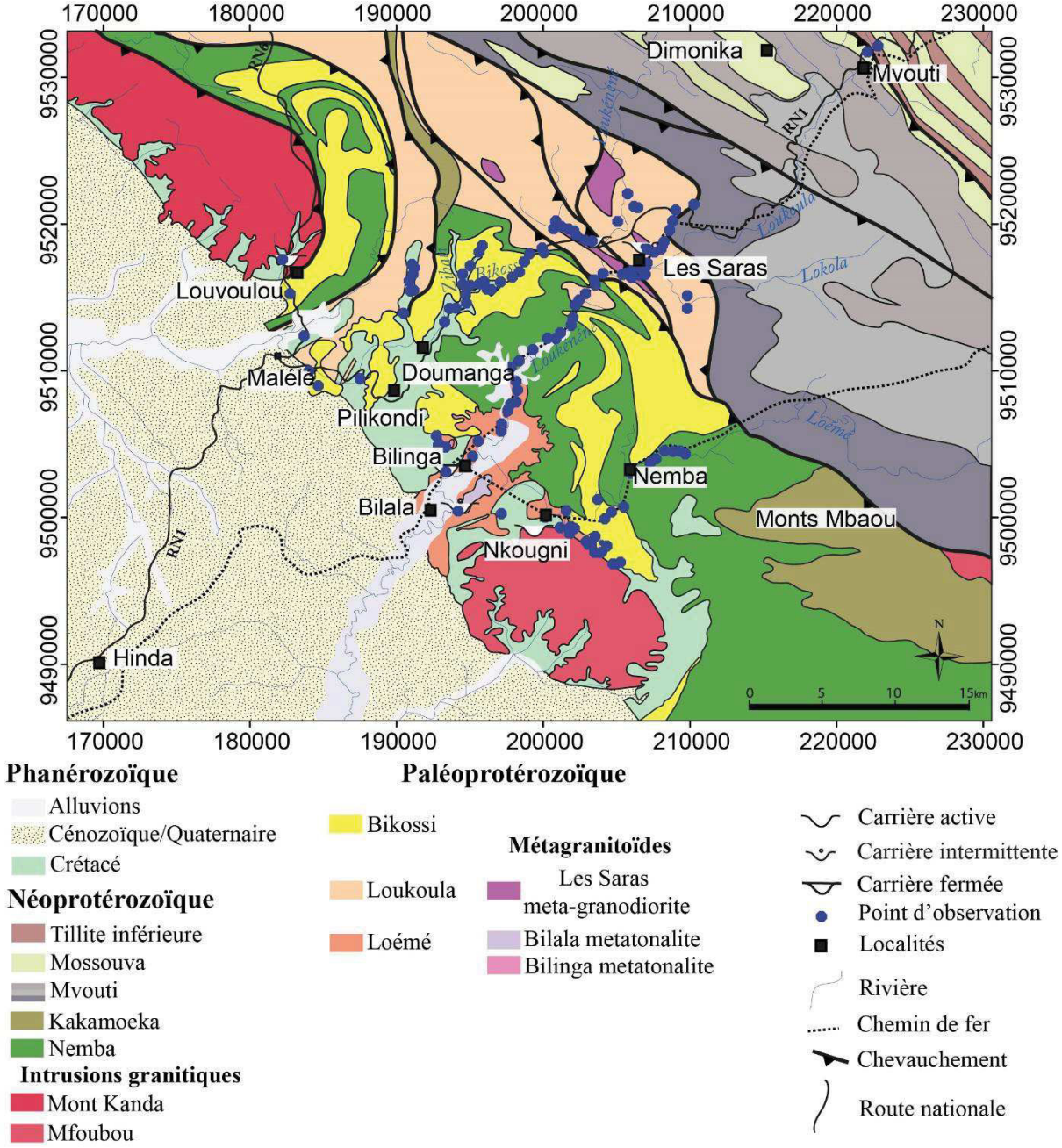


Figure II. 10. *Carte géologique de la zone d'étude avec les différents points d'observation (en bleu), modifiée de Fullgraf et al. (2015b).*

Partie II : Analyse structurale, description lithologique, analyse géochimique et caractérisation métamorphique

Chapitre III. Analyse structurale des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe

1 Introduction

La chaîne du Mayombe présente trois grands ensembles structuraux (Fullgraf et al., 2015a) : le domaine occidental, le domaine central et le domaine oriental (Fig.III.1). Les unités constitutives du domaine occidental de la chaîne du Mayombe sont d'âge paléoprotérozoïque à néoprotérozoïque et présentent des caractères lithologiques et structuraux très distincts observables à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince. Ce chapitre est axé sur la présentation des données résultant des observations faites sur le terrain dans les secteurs de Bilinga et de Les Saras ainsi que celles faites au laboratoire. Le but de cette étude est de caractériser les différentes phases de déformation affectant les unités géologiques constituant le socle de la chaîne du Mayombe qui affleure dans le domaine occidental. Avant de nous focaliser sur le domaine occidental de la chaîne du Mayombe, nous présenterons succinctement les structures observables dans le domaine central de la chaîne du Mayombe afin d'apprécier l'évolution des structures et éventuellement des lithologies et du métamorphisme entre ces deux domaines.

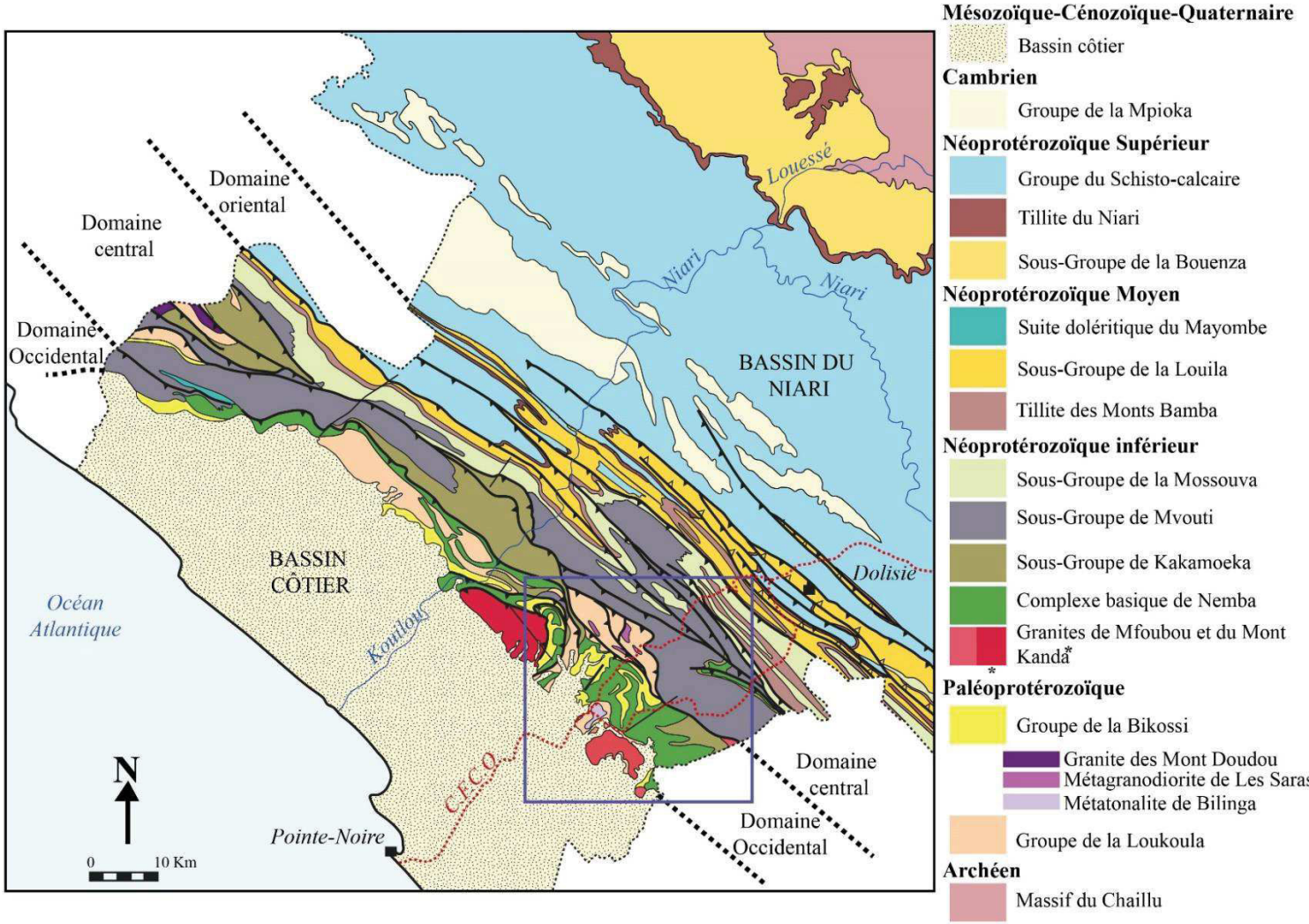


Figure III. 1. *Carte géologique de la chaîne du Mayombe montrant les différentes unités réparties dans les trois principaux domaines structuraux. La zone d'étude est incluse dans le cadran bleu. C.F.C.O = Chemin de fer Congo Océan (Callec et al., 2015b modifiée).*

2 Bref aperçu sur la structure du domaine central de la chaîne du Mayombe

Le domaine central de la chaîne du Mayombe comprend, selon Fullgraf et al. (2015a), les formations appartenant au Supergroupe ouest congolien reparti entre les groupes de Sounda et du Mayombe. L'ensemble de ces formations constitue une série sédimentaire et volcano-sédimentaire d'âge néoprotérozoïque (Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016). Le développement de cette série est rattaché à la phase distensive ayant conduit à l'ouverture du bassin ouest-congolien (Fullgraf et al., 2015a), phase d'échelle régionale associée à la dislocation du Rodinia. Dans leur configuration actuelle, ces formations se caractérisent par un métamorphisme épizonal de bas grade (faciès des schistes verts) et présentent des structures qui témoignent des différentes phases de déformations qu'elles ont enregistrées. Le long de la route nationale n°1 depuis le village de Mvouti jusqu'au-delà de Les Bandas nous avons observé les formations géologiques appartenant aux sous-groupes de la Mvouti, de la Mossouva, de la Tillite inférieure et de la Louila. Nous allons présenter les données des unités les plus externes vers les unités les plus internes pour montrer l'évolution des structures entre le domaine central et le domaine occidental.

2.1 Structure des formations du sous-groupe de la Louila

Les formations du sous-groupe de la Louila ont été observées sur la route nationale n°1 après le village de Les Bandas à environ 1 km du péage en allant vers Dolisie (Lat : 0231924, Long : 9537039). L'affleurement consiste en une alternance de niveaux quartzitiques massifs et de niveaux gréso-pélitiques schistosés (Fig.III.2). Du point de vue structural, l'affleurement présente une coupe montrant un contact tectonique entre les formations du sous-groupe la Louila et celles du sous-groupe la Tillite inférieure. Ce contact se traduit par un déversement vers le SSW des formations du sous-groupe de la Louila sur le sous-groupe de la Tillite inférieure marquant ainsi un rétro-chevauchement par rapport à la tendance globale des structures de la chaîne du Mayombe marquée par des plis et des chevauchements déversés vers le NE.

Figure III. 2. *Rétro-chevauchement de l'ensemble gréso-pélitique et quartzitique du sous-groupe de la Louila plissé présentant un déversement vers le SSW. Les traits blancs en pointillés soulignent la schistosité S1 qui est ici parallèle à la S_0 dans la partie NNE redressée par le rétro-chevauchement.*

Ce contact tectonique rétro-chevauchant marque la limite entre la chaîne du Mayombe et la bordure occidentale du bassin du Niari (Fullgraf et al., 2015a).

2.2 Structure des formations du sous-groupe de la Tillite inférieure

La Tillite inférieure a été observée le long de la route nationale n°1 où elle est composée d'une matrice gréso-pélitique dans laquelle sont disséminés des galets et des blocs de taille, de forme et de lithologies variées (Fig.III.3). Certains d'entre eux s'orientent dans les plans de cisaillement permettant ainsi de lire le sens du mouvement qui est orienté vers le NE. La matrice pélitique présente une schistosité plus ou moins pentée accommodant les plis à vergence NE.

Figure III. 3. *Blocs de tailles variées dans la matrice gréso-pélitique constituant la Tillite inférieure affleurant sur la route nationale n°1. Les tiretés blancs soulignent la schistosité (S_1) qui est pentée vers le SW.*

2.3 Structure des formations du sous-groupe de la Mossouva

Les formations du sous-groupe de la Mossouva observées montrent une alternance de quartzite (ou métagrès) et de schiste avec une forte proportion des séquences gréseuses. Du point de vue structural, le sous-groupe de la Mossouva présente une succession de plis droits où la stratification S_0 est encore parfaitement identifiable (Fig.III.4). A ces plis s'associent les marqueurs tectoniques de la déformation tels que les stries liées au glissement banc sur banc et les fentes de tension accommodant ces mouvements (Fig.III.5 et 6).

Figure III. 4. *Pli droit dans les formations gréso-pélitiques de la Mossouva sur la route nationale n°1.*

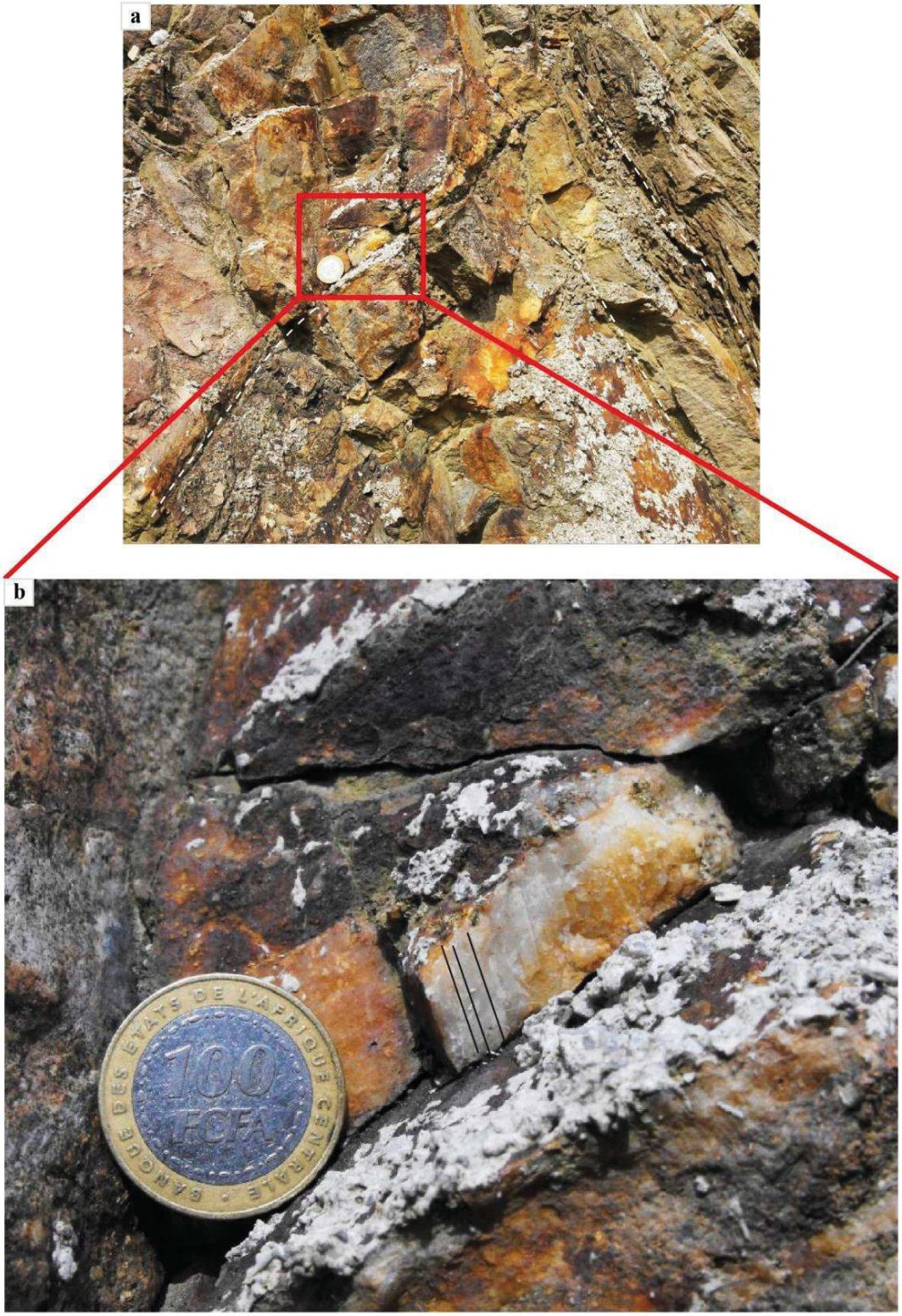


Figure III. 5. *Photographies montrant le remplissage des fentes de tension associées au pli de la Mossouva. a) image à grande échelle et b) image à petite échelle.*

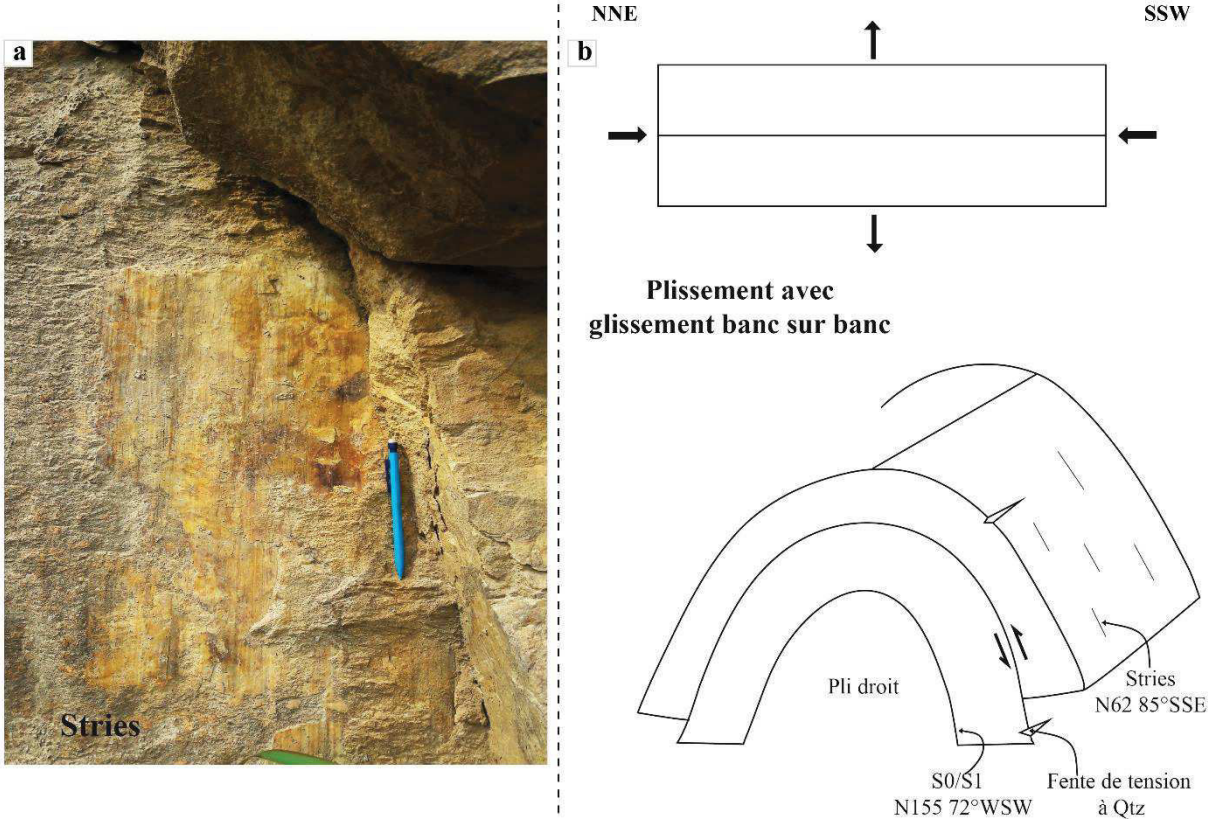


Figure III. 6. *Marqueurs tectoniques dans les formations de la Mossouva observées sur la route nationale n°1. (a) Photographie des stries témoignant du glissement banc sur banc et (b) schéma interprétatif des structures associées au plissement des formations de la Mossouva.*

2.4 Structure des formations du sous-groupe de la Mvouti

Les formations du sous-groupe de la Mvouti ont été observées le long de la route nationale n°1 et le long de l'ancienne voie ferrée. Celles affleurant sur la route offrent des coupes où il est possible d'observer la géométrie des structures sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. Du fait de leur forte proportion en pélite en comparaison avec les formations du sous-groupe de la Mossouva, les formations du sous-groupe de la Mvouti accommodent bien la déformation en développant des plis centimétriques à décamétriques (Fig.III.7 et 8). Au NE, près du village Mvouti, l'alternance des métagrès et des schistes graphiteux est affectée par des plis à flanc long/flanc court avec une symétrie en Z soulignés par une schistosité plan axial S1 (Fig.III.7). Cette dernière se parallélise à la stratification redressée S_0 à l'approche des zones de contact chevauchant.

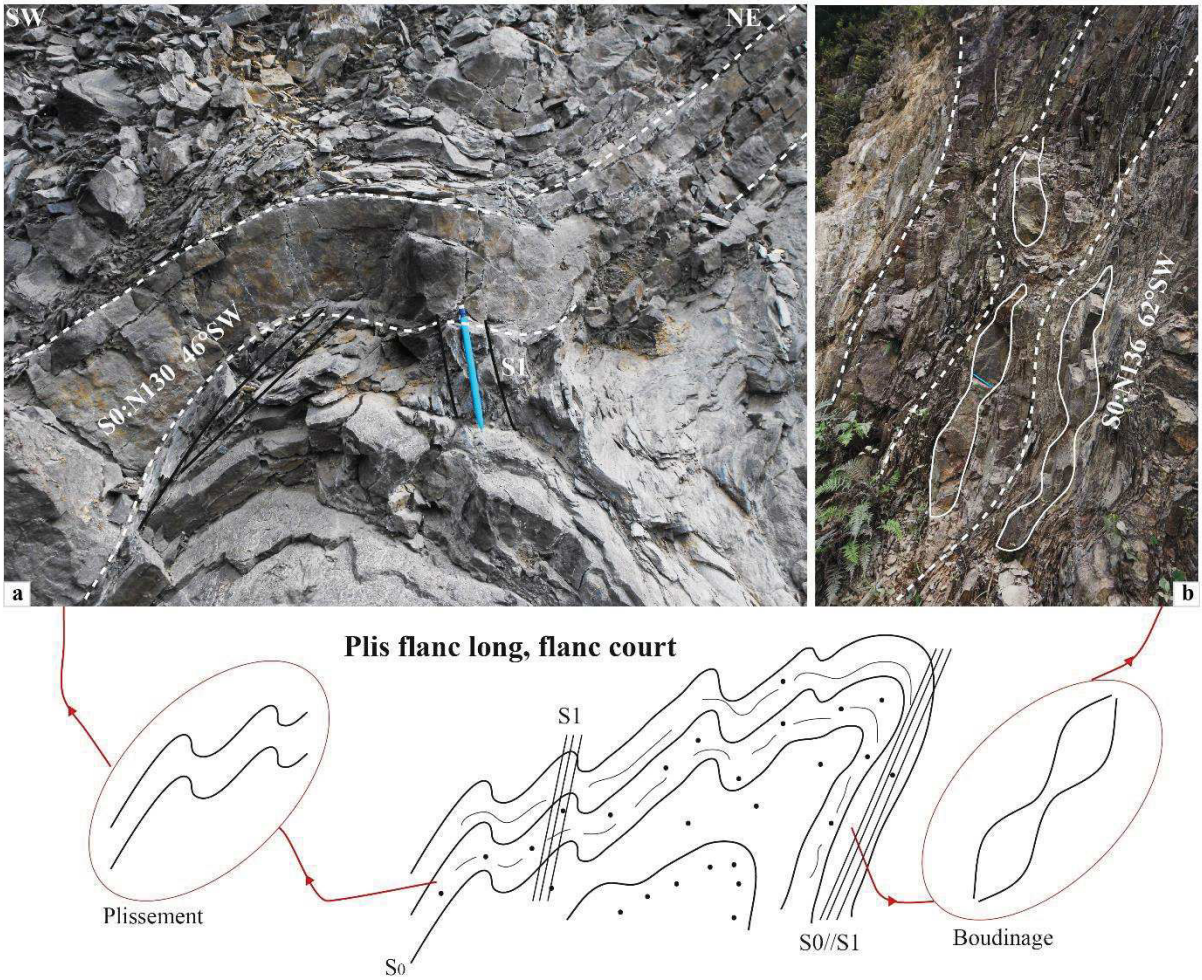


Figure III. 7. *Photographies et schéma illustratif des plis à flanc long/flanc court et les structures associées dans les formations de la Mvouti sur la route nationale n°1. (a) plissement et développement de la schistosité plan axial S1 et (b) boudinage des niveaux gréseux dans la zone où les flancs sont redressés et où la S1 se parallélise à la S_0.*

En allant vers le sud-ouest, la déformation s'intensifie dans les formations de la Mvouti. Les plis P_1 sont isoclinaux et sont replissés par des plis P_2 légèrement déversés vers l'est, permettant ainsi le développement de la schistosité de crénulation S_2.

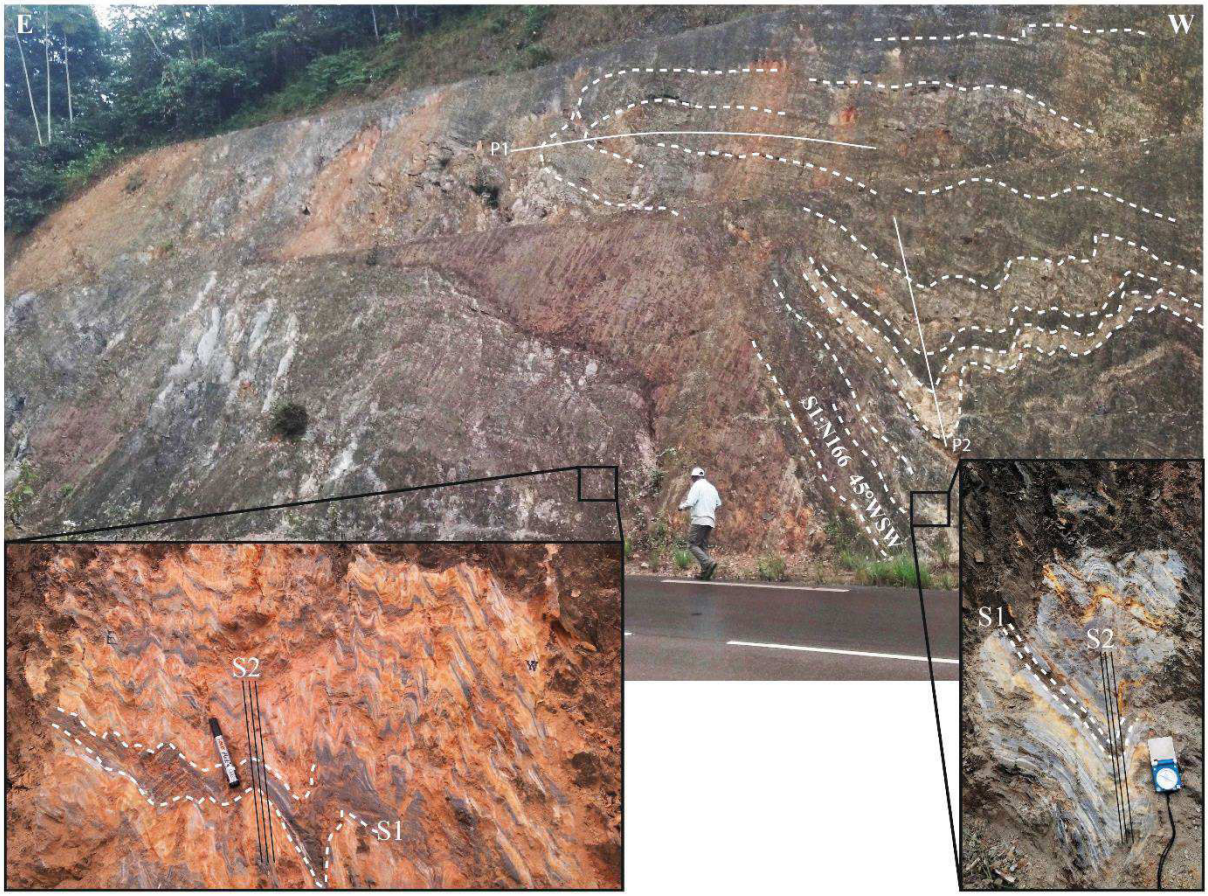


Figure III. 8. *Photographies à diverses échelles des schistes bariolés de la Mvouti sur la route nationale n°1 montrant une succession de plis isoclinaux déversés vers l'Est et dont les flancs sont replissés par des microplis droits légèrement déversés vers l'Est.*

L'observation de l'ensemble des formations du domaine central de la chaîne du Mayombe montre l'existence de deux phases de déformation D_1 et D_2 qui s'enregistrent différemment dans les unités géologiques de ce domaine en partant du nord-est vers le sud-ouest. Les mesures structurales faites sur ces formations placent les plans de stratification S_0 suivant les directions N150 à N120 avec des pendages supérieurs à 50° vers le SW ou le NE selon les différents flancs des plis. La schistosité S_0/S_1 voire S_1 bien marquée dans les formations de la Mvouti s'oriente aussi dans les mêmes directions mais se caractérise par endroits, par une diminution du pendage (<50°). Certains plans axiaux des microplis associés à la déformation D2 sont quasi-parallèles à la S_0/S1 suivant les directions N170 et d'autres recoupent cette direction principale (Fig.III.8). Les données correspondant aux mesures structurales sont reportées sur la figure III.9.

DOMAINE CENTRAL

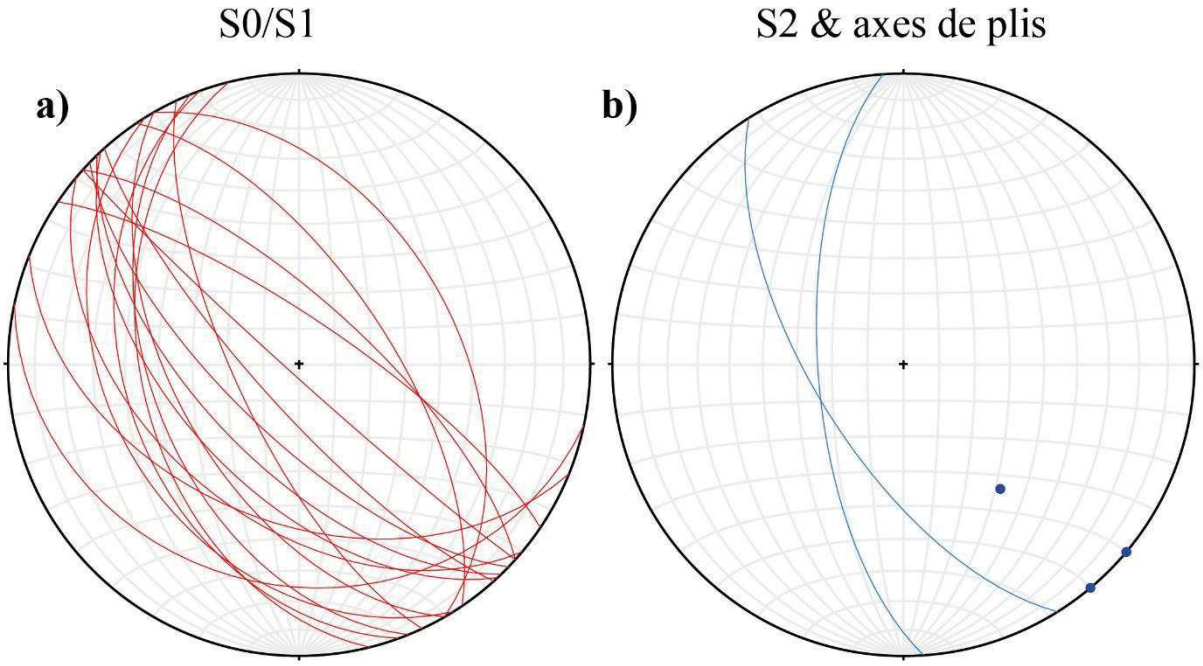


Figure III. 9. *Diagrammes stéréographiques des mesures structurales sur les formations géologiques du domaine central de la chaine du Mayombe. Projections faites sur stereonet 10.0 à surfaces égales (canevas de Schmidt) et suivant l'hémisphère inférieure.*

3 Structure des unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe

Le domaine occidental de la chaîne du Mayombe est limité au Nord par le chevauchement de Mandzi-Loukénéné (Fig.III.1) et il est recouvert au sud par les formations mésozoïques à quaternaires du Bassin côtier congolais (Fullgraf et al., 2015a) (Fig.III.10). Les unités constitutives de ce domaine appartiennent au groupe de Sounda (sous-groupes de Kakamoéka et de Nemba, granitoïdes de Mfoubou et de Mont Kanda) et au supergroupe de la Loémé tels que définis par Fullgraf et al. (2015a). De toutes ces unités, seules les formations du sous-groupe de Kakamoéka n'ont pas été observées au cours de cette étude du fait des difficultés d'accès aux affleurements. Les observations autour du granite de Mfoubou au niveau de la carrière de Nkougni (en activité) n'ont pas permis de tracer les contours structuraux de ce dernier du fait des difficultés d'accès aux affleurements. Nous ne ferons mention dans ce sous-chapitre que des analyses structurales faites sur le reste des unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe.

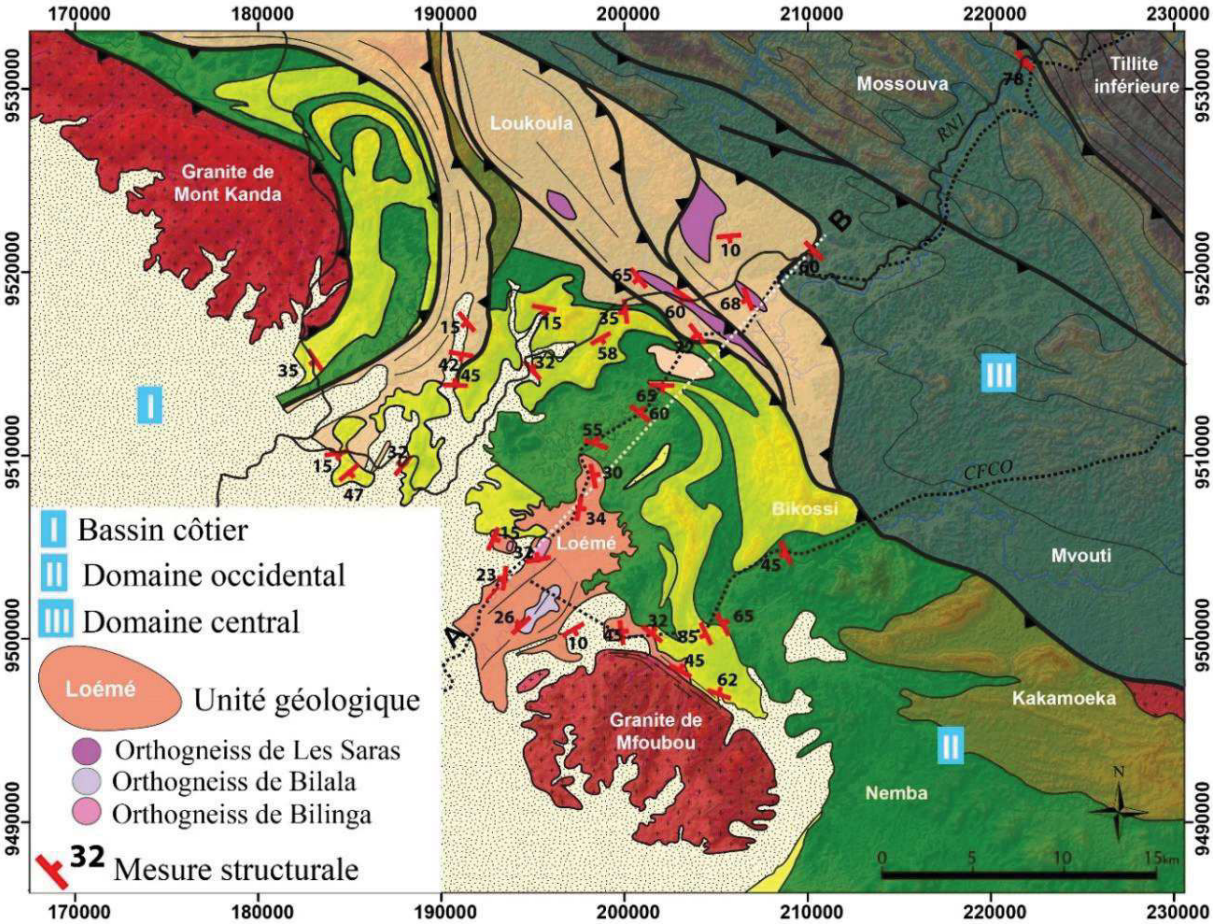


Figure III. 10. *Carte de la zone d'étude représentant les domaines structuraux et les unités qui les constituent, modifiée d'après Fullgraf et al., 2015b. Le trait blanc en pointillé (A-B) correspond au trait de coupe. Les mesures structurales correspondent à la foliation (Fo) ou à la schistosité principale (S_0/S1 ou S1).*

3.1 Structure du granite de Mont-Kanda

Le granite de Mont Kanda paraît globalement isotrope dans la carrière de Louvoulou, mais il est tout de même possible de distinguer au moins trois faciès en fonction de la taille des grains, de la proportion en biotite/chlorite et du degré de recristallisation. Le faciès Mk1 se caractérise par une recristallisation bien marquée du quartz et des feldspaths potassiques et sodi-calciques magmatiques, et une légère orientation préférentielle des phyllosilicates (biotite/chlorite) dans l'espace inter-granulaire. Ce granite est recoupé par des filons de dolérite amphibolitisée au contact desquelles se développe la biotitite (Fig.III.11). Ce contact se caractérise par le plissement de la biotitite et de certaines veines de quartz qui traduisent un cisaillement senestre.

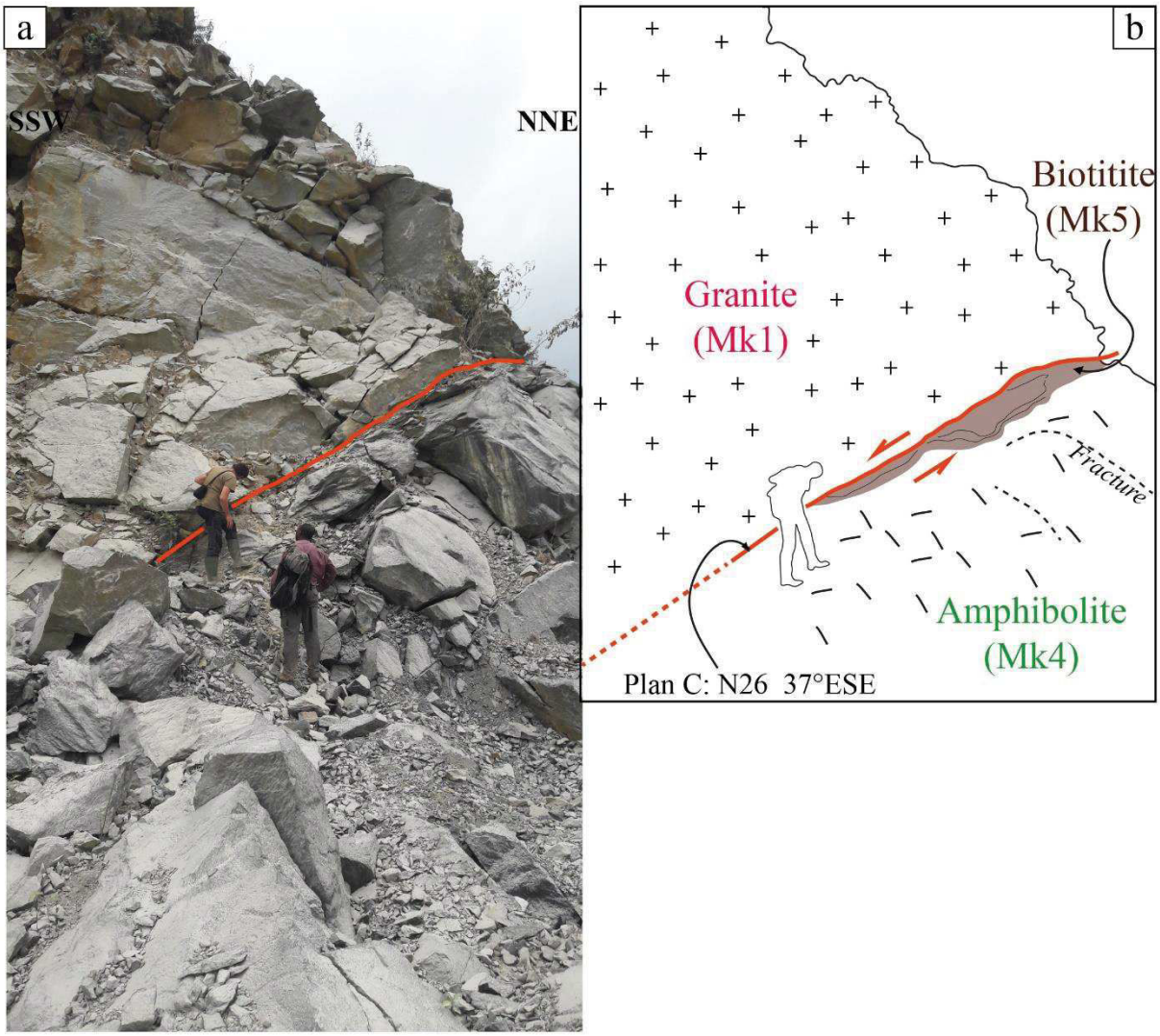


Figure III. 11. *Affleurement montrant le granite de Mont Kanda et les roches associées (biotitite et amphibolite) dans la carrière à granulat de Louvoulou. (a) : observation de terrain et (b) schéma interprétatif du contact entre le granite et l'amphibolite avec le développement d'une zone à biotitite.*

L'affleurement du granite de Mont Kanda dans la carrière de Louvoulou bien qu'étant localisé en bordure du massif ne présente que des structures qui accommodent la déformation dans les zones de faiblesse marquées parfois par des contrastes lithologiques. Le mouvement senestre est incompatible avec le chevauchement bordant le massif au nord tel que défini par Fullgraf et al. (2015a), mais plutôt compatible avec les transports vers le sud ou le sud-ouest observés sur les gneiss de la Loémé (Fig.III.22 et Fig.III.24c).

3.2 Structure des formations du Complexe basique de Nemba

Les roches appartenant au Complexe basique de Nemba ont été observées le long de l'ancienne voie ferrée, du réalignement du chemin de fer et des cours d'eau (de la Loémé et de la Mbobissi). Par endroit, en raison de l'important couvert végétal, ces roches paraissent parfois très altérées. Les affleurements retenus pour l'analyse structurale ont été observés sur le Réalignement du chemin de fer. Comme le montrent les figures III.12-13, deux phases de déformation sont distinguées. La première phase est marquée par la schistosité S_1 et reprise par la seconde phase développant la schistosité de crénulation S_2. La schistosité principale (S_1) s'oriente suivant les directions NW-SE, WNW-ESE. La schistosité S_2 ainsi que les axes de crénulation s'orientent majoritairement suivant la direction NW-SE (Fig.III.14). Les tranports de matériaux via les plans de cisaillement s'observent dans les roches du Complexe basique de Nemba (Fig.III.13) mettant ainsi en évidence des champs de contrainte NE-SW voire ENE-WSW.

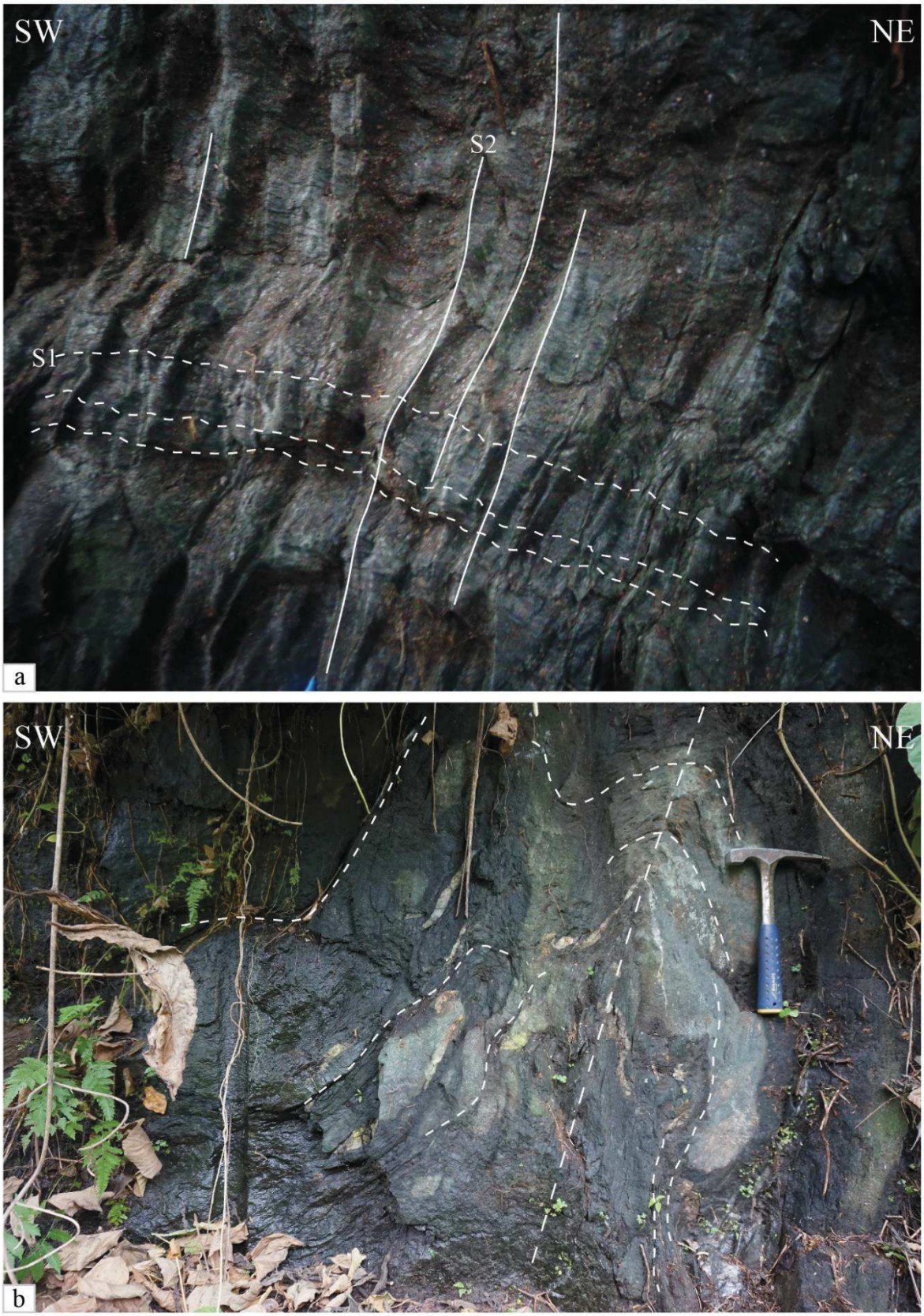


Figure III. 12. *Photographies montrant les microplis et les plis dans les métabasites de Nemba sur le Réalignement du chemin de fer. A) microplissement de la S1 donnant la crénulation S2 dans le faciès schisteux et b) pli légèrement déversé vers le NE dans le faciès massif.*

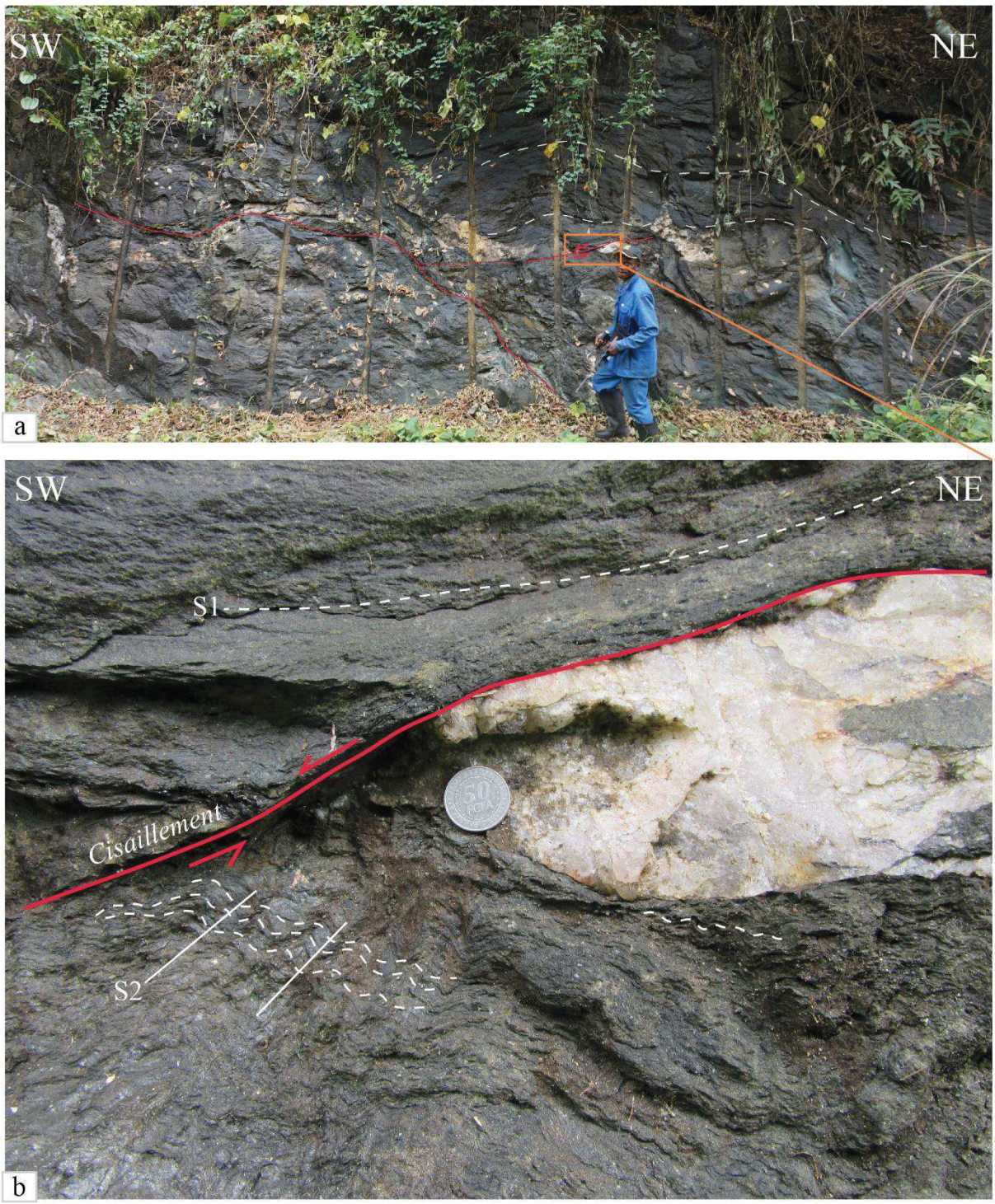


Figure III. 13. *Photographies montrant un plan de cisaillement dans les métabasites de Nemba. a) image à grande échelle et b) image sur une échelle réduite permettant de voir les microplis soulignant la schistosité de crénulation S2 accommodant le cisaillement.*

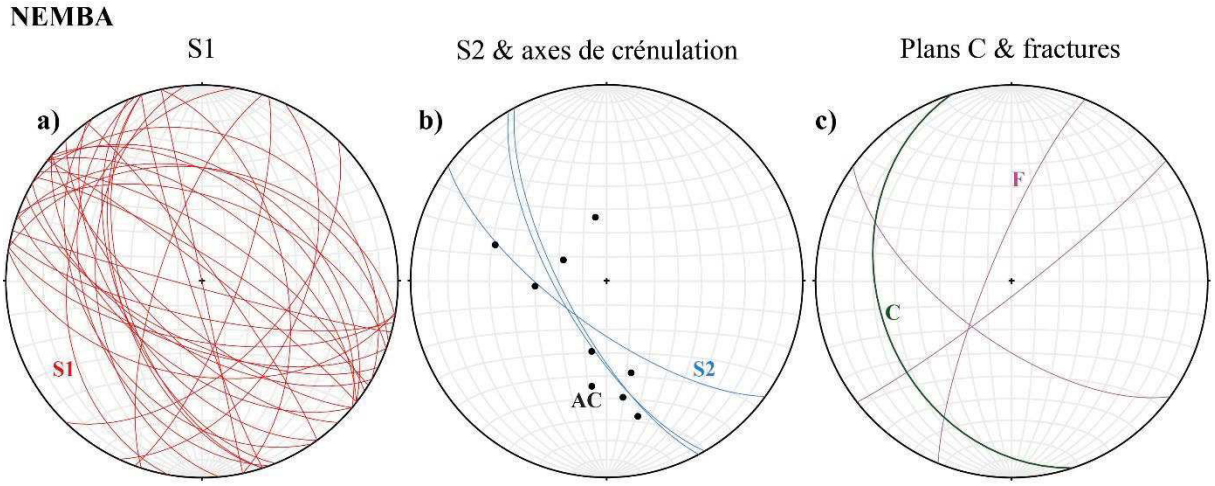


Figure III. 14. *Diagrammes stéréographiques des mesures structurales sur le Complexe basique de Nemba. Projections faites sur stereonet 10.0 à surfaces égales (canevas de Schmidt) et suivant l'hémisphère inférieure.*

3.3 Structure des formations du Groupe de la Bikossi

Les formations géologiques du Groupe de la Bikossi s'observent dans la zone d'étude le long de la route nationale n°1, le long des deux axes du chemin de fer et le long des cours d'eau (Loukénéné, Zibati, Loémé) (Fig.III.15). Deux styles de déformation peuvent être distingués dans ces formations :

(i) La déformation marquée par les plis isoclinaux

Les structures associées à cette déformation s'observent sur des affleurements le long du Réalignement du chemin de fer au Nord du granite de Mfoubou. Elles consistent en des plis isoclinaux avec des plans axiaux horizontaux affectant les métagrès quartzitiques (Fig.III.15).

(ii) La déformation marquée par une schistosité redressée

Le style de déformation associée aux couloirs chevauchants s'observe dans les barres de quartzites et quartzo-schistes affleurant sur l'ancienne voie ferrée et sur les rives de la Loukénéné au sud de Les Saras ainsi que sur la route nationale n°1 (Fig.III.15).

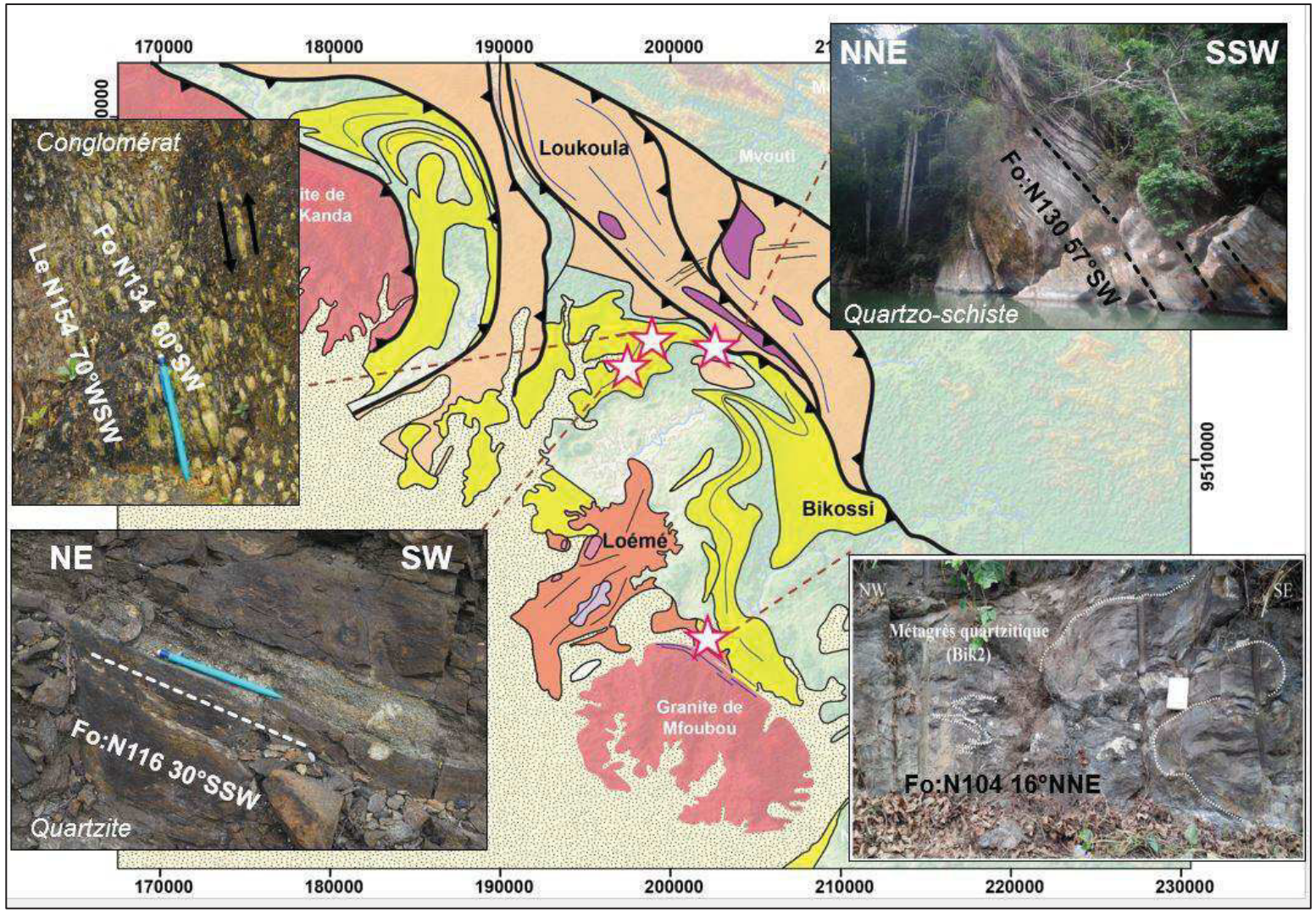


Figure III. 14. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des principaux affleurements présentant les différentes lithologies du Groupe de la Bikossi*

Les quartzites et quartzo-schistes présentent des structures peu complexes qui se caractérisent par une stratification S_0 encore reconnaissable et qui se parallélise à la S_1.

Figure III. 15. *Photographies des micro-ondulations définissant la crénulation dans les quartzites de la Bikossi affleurant sur la route nationale n°1.*

Une schistosité de crénulation s'observe par des micro-ondulations sur la surface des bancs permettant ainsi d'identifier deux phases de déformation (Fig.III.16). Cependant, les métagrès quartzitiques de type Bik2 et Bik3 présentent des structures plus complexes à l'échelle macroscopique où il est possible de voir le plissement de la schistosité principale S_1 donnant une crénulation S_2 qui à son tour parait aussi plissée. Les mesures faites sur l'affleurement Bik3 donnent une S_1/S_2 orientée N120 16°NE et les axes des microplis pouvant être rattachés à la troisième phase de plissement sont orientés N72 voire N10. Les observations faites à l'échelle microscopique confirment l'existence d'au moins trois phases de plissement dans ces formations. Les éléments structuraux du Groupe de la Bikossi sont reportés sur la figure III.17. La S_0/S_1 dans le Groupe de la Bikossi présente une bonne partie des plans pendant dans la direction NE-SW. Mais certains plans sont plutôt NW-SE, E-W et parfois N-S voire NNE-SSW. La schistosité S_2 ainsi que les axes de crénulation s'alignent majoritairement suivant la bande NW-SE dans les formations de la Bikossi. Les tranports de matériaux via les plans de cisaillement ou de chevauchement se font vers le NNE, l'E ou le NW. Les microplis d'axes N10 et N72 accommodent les plans de cisaillement.

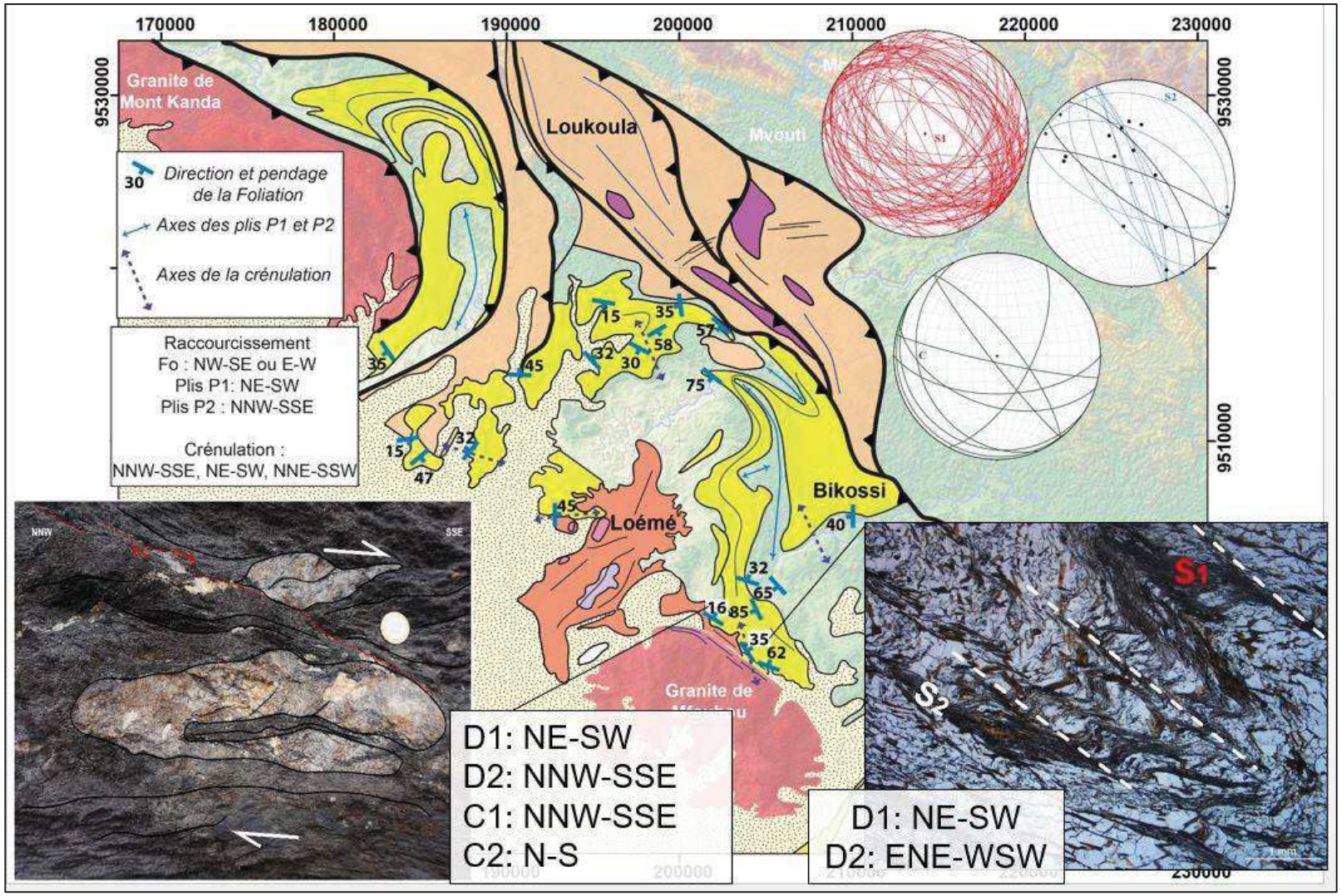


Figure III.17. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des éléments structuraux du Groupe de la Bikossi.*

Deux principales phases de déformations (D1 et D2) sont identifiables dans les formations du Groupe de la Bikossi (Fig.III.17). La D1 à laquelle sont asociés les plis P1 témoigne d'un raccourcissement NE-SW. La D2 quant à elle s'enregistre differemment dans les métagrès-quartzitiques et les micaschistes affleurant à proximité du massif granitique de Mfoubou (Fig.III.17). Dans les métagrès les plis P2 témoignent d'un raccourcissement NNW-SSE tandis que dans les micaschistes, le raccourcissement est ENE-WSW.

3.4 Structure des formations du Groupe de la Loukoula

Les formations géologiques constituant le Groupe de la Loukoula ont été observées dans les environs du village Les Saras le long de l'ancienne voie ferrée, sur la route nationale n°1, le long des pistes ou sentiers et le long des cours d'eau (Loukénéné, Loukoula, Lokola, Lantsou). Il s'agit principalement de paragneiss, orthogneiss et amphibolites (Fig.III.18).

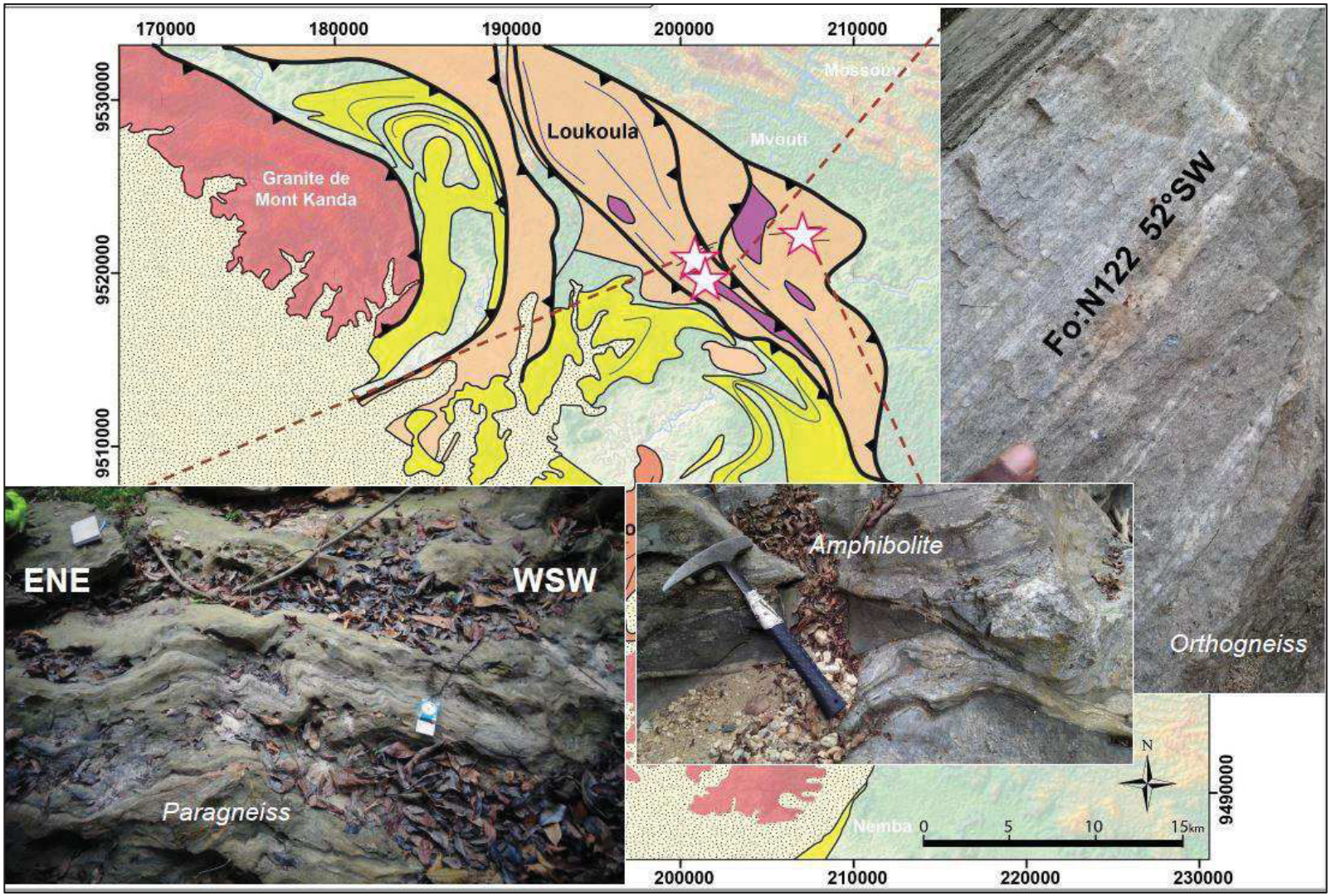


Figure III. 16. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des principaux affleurements présentant les différentes lithologies du Groupe de la Loukoula (Paragneiss : rives de la Lantsou, Amphibolite : rives de la Loukénéné et Orthogneiss : carrière des libanais)*

3.4.1 Analyse structurale dans les paragneiss de la Loukoula

Le paragneiss affleurant sur les rives de la Lantsou (Fig.III.19) présente une foliation de direction N92 avec un pendage de 45° vers le sud.

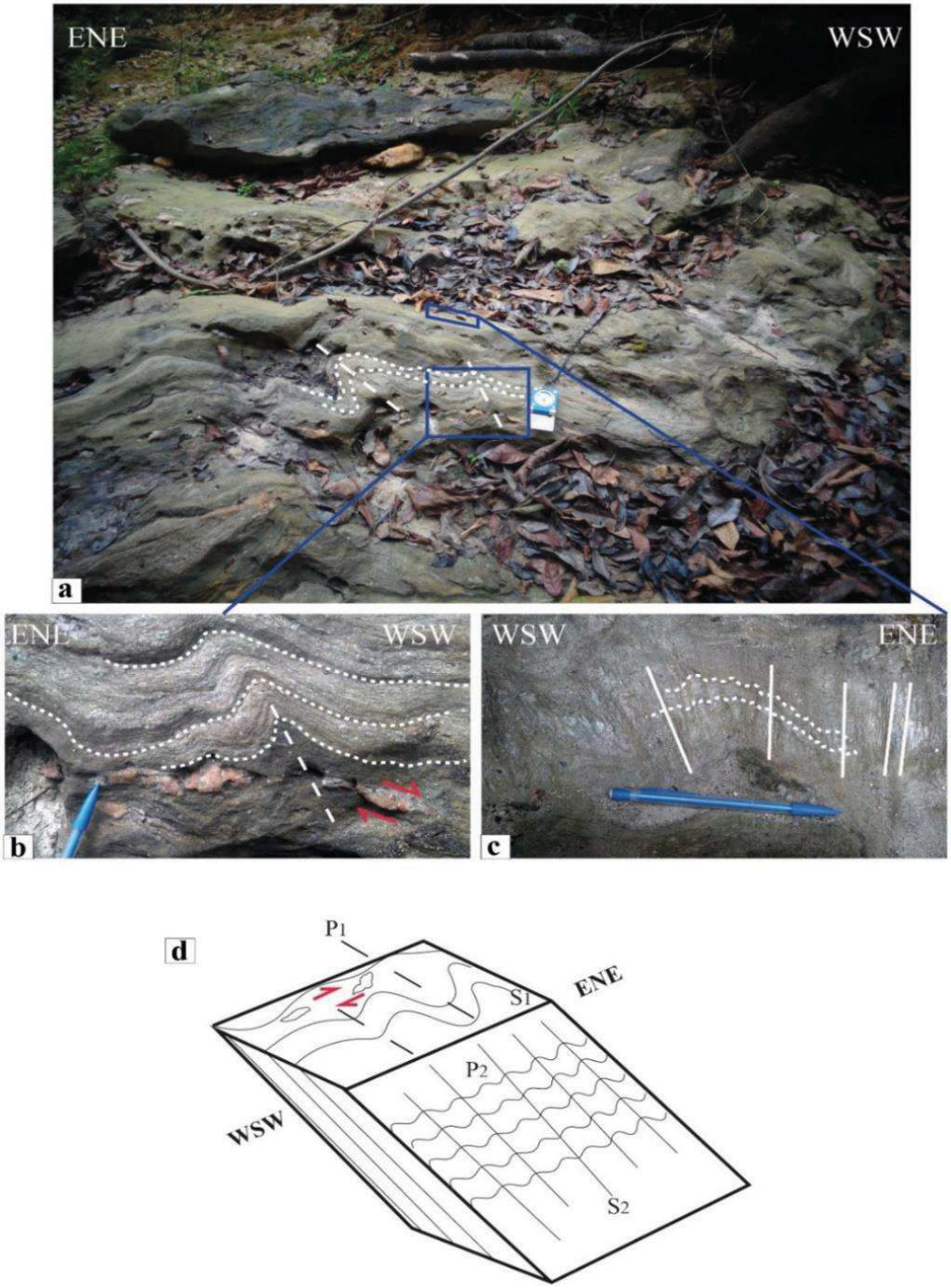


Figure III. 19. *Photographies des structures dans les gneiss de la Loukoula affleurant sur les rives de la Lantsou. a-c) structures plissées et cisaillées à différentes échelles et d) schéma interprétatif des structures.*

Cette direction témoigne des plis dont les axes sont E-W marquant un raccourcissement N-S. La foliation est plissée dans un premier temps avec des plis déversés vers le NE. Une troisième phase de raccourcissement se manifeste suivant la direction N88 c'est-à-dire E-W voire ENE-WSW se traduit par microplis définissant la crénulation (Fig.III.19).

Sur les rives de la Loukénéné au Nord de Les Saras, le paragneiss Lok45 présente une foliation principale orientée N18 et N50 correspondant à un raccourcissement WNW-ESE à NW-SE. Les axes des microplis associés à ce gneiss présentent des directions variées : N16, N48 et N128. Ces directions mettent en évidence des directions de raccourcissement orientées WNW-ESE, NW-SE et NE-SW.

3.4.2 Structure de la granodiorite de Les Saras

La granodiorite de Les Saras a été étudiée sur deux affleurements : la carrière à granulats des libanais et celle des chinois. Dans ces deux carrières, le massif de Les Saras présente une foliation pentée vers le sud-ouest suivant la direction N122. Au niveau de la carrière des libanais, la foliation principale reprend des plis dont les axes sont parallèles à la linéation d'étirement (Fig.III.20).

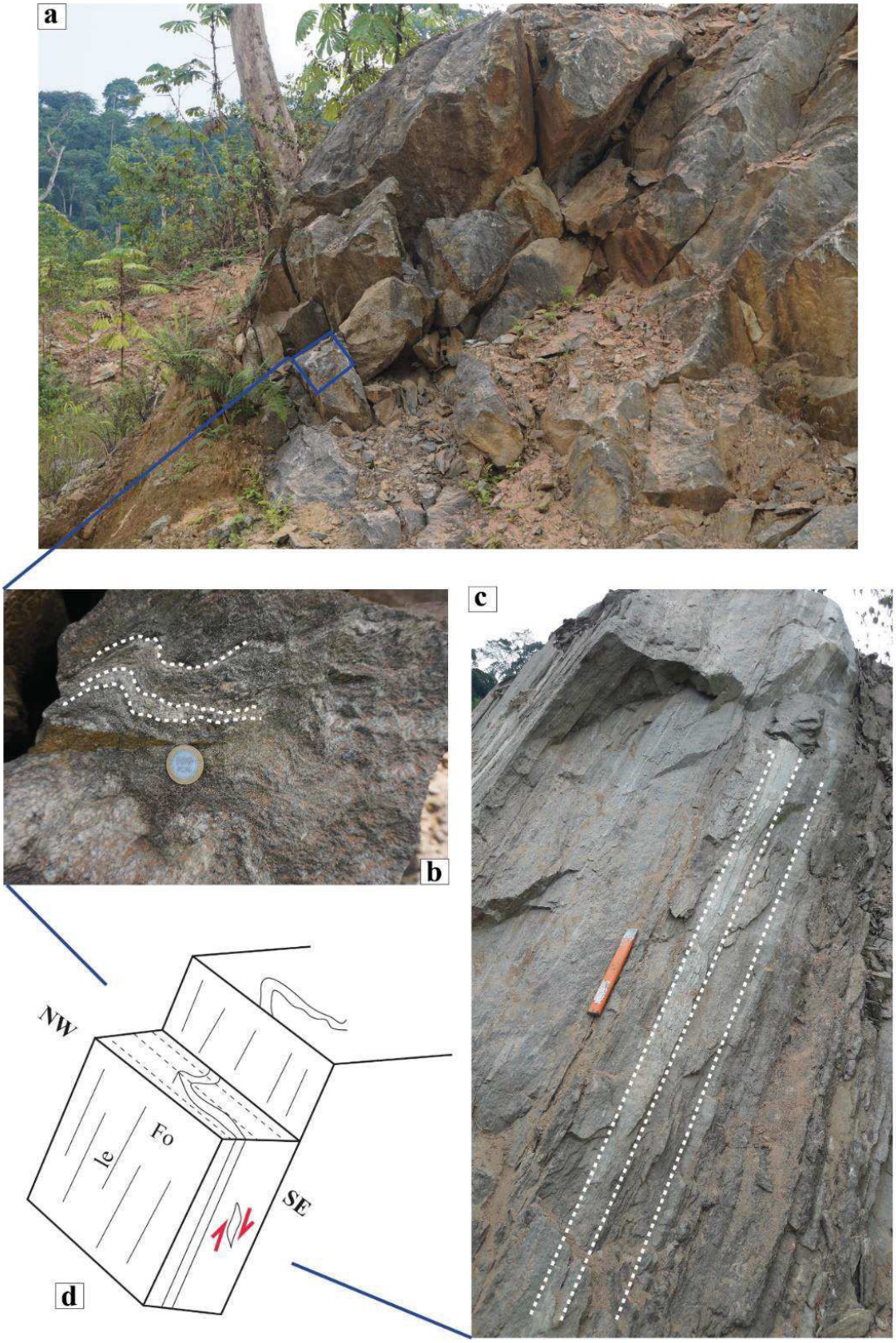


Figure III. 17. *Photographies montrant les structures dans l'orthogneiss de Les Saras. a-c) pli dans les plans de foliation ; c) foliation dans le faciès mylonitique et d) schéma illustratif des différentes structures.*

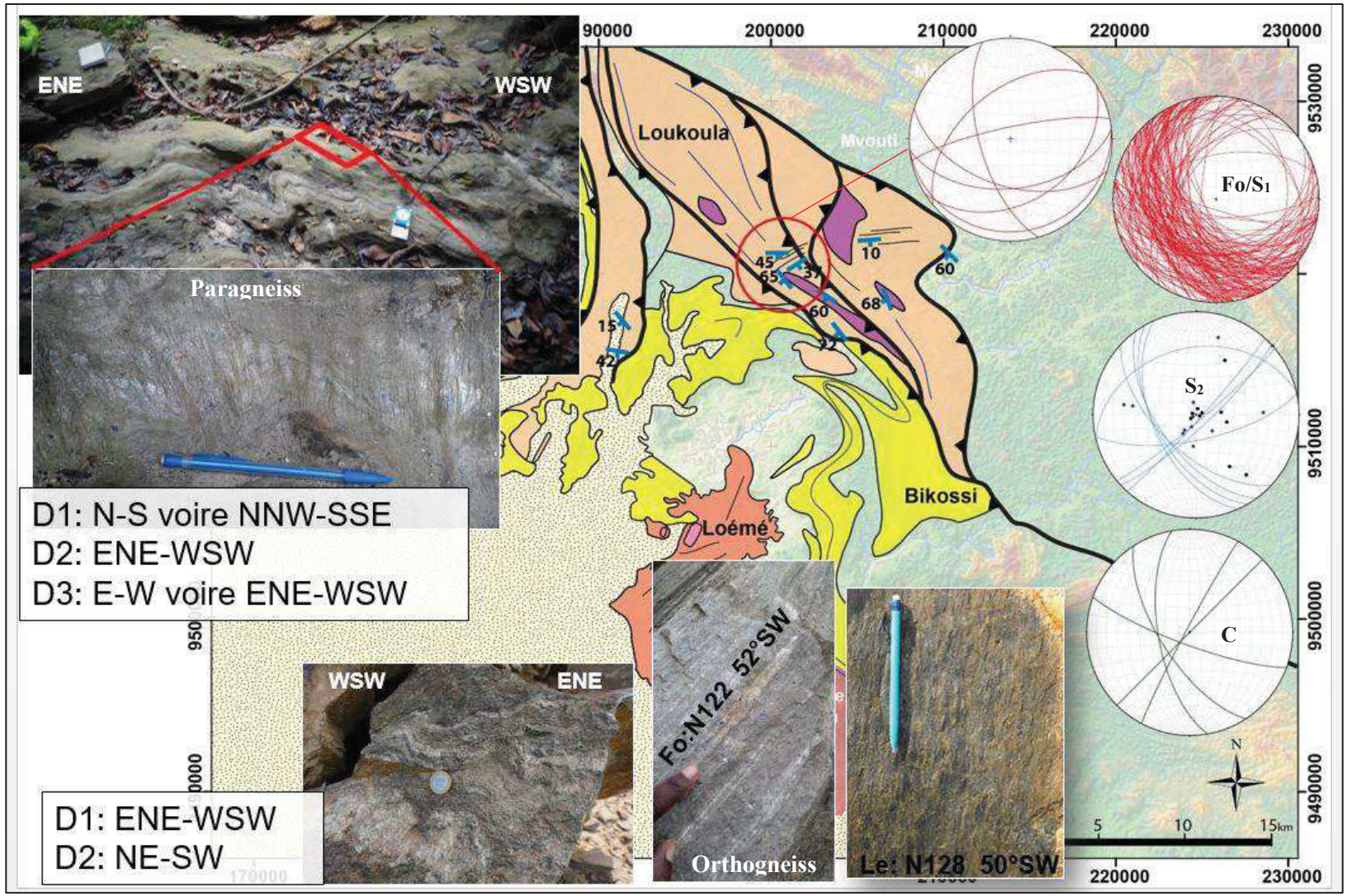


Figure III. 21. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des éléments structuraux du Groupe de la Loukoula.*

Les observations faites sur les formations du Groupe de la Loukoula ont permis d'identifier :

- Au moins trois phases de déformation (D1, D2 et D3) dans les paragneiss affleurants sur les rives de la rivière Lantsou (Fig.III.19)
- Deux phases de déformation (D1 et D2) dans l'orthogneisss de Les Saras (Fig.III.20).

Les phases de déformation D1 et D2 de l'orthogneiss présentent des directions similaires à celles des phases D2 et D3 des paragneiss (Fig.III.21). Ces dernières correspondant à un raccourcissement ENE-WSW voire NE-SW définissent l'orientation globales de ces formations et accommodent les plissements à vergence NE qui caractérisent la chaîne du Mayombe en général.

3.5 Stucture des formations du Groupe de la Loémé

Les affleurements des formations appartenant au Groupe de la Loémé se localisent dans les environs des villages de Bilinga, Bilala et Nkougni. Ils sont constitués de paragneiss, d'orthogneiss recoupés par des dykes d'amphibolites (Fig.III.22). La déformation est marquée par des plis comme en témoignent la foliation dans les gneiss.

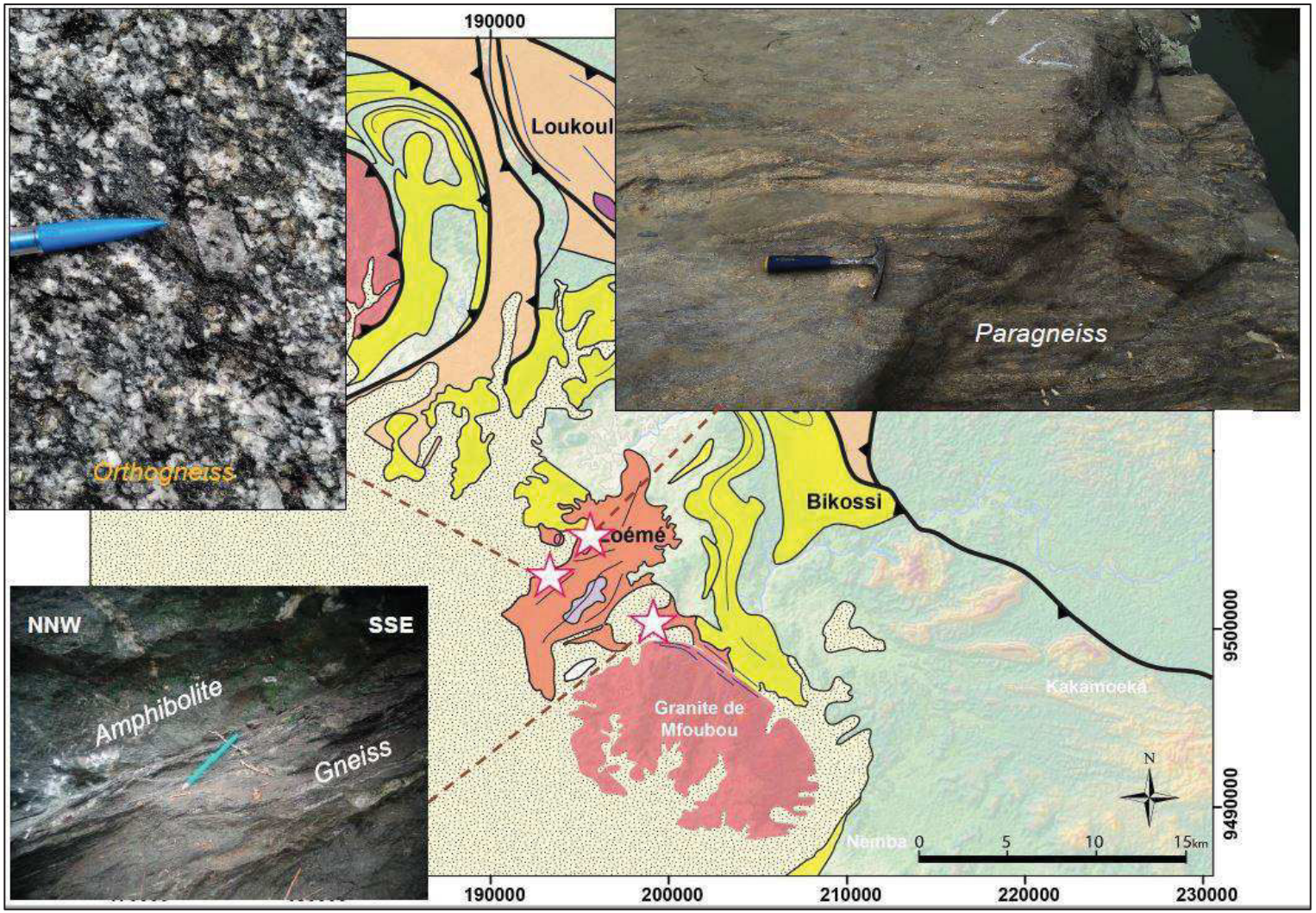


Figure III. 22. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des principaux affleurements présentant les différentes lithologies du Groupe de la Loémé (orthogneiss : carrière de Bilinga, Paragneiss : rive de la Loémé au Nord de Bilinga et Amphibolite : Gare de Nkougni).*

3.5.1 Analyse des structures dans les gneiss du Groupe de la Loémé

Quelques points d'affleurement ont été choisis pour mettre en évidence les différentes structures dans les formations géologiques constituant du Groupe de la Loémé.

a. Le gneiss de la gare de Nkougni

L'affleurement localisé à environ 200 m de la gare de Nkougni montre une foliation gneissique soulignée par des plis isoclinaux transportés vers le NW et repris par la schistosité de crénulation S_2 (Fig. III. 23). Localement on y observe des failles inverses.

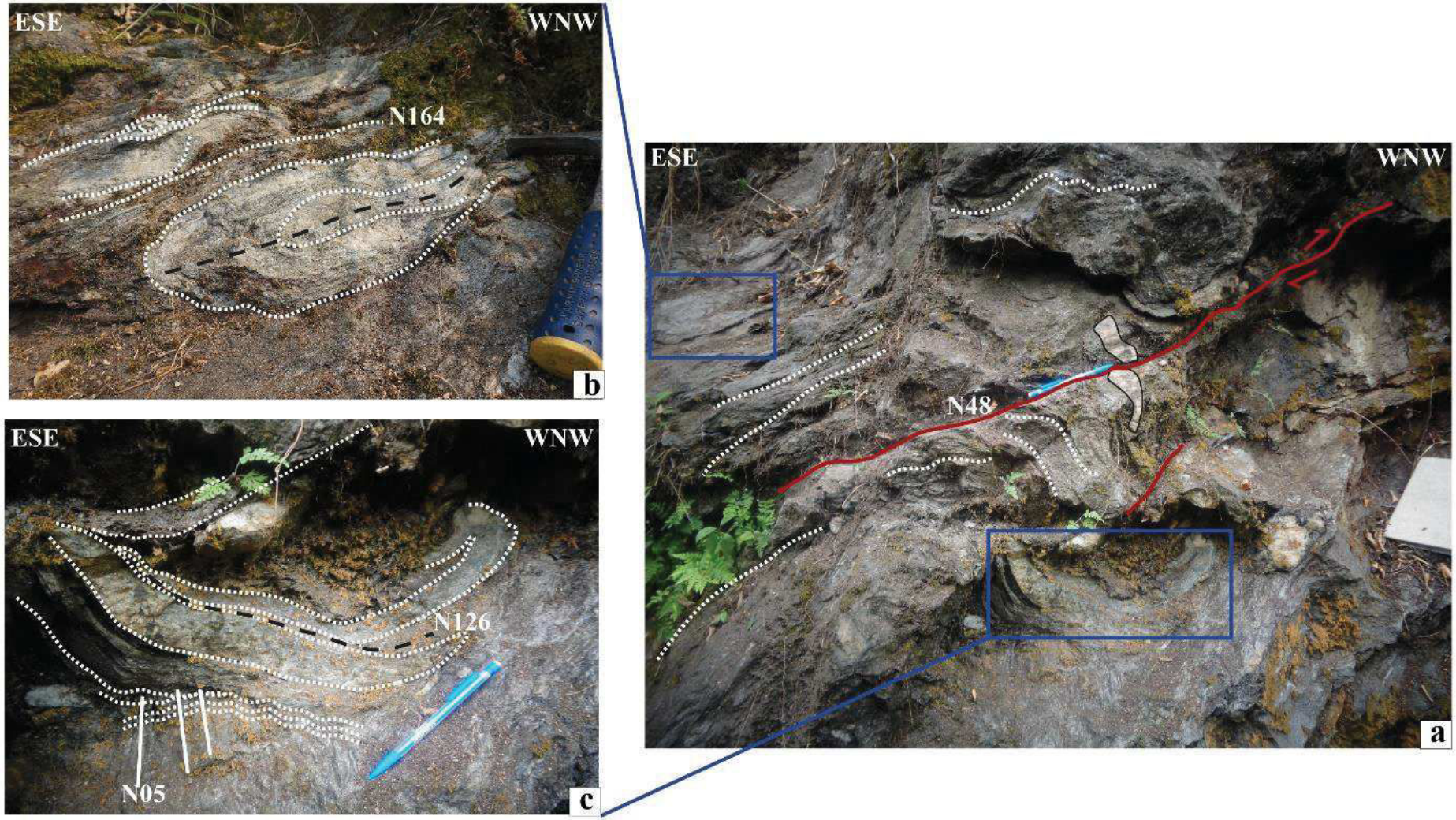


Figure III. 18. *Photographies montrant les plis isoclinaux replissés et une faille inverse dans le gneiss de la Loémé (à proximité de la gare de Nkougni).*

b. Le gneiss de la rive de la Loémé

L'affleurement au bord de la Loémé montre des gneiss plissés (Fig.III.24) témoignent d'un raccourcissement quasi-E-W et d'un transport de matériaux dans la direction N-S voire NNW-SSE auquel s'associe une seconde phase de plissement.

Figure III. 24. *Photographies montrant le pli isoclinal tronqué dans le gneiss de la Loémé*

.

3.5.2 Analyse structurale de l'orthogneiss de Bilinga et des roches associées

Le massif de Bilinga affleure à environ 1 km du village de Bilinga dans l'ancienne carrière de granulats. L'ensemble présente une foliation moyenne orientée N8 avec un pendage de 28° vers l'ouest. L'orthogneiss est intrudé par des veines de pegmatite qui sont plissées dans le plan de foliation (Fig.III.25a-c). Ces veines sont ensuite microplissées et présentent un alignement des minéraux phylliteux qui recoupe obliquement la foliation (ou S_1) (Fig.III.25c) suivant la direction N150. Localement, on observe une schistosité de crénulation affectant la foliation principale (Fig.III.25d). Les axes de crénulation s'orientent suivant les directions N100, N124, N130 et N150 (suivant la courbure du pli associé à S_1). Cette crénulation est postérieure à la mise en place et au plissement de certaines veines de quartz.

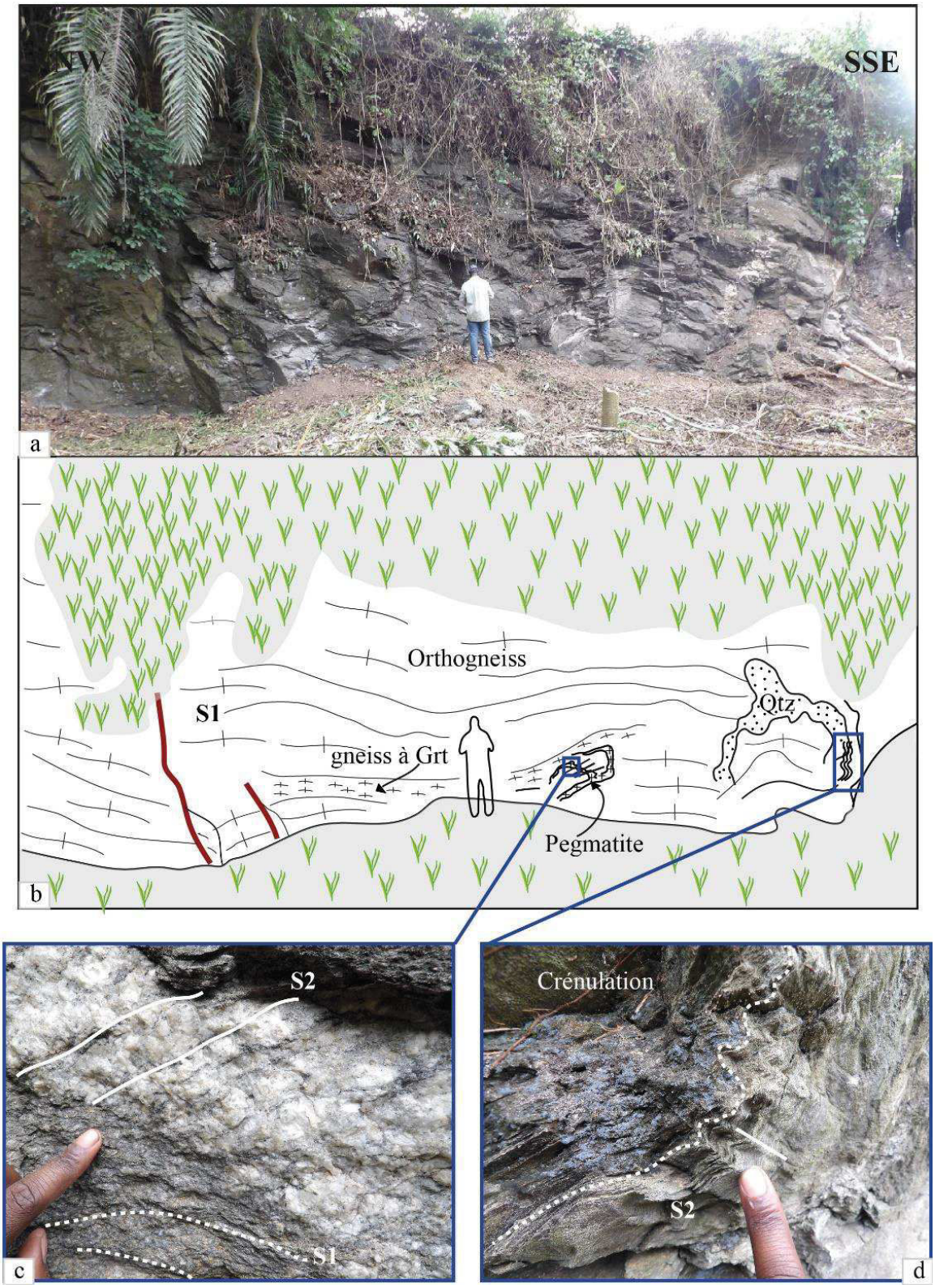


Figure III. 25. *Photographies montrant les structures dans l'orthogneiss de Bilinga.*

3.5.3 Analyse structurale de l'orthogneiss de Bilala et des roches associées

Le massif orthogneissique de Bilala se caractérise par une superposition de structures plissées moulées dans une foliation principale pentée vers le SSE. Les figures III.24-25 montrent les différents plis et plans de foliation et crénulation observables à la carrière de Bilala.

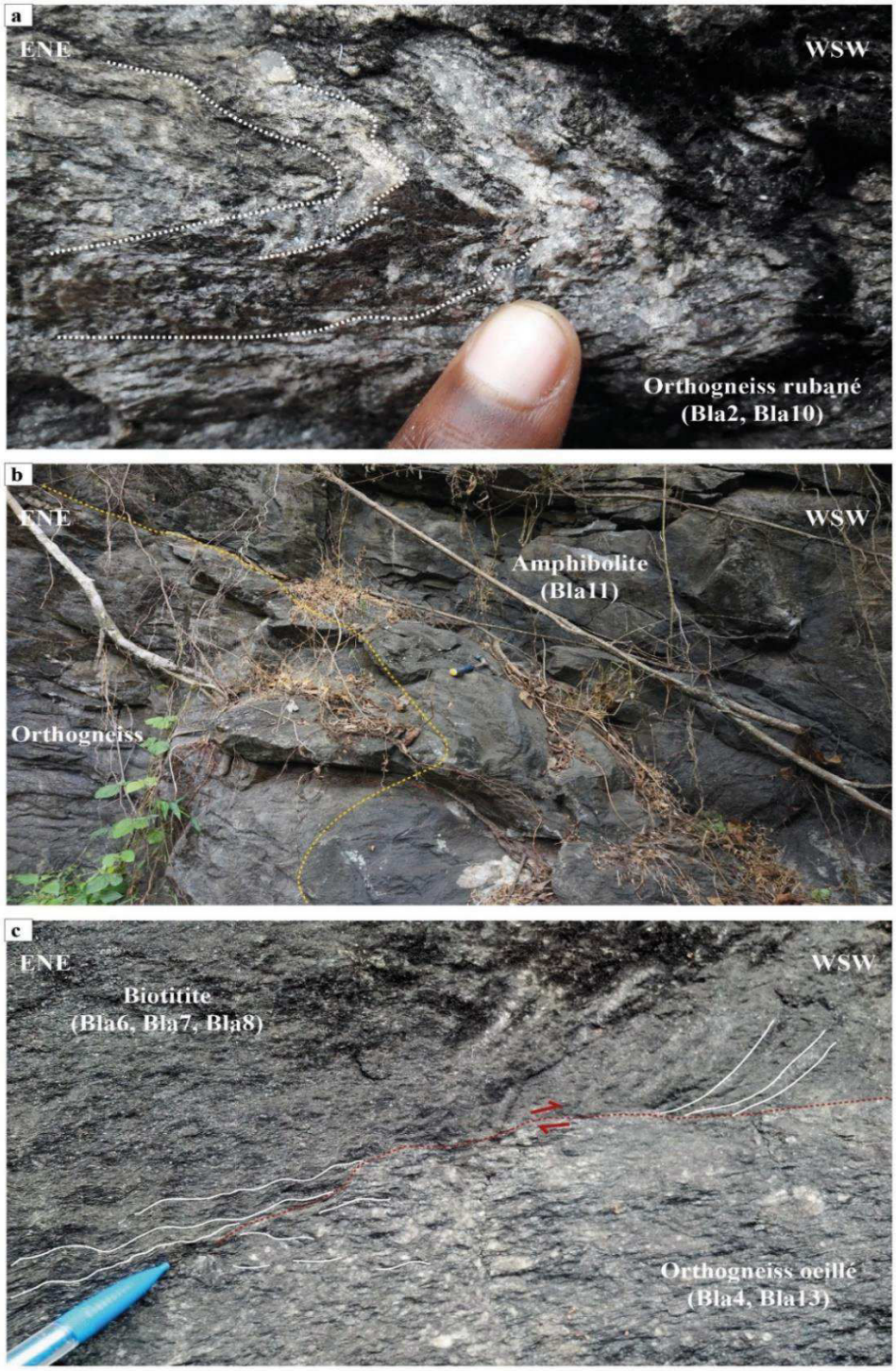


Figure III. 26. *Photographies montrant les structures dans l'orthogneiss de Bilala et les roches associées.*

Figure III. 27. *Photographies montrant les structures dans l'orthogneiss de Bilala. a) microplis replissés et b) différentes orientations de la crénulation.*

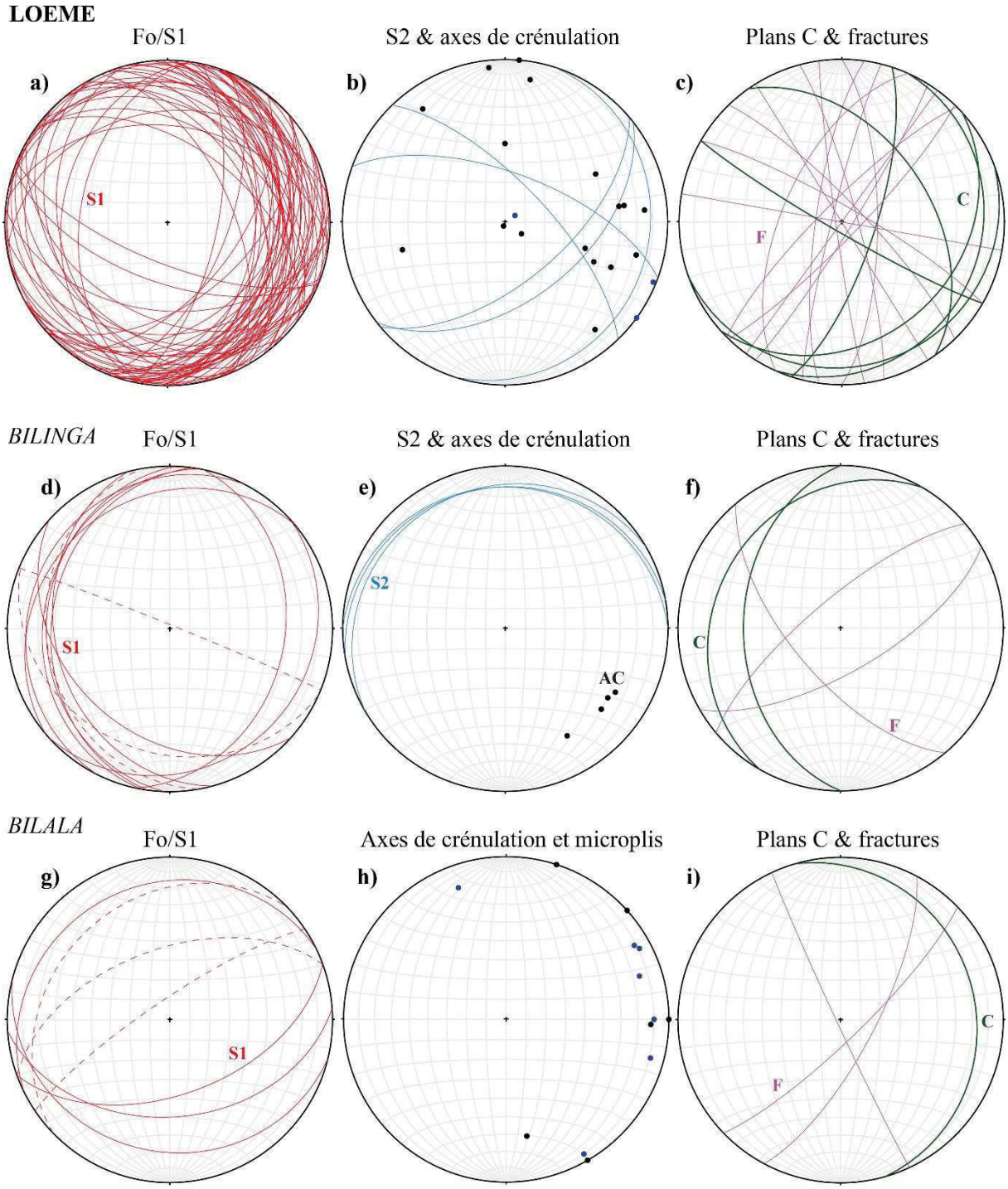


Figure III.28. *Diagrammes stéréographiques correspondant à la projection des structures dans le Groupe de la Loémé. Projections faites sur stereonet 10.0 à surfaces égales (canevas de Schmidt) et suivant l'hémisphère inférieure. Les plans en tireté correspondent aux veines de pegmatite et au dyke d'ampibolite.*

Dans le Groupe de la Loémé, la foliation ou la schistosité principale (Fo/S_1) présente des plans qui pour la plupart pendent vers l'Est (Fig.III.28a). La schistosité S_2 et les axes de crénulation qui se superposent à la foliation ou à la schistosité principale Fo/S_1 s'organisent suivant les plans qui sont parfois parallèles à la Fo/S_1 et parfois, ils les recoupent (Fig.III.28b). Le transport de matériaux suivant les plans de cisaillement se fait soit vers le NW, soit vers le NE et quelque fois vers le SW.

Au niveau du massif orthogneissique de Bilinga (carrière de Bilinga et rivière Pilassi), les plans de foliation (Fo/S1) montrent que l'orthogneiss est plissé suivant un axe quasi-N-S voire NNE-SSW **(**Fig.III.28d**).** Ce plissement implique aussi certaines veines de pegmatites. L'ensemble est recoupé par des intrusions tardives correspondant au filon d'aplite de direction N112 et à pendage subvertical**.** Les seconds plans de schistosité qui sont visibles dans les veines de pegmatite témoignent d'une variation du champ des contraintes et montrent des axes de crénulation qui se concentrent dans le cadran SE **(**Fig.III.28e**).** Les plans de cisaillement attestent un transport de matériaux dans des directions quasi-parallèle à la foliation principale **(**Fig.III.28f**)**.

Les mesures structurales réalisées à la carrière de Bilala sur l'orthogneiss et les roches associées montrent une foliation principale pentée vers le SSE (Fig.III.28g). Les axes de crénulation des microplis s'organisent suivant les directions SSE-NNW, E-W et NNE-SSW (Fig.III.28h). Le plan de cisaillement témoigne d'un transport de matériaux vers l'ouest et les fractures mettent en évidence des champs de contrainte orientés NE-SW et NW-SE (Fig.III.28i).

En se basant sur les observations faites sur les gneiss affleurant au nord de Bilinga sur la rive de la Loémé et ceux de la carrière de Bilinga (Fig.III.29), les phases de déformation présentent des directions distinctes. Ainsi, dans le Groupe de la Loémé, la chronologie d'ensemble des phases de déformation est très approximative.

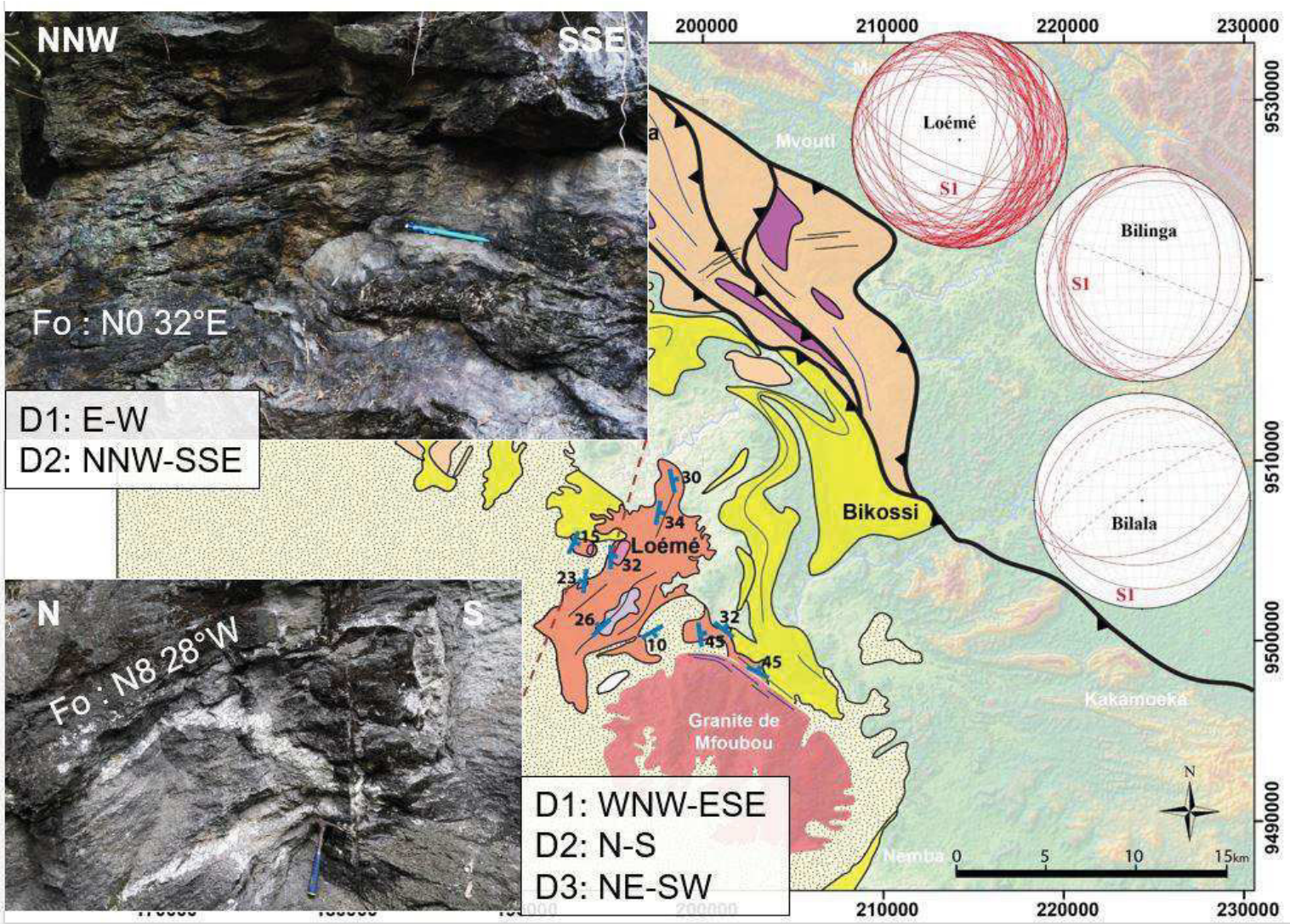


Figure III. 29. *Localisation sur la carte géologique de la zone d'étude des éléments structuraux du Groupe de la Loémé.*

4 Discussion

L'analyse des structures permet de mettre en évidence les directions suivant lesquelles s'organisent les phases de raccourcissement :

(i) La direction E-W

La direction E-W de la Fo/S_1 s'observe dans les formations appartenant au Groupe de la Loémé incluant l'orthogneiss de Bilinga. Cette disposition des structures impliquent des axes de plis de direction N-S.

(ii) La direction NW-SE

La direction NW-SE s'observe dans l'orthogneiss de Bilala ainsi que dans certaines formations du Groupe de la Bikossi et du Complexe basique de Nemba. Elle implique les plis avec les axes orientés NE-SW, perpendiculaire à l'orientation globale de la chaîne du Mayombe. Cette direction est souvent associée à la phase éburnéenne dans les formations du socle de la chaîne du Mayombe (Boudzoumou, 1986 ; Boudzoumou et Trompette, 1988).

(iii) La direction NE-SW

La direction NE-SW est prépondérante dans les formations du domaine central de la chaîne du Mayombe et s'observe aussi dans le Groupe de la Loukoula et la granodiorite de Les Saras. Cette organisation de la foliation (Fo) et de la schistosité principale (S_1) accommode les plis dont les axes s'orientent suivant la direction NW-SE correspondant à l'allongement globale de la chaîne du Mayombe marqué par des plis déversés vers le NE. Cette direction est reconnue par Hossié (1980), Vellutini et al. (1983), Mpemba-Boni (1990), Maurin et al. (1991) et correspond à la première phase de déformation D_1 rattachée à l'orogenèse pan-africaine dans la chaîne du Mayombe. La schistosité de crénulation S_2 qui replisse la schistosité S_1 se développe suivant une direction parallèle à la précédente (Boudzoumou, 1986). Les mesures réalisées dans les formations du domaine central de la chaîne du Mayombe confirment cette assertion (Fig.III.9). Cependant, Maurin et al. (1991) définissent un angle de 30° entre les directions des phases D_1 et D_2. Ainsi, la phase D_1 est associée au raccourcissement ENE-WSW et le raccourcissement conduisant à la phase de déformation D_2 est orienté NE-SW.

L'ensemble des mesures correspondant à la schistosité de crénulation S_2 ou aux plans de clivage s'organisent suivant les plans qui sont orientées dans des directions N-S, NNE-SSW voire NE-SW et NW-SE. La schistosité de crénulation N-S s'observe dans les formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula. La direction NE-SW s'enregistre dans les formations du domaine

central, du Complexe basique de Nemba et du Groupe de la Bikossi. La direction NW-SE évolue perpendiculairement à la précédente et apparait dans les formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula. Cette direction s'apparente à celle définie par Boudzoumou (1986) et Boudzoumou et Trompette (1988) comme soulignant la phase de déformation D_3 ayant conduit à la schistosité de crénulation S_3 dans les formations du socle de Guéna.

Les plans de cisaillement s'organisent suivant des directions qui se recoupent. Certains se développent dans les directions parallèles à la Foliation (Fo) ou à la schistosité principale (S_1).

5 Conclusion

Les observations faites sur le terrain montrent que le domaine central de la chaîne du Mayombe enregistre des phases de raccourcissements qui se traduisent par le développement des plis dans les formations des sous-groupes de la Louila, de la Tillite inférieure, de la Mossouva et de la Mvouti. Dans ce domaine, les plis sont droits (Fig.III.4) et présentent parfois une géométrie à flanc long/flanc court à vergence NE (Fig.III.7). En allant vers le sud-ouest, les plis deviennent isoclinaux (fig.III.8), et à ce niveau il est possible d'identifier deux générations de plis correspondant aux phases de déformation D_1 (raccourcissement NE-SW) et D_2 (raccourcissement ENE-WSW voire E-W). Le contact entre le domaine central et le domaine occidental est marqué par le chevauchement de Mandzi-Loukéné qui favorise le transport vers le NNE des unités du domaine occidental (Fullgraf et al., 2015a-b) (Fig.III.1). Dans le domaine occidental, la déformation est plus intense et les structures sont complexes. Cependant quelques points d'affleurement ont permis d'identifier et d'établir la chronologie des différentes phases de déformation. Ainsi, dans le Complexe basique de Nemba les plis observés sont parfois droits ou légèrement déversés vers le NE (Fig.III.12) et témoignent d'un raccoucissement NE-SW et c'est dans cette même direction que se développent certains microplis soulignant la crénulation. Par endroit, la crénulation est plutôt NNE-SSW (Fig.III.13).

Les données recueillies sur les principaux points d'affleurement des formations des Groupes de la Bikossi, de la Loukoula et de la Loémé sont reportées sur la figure III.30.-

Groupes	Affleurement	D_1	D_2	D_3
Bikossi	Rivière Moutsoungou	NE-SW	ENE-WSW	
	Réalignement CFCO	NE-SW	NNW-SSE	WNW-ESE voire NNW-SSE
Loukoula	Carrière des Libanais	ENE-WSW	NE-SW	-
	Rivière Lantsou	N-S voire NNW-SSE	ENE-WSW	E-W voire ENE-WSW
Loémé	Carrière de Bilala	NNW-SSE	N-S	NE-SW
	Carrière de Bilinga	WNW-ESE	N-S	NE-SW
	Rivière Loémé	E-W	NNW-SSE	-

Figure III. 19. *Les différentes phases de déformation (raccourcissement) identifiées dans les formations des Groupes de la Bikossi, de la Loukoula et de la Loémé.*

Les formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula présentent des structures qui permettent de voir que la direction de raccourcissement NNW-SSE correspondant à la phase D_1 est commune aux deux Groupes. Cependant, la phase D_2 (NE-SW) qui marque la foliation principale de l'orthogneiss de Les Saras correspond plutôt aux microplis de crénulation dans les gneiss de la Loémé. Ceci permet de dire que les formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula ont enregistré, dans l'ensemble, une première histoire tectonique (Eburnéenne ?) et à cette histoire se supperpose une seconde qui se traduit dans le Groupe de la Loémé par : (i) soit la « fossilisation » des précédentes directions c'est-à-dire que l'histoire recente reprend les mêmes directions que la précédente, (ii) soit par une moindre remobilisation des anciennes structures (développement des microplis de crénulation). Dans le Groupe de la Loukoula ainsi que dans certaines formations du Groupe de la Bikossi, la foliation N150-N160 est récurrente et témoigne du raccourcissement NE-SW. A ce dernier s'ajoute le développement des chevauchements associés à la dynamique pan-africaine (Fullgraf et al., 2015a-b).

La figure 31 montre la relation géométrique entre les formations du domaine occidental de la chaîne du Mayombe et celle du domaine central.

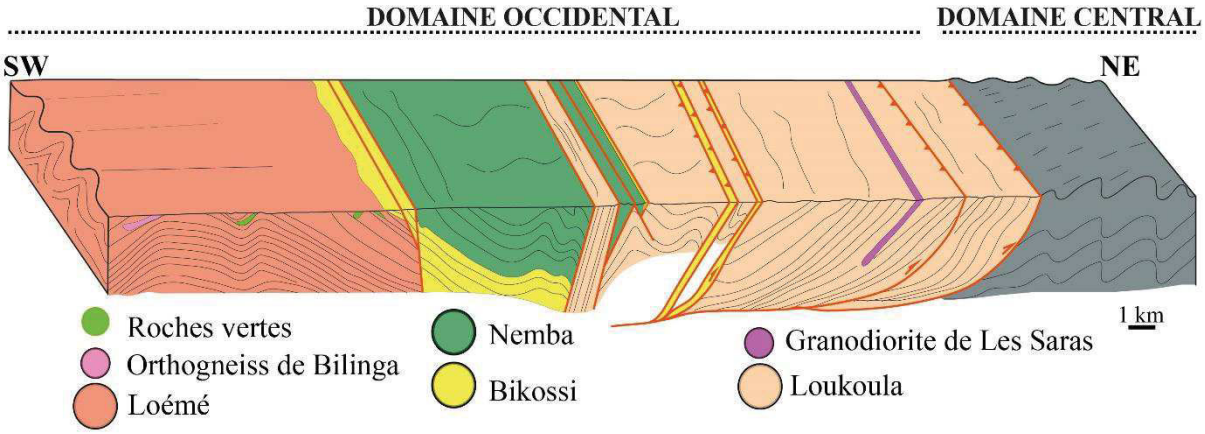


Figure III. 20. *Bloc diagramme correspondant à la coupe géologique réalisée le long de l'ancienne voie ferrée entre Les Saras et Bilinga (trait de coupe A-B sur la carte, Fig.III.10). Le schéma est basé principalement sur les observations de terrain.*

En tenant compte des modèles proposées par Maurin et al. (1991) et Fullgraf et al. (2015a) présentées dans le chapitre II (coupes 4 et 5), la coupe ci-dessus montre une distinction des structures entre les Groupes de la Loémé et de la Loukoula en admettant la faible accommodation des formations du Groupe de la Loémé au raccourcissement NE-SW.

Chapitre IV. Description lithologique des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe

1 Introduction

Le domaine occidental de la chaîne du Mayombe se caractérise par une importante diversité lithologique. Il est constitué de roches ortho et paradérivées déformées, plissées et charriées vers le NE. L'ensemble de ces roches fait l'objet de cette étude où l'accent est mis sur les formations paléoprotérozoïques constituant le socle de la chaîne du Mayombe. Dans ce chapitre, nous allons présenter les données pétrographiques résultant des observations faites à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince. Deux missions de terrain de vingt et cinq jours chacune ont été réalisées dans les secteurs de Bilinga et de Les Saras pour mener l'étude à l'échelle macroscopique. Les échantillons ont été ensuite prélevés pour la confection des lames minces qui, ont été analysées au microscope optique et/ou à la microsonde électronique. Les données obtenues lors de cette étude sont présentées dans les paragraphes et les illustrations qui suivent.

2 Description des différentes lithologies des unités géologiques du socle de la chaîne du Mayombe

Le socle de la chaîne du Mayombe est constitué de roches de lithologies différentes qui se répartissent entre les Groupes de la Loémé, de la Loukoula et de la Bikossi.

2.1 Les différentes lithologies et assemblages minéralogiques du Groupe de la Loémé

Les roches étudiées ont été observées et prélevées le long des cours d'eau (Loémé, Pilassi, Loukénéné) et des deux tronçons du chemin de fer. Le Groupe de la Loémé est constituée de gneiss para et ortho-dérivés, de micaschistes et amphibolites (Fig IV.1). Seules les données sur les gneiss sont présentées, à l'échelle microscopique, ici du fait que les gneiss sont mieux préservés de l'altération que les micaschistes et les roches vertes.

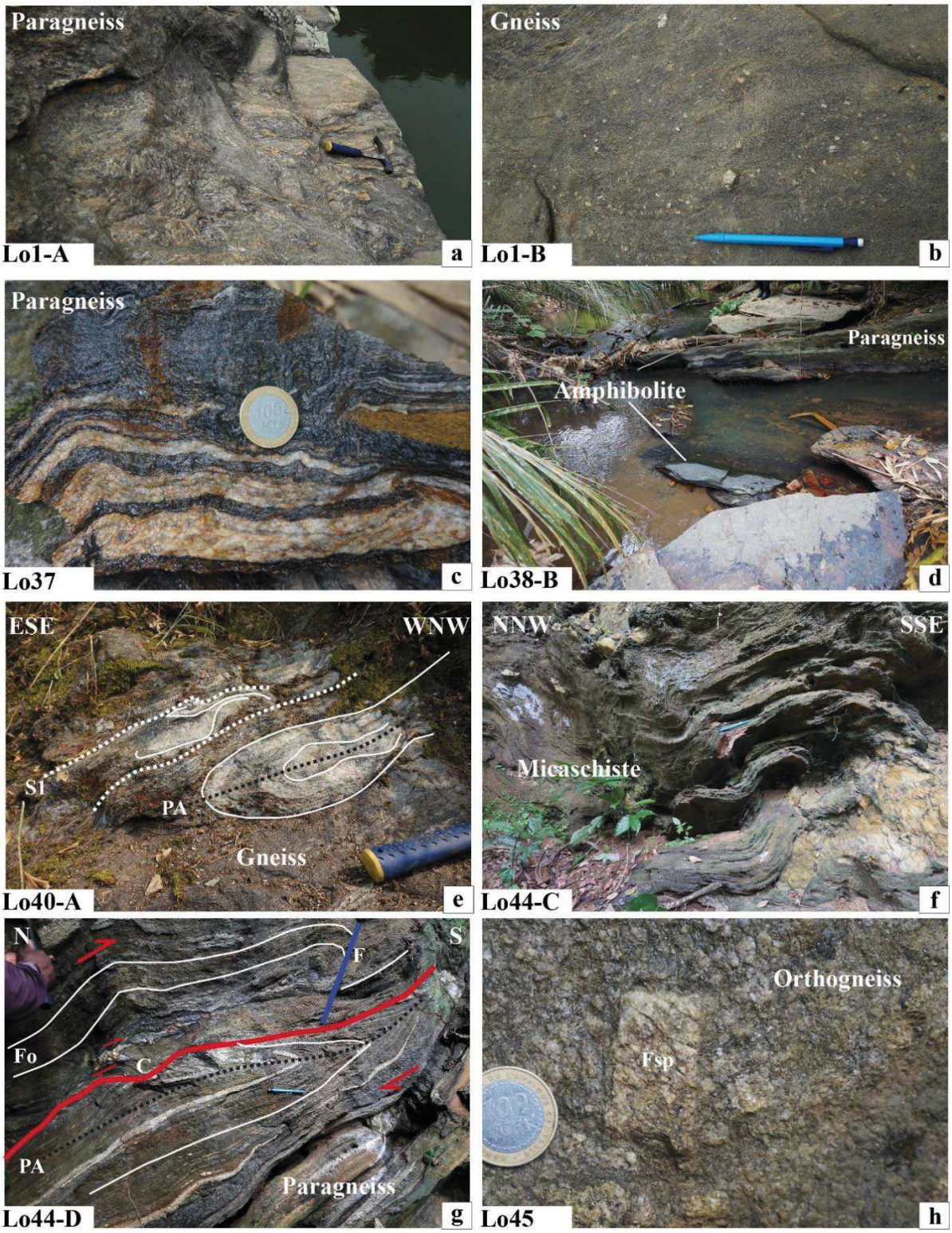


Figure IV. 1. *Photographies des différentes lithologies et microstructures observées dans le Groupe de la Loémé. (a) Paragneiss (Lo1-A) affleurant en bordure de la Loémé au Nord du village Bilinga ; (b) gneiss (Lo1-B) à feldspath centimétrique associé au paragneiss (Lo1-A) ; (c) paragneiss rubané et microplissé (Lo38) observé en bordure de la rivière Pilassi à l'ouest de Bilinga ; (d) roche verte (Lo38-B) intercalée dans gneiss de la Loémé sur la rivière Pilassi ; (e) Gneiss à plis isoclinaux (Lo40-A) observable à environ 200 m de la gare de Nkougni ; (f) micaschiste plissé (Lo44-C) très altéré affleurant en bordure de la Loémé ; (g) Paragneiss (Lo44-D) à pli isoclinal marqué par un plan de cisaillement et une fracture et (h) orthogneiss porphyrique (Lo45) avec des cristaux automorphes de feldspath. S1 : schistosité, Fo : foliation, C : cisaillement, PA : plan axial, F : fracture.*

2.1.1 Les paragneiss de la Loémé

Le Groupe de la Loémé est constituée en grande partie de formations sédimentaires métamorphisées résultant du démantèlement du craton archéen du Congo (Fullgraf et al., 2015a ; affaton et al., 2016). Ces roches ont ensuite été recoupées par des intrusions magmatiques felsiques et mafiques. Les paragneiss de la Loémé peuvent être regroupés en deux principaux types : les gneiss rubanés et les gneiss gris fins. Cette distinction reflète la composition du protolithe plus ou moins riche en pélites pour constituer l'alternance entre les lits quartzo-feldspathiques et les lits phylliteux. Deux échantillons représentatifs ont été étudiés pour caractériser ces lithologies.

2.1.1.1 Le gneiss rubané (Lo37)

Le paragneiss rubané (Lo37) affleure à l'ouest du village de Bilinga sur les rives de la Pilassi. Il se caractérise par une alternance bien marquée de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques (Fig. IV.1c). La fraction micacée est constituée par la biotite qui parait chloritisée en lame mince (FIgIV.2). La roche présente une foliation faiblement pentée (12°) vers le SE suivant la direction N60. Les données pétrographiques et minéralogiques de ce faciès sont présentées en annexe (An.IV-Tab1) Dans cette roche, la foliation principale ainsi que la crénulation sont à Bt-Ms. Le grenat résulte d'une histoire antérieure ; sa texture et sa composition ont été modifiée du fait de la dissolution par les minéraux néoformés. La chloritisation de la biotite survient tardivement. Cet échantillon présente une histoire métamorphique comprenant au moins deux cycles : (i) le premier cycle est marqué par la présence du grenat, et (ii) le second cycle est caractérisé par deux phases de déformation marquées par une première foliation (Fo/S_1) qui a ensuite été plissée donnant ainsi une crénulation (S_2).

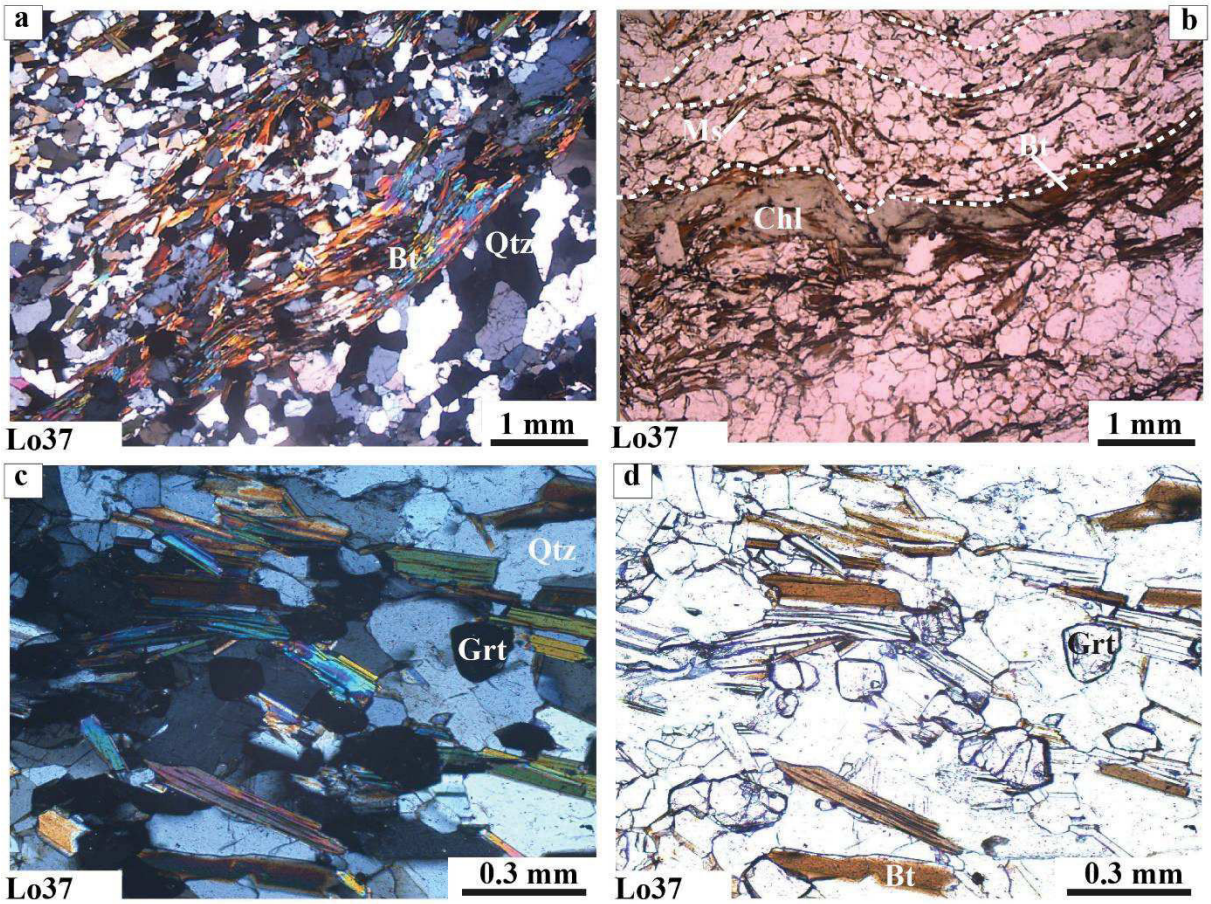


Figure IV. 2. *Photographies microscopiques du paragneiss rubané de la Loémé (Lo37). (a) alternance de niveaux quartzitiqes et de niveaux phylliteux ; (b) foliation microplissée marquée par la chloritisation de la biotite brune ; c-d) zone à grenats fracturés associés à la biotite, la muscovite et le quartz. Qtz : quartz, Ms : muscovite, Bt ; biotite, Chl ; chlorite.*

2.1.1.2 Le gneiss gris fin (Lo38-A)

Comme son nom l'indique, ce gneiss est de couleur grise et présente un aspect massif dû à la forte cohésion des grains de quartz et de feldspath et à la faible proportion des phyllosilicates dans la roche (Fig.IV.3a-b). A l'affleurement la roche présente une foliation pentée de 32° et s'oriente suivant la direction N86. La description des assemblages minéralogiques est présentée en annexe (An.IV-Tab2). L'échantillon Lo38-A présente quasiment la même histoire que l'échantillon Lo37, seule la différence de composition du protolithe permet de les distinguer. L'un se caractérise par une importante proportion de phyllites, ce qui lui confère une structure foliée et l'autre présente une faible proportion en phyllite et parait plutôt massif. Aussi, la muscovite est absente dans la roche Lo38-A ; seule la biotite constitue la phase micacée. Le grenat est instable et présente des bordures dissoutes par la biotite, le quartz et le plagioclase.

Le contexte métamorphique se résume aussi en deux cycle : (i) le premier cycle dont la seule trace reste les reliques de grenat comprenant le quartz en inclusion, et (ii) le second cycle marqué par la présence de la biotite dans les fractures et en bordure du grenat. La chloritisation de la biotite est peu marquée dans cet échantillon.

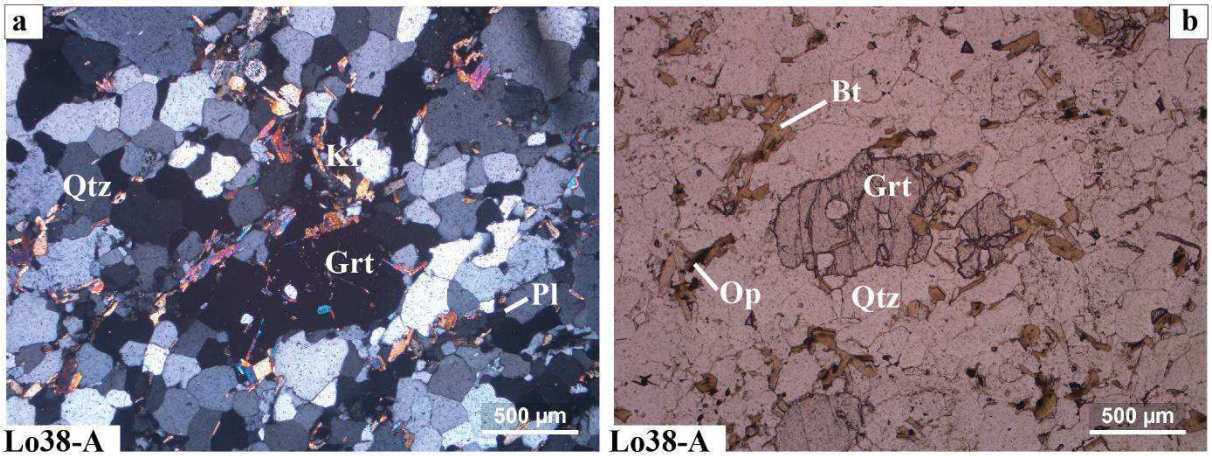


Figure IV. 3. *Photographies de la lame mince du paragneiss de la Loémé (Lo38-A). Paragenèse à quartz (Qtz), plagioclase (Pl), grenat (Grt), biotite (Bt), opaque (Op). Le grenat se déstabilise aux dépens de la biotite et du quartz. a) image en lumière polarisée analysée (LPA) et b) image en lumière polarisée non analysée (LPNA).*

2.1.1.3 Le gneiss de la gare de Nkougni et les roches associées

L'affleurement de la gare de Nkougni se caractérise par une hétérogénéité de faciès donnant globalement une texture gneissique (Fig.IV.4). Le faciès gneissique se caractérise par une variation de proportion de la biotite dans la matrice avec une nette diminution de ce minéral en partant du NW vers le SE. Ce gneiss renferme aussi des veines quartzo-feldspathiques centimétriques plissées dans les plans de foliation et dans des plans recoupant la foliation. Les boudins de quartzite et d'amphibolite sont associés au gneiss. Les données sur la caractérisation pétrographique et minéralogique présentées dans ce chapitre correspondent aux échantillons du faciès gneissique riche en biotite et à l'amphibolite.

a. Le gneiss principal (Lo40-A)

Le faciès principal est de couleur gris-sombre et comprend une fraction importante de micas, ce qui lui donne un aspect micaschisteux. La foliation pentée de 34° vers WSW suivant la direction N164 est marquée par la biotite plus ou moins chloritisée. Cette foliation est associée à des plis dont les axes s'orientent suivant les directions N126 (veine quartzo-feldspathique),

N05 (crénulation). La description pétrologique et minéralogique est présentée en annexe (An.IV-Tab3). L'échantillon Lo40-A présente un plan de foliation (S_1) marquée par la biotite et la hornblende. Les microplis P_2 qui définissent la crénulation sont aussi soulignés par ces mêmes minéraux auxquels s'ajoute l'épidote. Au moins trois phases de déformation sont enregistrées dans cet échantillon. Il n'y a pas de néoformation de minéraux suivant les axes des microplis P_3. Dans cet échantillon, l'histoire tectono-métamorphique parait difficile à reconstituer du fait de l'absence d'orientation préférentielle de minéraux. Hormis la biotite qui cristallise suivant deux plans, les amphiboles paraissent éparpillées. Cependant, il est possible de voir des amphiboles qui se recoupent. Les fines baguettes d'amphibole verte se superposent obliquement sur les grandes plages d'amphibole brune. Dans tous les cas, les deux phases de déformation identifiées en se basant sur la disposition de la biotite se déroulent dans un contexte où la biotite et la hornblende sont stables. La transition entre le gneiss et l'amphibolite se fait d'une manière progressive avec une expression plus marquée de la déformation en allant vers le SE. La déformation sur l'ensemble de l'affleurement est marquée par :

(i) La présence d'une foliation pentée vers le sud-ouest témoignant d'un système de pli à vergence nord-est ;

(ii) La présence de plis isoclinaux avec des plans axiaux sub-horizontaux ;

(iii) Le développement du boudinage dans la matrice gneissique et des fentes de tension à calcite dans le boudin d'amphibolite ;

(iv) La mise en place du couloir faillé permettant le transport des structures vers le nord.

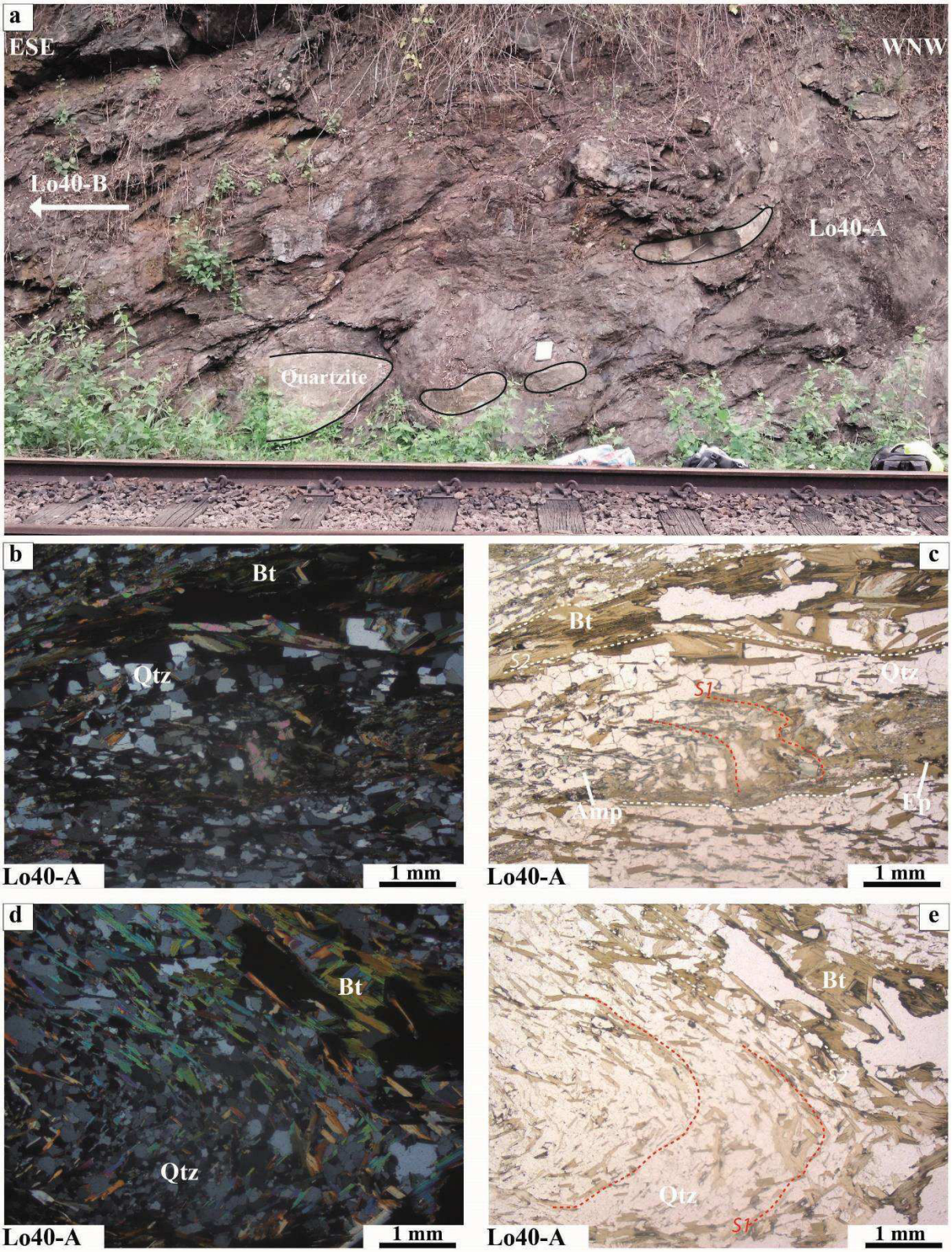


Figure IV. 4. *Photographies macroscopique et microscopique du gneiss (Lo40-A) de la Loémé. (a) affleurement sur le réalignement du chemin de fer, à 200 m de la gare de Nkougni. Matrice gneissique dans laquelle sont emballés les boudins quartzitiques et quartzo-feldspathiques ; (b), (c), (d) et (e) images au microscope montrant une foliation microplissée à Qtz-Bt±Amp. Qtz : quartz, Amp ; amphibole (hornblende verte) ; Bt : biotite, Ep : épidote, S1 : schistosité principale, S2 : schistosité de crénulation.*

b. L'amphibolite (Lo40-B)

L'amphibolite Lo40-B affleure au contact du gneiss Lo40-A (Fig.IV.5). Elle se présente sous une forme de boudin. Les données correspondant à la description pétrographique et minéralogique sont fournies en annexe (An.IV-Tab4)

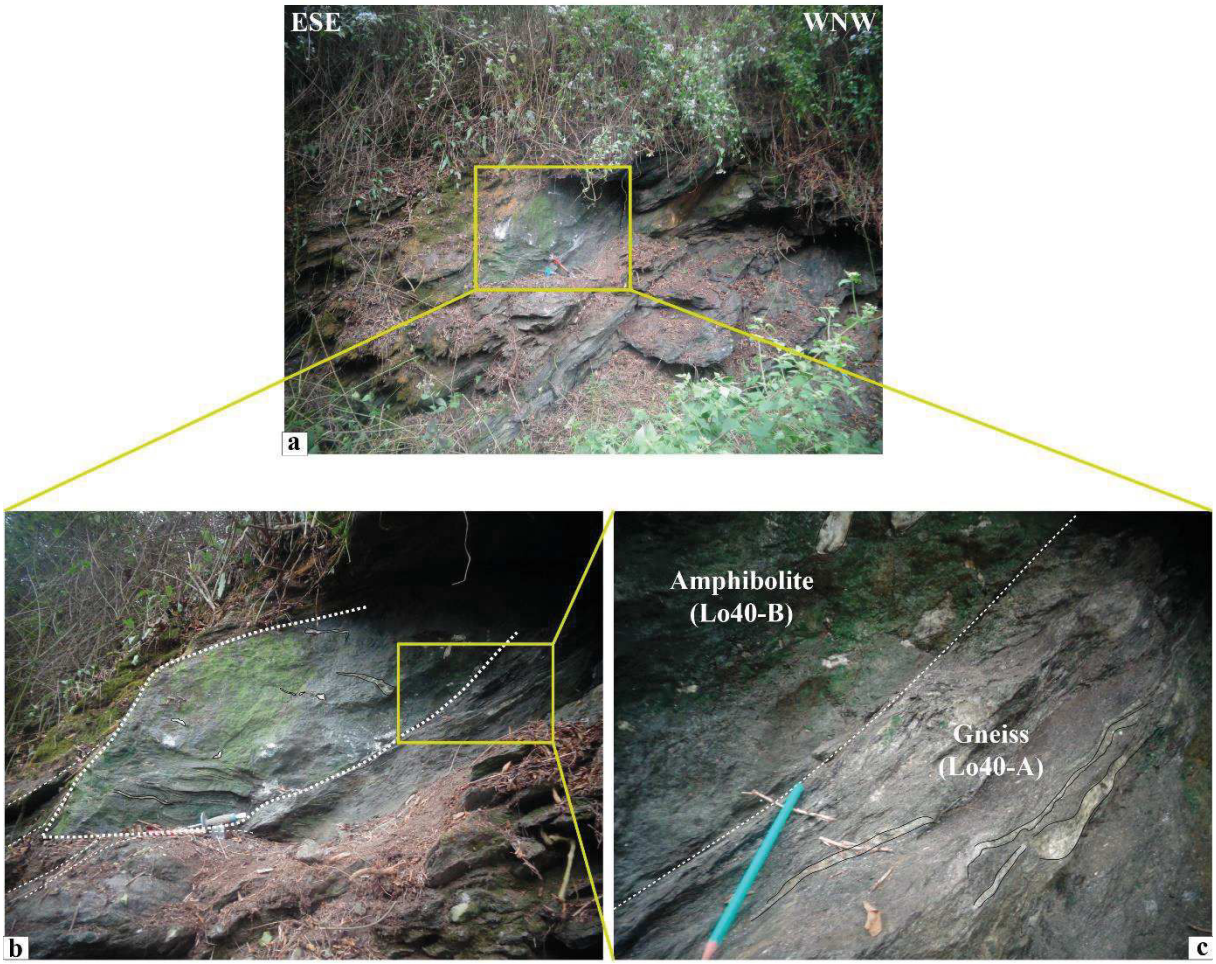


Figure IV. 5. *Photographies illustrant le contact entre le boudin d'amphibolite (Lo40-B) et le gneiss (Lo40-A) sur le réalignement près de la gare de Nkougni. (a), (b) et (c) contact concordant entre la roche verte et le gneiss.*

L'échantillon Lo40-B ne présente pas de structures internes spécifiques. Il se caractérise par la présence de fentes de tension remplies de calcite qui paraissent parfois plissées (Fig.IV.5) dans le sens du charriage vers le nord de l'ensemble amphibolite-gneiss. L'assemblage minéralogique témoigne d'une rétromorphose des faciès à hornblende et biotite brune en faciès à hornblende verte et biotite chloritisée favorisant le développement de l'épidote et de la titanite. Le plagioclase présente aussi une texture témoignant de son instabilité.

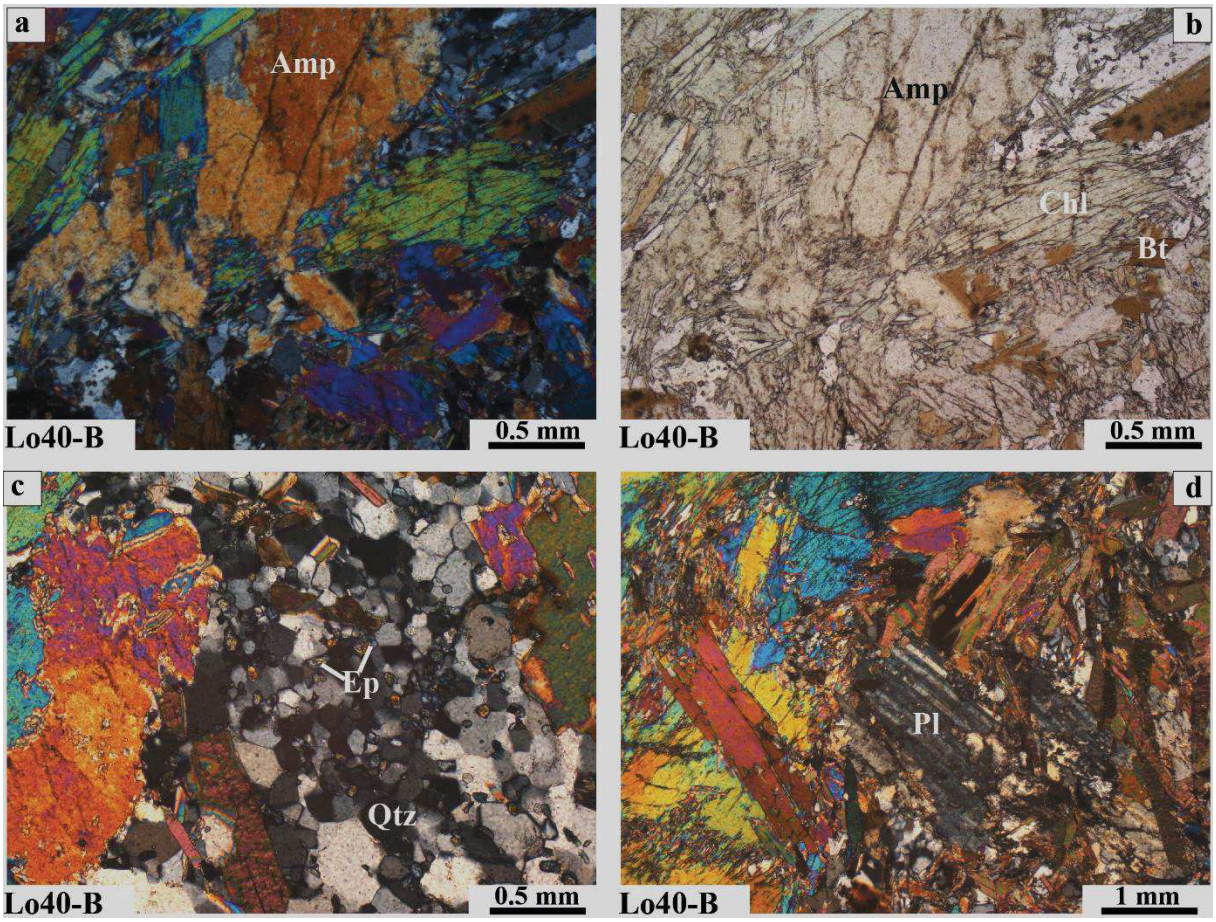


Figure IV. 6. *Photographies microscopiques de l'amphibolite de la Loémé (Lo40-B). (a) et (b) montrent des plages centimétriques d'amphibole (hornblende légèrement brune) associées à la biotite chloritisée ; (c) fraction riche en quartz et épidote et (d) plagioclase partiellement dissout au contact de la biotite et de l'amphibole. Amp : amphibole, Qtz : quartz, Pl : plagioclase, Bt : biotite, Chl : chlorite, Ep : épidote.*

2.1.2 Les orthogneiss de la Loémé

Les orthogneiss de la Loémé se présentent sous forme d'intrusions dans le socle polygénique de la Loémé. Ils sont représentés dans ce chapitre par : (i) l'orthogneiss Lo45 affleurant à environ 800 m au Nord du massif granitique de Mfoubou ; (ii) l'orthogneiss de Bilinga affleurant dans l'ancienne carrière à granulat de Bilinga et (iii) l'orthogneiss de Bilala observable à la carrière à granulats de Bilala. En raison de leur étendue et des possibilités d'affleurement qu'ils offrent, les orthogneiss de Bilinga et de Bilala sont étudiés avec les roches qui leur sont associées (gneiss riche en biotite, biotitite, amphibolite).

2.1.2.1 L'orthogneiss de la Loémé (Lo45)

L'orthogneiss Lo45, de couleur grise, affleure à environ 800 m au nord du massif granitique de Mfoubou. La description pétrographique et minéralogique est fournie en annexe (An.IV-Tab5). L'échantillon Lo45 montre une forte recristallisation de la fabrique magmatique. Le métamorphisme est marqué par la recristallisation du quartz, la présence de la biotite, de l'épidote et de la chlorite. Les feldspaths constituent des porphyroclastes, ils enregistrent la déformation en bordure mais gardent leur forme automorphe acquise lors de la cristallisation magmatique. La fabrique gneissique étant certes peu nette dans cette roche, les plans définissant l'espace intergranulaire sont tous à biotite stable. La chloritisation de la biotite est tardive.

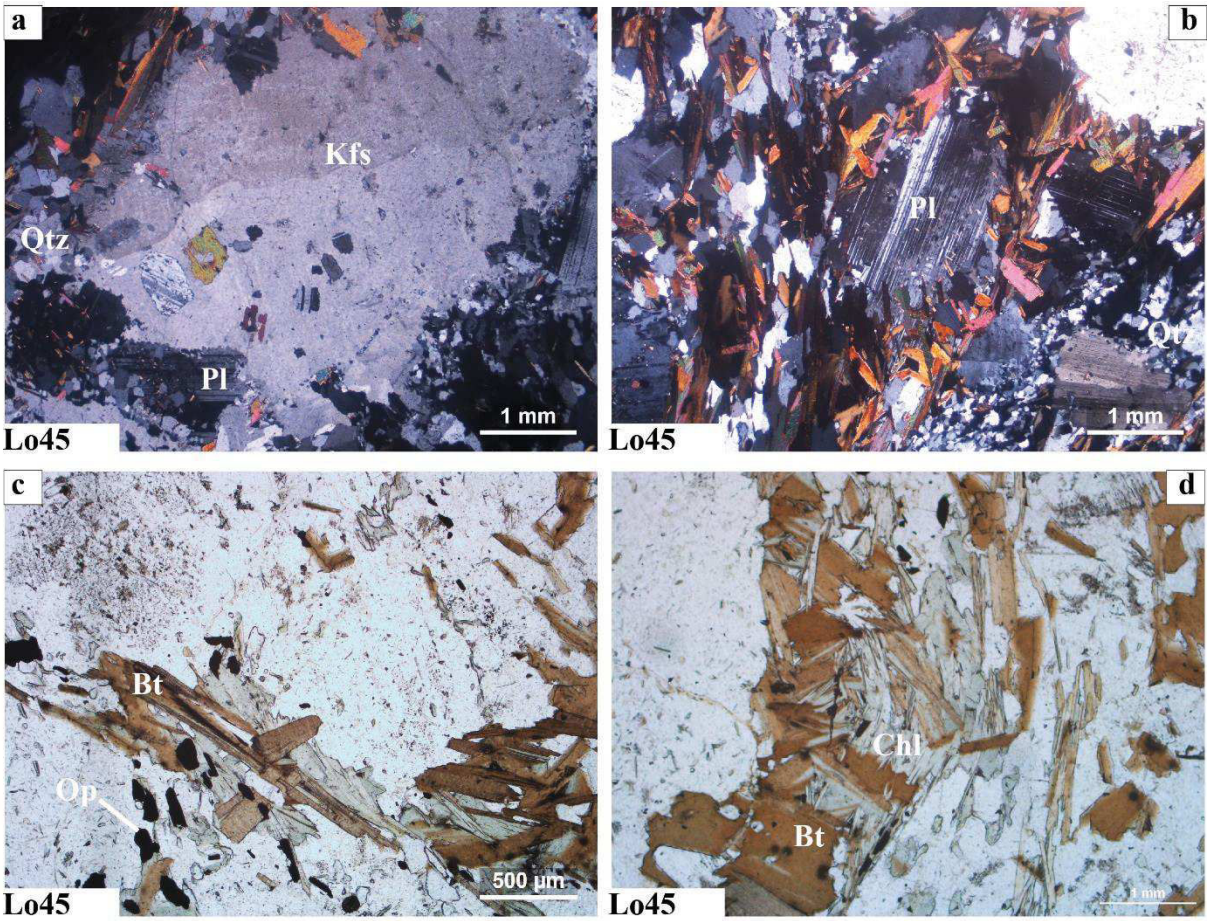


Figure IV. 7. *Photographies de la lame mince de l'orthogneiss de la Loémé (Lo45). a) et b) images en lumière polarisée analysée (LPA) montrant les porphyroclastes de feldspaths potassique (Kfs) et sodi-calcique (Pl) et la recristallisation du quartz dans la matrice. a) dissolution du feldspath potassique et recristallisation du quartz. Les inclusions de plagioclase, quartz et biotite dans ce minéral témoigne que ce dernier s'est formé après tous ces minéraux. b) les bordures du plagioclase sont dissoutes aux dépens de la biotite. c) et d) images en lumière polarisée non analysée (LPNA) mettant en évidence la chloritisation de la biotite (Bt).*

2.1.2.2 L'orthogneiss de Bilinga

L'orthogneiss de Bilinga autrefois appelé orthogneiss de Fourastié (ancien nom de Bilinga) affleure dans l'ancienne carrière de granulats localisée à environ 1km au sud-ouest du village Bilinga. Il est aussi observable sur la rive de la rivière Pilassi à l'ouest de Bilinga. De façon globale, l'orthogneiss de couleur grise comprend des porphyroclastes centimétriques de feldspaths potassique et sodi-calcique donnant ainsi un aspect oeillé au gneiss. En fonction de la répartition et de la disposition des minéraux plusieurs faciès ont pu être distingués (Fig.IV.8). Mais l'observation à l'échelle microscopique de ces roches nous permet de les ranger en trois faciès récurrents.

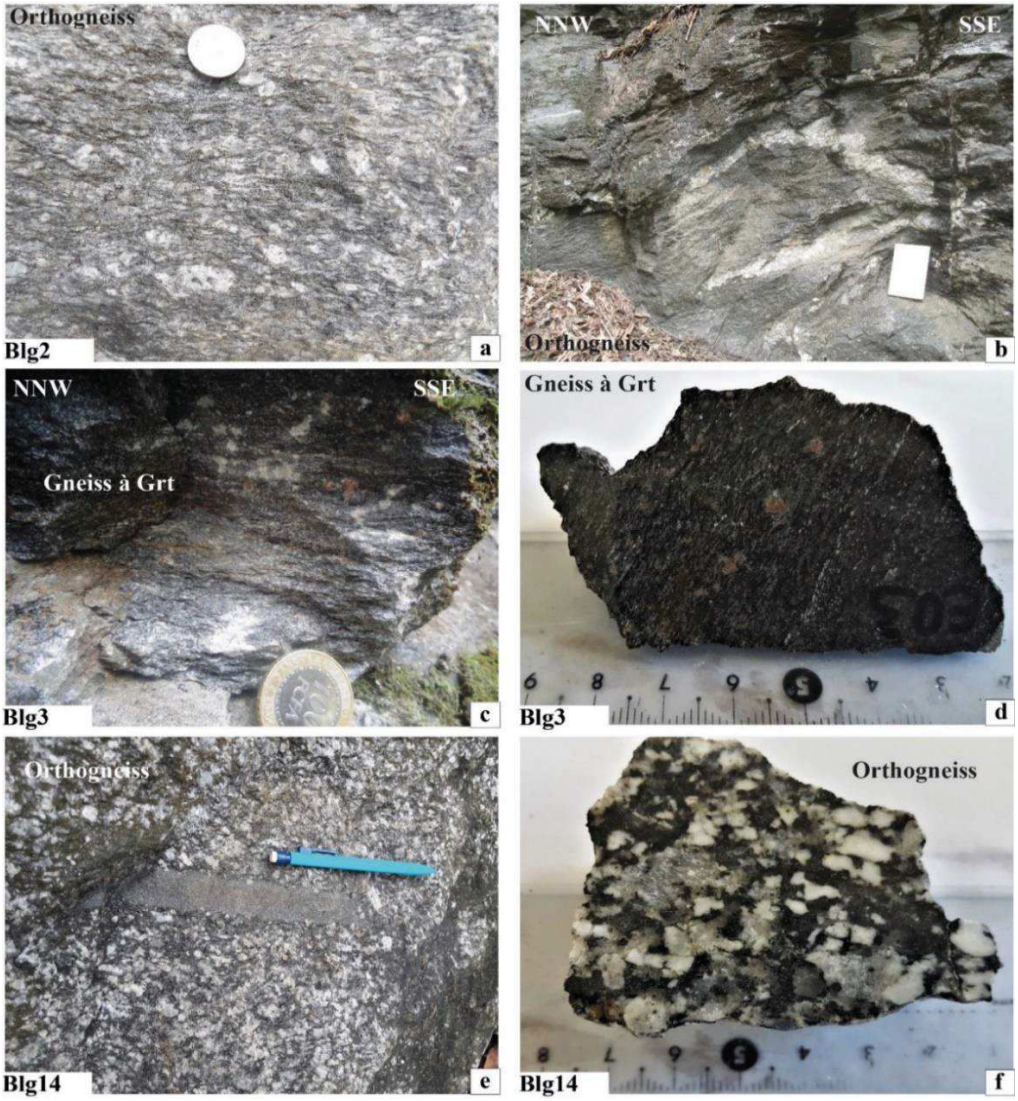


Figure IV. 8. *Photographies des différents faciès associés à l'orthogneiss de Bilinga. (a) faciès principal caractérisé par une foliation bien marquée et par la présence de porphyroclastes de feldspaths ; (b) veine de pegmatite plissée dans l'orthogneiss ; (c) et (d) faciès biotitique à grenat ; (e) et (f) faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga marqué par la présence d'enclaves microgrenues sombres.*

a. Le faciès gneissique principal

Le faciès principal de l'orthogneiss de Bilinga se caractérise par une fabrique gneissique marquée par la disposition de la biotite suivant le plan de foliation (Fig.IV.8a). De couleur grise, il constitue le faciès majeur du massif gneissique de Bilinga. Il comprend des veines et dykes de pegmatites parfois plissés (Fig.IV.8b). La description pétrographique et minéralogique est présentée en annexe (An.IV-Tab6). L'échantillon Blg2 correspondant à ce faciès montre une forte recristallisation de la fabrique magmatique. Le métamorphisme est marqué par la recristallisation du quartz autour d'anciens cristaux de quartz et de feldspath, ainsi que par la présence de la biotite, de l'épidote et de la titanite. Les feldspaths constituent des porphyroclastes, ils présentent des bordures dissoutes. La fabrique gneissique est soulignée par les lits micro-plissés de biotite. Au moins deux phases de déformation sont distinguables dans cet échantillon. La première phase de la déformation se caractérise par une foliation à biotite et la seconde phase de la déformation se traduit par l'association biotite-épidote.

b. Le faciès à grenat

Comme son nom l'indique, ce faciès se distingue du faciès principal par la présence du grenat et par sa forte proportion en biotite. Il s'intercale dans le faciès précédent suivant un banc d'épaisseur variant de 15 à 30 cm (Fig.IV.8c), et présente un aspect « micaschisteux ». Les descriptions pétrographiques et minéralogiques sont présentées en annexe (An.IV-Tab7). L'échantillon Blg3 présente une foliation à grenat-biotite-épidote. Le grenat présente deux textures qui se répartissent entre les grenats avec des bordures régulières ne présentant aucune structure interne et sont parfois fragmentés (Fig.IV.9c) et les grenats moulés par la schistosité présentant une structure interne (Fig.IV.9d-f). Cette structure interne est soulignée par des inclusions de quartz et d'épidote qui définissent parfois des sigmoïdes dont les extrémités sont continues suivant le plan de schistosité horizontale. L'analyse de la texture des grenats permet d'établir un contexte d'évolution en deux phases : une phase anté-cinématique et une phase syn-cinématique. Ceci permet d'évoquer une superposition de deux phases à grenat-biotite stable. La schistosité horizontale qui moule le grenat de la seconde phase est plissée et soulignée par la biotite et l'épidote.

c. Le faciès isotrope

Le faciès isotrope affleure du côté droit de la carrière de Bilinga en allant vers le sud-ouest. Il se caractérise par une texture peu déformée (Fig.8e-f) et par la présence d'enclaves microgrenues sombres (Fig.IV.8e). Les descriptions pétrographiques et minéralogiques sont présentées en annexe (An.IV-Tab8). L'histoire métamorphique est marquée dans l'échantillon Blg14 par la recristallisation du quartz, la néoformation de la muscovite, de la biotite, de l'épidote et de la titanite. Les feldspaths ont été plutôt dissouts en bordure par la biotite et le quartz ; et sur les surfaces par l'épidote et la séricite.

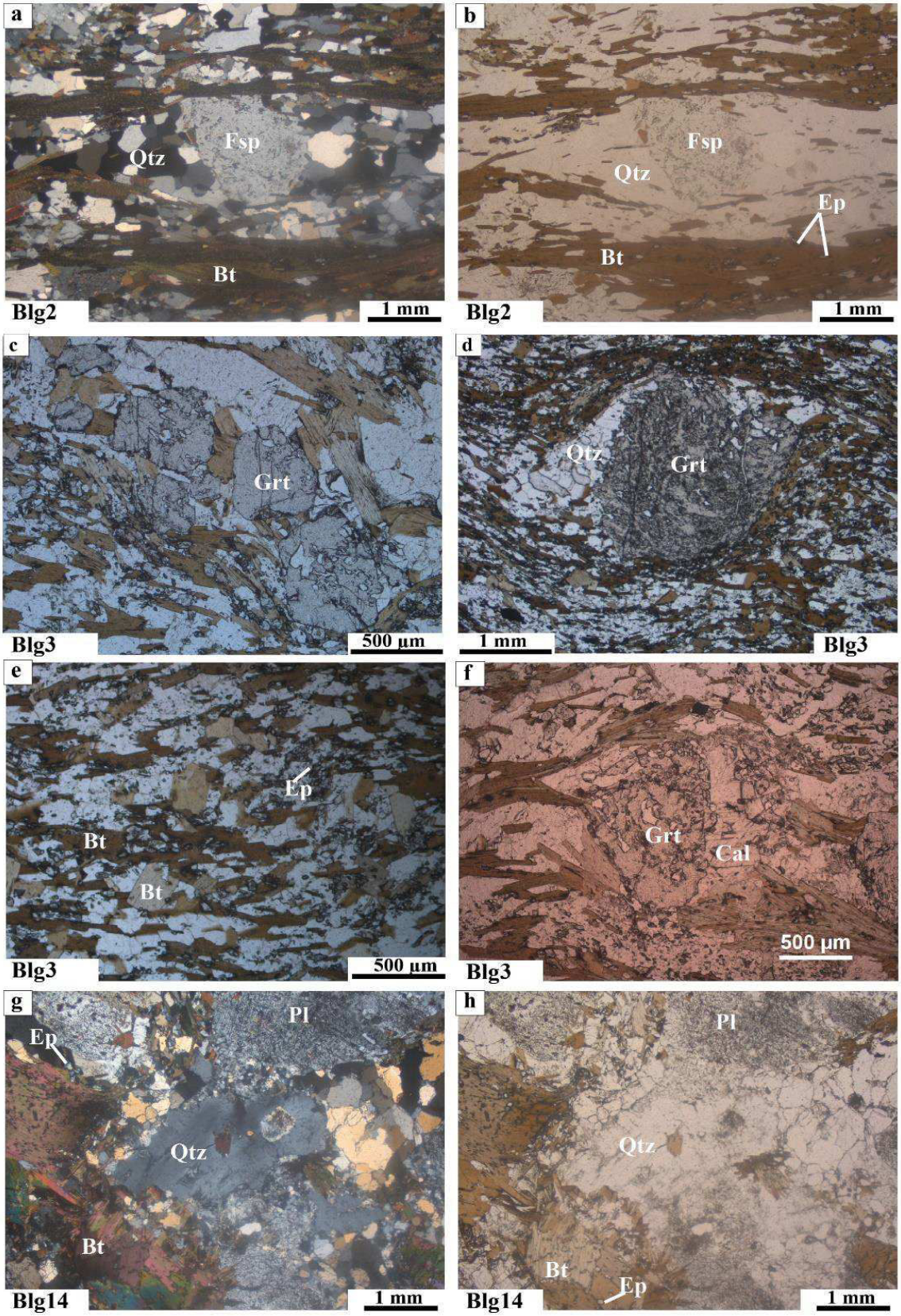


Figure IV. 9. *Photographies microscopiques des différents faciès associés à l'orthogneiss de Bilinga. (a) et (b) faciès principal caractérisé par une alternance de lentilles quartzo-feldspathiques et des niveaux biotite ; (c), (d), (e) et (f) faciès biotitique à grenat ; (g) et (h) faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga caractérisé par une absence d'orientation préférentielle des minéraux.*

2.1.2.3 L'orthogneiss de Bilala et les roches associées

L'affleurement de la carrière de Bilala, localisé à environ 2 km du village de Bilala (anciennement Guéna) se caractérise par la présence de gneiss, d'amphibolite et de biotitite (Fig.III.26).

a. Le faciès rubané

Le faciès rubané de l'orthogneiss de Bilala se caractérise par une alternance de niveaux riches en biotite et de niveaux quartzo-feldspathiques. Il est représenté par les échantillons Bla2 et Bla10 qui correspondent tous les deux au gneiss très folié à grenat-biotite (Fig.IV.10). La caractérisation pétrographique détaillée a été faite sur l'échantillon Bla2 qui a été analysé à la microsonde électronique. Les descriptions pétrographiques et minéralogiques sont présentées en annexe (An.IV-Tab9). L'échantillon Bla2 présente une foliation à grenat-biotite où le grenat se caractérise par deux générations permettant ainsi d'établir une évolution polycyclique. Cette configuration rappelle celle observée dans l'échantillon Blg3 où il est possible de distinguer les grenats anté-cinématiques des grenats syn-cinématiques (tels que ceux observés dans l'échantillon Bla9). La phase prograde syn-cinématique est à grenat-biotite et la rétromorphose est marquée par la chloritisation de la biotite qui s'observe dans l'échantillon Bla10 (Fig.IV.10g-h).

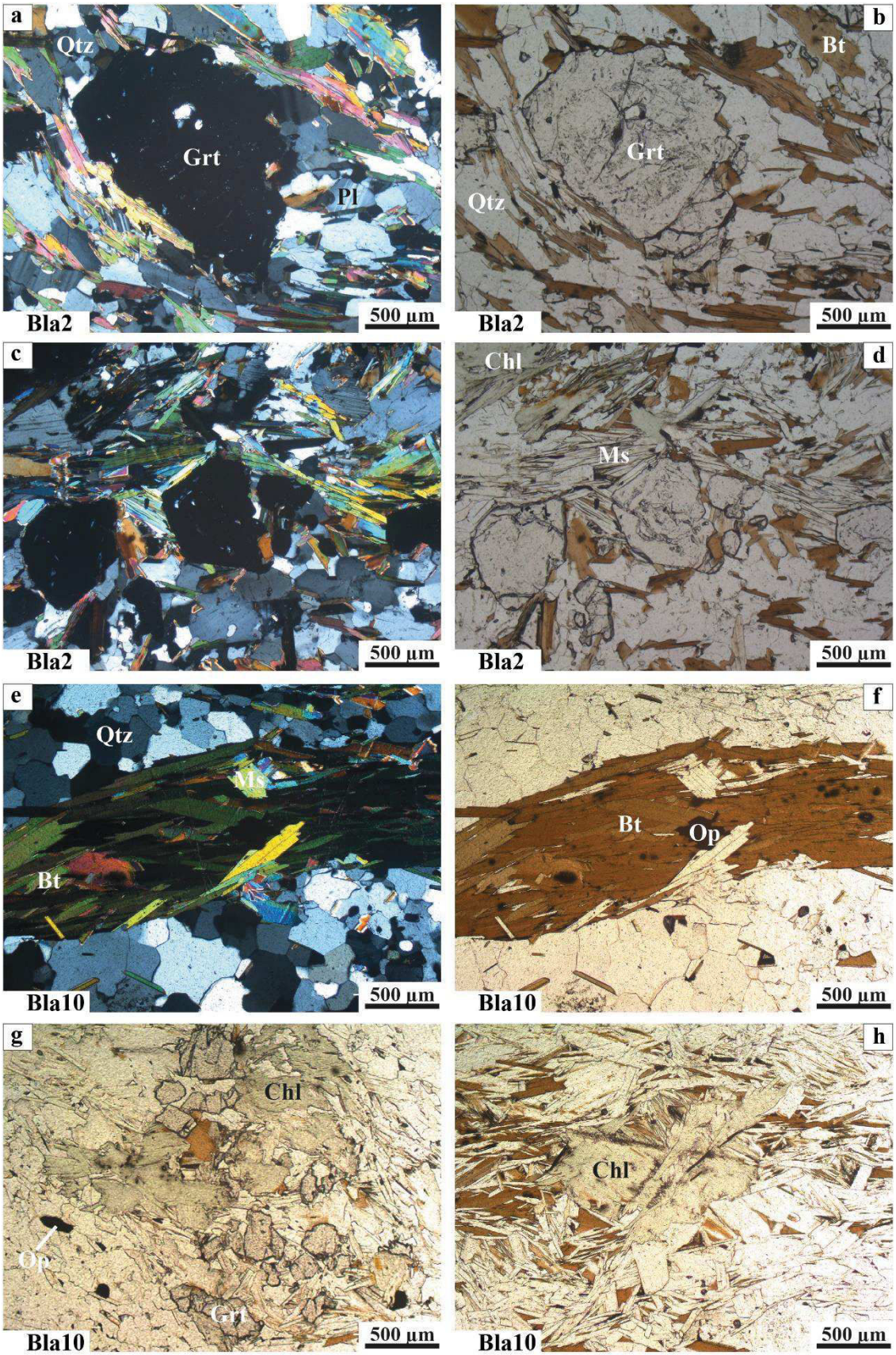


Figure IV. 10. *Photographies microscopiques du faciès à grenat de l'orthogneiss de Bilala. a-d) échantillon Bla2 et e-h) échantillon Bla10.*

b. L'orthogneiss oeillé.

L'orthogneiss oeillé est de couleur grise et se caractérise par un moulage des cristaux de feldspaths dans la matrice quartzo-micacée (Fig.IV.11). Il est représenté par les échantillons Bla4 et Bla13 prélevés à la carrière à granulats de Bilala. Les descriptions pétrographiques et minéralogiques sont présentées en annexe (An.IV-Tab10).

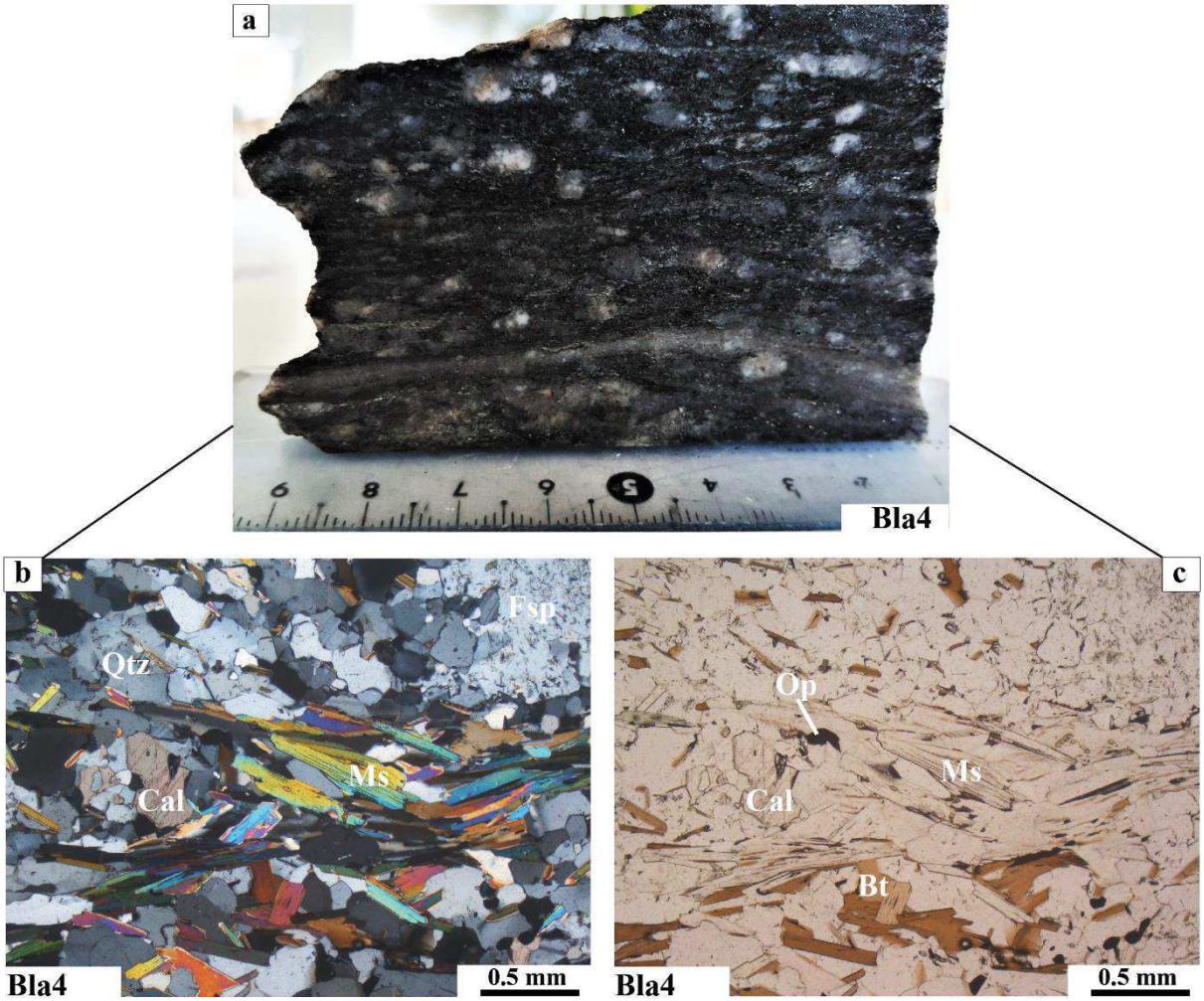


Figure IV. 11. *Photographies macroscopique (a) et microscopiques (b) et (c) du faciès oeillé de l'orthogneiss de Bilala (Bla4). Qtz = quartz, Fsp = feldspath, Ms = muscovite, Bt = biotite, Cal = calcite, Op = opaque.*

Dans l'échantillon Bla4 le métamorphisme se caractérise par la néoformation de la biotite brune qui définit la foliation avec le quartz et le plagioclase. La biotite est remplacée par la muscovite par endroit et cette dernière s'oriente suivant deux plans qui se recoupent obliquement. Nous pouvons distinguer pour cette roche une première foliation à Bt-Pl, et une seconde foliation à Bt-Pl-Ms-Chl-Ep-Op. La biotite et le plagioclase ne sont pas complètement remplacés par les

minéraux secondaires. La présence de la calcite témoigne de la circulation des fluides hydrothermaux.

c. La biotitite

La biotitite se présente sous deux faciès : (i) un faciès peu plissé caractérisé par la présence de la calcite sous forme de petits points blancs dans la matrice à biotite et (ii) le faciès à microplis soulignant la crénulation. L'ensemble s'intercale dans la fabrique gneissique. Ce faciès témoigne de l'hétérogénéité lithologique du massif de Bilala.

- **Le faciès peu plissé (Bla6 et Bla8)**

Le faciès peu plissé de la biotite associé à l'orthogneiss de Bilala est représenté par les échantillons Bla6 et Bla8 (Fig.IV.12). La description pétrographique et minéralogique de ces échantillons est reportée en annexe (An.IV-Tab11).

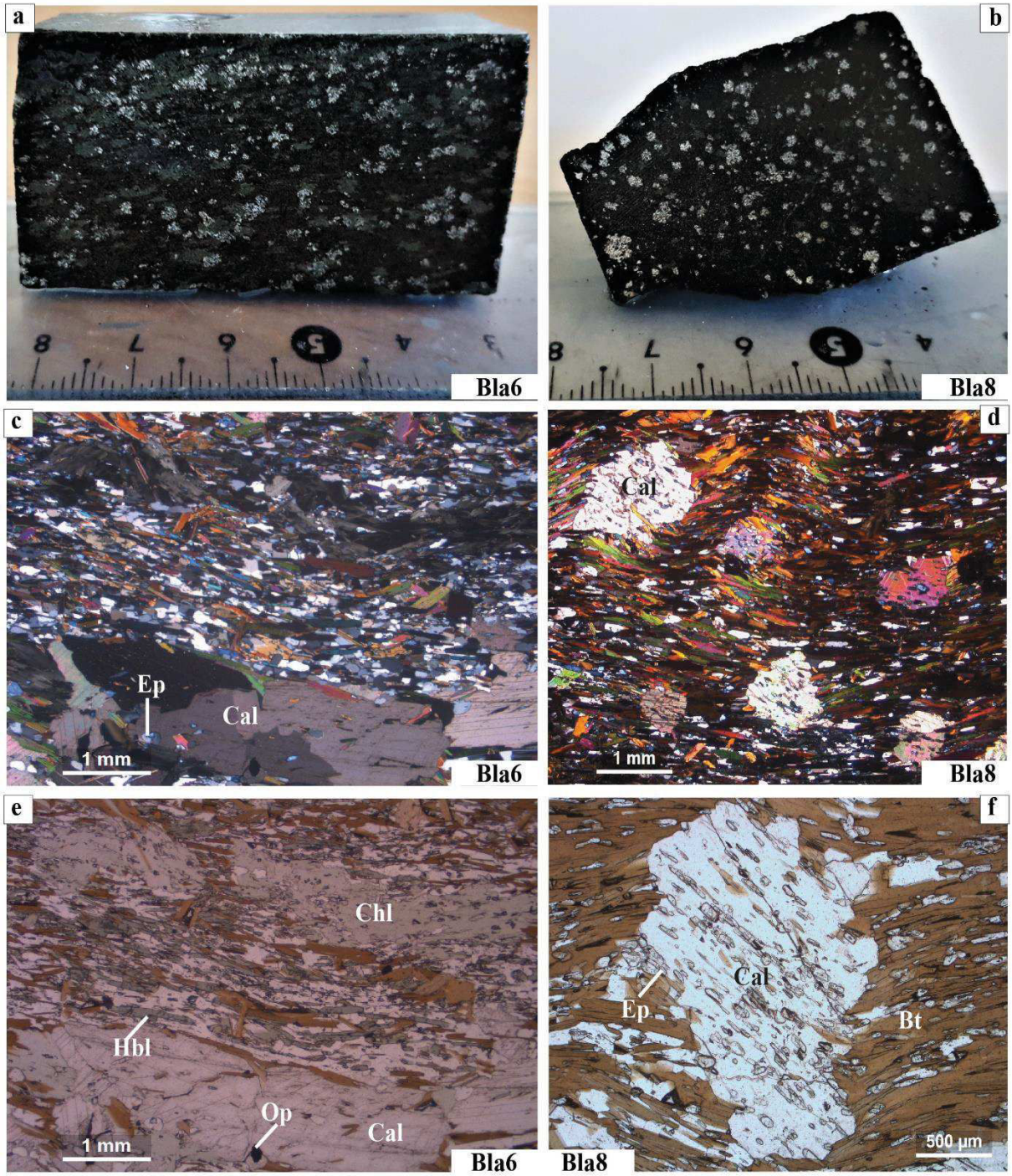


Figure IV. 12. *Photographies macroscopiques et microscopiques de la biotitite associée à l'orthogneiss de Bilala. (a), (c) et (e) échantillon Bla6 caractérisé par le développement des niveaux riches en chlorite et la présence de l'amphibole verte ; (b), (d) et (f) échantillon Bla8 marqué par des plages isolées de calcite et par une forte proportion de biotite. Les symboles des minéraux sont les mêmes que sur les figures précédentes.*

- **Faciès très plissé (Bla7)**

La biotitite Bla7 présente un contact net avec l'orthogneiss. Elle se caractérise par un très bon enregistrement de la déformation marquée par le développement de microplis (Fig.IV.13). Les descriptions pétrographiques et minéralogiques de cet échantillon sont présentées en annexe (An.IV-Tab12).

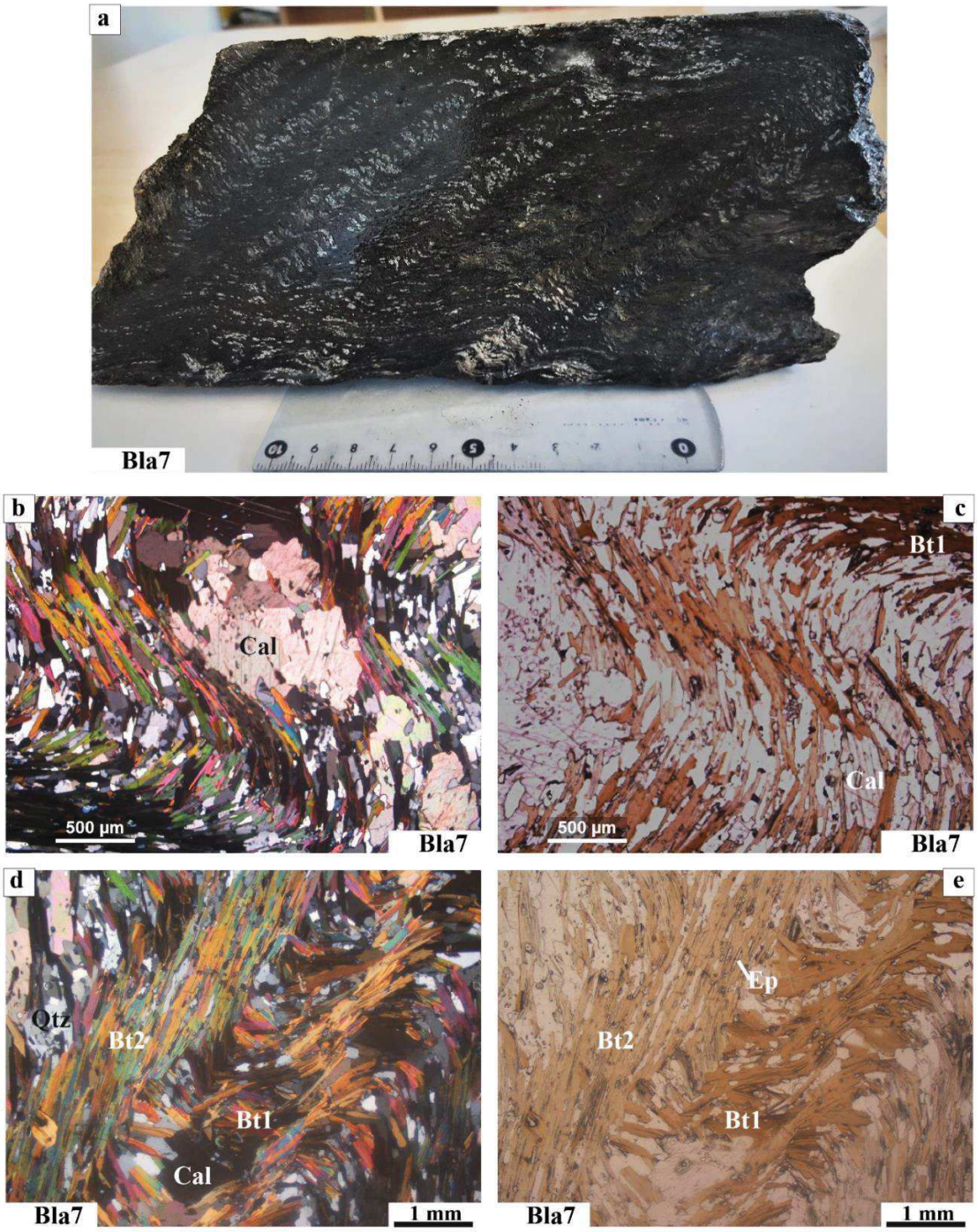


Figure IV. 13. *Photographies macroscopique (a) et microscopiques (b, c, d et e) de la biotitite associée à l'orthogneiss de Bilala ; faciès très plissé (Bla7) caractérisé par le développement d'une crénulation à biotite (Bt2) plissant la schistosité principale marquée par la biotite Bt1.*

L'échantillon Bla7 permet de voir le passage progressif entre la biotite et l'orthogneiss. Cette lithologie témoigne de l'hétérogénéité du magma initial. Dans ce faciès qui enregistre bien la déformation, la biotite s'oriente dans les plans de schistosité S_1 et S_2. L'analyse à la microsonde de la biotite montre que celle-ci présente une composition qui varie entre le pôle de la phlogopite et de l'eastonite suivant les plans S_1, tandis que celle qui souligne la crénulation S_2 se limite au pôle de la phlogopite (Fig.IV.14).

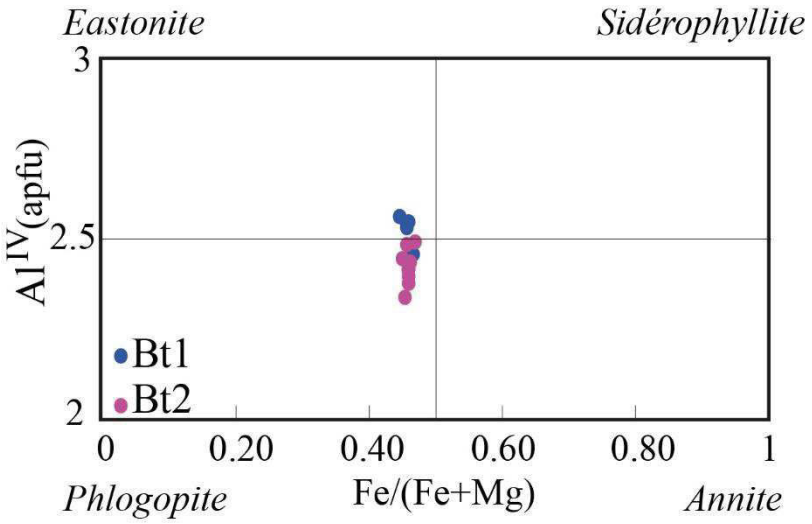


Figure IV. 14. *DiagrammeAlIV vs XFe représentatif de la composition de la biotite dans la biotitite Bla7.*

c. L'amphibolite (Bla11)

L'amphibolite recoupe le gneiss sous forme de dyke. La description pétrographique et minéralogique est reportée en annexe (An.IV-Tab13). L'étude de l'échantillon Bla11 permet d'identifier deux types de hornblende : la hornblende brune et la hornblende verte. La première parait instable tandis que la seconde est stable. Ceci nous permet de rattacher la cristallisation de ces minéraux à au moins deux évènements : un premier épisode métamorphique à Pl-Hbl (brune)-Bt stable et un second à Ep-Hbl (verte)-Chl stable.

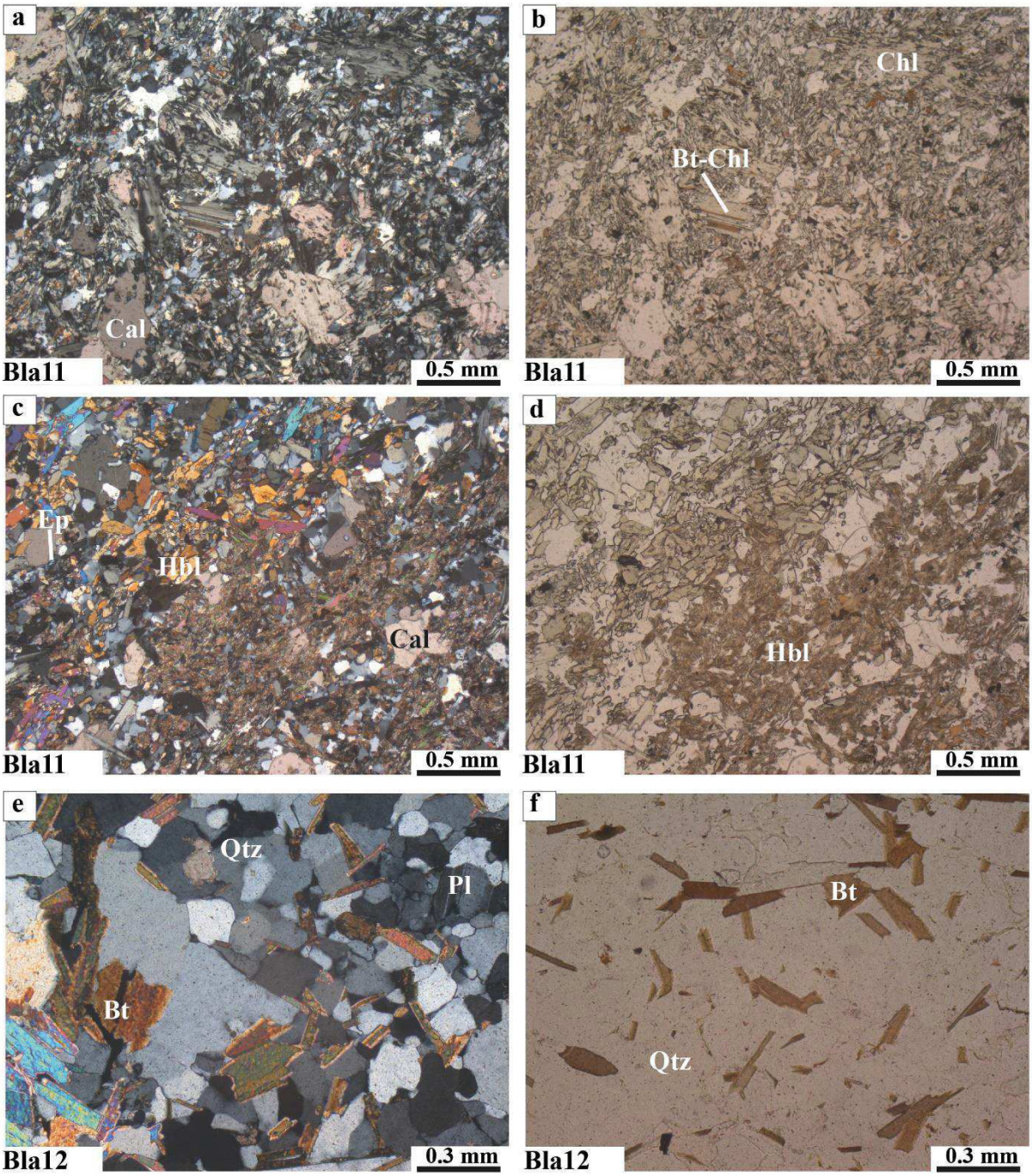


Figure IV. 15. *Photographies microscopiques de l'amphibolite (Bla11) et du gneiss quartzitique (Bla12) associés à l'orthogneiss de Bilala. (a), (b), (c) et (d) montrent la composition de l'amphibolite marquée par la présence de la Hornblende brune coexistant avec la hornblende verte. La biotite est partiellement.*

d. Le gneiss fin (Bla12)

Le gneiss fin se caractérise par la taille réduite des minéraux et la forte proportion de fraction quartzitique (Fig.Iv.15e-f). Les données relatives à la description pétrographique et minéralogique sont présentées en annexe (An.IV-Tab14). L'échantillon Bla12 ne présente aucune orientation préférentielle des minéraux permettant d'établir la chronologie de la déformation (Fig.IV.15e-f). Le métamorphisme est marqué par la recristallisation du quartz et la néoformation de la biotite qui a été chloritisée en partie. Le plagioclase est dissout en partie par la calcite et le quartz.

2.1.3 Relation cristallisation-déformation dans le Groupe de la Loémé

L'étude pétrographique du Groupe de la Loémé révèle l'existence d'une histoire métamorphique polyphasée marquée par l'existence d'au moins trois phases de déformation auxquelles sont rattachés au moins deux épisodes métamorphiques. Le premier épisode se caractérise par les assemblages à Grt-Bt dans les gneiss (Lo37, Blg3, Bla2) et par la présence de la hornblende brune dans les amphibolites. Le second épisode est aussi marqué par une paragenèse à Grt-Bt (Blg3, Bla2, Bla9) et la hornblende verte. La présence de l'oligoclase et de la hornblende permet de situer ces deux épisodes du métamorphisme dans le faciès des amphibolites.

2.2 Les différentes lithologies et les assemblages minéralogiques du Groupe de la Loukoula

Le Groupe de la Loukoula affleure dans la partie nord de la zone d'étude, dans les environs du village de Les Saras. Il se caractérise par un cortège lithologique variant entre les roches paradérivées et les roches orthodérivées. Les principaux échantillons étudiés dans ce sous-chapitre proviennent de l'affleurement localisé au Nord de Les Saras sur les rives de la Loukénéné. La granodiorite de Les Saras est la principale intrusion de granitoïde de ce Groupe.

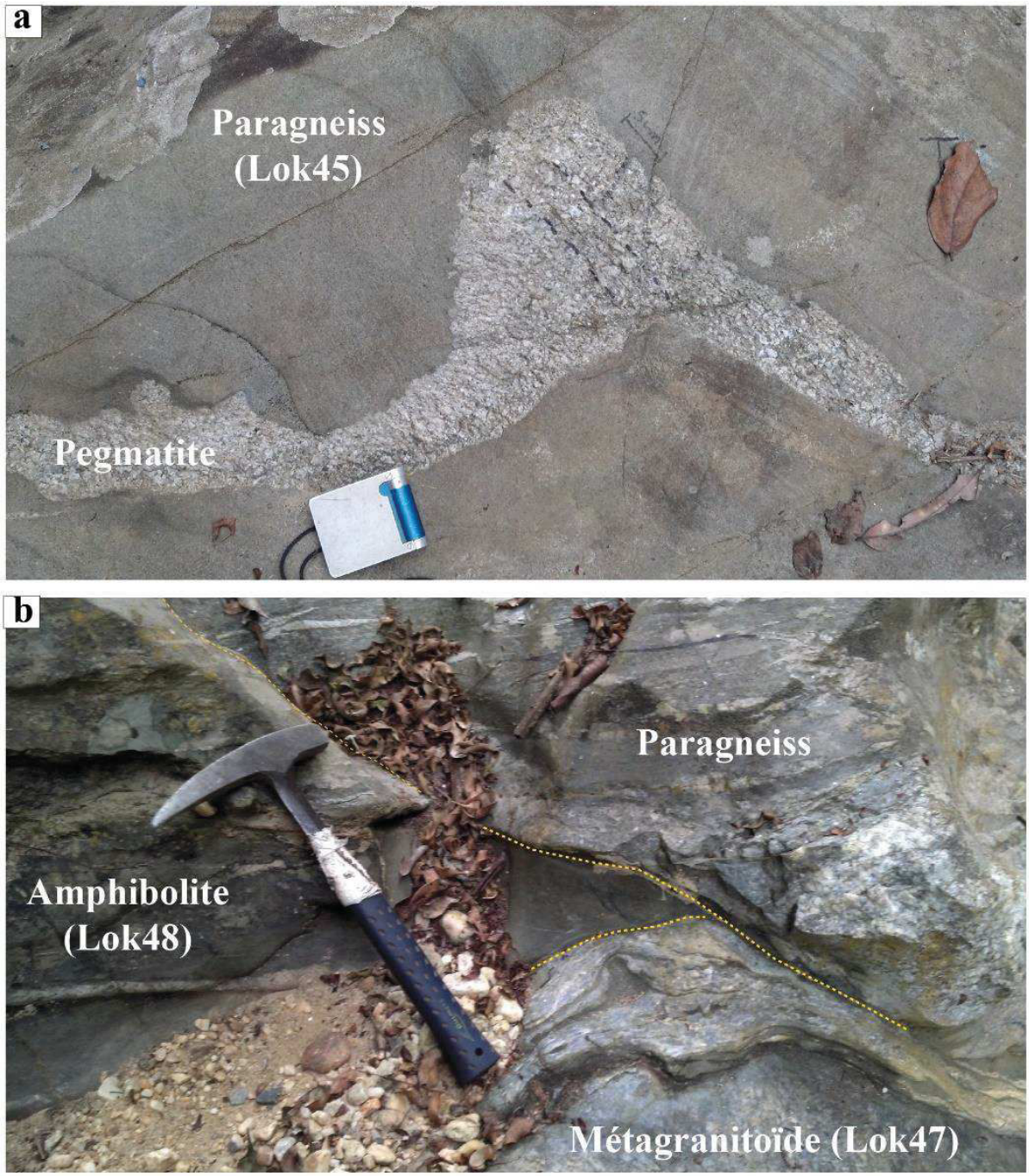


Figure IV. 16. *Photographies macroscopiques des lithologies observables dans le Groupe de la Loukoula (affleurement sur les rives de la Loukénéné au Nord de Les Saras). (a) veine de pegmatite plissée dans une matrice paragneissique ; (b) contact entre le paragneiss, le métagranitoïde et l'amphibolite.*

2.2.1 Paragneiss Lok45

Le paragneiss de la Loukoula (Lok45) constitue la principale lithologie au niveau de cet affleurement. Il se caractérise par un aspect massif associé à une granulométrie fine (Fig.IV.16a). Il présente quelques niveaux rubanés constitués par des alternances de niveaux quartzo-feldspathiques et de niveaux micacés. Ce gneiss comprend des injections quartzo-feldspathiques plissées de type Lok46-B et Lok47 (Fig.IV.16b). La foliation est peu pentée (18°) vers l'WNW suivant la direction N18. La description pétrographique et minéralogique de l'échantillon Lok45 est reportée en annexe (An.IV-Tab15). L'analyse de cet échantillon permet de distinguer au moins deux stades d'évolution des minéraux. Le premier stade se traduit par la foliation à grenat-biotite et le second stade est marqué par la déstabilisation du grenat et par la forte chloritisation de la biotite (Fig.IV.17a-b).

2.2.2 L'amphibolite Lok48

L'amphibolite (Lok48) affleure au contact du paragneiss Lok45 et du métagranitoïde Lok47 (Fig.IV.16b). Elle se caractérise par une granulométrie fine. La description pétrographique et minéralogique est reportée en annexe (An.IV-Tab16). L'échantillon Lok48 montre une superposition des assemblages minéralogiques à Hbl (brune)-Pl et Hbl (verte)-Ep (Fig.IV.17c-d). Ces données sont compatibles avec celles recueillies sur le paragneiss Lok45 marqué par la forte chloritisation de la biotite.

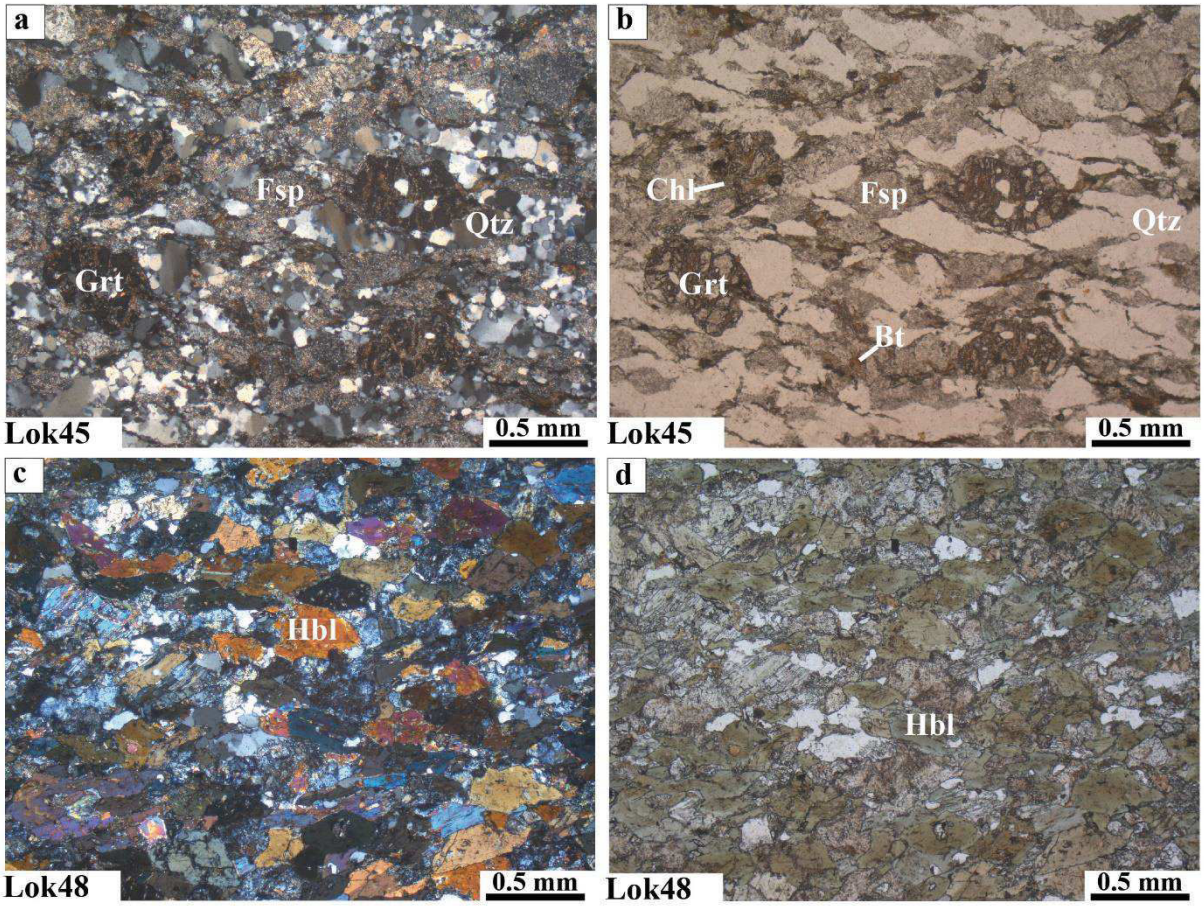


Figure IV. 17. *Photographies microscopiques des lithologies observables dans le Groupe de la Loukoula (affleurements en bordure de la rivière Loukénéné au Nord de Les Saras). a-b) paragneiss à grenat de la Loukoula ; c-d) amphibolite. Qtz = quartz, Fsp = feldspath, Grt = grenat, Bt = biotite, Chl = chlorite, Hbl = hornblende.*

2.2.3 Les orthogneiss de la Loukoula

Les orthogneiss du Groupe de la Loukoula constituent des intrusions de forme et de taille variées. La métagranodiorite de Les Saras constitue la principale intrusion de granitoïde de ce Groupe.

2.2.3.1 L'orthogneiss de Les Saras et les roches associées

L'orthogneiss de Les Saras ou la granodiorite de Les Saras affleure dans les environs du village de Les Saras (Mpemba-Boni, 1990). Trois principaux faciès ont été mis en évidence à l'issue de ces observations : (i) le faciès à grenat (Sar4) ; (ii) le faciès mylonitique (Sar7-A et Sar8-A) et (iii) le faciès isotrope (Sar8-B) (fig.IV.18a-c). L'ensemble est recoupé par des filons de roche mafique (Sar9) (Fig.IV.18d).

a. Le faciès à grenat (Sar4)

L'orthogneiss à grenat de Les Saras affleure dans la carrière des libanais. Il se situe en bordure de la carrière et parait affecté par l'altération qui favorise le développement d'une patine ocre (Fig.IV.18a). Ce faciès est très déformé et redressé comme le faciès mylonitique. Il présente un pendage de 62° vers l'ouest suivant la direction N180. La description pétrographique et minéralogique est reportée en annexe (An.IV-Tab17). L'échantillon Sar4 présente une histoire métamorphique qui se caractérise par des paragenèses à grenat stable et des paragenèses à grenat instable (Fig.IV.19a-b). Le premier épisode du métamorphisme se traduit par la formation et la stabilité du grenat, le second est marqué par le développement de la foliation à biotite qui a déstabilisé le grenat et le troisième épisode se résume à la rétromorphose de la biotite en chlorite et au développement de l'épidote.

b. Le faciès mylonitique (Sar7-A et Sar8-A)

Le faciès mylonitique s'observe dans les deux carrières à granulats en exploitation. Ce faciès est représenté dans cette étude par les échantillons Sar7-A et Sar8-A prélevés respectivement dans la carrière des Libanais et dans la carrière des Chinois (Fig.IV.19c-f). Ils se caractérisent par une foliation très pentée (52° à 60°) vers le SSW suivant la direction N124. La linéation d'étirement se développe sur la ligne de plus grande pente et accommode le transport vers le NNE de ces formations. La description pétrographique et minéralogique de ces échantillons est reportée en annexe (An.IV-Tab18).

c. Le faciès isotrope (Sar8-B)

L'échantillon correspondant au faciès isotrope de l'orthogneiss de Les Saras a été prélevé à la carrière à granulats des chinois. Il correspond à un orthogneiss gris ne présentant quasiment aucune orientation préférentielle des minéraux. Les feldspaths sont automorphes et de taille centimétrique et constituent des phénocristaux (Fig.IV.18c). Le faciès isotrope comprend les mêmes assemblages minéralogiques que le faciès mylonitique.

b. Le filon mafique (Sar-9)

La roche mafique (Sar9) affleure dans la carrière des chinois. Elle recoupe la granodiorite de Les Saras et l'ensemble a été déformé pour donner la configuration actuelle. A l'affleurement, la roche est de couleur sombre. En lame mince, la roche est constituée d'amphibole, de biotite, de chlorite, d'épidote et quartz-feldspath (le feldspath n'est pas évident à distinguer du quartz). L'amphibole se caractérise par une pseudomorphose de la hornblende et une cristallisation de l'actinolite (Fig.IV.19g-h). La chlorite résulte de la chloritisation de la biotite.

Les observations faites sur les échantillons provenant du massif orthogneissique de Les Saras permettent de mettre en évidence une évolution des assemblages minéralogiques en deux stades. Le premier stade d'évolution se caractérise par des assemblages à Grt-Bt stables dans les gneiss et Hbl stable dans l'amphibolite. Le second stade est marqué par la déstabilisation du grenat et le développement de la chlorite dans les gneiss et le remplacement de la hornblende par l'actinolite dans l'amphibolite.

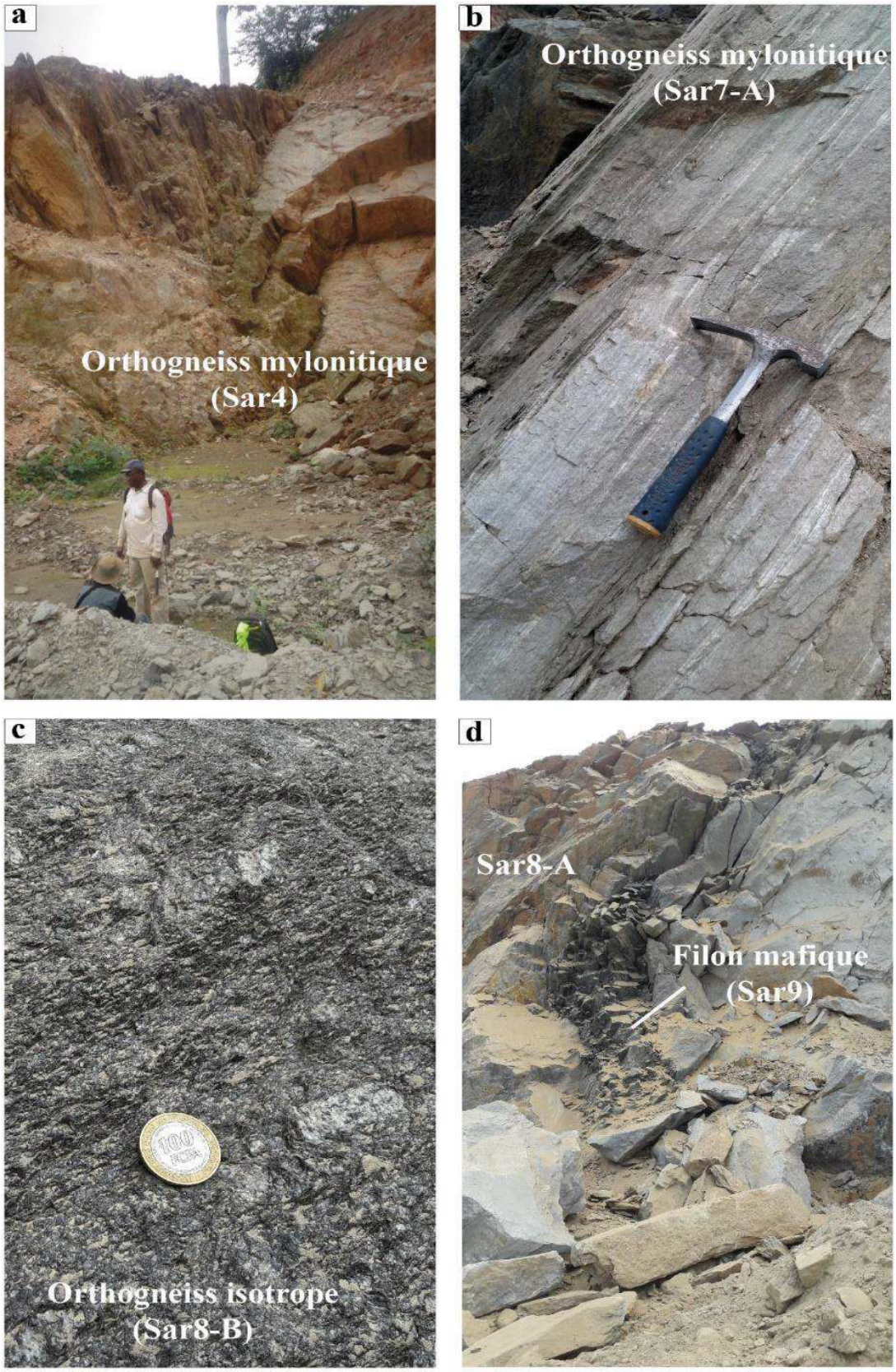


Figure IV. 18. *Photographies macroscopiques des différents faciès associés à l'orthogneiss de Les Saras. (a) faciès mylonitique à grenat altéré (Sar4-carrière des Libanais) ; (b) faciès mylonitique (Sar7-A -carrière des Libanais) ; (c) faciès isotrope (Sar8-A -carrière des Chinois)) et (d) filon de roche verte (Sar9) intrudant l'orthogneiss de Les Saras (carrière des Chinois).*

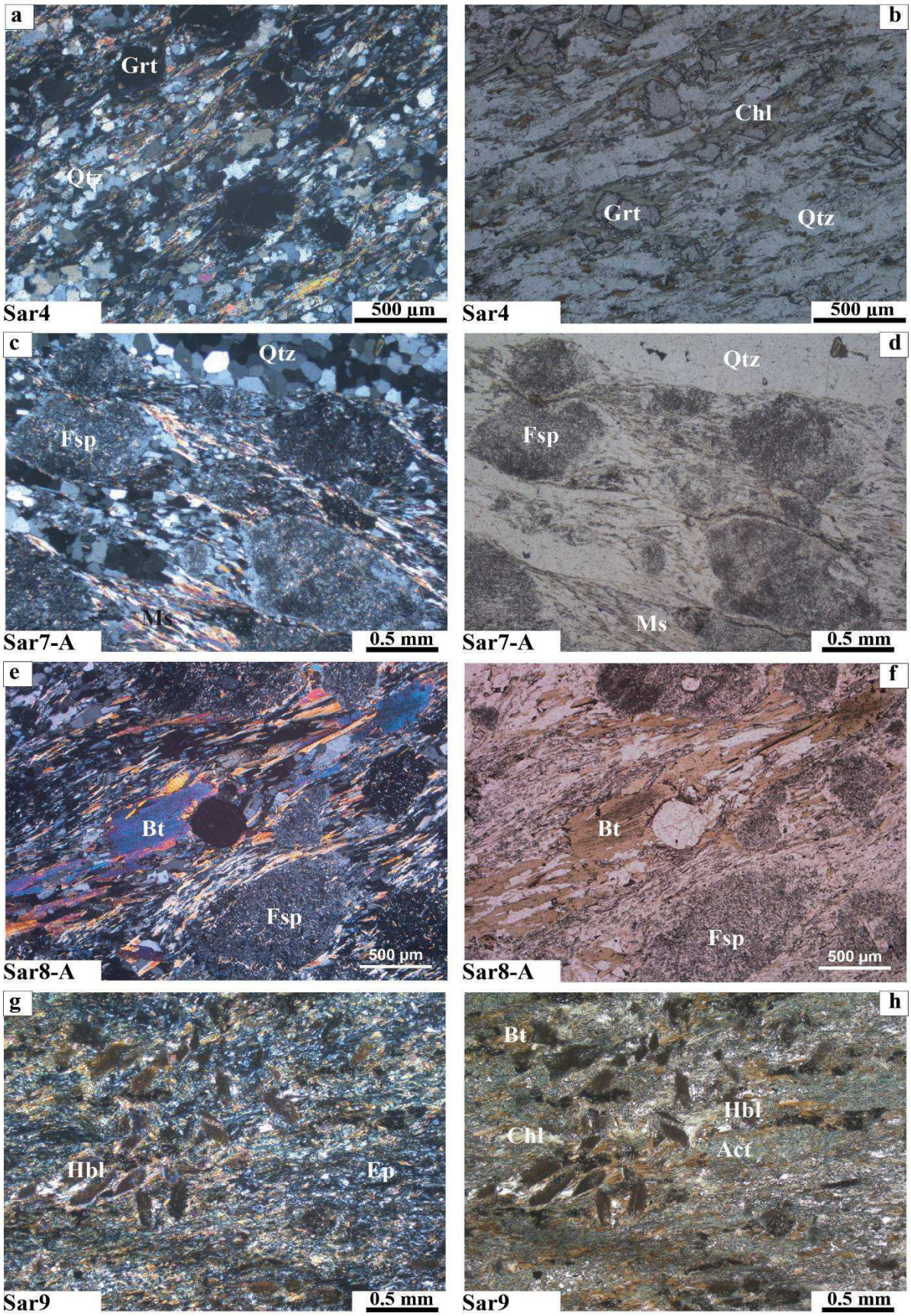


Figure IV. 19. *Photographies microscopiques des différents faciès associés à l'orthogneiss de Les Saras. a-b) faciès mylonitique à grenat (Sar4) ; c-f) faciès mylonitique (Sar7-A et Sar8-A) et g-h) roche mafique (Sar9).*

2.2.4 Relation cristallisation-déformation dans le Groupe de la Loukoula

Comparés aux assemblages du Groupe de la Loémé, les assemblages du Groupe de la Loukoula présentent une foliation à grenat et biotite très rétromorphosés. Cette dernière est largement remplacée par la chlorite. Dans les roches basiques, la hornblende verte se développe aux dépens de la hornblende brune (Lok48) et parfois elle est complètement remplacée par l'actinolite (Sar9). Malgré le fait que les structures s'orientent suivant des directions qui diffèrent (foliation N18 sur les paragneiss de la Loukéné et N124 sur l'orthogneiss de Les Saras), les assemblages minéralogiques témoignent d'une superposition d'épisodes métamorphiques de degré et d'intensité différents dans le Groupe de la Loukoula.

2.3 Les différentes lithologies et les assemblages minéralogiques du Groupe de la Bikossi

Le Groupe de la Bikossi est constitué de roches paradérivées comprenant des métagrès quartzitiques, des gneiss, des quartzo-schistes avec des intercalations de niveaux méta-conglomératiques et de roches mafiques, ainsi que des micaschistes et des schistes. Dans la zone d'étude, les formations de la Bikossi ont été observées le long des cours d'eau (Loémé, Loukéné, Zibati, Bikossi, Moutsoungou), sur les routes nationales (RN1 et RN6) et sur les deux tronçons du chemin de fer. Les échantillons sélectionnés pour la description pétrographique et minéralogique sont des métagrès quartzitiques (Bik2 et Bik3), un quartzo-schiste (Bik7), des micaschistes (Bik11 et Bik15) et un gneiss (Bik13).

2.3.1 Les méta-grès quartzitiques

Les méta-grès quartzitiques de la Bikossi ont été observés le long du Réalignement du chemin de fer. Ils présentent un aspect gris-sombre et constituent des bandes massives et se caractérisent par une alternance de niveaux plus quartzitiques (30 cm à plus d'1 m) et de niveaux plus pélitiques (10 à 20 cm), lesquels enregistrent mieux la déformation. Les veines de quartz-calcite y apparaissent plissées, boudinées et cisaillées. La déformation principale est marquée par des plis isoclinaux avec des plans axiaux parallèles à la foliation (Fig.III.15) faiblement pentée (16°) vers le NE et orientée suivant la direction N120. La description pétrographique et minéralogique est reportée en annexe (An.IV-Tab19).

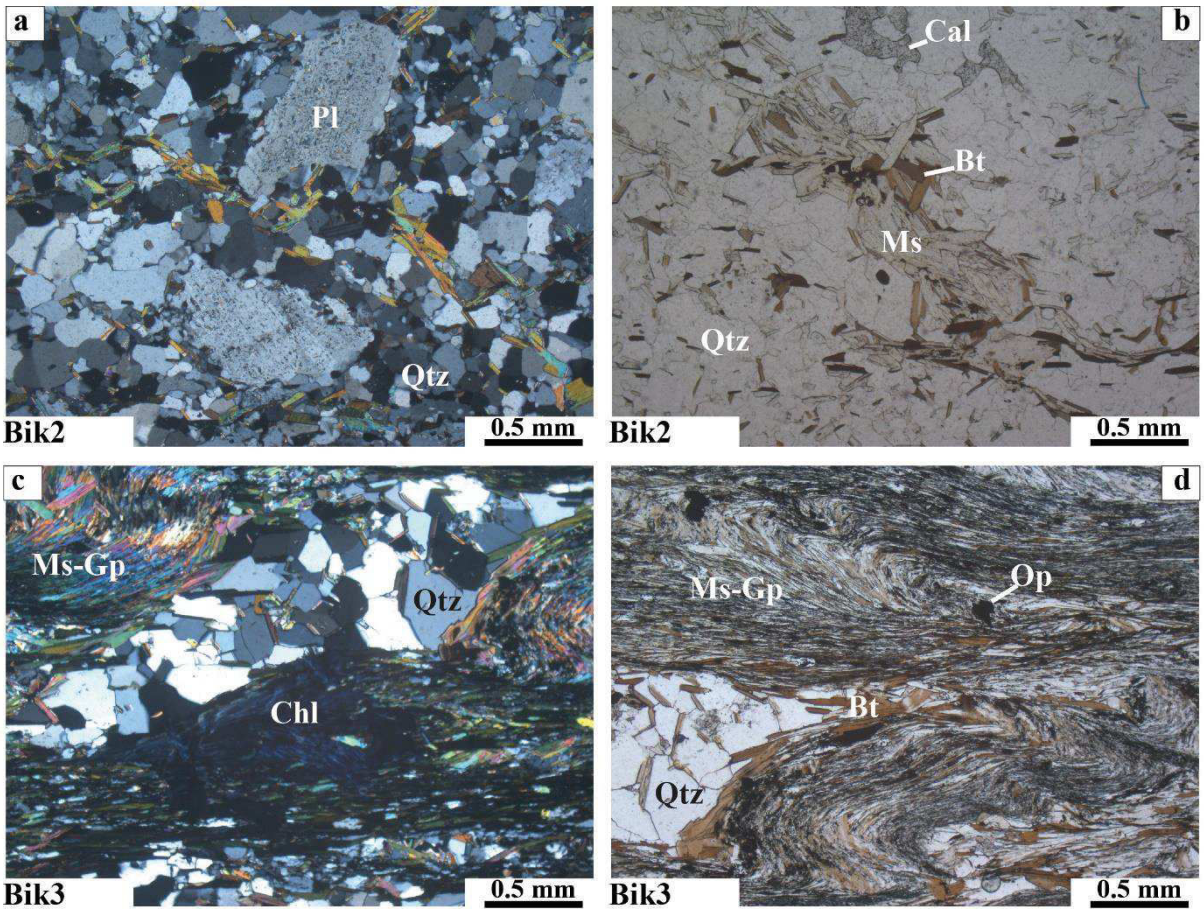


Figure IV. 20. *Photographies microscopiques des métagrès quartzitiques du Groupe de la Bikossi observés le long du Réalignement du chemin de fer. a-b) échantillon Bik2 et c-d) échantillon Bik3.*

Dans l'échantillon Bik2, la foliation à Bt-Ms est plissée, quelques grains de biotite et de muscovite s'alignent suivant les plans axiaux des microplis (Fig.IV.20a-b). L'échantillon Bik3 présente des structures bien définies marquées par les bandes de biotite. La taille des grains est plus réduite et la déformation mieux enregistrée (Fig.IV.20a-b). Au moins trois phases de déformation sont enregistrées. Une première schistosité S_1 à Bt-Ms-Gp, replissée et recoupée par la S_2 marquée par les mêmes minéraux. Cette dernière est à son tour replissée sans développement de nouveaux minéraux. La description pétrographique et minéralogique de ces échantillons est reportée en annexe (An.IV-Tab19).

2.3.2 Les quartzo-schistes

Cet ensemble regroupe les roches essentiellement constituées de quartz et mica blanc du Groupe de la Bikossi. La magnétite et le zircon y apparaissent comme des minéraux accessoires (An.IV-Tab20). Ces roches ont été autrefois définies comme des leptynites associées à des roches vertes de l'actuel Complexe basique de Nemba.

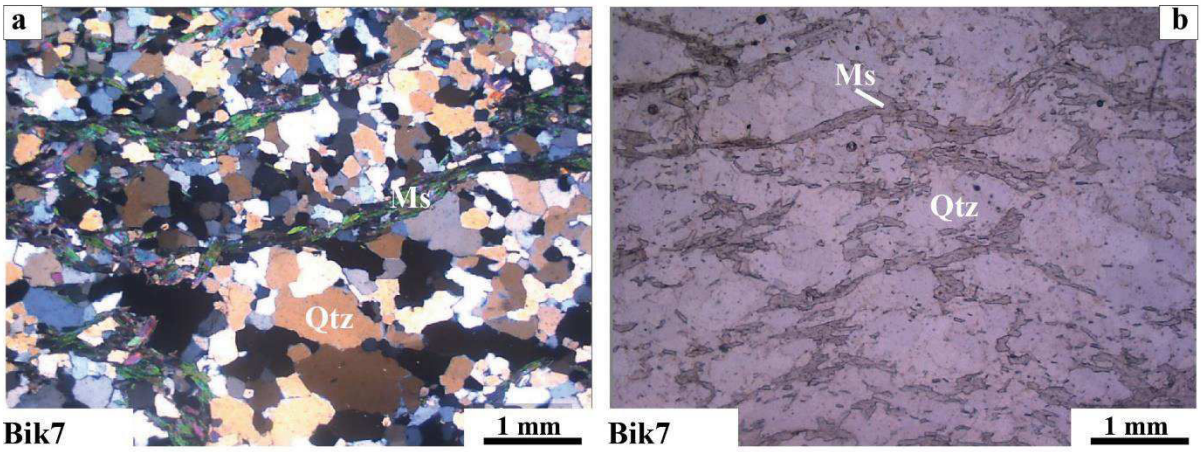


Figure IV. 21. *Photographies microscopiques du quartzo-schiste de la Bikossi (Bik7) affleurant sur le Réalignement du chemin de fer.*

L'échantillon Bik7 présente une foliation microplissée à Qtz-Ms (Fig.IV.21). Le quartz constitue le minéral le plus abondant dans la roche et la muscovite se caractérise par la présence de fines baguettes opaques dans les plans de clivage.

2.3.3 Le faciès méta-conglomératique

Les niveaux conglomératiques peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (15 à 20 m sur la route nationale vers le village Kaye). Les clastes sont essentiellement quartzitiques, paraissent allongés avec des longueurs variant de quelques millimètres à quelques centimètres (Fig.IV.22). Les clastes présentent une linéation d'étirement quasi-parallèle à la foliation principale (Le : N154 70°WSW et Fo : N134 60°WSW). Le faciès méta-conglomératique est souvent rattaché aux quartzo-schistes. La matrice est constituée de quartz, mica blanc et oxydes de fer.

Figure IV. 22. *Photographies macroscopiques du faciès conglomératique des quartzo-schistes de la Bikossi affleurant sur la route nationale n°1 (Longitude : 0198846 ; Latitude : 9517512). NE→SW.*

2.3.4 Les schistes et micaschistes.

Les échantillons correspondant aux schistes et micaschistes de la Bikossi sélectionnés pour cette étude ont été prélevés le long des cours d'eau (Moutsoungou, Loémé) et le long du Réalignement du chemin de fer.

2.3.4.1 Schiste à grenat-biotite-muscovite-graphite (Bik15)

Le schiste à grenat-biotite-muscovite-graphite de la Bikossi (Bik15) affleure dans le lit de la rivière Moutsoungou au nord du massif granitique de Mfoubou. Il se caractérise par une couleur sombre marquée par la présence du graphite (Fig.IV.23a). La schistosité principale est pentée de 35° vers l'ENE suivant la direction N144. Les axes de la crénulation s'orientent suivant la direction quasi-parallèle à la schistosité principale (NNW). La description pétrographique et minéralogique est reportée en annexe (An.IV-Tab21).

L'échantillon Bik15 se caractérise par une schistosité principale S_1 plissée permettant le développement de la crénulation S_2. Le grenat croît et se déforme dans les plans de la schistosité principale S_1 (Fig.IV.23a-c). Cette foliation est donc à grenat-biotite-muscovite-graphite. La muscovite et le graphite soulignent fortement la crénulation S_2. Cet échantillon permet de mettre en évidence une déformation se faisant en deux phases ayant induit respectivement la schistosité S_1 et son plissement donnant la S_2 (Fig.IV.23d-e). Les échantillons Bik14 et Bik16 correspondant aussi au schiste et micaschiste de la Bikossi mentionnés dans le chapitre VI présentent une évolution similaire.

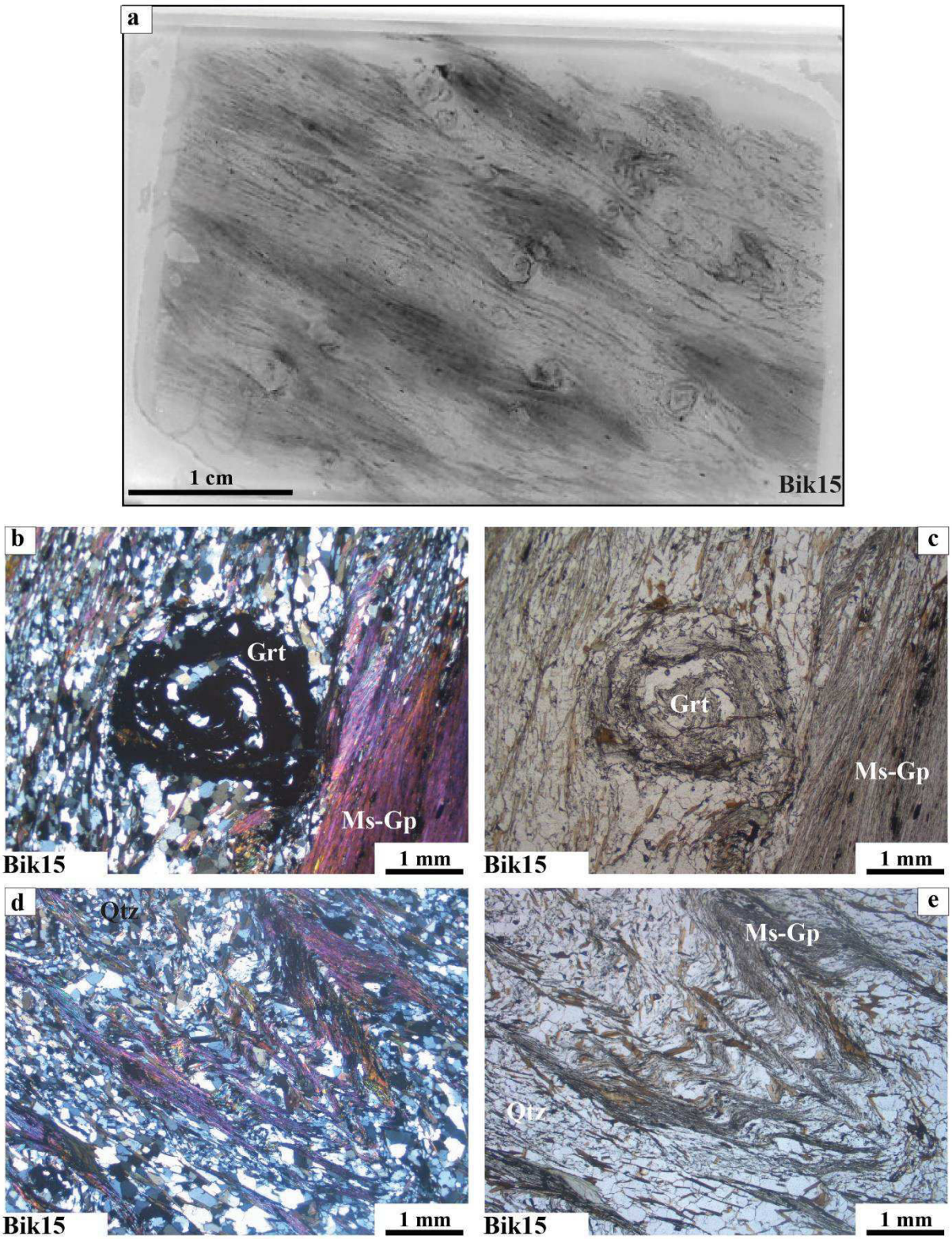


Figure IV. 23. *Photographies de l'échantillon correspondant au schiste de la Bikossi (Bik15). a) photographie de la lame mince et b-e) photographies au microscope optique.*

2.3.4.2 Le micaschiste à grenat-chloritoïde-chlorite

Le micaschiste à grenat-chloritoïde-chlorite a été observé sur la rive de la Loémé sur le trajet reliant Nkougni à Nemba. Il est représenté par l'échantillon Bik11 qui se caractérise par une alternance de niveaux plus riches en chlorite et des niveaux riches en muscovite (Fig.IV.24). A l'affleurement, la roche présente une schistosité principale pentée de 50° vers le NNE suivant la direction N120. Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de l'échantillon Bik11 sont présentées en annexe (An.IV-Tab22). La schistosité principale dans l'échantillon Bik11 est à grenat-chloritoïde-chlorite-muscovite. Il n'est pas évident d'identifier les plans dans lesquels s'orientent les minéraux en lame mince (Fig.IV.24b-e).

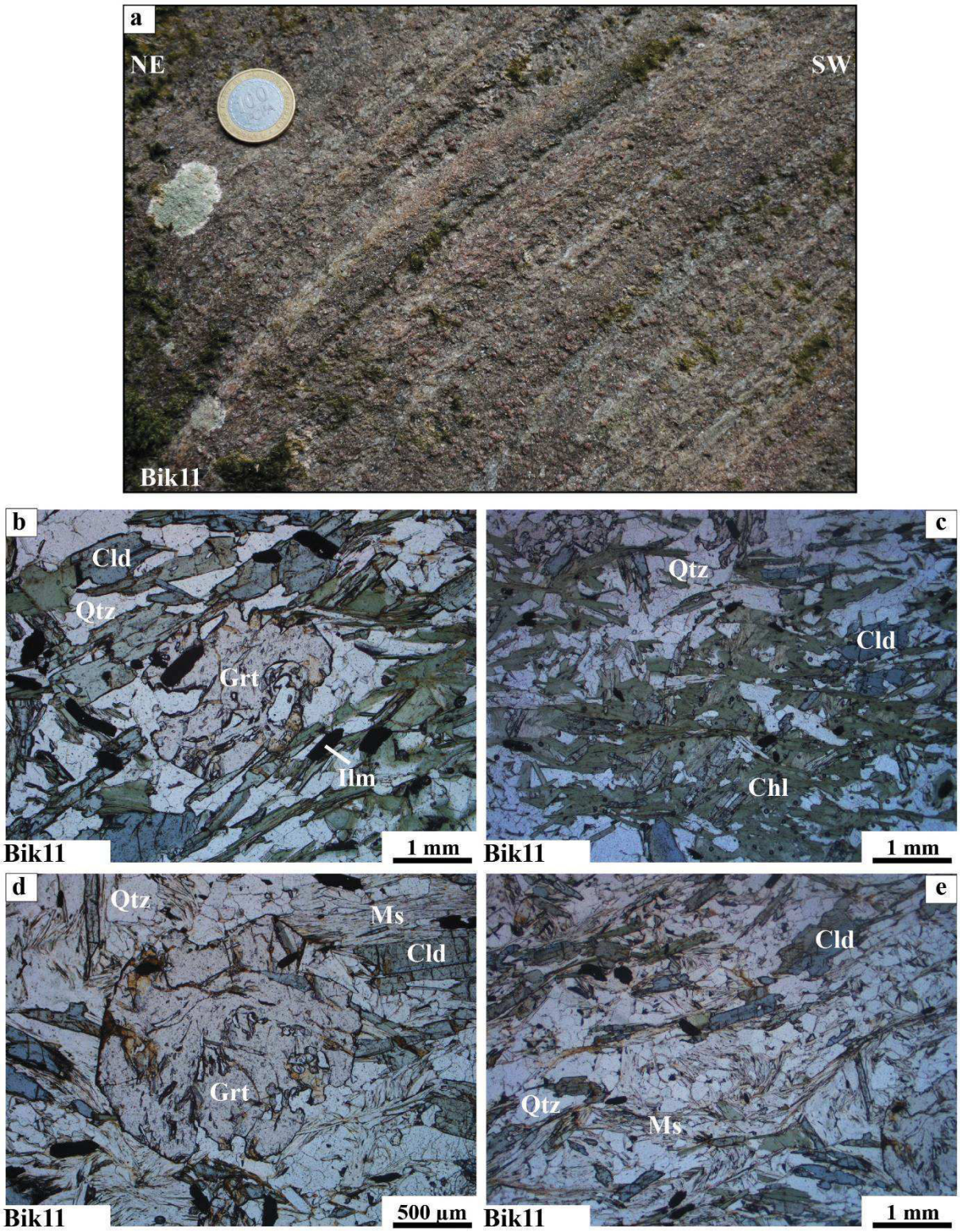


Figure IV. 24. *Photographies du micaschiste de la Bikossi (Bik11). a) photographie à léchelle macroscopique et b-e) photographies au microscope optique.*

2.3.5 Le faciès au contact des roches vertes du Complexe basique de Nemba

Au contact entre les micaschistes de la Bikossi (Bik14) et les amphibolites de Nemba sur le Réalignement du chemin de fer s'observe une roche constituée de quartz, grenat, chlorite, ilménite et accessoirement de zircon (An.IV-Tab23). Du point de vue structural, cette roche paraît plissée et concordante avec les métapélites. Sur le flanc NE du pli que constitue la roche la foliation est pentée de 54° et s'oriente vers la direction N162.

L'échantillon Bik13 présente une foliation soulignée par les lits de chlorite et de grenat (Fig.IV.25a). En lame mince les cristaux de grenat présentent des bordures qui sont parfois dissoutes par la chlorite et le quartz. Certains grains ont des bordures régulières. Les inclusions dans les grenats sont anguleuses à sub-anguleuses (Fig.IV.25b-c).

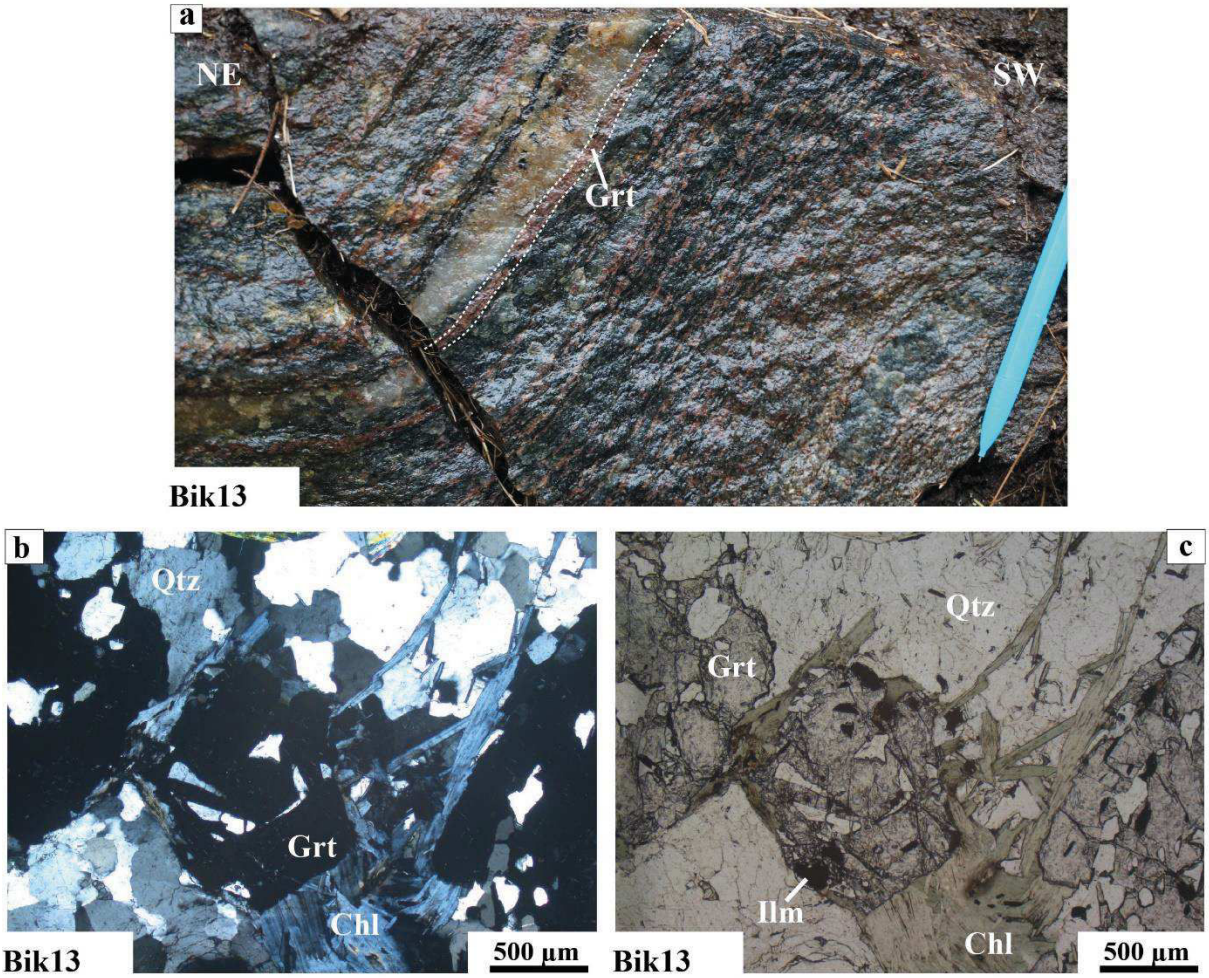


Figure IV. 25. *Photographies du gneiss de la Bikossi (Bik13). a) photographie à l'échelle macroscopique et b-c) photographies microscopiques.*

2.3.6 Relation cristallisation-déformation dans le Groupe de la Bikossi

L'étude pétrographique et minéralogique du Groupe de la Bikossi a permis d'identifier au moins trois phases de déformation dans les échantillons Bik2 et Bik3 caractérisées par : (i) une foliation principale à Bt-Ms-Gp ; (ii) une schistosité de crénulation à Bt-Ms-Gp et (iii) un microplissement de la schistosité de crénulation. Ces structures s'observent tant à l'échelle microscopique que macroscopique. Cependant, dans les schistes et micaschistes de type Bik15, Bik11 (voire Bik14 et Bik16) et dans les quartzo-schistes de type Bik7 il n'est possible de voir que deux phases de déformation marquées par la schistosité principale S_1 et la schistosité de crénulation S_2.

3 Description de quelques lithologies du Complexe basique de Nemba et du granite de Mont Kanda

3.1 L'amphibolite du Complexe basique de Nemba (Nem12)

L'échantillon Nem12 affleurant sur le Réalignement du chemin de fer a été sélectionné pour étendre l'étude sur le Complexe basique de Nemba. A l'affleurement, la roche présente une foliation pentée de 65° vers le SW suivant la direction N136. Elle se caractérise par un aspect massif et correspond à une amphibolite. En lame mince, la roche est constituée d'amphibole verte (actinolite), d'épidote, de quartz, de biotite, de chlorite et de sphène (Fig.IV.26). Ce dernier apparait sur les plages de biotite témoignant ainsi du développement du sphène aux dépens de la biotite.

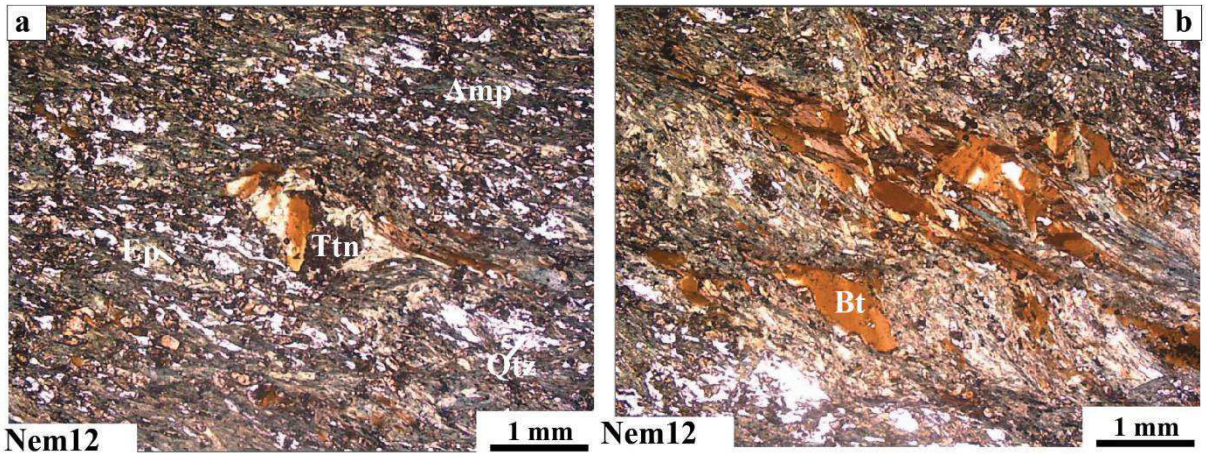


Figure IV. 26. *Photographies microscopiques de l'amphibolite du Complexe basique de Nemba (Nem12).*

3.2 Le granite de Mont Kanda et les roches associées

Le massif granitique de Mont Kanda s'observe dans la carrière à granulat de Louvoulou située à environ 18 km au NW du village de Bilinga. Dans cette carrière, le granite présente au moins trois faciès qui se distinguent par la taille des grains, la couleur des feldspaths (variant entre le blanc et le rose très pâle) et la proportion en biotite. Dans le cadre de cette étude (axée sur le socle), un seul faciès a été retenu. Il correspond à l'échantillon Mk1 qui est au contact avec le filon basique Mk4 et la biotitite Mk5.

3.2.1 Le granite de Mont Kanda (Mk1)

L'échantillon Mk1 correspond au faciès du granite de Mont Kanda caractérisé par une faible proportion en biotite. Il est constitué principalement de quartz et de feldspaths (microcline, orthose, plagioclase). La muscovite y apparait en faible proportion et la biotite est parfois chloritisée. La roche parait recristallisée cependant les minéraux ne présentent pas une orientation préférentielle (Fig.IV.27a-b).

3.2.2 Le filon mafique amphibolitisé (Mk4)

L'échantillon Mk4 correspond à une roche mafique constituée en grande partie d'amphibole et de quelques grains de quartz et lamelle de biotite (Fig.IV.27c-d). Les plages des amphiboles présentent des zones réactives sur lesquelles se développent des amas de cristaux d'épidote et parfois de sphène.

3.2.3 La biotitite (Mk5)

L'échantillon Mk5 a été prélevé dans la zone de contact entre le granite (Mk1) et le filon de roche basique (Mk4). La roche est de couleur noire et est constituée majoritairement de biotite (> 50 %). Cette dernière est de couleur brune et parait associée au quartz, à l'épidote et à la calcite (Fig.IV.27e-f). L'ensemble de ces minéraux s'oriente suivant une direction préférentielle qui donne un aspect folié à la roche. Cette structuration est rattachée au mouvement cisaillant senestre identifié dans cette zone de contact (Fig.III.11).

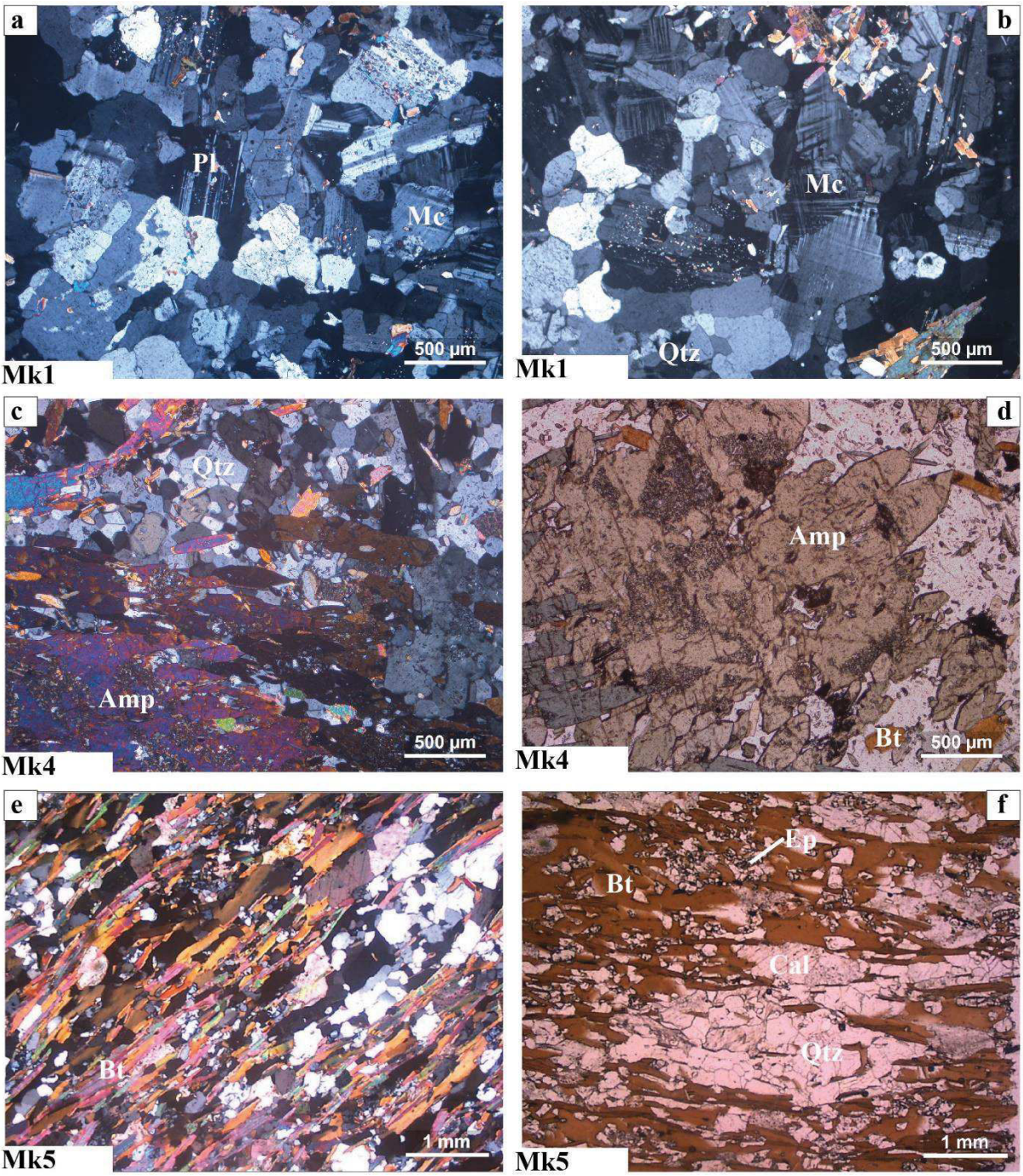


Figure IV. 27. *Photographies microscopiques des échantillons correspondant : a-b) au granite de Mont Kanda (Mk1) ; c-d) au filon mafique amphibolitisé (Mk4) et e-f) à la biotitite (Mk5).*

3.2.4 Relation cristallisation-déformation dans le granite de Mont Kanda et les roches associées

Les observations faites sur les échantillons du granite de Mont Kanda et les roches associées provenant de la carrière de Louvoulou témoignent : (i) d'une recristallisation du granite et de la roche verte et (ii) du développement de la biotitite suivant le plan marquant le cisaillement dans la zone de contact entre le granite et le filon mafique amphibolitisé.

4 Conclusion sur la description lithologique

L'étude pétrographique et minéralogique des roches du domaine occidental de la chaîne du Mayombe appartenant aux Groupes de la Loémé, la Loukoula et la Bikossi montre une superposition de paragenèses métamorphiques (Fig. IV.28). Dans le Groupe de la Bikossi, les méta-grès quartzitiques (Bik2, Bik3) présentent au moins trois phases de déformations (D_1, D_2 et D_3) auxquelles sont rattachés deux épisodes métamorphiques (M_1 et M_2) marqués par des paragenèses à Bt-Ms-Gp. La présence dans ces roches des zircons datés à ~2 Ga (Fullgraf et al., 2015a, Affaton et al., 2016, cette étude) conduit à s'interroger sur l'existence d'un métamorphisme éburnéen (ME) dans ce Groupe. Cependant, les micaschistes et schistes à grenat du Groupe de la Bikossi (Bik14, Bik15, Bik16) caractérisés par une schistosité principale (S_1) et une schistosité de crénulation (S_2) présentent une évolution métamorphique marquée par la croissance du grenat suivant un trajet prograde-retrograde contemporain à ces deux phases de déformation. Les roches appartenant aux Groupes de la Loukoula et de la Loémé quant à elles témoignent d'une évolution métamorphique polycyclique. En tenant compte de l'âge paléoprotérozoïque des protolithes de ces roches (Fullgraf et al., 2015a, Affaton et al., 2016, cette étude), l'existence d'un métamorphisme éburnéen (ME) est envisagée et celui-ci se caractérise dans ces Groupes par le développement des paragenèses à Grt-Bt-Pl(Olg). La déformation associée à cet épisode métamorphique peut correspondre à la D_1 telle que présentée sur la figure III.30 pour les Groupes de la Loémé et de la Loukoula.

Le second événement métamorphique affectant les formations de ces deux Groupes se déroule en deux phases (phase prograde-phase rétrograde), avec la préservation des paragenèses pré-existantes dans le Groupe de la Loémé (préservation des structures D_1 ?) et leur retromorphose dans le Groupe de la Loukoula (suivant les directions de la D_2).

Le développement des veines de calcite (sous forme de fente de tension, Fig.IV.5) dans ces unités ainsi que la recristallisation de certaines muscovites sont attribués à la troisième phase de déformation D_3.

Les détails sur la caractérisation du métamorphisme dans les unités géologiques constituant le socle de la chaîne du Mayombe sont fournis dans le chapitre VI.

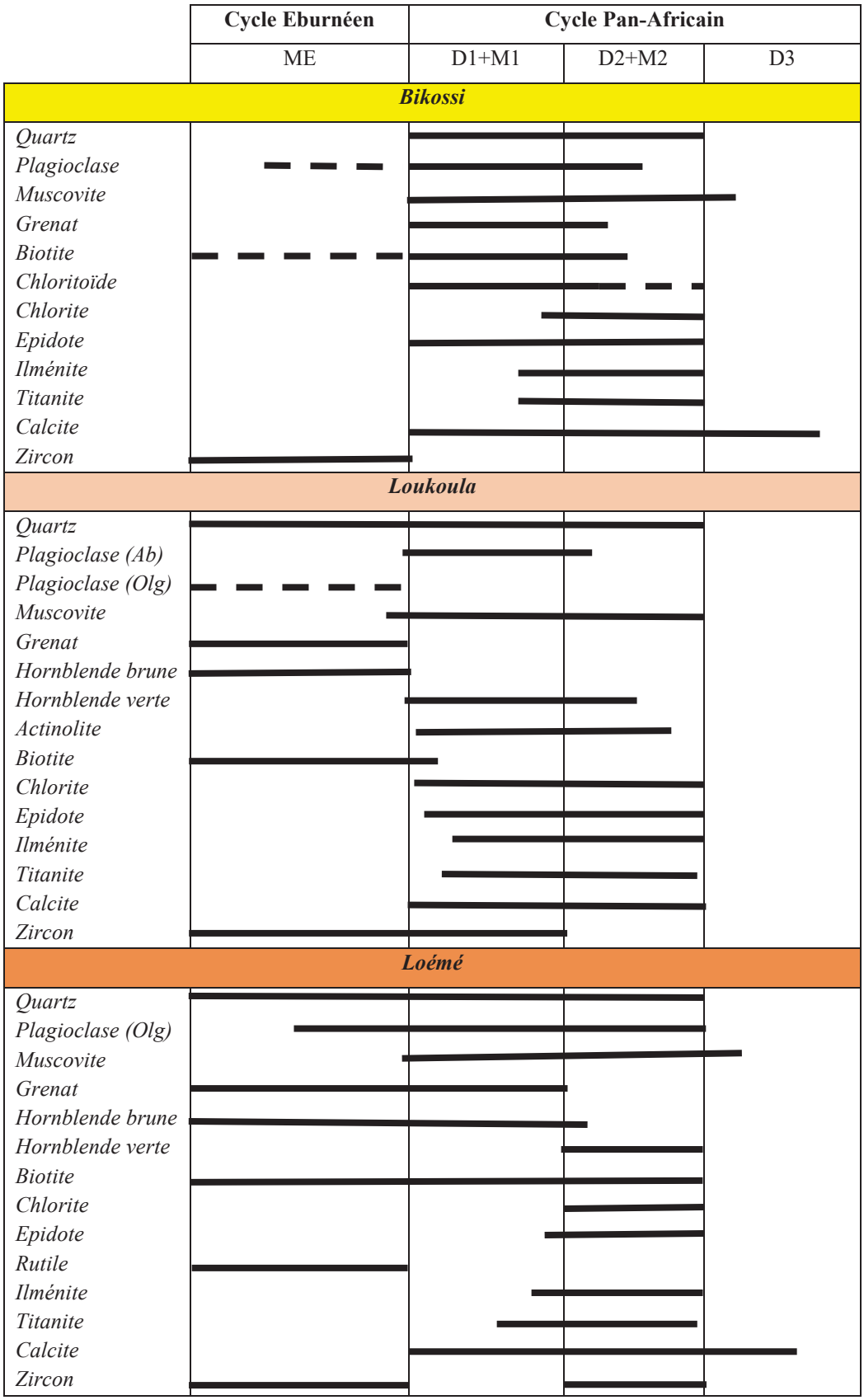


Figure IV. 28. *Les différents assemblages minéralogiques observés dans les Groupes de la Loémé, la Loukoula et la Bikossi. Les traits continus symbolisent la présence et la stabilité des minéraux et les trais discontinus représente l'incertitude sur la présence du minéral ou le fait qu'il ne soit pas en équilibre. ME = métamorphisme éburnéen, M1 = métamorphisme phase 1, D1 = déformation phase1, Ab = albite, Olg = oligoclase.*

« Les objets terrestres constituent des messages qui ont été écrits soit il y a bien longtemps, soit dans les profondeurs inaccessibles du Globe. Pour continuer leur déchiffrage, il faudra encore faire preuve de beaucoup d'imagination. Et il est souhaitable que les méthodes de la physico-chimie soient les guides de cette imagination »

Claude-Jean ALLEGRE et Gil MICHARD (*Introduction à la géochimie, 1973*).

Chapitre V. Etude géochimique

1 Introduction

L'étude géochimique a été réalisée dans le but de préciser l'origine des roches des différentes unités lithologiques du domaine paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe. Les échantillons analysés sont représentatifs des Groupes de la Loémé, de la Loukoula et de la Bikossi. Les données reportées dans ce chapitre sont basées sur quartorze échantillons qui ont tous été analysés au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy (CRPG, Laboratoire CNRS-SARM).

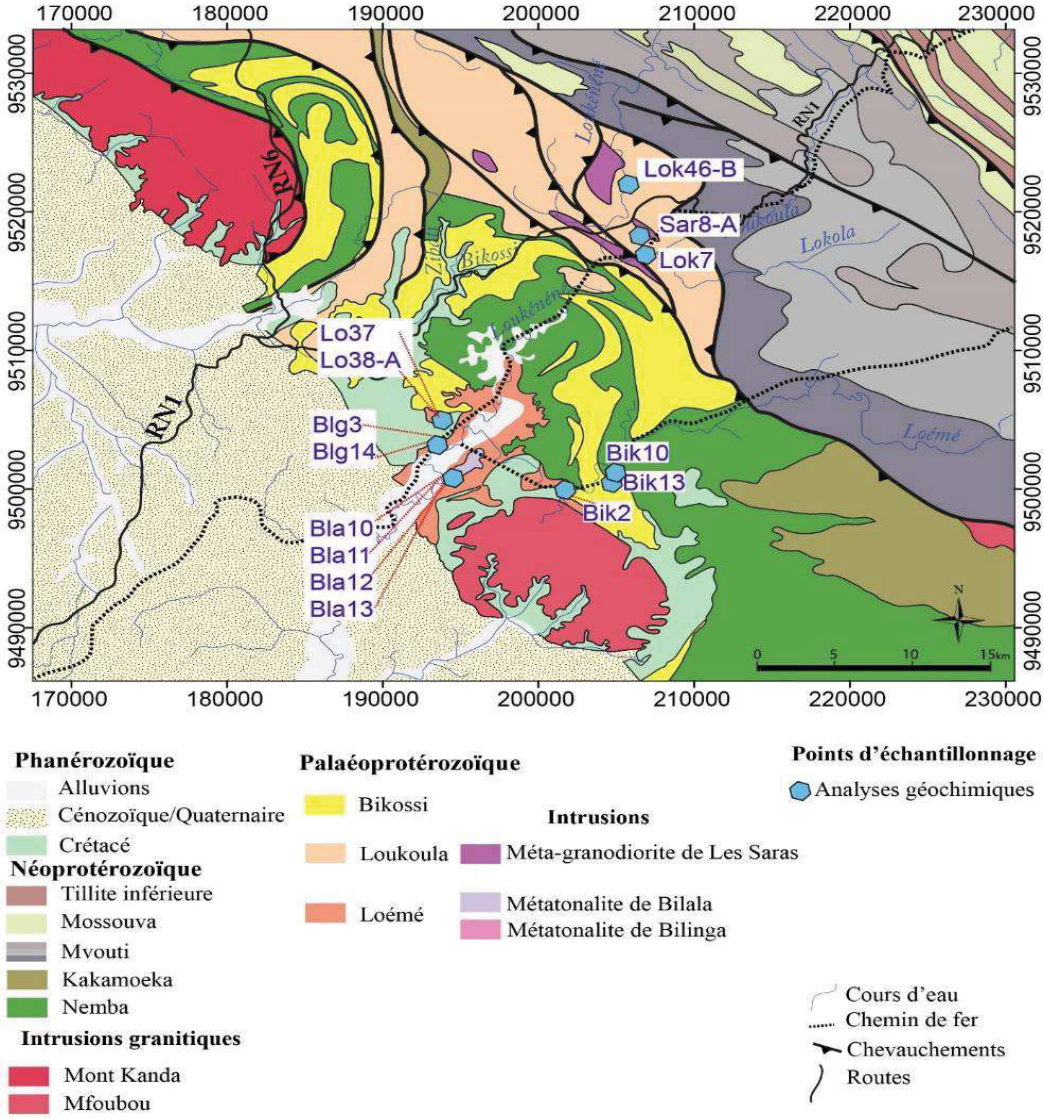


Figure V. 1. *Carte géologique de la zone d'étude avec localisation des échantillons analysés pour l'étude géochimique.*

Domaine Paléoprotérozoïque du Mayombe														
Groupe	**Loémé**								**Loukoula**				**Bikossi**	
Echantillon	Lo37 Para-gneiss	Lo38-A Para-gneiss	Blg3 Ortho-gneiss	Blg14 Ortho-gneiss	Bla10 Ortho-gneiss	Bla11 Amphi-bolite	Bla12 Méta-Aplite (?)	Bla13 Ortho-gneiss	Lok7 Méta-gabbro	Lok46-B Ortho-gneiss	Sar8-A Ortho-gneiss	Bik2 Méta-grès	Bik10 Para-gneiss	Bik13 Para-gneiss
Eléments majeurs (%)														
SiO2	72,42	78,37	49,36	61,78	65,28	48,75	78,02	56,93	49,41	59,29	68,94	79,11	83,23	76,63
Al2O3	14,01	9,53	15,95	16,14	16,53	14,31	10,48	16,13	13,37	18,74	14,12	10,21	9,51	6,44
Fe2O3	3,67	4,05	11,41	5,43	5,70	9,52	2,37	7,49	11,83	7,69	3,49	1,81	0,50	11,46
MnO	0,05	0,06	0,24	0,07	0,08	0,15	0,03	0,09	0,19	0,10	0,04	0,02	<LD	0,11
MgO	1,14	1,17	2,97	2,69	1,85	8,63	0,90	3,47	6,72	2,42	1,45	0,58	0,63	1,67
CaO	1,33	1,58	6,48	3,92	1,81	10,97	1,61	4,98	11,43	1,10	3,35	0,48	0,13	0,78
Na2O	2,59	2,49	3,07	3,19	2,38	1,96	2,90	3,35	3,04	2,57	3,12	2,24	1,38	0,02
K2O	2,65	0,96	3,71	3,50	3,18	0,33	1,66	2,94	0,17	3,91	2,46	3,50	2,48	0,14
TiO2	0,33	0,45	2,71	0,74	0,48	0,63	0,34	1,12	1,48	0,64	0,40	0,24	0,16	0,29
P2O5	< L.D.	< L.D.	0,90	0,24	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,30	0,13	0,10	< L.D.	< L.D.	<LD	0,23
PF	1,38	0,62	2,38	1,13	1,74	3,62	1,43	2,12	1,20	3,30	1,58	1,67	1,36	1,61
Total	**99,56**	**99,27**	**99,18**	**98,81**	**99,02**	**98,86**	**99,74**	**98,92**	**98,97**	**99,85**	**98,95**	**99,85**	**99,38**	**99,38**
A/NK	1,96	1,86	1,76	1,79	2,35	4,00	1,60	1,86	2,58	2,22	1,81	1,37	1,92	61,05
A/CNK	1,47	1,19	0,76	1,00	1,55	0,61	1,10	0,91	0,51	1,79	1,02	1,23	1,83	7,13
Eléments traces (ppm)														
As	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	2,63	0,95	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ba	672,56	188,20	941,64	1080,45	999,51	34,94	682,97	1061,34	25,04	900,78	977,58	714,73	545,35	32,19
Be	2,05	0,74	3,36	1,93	3,75	0,44	0,93	1,30	0,52	1,23	1,76	0,98	0,77	0,10
Bi	< L.D.	< L.D.	0,06	< L.D.	0,23	0,07	0,05	< L.D.	< L.D.	0,18	< L.D.	0,08	< L.D.	< L.D.
Cd	0,05	0,07	0,45	0,07	0,08	0,13	0,04	0,07	0,16	0,07	0,07	0,04	< L.D.	0,15
Ce	69,65	56,35	379,06	117,40	92,17	17,13	18,28	82,71	15,58	84,76	98,54	40,06	26,81	12,75
Co	8,91	9,71	17,84	15,27	14,10	47,71	4,83	23,77	43,42	21,75	8,99	3,13	1,05	21,95
Cr	52,52	74,22	5,63	84,52	107,37	436,42	30,41	82,02	80,39	126,47	46,39	16,25	4,91	39,07
Cs	0,89	0,84	3,11	2,08	0,63	0,06	0,24	1,06	0,10	4,52	0,78	0,79	1,16	0,07
Cu	6,66	3,11	114,53	17,87	19,21	103,75	31,81	39,13	72,41	13,43	14,37	3,26	< L.D.	6,99
Dy	2,66	2,81	12,76	3,41	4,95	2,79	1,45	2,81	4,69	5,46	1,41	1,91	0,93	2,89
Er	1,46	1,63	5,10	1,53	2,97	1,65	1,17	1,16	2,68	3,11	0,55	1,12	0,43	1,94
Eu	0,92	0,82	7,76	1,82	1,40	0,79	0,44	1,67	1,33	1,41	1,28	0,64	0,40	0,36
Ga	17,73	11,87	35,42	22,64	22,15	15,70	12,07	24,40	18,05	28,79	21,07	12,01	9,85	7,97
Gd	3,25	2,88	19,08	5,09	4,77	2,34	1,11	4,57	4,10	5,63	2,81	2,14	1,24	2,11

Ge	1,23	1,62	2,73	1,26	1,38	1,45	0,71	1,15	1,65	1,68	1,03	0,99	0,80	1,17
Hf	4,41	6,79	21,78	6,18	6,24	1,51	4,61	5,17	2,40	3,23	5,56	4,28	2,13	4,29
Ho	0,54	0,59	2,18	0,62	1,05	0,61	0,36	0,49	1,00	1,15	0,23	0,39	0,16	0,65
In	< L.D.	< L.D.	0,15	0,04	0,04	0,05	< L.D.	0,06	0,07	0,06	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	35,39	37,10	184,64	66,29	50,29	8,71	10,02	43,62	7,96	48,75	55,43	23,12	15,78	6,06
Lu	0,21	0,26	0,52	0,18	0,45	0,24	0,23	0,14	0,37	0,46	0,07	0,18	0,07	0,34
Mo	0,66	< L.D.	7,14	< L.D.	1,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	4,52	0,73	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Nb	5,58	6,61	184,06	10,41	7,43	1,86	5,82	11,51	3,64	10,78	6,78	5,71	3,82	4,34
Nd	24,67	23,80	160,23	44,53	34,37	8,52	7,10	34,38	12,34	35,90	32,73	16,20	10,78	5,43
Ni	23,87	25,52	3,21	39,99	28,03	116,89	10,77	47,95	45,91	64,34	19,14	4,54	< L.D.	33,24
Pb	16,85	20,24	105,76	16,69	18,45	11,05	9,86	10,85	14,38	27,42	16,82	8,91	11,55	0,75
Pr	7,20	6,96	43,50	12,92	9,83	2,06	2,01	9,33	2,58	10,06	10,01	4,61	3,13	1,41
Rb	87,09	49,97	185,45	142,78	85,58	5,37	48,31	112,24	4,14	182,69	89,72	106,50	83,10	5,11
Sc	8,79	7,60	7,39	13,01	14,27	38,57	5,50	15,37	45,45	18,18	7,47	3,21	< L.D.	6,20
Sb	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,09	0,07	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Sm	4,37	3,78	27,39	7,10	5,75	2,16	1,32	6,25	3,67	6,80	4,54	2,77	1,72	1,40
Sn	0,82	0,40	6,90	1,15	3,08	0,52	1,13	0,95	1,01	2,39	0,79	1,36	0,93	0,30
Sr	181,56	294,62	730,11	412,37	217,97	217,04	158,53	393,86	382,41	140,02	416,70	96,39	63,09	5,19
Ta	0,44	0,57	13,79	0,62	0,63	0,15	0,56	0,67	0,31	1,20	0,38	0,62	0,41	0,49
Tb	0,46	0,45	2,50	0,65	0,75	0,42	0,20	0,55	0,73	0,88	0,30	0,32	0,16	0,43
Th	15,84	23,73	22,57	26,15	19,24	1,43	10,03	11,84	1,00	18,15	19,65	10,81	5,36	5,92
Tm	0,21	0,24	0,63	0,20	0,43	0,23	0,19	0,14	0,37	0,45	0,07	0,17	0,06	0,31
U	1,95	2,36	5,71	1,80	2,79	0,25	1,19	1,13	0,23	3,72	1,75	1,90	0,97	1,77
V	44,64	52,84	97,04	83,74	74,90	235,35	31,67	128,99	302,92	108,46	45,36	18,21	6,51	50,88
W	0,95	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,49	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Y	13,59	14,73	55,18	15,73	27,36	15,75	10,17	12,35	25,20	29,88	5,84	10,45	4,41	18,22
Yb	1,44	1,68	3,80	1,22	2,99	1,55	1,43	0,92	2,44	3,08	0,45	1,17	0,44	2,15
Zn	41,43	45,19	231,82	72,41	62,46	73,03	37,68	84,83	97,66	112,52	48,68	19,70	< L.D.	143,86
Zr	158,54	267,23	884,89	249,11	231,38	55,80	183,83	213,05	85,34	117,23	231,82	154,41	82,60	165,85

Tableau V. 1. *Analyses géochimiques en éléments majeurs et traces des échantillons des roches des Groupes de la Loémé, de la Loukoula et de la Bikossi.*

2 Les éléments majeurs

L'analyse des éléments majeurs des échantillons des Groupes de la Loémé, de la Loukoula et la Bikossi permettent de mettre en évidence une variation de composition chimique (Tab. V.1). La teneur en silice (SiO_2) oscille globalement entre 48,75 et 83, 23% ; ainsi les roches ortho-dérivées se répartissent entre les pôles mafiques à SiO_2 (48,75-49,41%), Fe_2O_3 (9,52-11,83%), MgO (2,97-8,63%), CaO (6,48-11,43%) et Na_2O+K_2O (2,29-6,79%) ; les pôles intermédiaires à SiO_2 (56,93-61,78%), Fe_2O_3 (5,43-7,69%), MgO (2,42-3,47%), CaO (1,10-3,92%) et Na_2O+K_2O (6,29-6,69) et les pôles felsiques à SiO_2 (65,28-68,94%), Fe_2O_3 (3,49-5,70%), MgO (1,45-1,85%), CaO (1,81-3,35%) et Na_2O+K_2O (5,56-5,59%). La représentation des éléments majeurs des échantillons dans les diagrammes binaires de Harker avec la silice en abscisse permet de voir la répartition des roches provenant d'un même Groupe lithostratigraphique.

2.1 Groupe de la Loémé

Les échantillons Lo37 et Lo38-A représentatifs des paragneiss de la Loémé se caractérisent par des teneurs en silice respectives de 72,42% et 78,37%. Le magnésium, le calcium et le titane présentent des faibles teneurs (Tab.V.1). Les échantillons ortho-dérivés correspondent aux méta-granitoïdes et roches associées de Bilinga et Bilala. Les échantillons de Bilinga montrent une nette différence de composition entre le faciès gris sombre (Blg3) et le faciès isotrope (Blg14) de l'orthogneiss. Le premier se situe dans le domaine des roches basiques pauvres en SiO_2 (49,36%) avec une forte proportion en Fe_2O_3 (11,41%) et CaO (6,48%), tandis que le deuxième a une composition quasiment acide riche en SiO_2 (61,78%). Les échantillons représentatifs de la formation de Bilala se caractérisent par une teneur en silice repartie en trois pôles : le pôle basique à SiO_2 autour de 48,75%, le pôle intermédiaire à SiO_2 de 56,98% et le pôle acide à SiO_2 situé entre 65,28% et 78,02%). Le premier correspond à l'amphibolite (Bla11), le second à l'ortho-gneiss oeillé (Bla13) et le troisième correspond au gneiss très déformé (Bla10) et au gneiss quartzitique (Bla12). L'amphibolite Bla11 présente une teneur en alcalins de 2,29% et une perte au feu (PF) de 3,62% traduisant certainement une altération (chloritisation de la biotite et saussuritisation du feldspath). La projection dans le diagramme Na_2O+K_2O vs. SiO_2 de cet échantillon le place dans le domaine des basaltes. Le gneiss Bla12 se rapproche plus des échantillons para-dérivés dans les diagrammes de Harker. Il se situe dans le domaine des monzogranites et granites dans le diagramme TAS (Fig.V.3A) et se retrouve dans le champ des roches peralumineuses dans le diagramme d'indices de saturation en alumine

(Fig.V.3B). Son spectre de terres rares enrichi en terres rares légères et légerement enrichi en terres rares lourdes le distingue des gneiss Bla10 et Bla13 de Bilala.

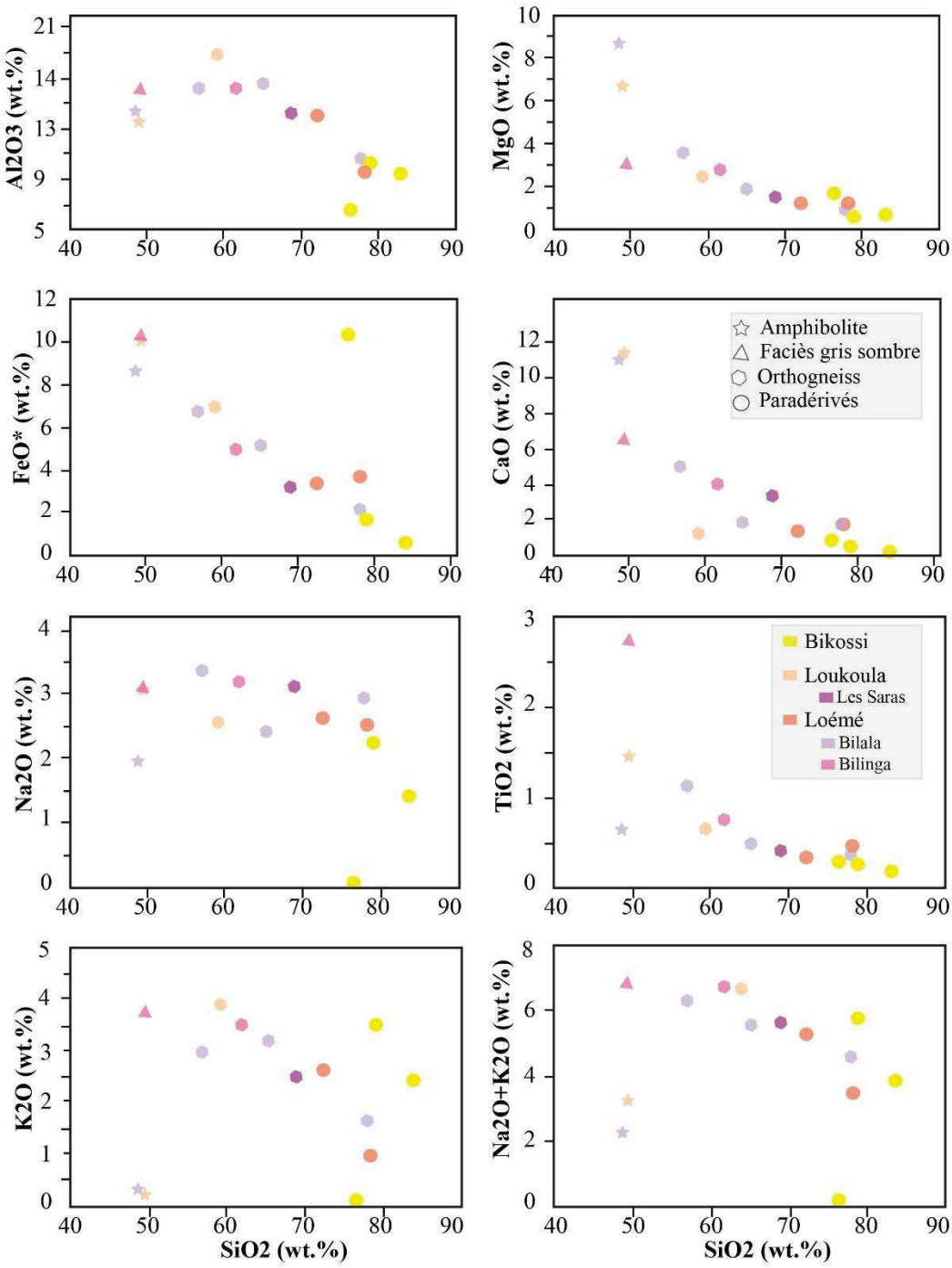


Figure V. 2. *Diagrammes de Harker sur la répartition en éléments majeurs (Al, Ti, Mg, Fe, Ca, Mg, Na et K) et diagramme de la somme des alcalins (Na_2O+K_2O) vs. SiO_2 dans les échantillons des roches para et orthodérivées de la Bikossi (Bik2, Bik10 et Bik13), la Loukoula (Lok7, Lok46-B et Sar8-B) et la Loémé (Lo37, Lo38A, Blg3, Blg14, Bla10, Bla11, Bla12 et Bla13).*

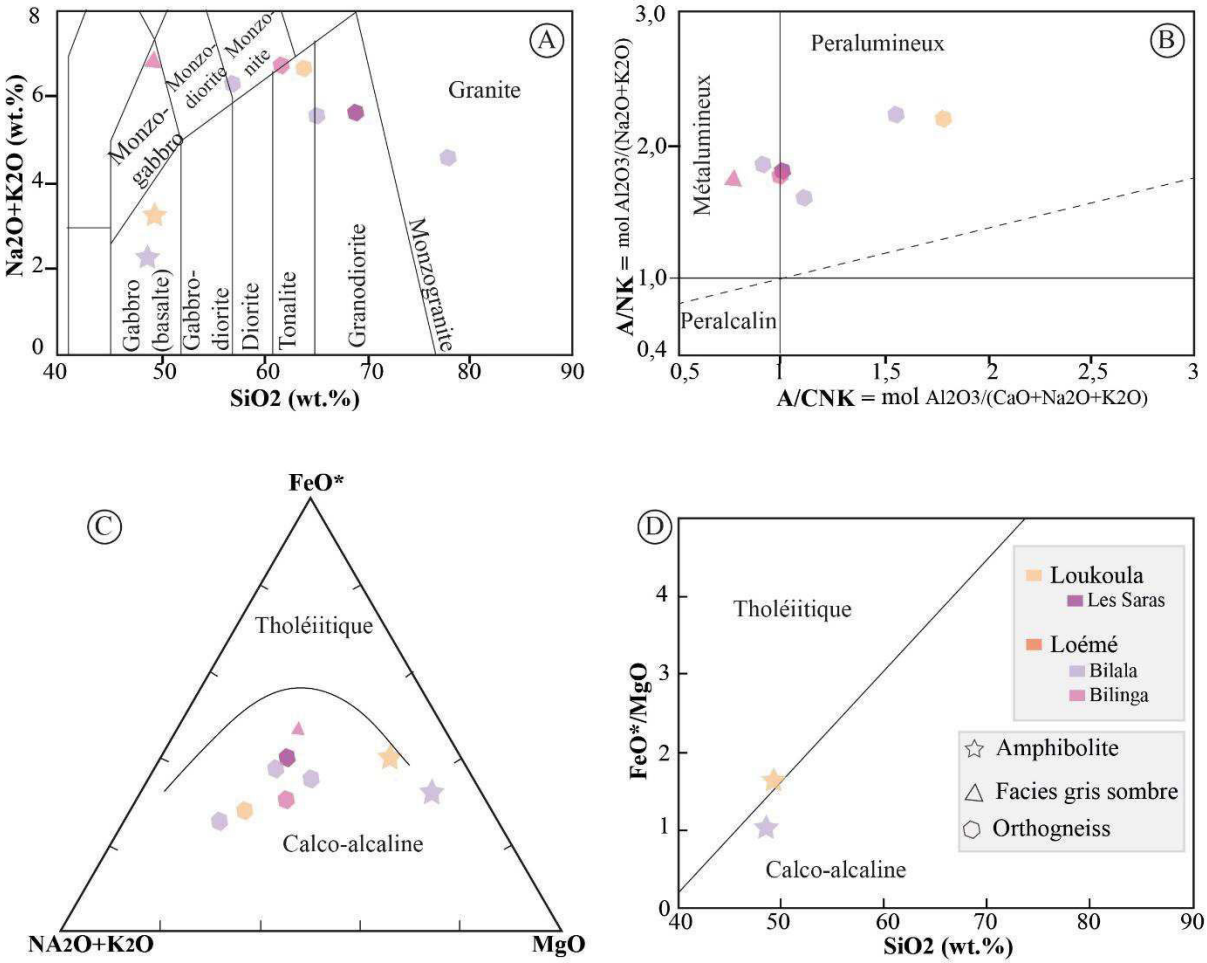


Figure V. 3. *Diagrammes de classification des roches orthodérivées des Groupes de la Loémé (Blg3, Blg14, Bla10, Bla11, Bla12 et Bla13) et de la Loukoula (Lok7, Lok46-B et Sar8-B). (A) diagramme de la somme des alcalins (Na_2O+K_2O) vs. SiO_2 (TAS) montrant les champs de compositions chimiques des roches orthodérivées, (B) diagramme de Shand (1943) sur les indices de saturation de l'alumine dans les roches ignées, (C) diagramme AFM montrant la répartition des échantillons entre les lignées tholéiitique et calco-alcaline et (D) diagramme FeO*/MgO vs. SiO2 distinguant les séries tholéiitiques des séries calco-alcalines pour les amphibolites de la Loukoula (Lok7) et de la Loémé (Bla11).*

2.2 Groupe de la Loukoula

Trois échantillons représentatifs des roches du Groupe de la Loukoula ont été analysés. Ils correspondent au méta-gabbro (Lok7), à l'orthogneiss (Lok46-B) et à l'ortho-gneiss de Les Saras (Sar8-B). L'échantillon Lok7 se caractérise par la composition suivante : SiO_2 (49,41%), Fe_2O_3 (11,83), MgO (6,72), Na_2O+K_2O (3,21%) et CaO (11,43%) ce qui confirme sa nature basique. Dans le diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2, l'échantillon Lok7 est proche de l'échantillon Bla11. Les deux échantillons sont dans le domaine compris entre 45% et 52% de SiO_2 et 0% et 5% de Na_2O+K_2O, ce qui correspond à la composition des basaltes ou des gabbros. L'orthogneiss Lok46-B présente une teneur en silice de 59,29% qui le classe dans les roches

intermédiaires. L'orthogneiss de Les Saras (Sar8-B) quant à lui présente une teneur en silice de 68,94%.

2.3 Groupe de la Bikossi

L'analyse géochimique des paragneiss montre des fortes teneurs en silice (76,63%-83,23%) impliquant ainsi des sources riches en quartz et/ou un transport sur de longues distances. L'échantillon Bik13 présente la plus faible teneur en alcalin de tous les échantillons analysés (Na_2O+K_2O = 0,16 %). Comparé aux échantillons Bik2 et Bik10, l'échantillon Bik13 présente une proportion plus élevée en oxyde de magnésium (1,67%), ce qui se traduit par la présence de la chlorite dans la roche.

3 Les éléments traces

La caractérisation géochimique des éléments traces dans les échantillons du socle du Mayombe a été utilisée pour affiner les données sur la composition des roches et tracer les différents processus liés à leur pétrogenèse. Les données sont présentées dans les diagrammes de Harker (Fig.V.4) ainsi que dans le diagramme de Pearce et al. (Fig.V.5) et les diagrammes représentatifs des spectres des terres rares normalisés à la chondrite (Fig.V.6A) et au manteau primitif (Fig.V.6B) pour l'ensemble des roches orthodérivées, et au N-MORB (Fig.V.6C) pour les roches mafiques.

3.1 Groupe de la Loémé

Dans le Groupe de la Loémé, les échantillons analysés montrent une nette distinction dans la répartition des éléments traces (Fig.V.4). Dans les diagrammes de Harker, les proportions du Nb par rapport à SiO_2 paraissent quasiment constantes pour les métapélites. Les tendances évolutives pour chaque roche ne peuvent pas être décrites du fait du faible nombre d'échantillons. Le diagramme Rb vs. Nb+Y situe tous les échantillons orthodérivés felsiques de la Loémé (Bilinga et Bilala) dans le domaine des granites d'arc volcaniques. L'échantillon Blg3 caractérisé comme un monzo-gabbro dans le diagramme TAS (Fig.V.3A) se range dans le domaine des granites intra-plaques. Les spectres des terres rares des échantillons orthodérivés du Groupe de la Loémé sont marqués par un enrichissement en terres rares légères (LREE) et

un appauvrissement en terres rares lourdes (HREE) à l'exception de l'échantillon Bla10 qui présente un enrichissement en terres rares lourdes. Les échantillons Blg14 et Bla13 (correspondant respectivement au faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga et au faciès oeillé de l'orthogneiss de Bilala) présentent des spectres assez similaires, contrairement à l'orthogneiss de Les Saras qui se distingue par une très faible teneur en terres rares lourdes. Cette variation peut être directement rattachée à la cristallisation fractionnée du fait qu'elle appauvrisse relativement la source en HREE (ex. Henderson, 2013).

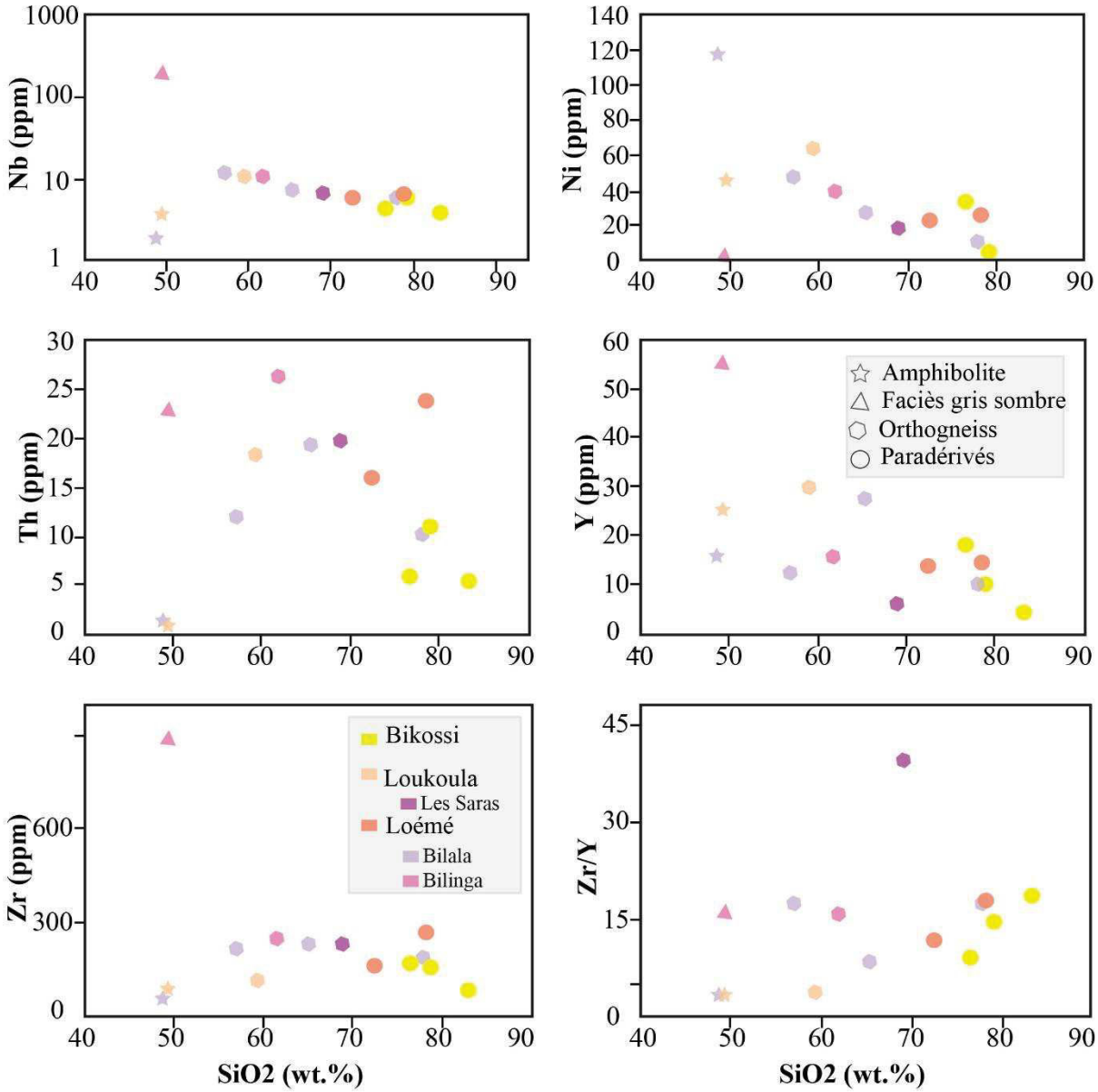


Figure V. 4. *Diagrammes de Harker sur la répartition en éléments traces (Nb, Ni, Th, Y et Zr) et diagramme du rapport Zr/Y vs. SiO_2 dans les échantillons des roches para et orthodérivées de la Bikossi (Bik2, Bik10 et Bik13), la Loukoula (Lok7, Lok46-B et Sar8-B) et la Loémé (Lo37, Lo38A, Blg3, Blg14, Bla10, Bla11, Bla12 et Bla13).*

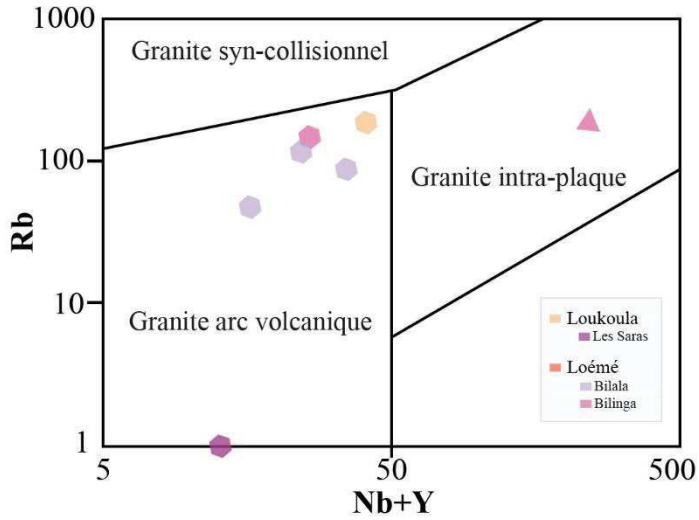


Figure V. 5. *Diagramme de discrimination des granitoïdes (Pearce et al., 1984) pour les échantillons de la Loukoula (Lok7, Lok46-B et Sar8-B) et de la Loémé (Blg3, Blg14, Bla10, Bla11, Bla12 et Bla13).*

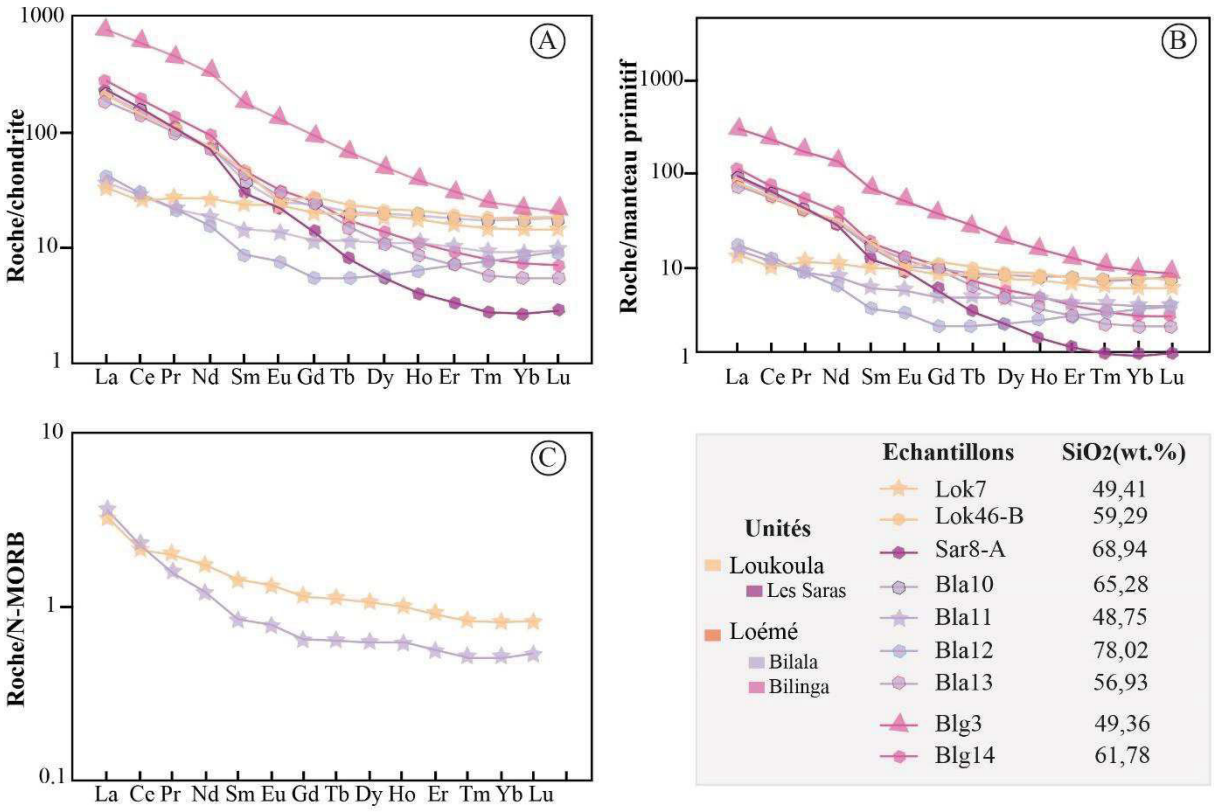


Figure V. 6. *Spectres des terres rares : (A) normalisés à la chondrite C1, (B) normalisés au manteau primitif et (C) normalisé au N-MORB de Sun et McDonough (1989).*

3.2 Groupe de la Loukoula

Les échantillons du Groupe de la Loukoula se distinguent par leur composition lithologique. Le métagabbro (Lok7) présente de très faibles teneurs en Nb, Th et Zr. Le spectre des terres rares normalisé à la chondrite et au manteau primitif est marqué par un enrichissement en terres rares légères caractéristiques des basaltes d'île volcanique (OIB). L'orthogneiss de Loukoula (Lok46-B) présente un spectre de terres rares normalisé à la chondrite et au manteau primitif montrant une faible anomalie en europium qui se traduit par un fractionnement de la croûte inférieure riche en feldspath ayant partiellement fondu pour donner la croûte supérieure (Kröner et al., 2012). L'orthogneiss de Les Saras (Sar8-B) présente aussi un spectre qui se rattache à la croûte continentale supérieure (McLennan et al., 1980 ; Jambon et Thomas, 2009). L'allure de son spectre en terres rares légères est similaire et proche de celui des faciès isotropes des orthogneiss de Bilinga (Blg14) et Bilala (Bla13) ainsi que de celui de l'orthogneiss de la Loukoula (Lok46-B). Mais il se distingue de l'ensemble des échantillons par sa très faible teneur en terres rares lourdes. Cette tendance est corrélable avec la forte teneur en silice de cet échantillon (68,94%) par rapport aux autres orthogneiss. Les deux orthogneiss du Groupe de la Loukoula analysés se rangent dans le champ des granites d'arc volcanique dans le diagramme de Pearce et al. (1984) et l'échantillon de l'orthogneiss de Les Saras se distingue encore par un appauvrissement en Rb (≤ 1 ppm) en présence de Nb et Y.

3.3 Groupe de la Bikossi

Les échantillons de la Bikossi sont représentés dans les diagrammes de Harker où ils se distinguent nettement des roches orthodérivées de la Loémé et de la Loukoula par des fortes teneurs en silice (SiO_2>75%). Les échantillons Bik2 et Bik10 présentent des compositions assez proches en Nb et Zr tandis que l'échantillon Bik13 parait isolé dans ce contexte et se caractérise par une faible teneur en Zr. Cette distinction apparait dans la lecture des spectres des terres rares où les échantillons Bik2 et Bik10 présentent les mêmes tendances que les échantillons orthodérivés avec un enrichissement en LREE et un appauvrissement quasi-constant en HREE (Fig.V.7). L'échantillon Bik13 quant à lui présente un enrichissement en LREE, une anomalie négative en europium et un enrichissement relatif en HREE. Ce dernier peut s'expliquer par la présence du grenat dans cet échantillon.

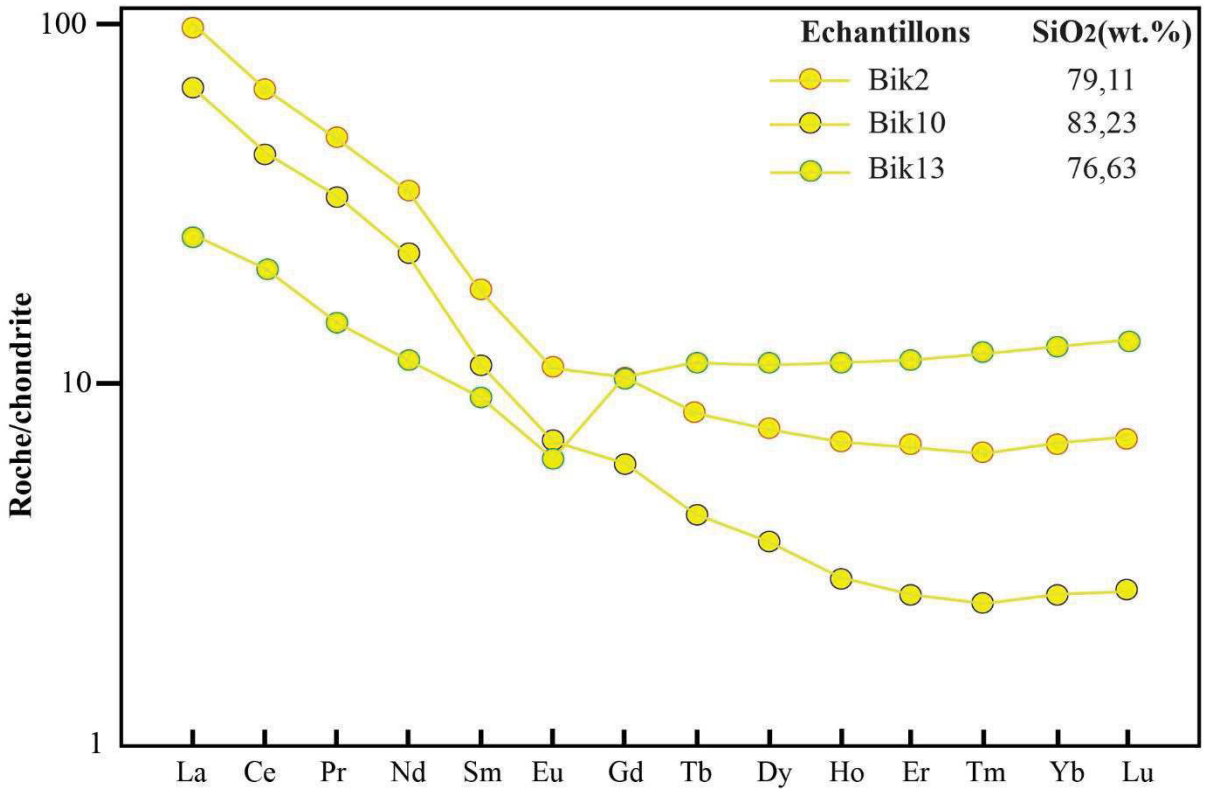


Figure V. 7. *Spectres des terres rares normalisés à la chondrite C1 d'après Sun et McDonough (1989) pour les méta-grès (Bik2) et gneiss (Bik10 et Bik13) du Groupe de la Bikossi.*

4 Conclusion

Les données géochimiques recueillies sur les unités représentatives du socle du Mayombe permettent de caractériser l'origine des principales lithologies. La composition en élément majeurs des échantillons orthodérivés présentent des tendances moins évidentes dans les diagrammes de Harker, mais dans une certaine mesure il est possible de voir l'alignement des orthogneiss de Bilinga, Bilala et Les Saras. Dans le diagramme TAS, les roches vertes sont dans le champ des gabbros (ou basaltes) et les diagrammes AFM et FeO/Mg vs. SiO2 permettent de les ranger entre les lignées tholéiitiques et les lignées calco-alcalines. Les roches felsiques quant à elles se répartissent entre les monzonites et les granites en passant par la granodiorite et la tonalite. Le diagramme de l'indice de saturation en alumine permet de les classer entre les séries métalumineuses et les séries peralumineuses. Ceci permet de les interpréter, selon Pitcher (1983, 1993) et Barbarin (1990 in Winter, 2001) comme étant liés soit à une marge continentale active soit à un contexte d'uplift post orogénique. La projection des données dans le diagramme de Pearce (Rb vs. Nb+Y) place les orthogneiss de la Loémé et de la Loukoula dans le domaine

des granites d'arc volcanique. Seul le faciès gris sombre de l'orthogneiss de Bilinga (Blg3) se range dans le domaine des granites intra-plaques. Les granites d'arc volcaniques sont souvent associés à un contexte orogénique d'arc insulaire océanique ou de marge continentale active (Pitcher, 1983, 1993 et Barbarin, 1990 in Winter, 2001). La lecture des spectres des terres rares normalisés à la chondrite et au manteau primitif rattache les roches orthodérivées des Groupes de la Loémé et de la Loukoula à la croûte supérieure avec dans certains cas l'implication de la croûte inférieure partiellement fondue. Les deux amphibolites (Lok7 et Bla11) présentent des spectres normalisés au N-MORB qui sont semblables à ceux des basaltes des îles océaniques (Sun et McDonough,1989 ; Jambon et Thomas, 2009*)*.

Les données obtenues au cours de l'étude géochimique ne permettent pas de statuer sur un contexte géodynamique global du fait qu'elles se basent sur une gamme réduite d'échantillons. Toutefois, les caractéristiques géochimiques définies sur les métagranitoïdes de la Loémé et de la Loukoula sont en accord avec les données existantes de Mpemba-Boni (1990) et Fullgraf et al. (2015a). Pour mieux contraindre l'évolution tectono-métamorphique du socle du Mayombe, nous allons prendre en compte les données géochronologiques.

« De métamorphisme à métamorphose il n'y a que l'ombre d'une nuance. Car les roches métamorphiques ne sont pas seulement ce qu'elles sont, elles sont aussi ce qu'elles ont été et racontent ce qui leur est arrivé depuis. Qu'il faut découvrir : car comment reconnaître dans le papillon la chenille qu'il fut, et dans la chenille le papillon qu'elle sera ? Et comment décrire cette métamorphose, pardon, ce métamorphisme qui a conduit de l'une à l'autre »

Jean AUBOUIN (Préface-Métamorphisme et roches métamorphiques-Jacques KORNPROBST, 2001).

Chapitre VI.

Garnet chemical zoning: a clue for the tectono-metamorphic history of the Mayombe belt, Congo-Brazzaville

V.T.T. Bouénitéla, [a,b] M. Ballèvre, [a] F. Boudzoumou [b,c]

[a] *Université de Rennes1, Géosciences Rennes (UMR 6118), 35042 Rennes Cedex (France)*

[b] *Université Marien Ngouabi, Faculté des Sciences et Techniques, Parcours Géosciences, BP 69 Brazzaville, République du Congo*

[c] *Institut de Recherches en Sciences Exactes et Naturelles (IRSEN), Avenue de l'Auberge de Gascogne, Cité Scientifique (Ex-ORSTOM), Château d'Eau, BP 2400, Brazzaville, République du Congo.*

*vicky_bouenitela@yahoo.fr * corresponding author)*

michel.ballevre@univ-rennes1.fr

florentboudzoumou@yahoo.fr

Abstract

Structural and geochronological data of metamorphic rocks of Mayombe belt show evidence of two orogenic events: Eburnean (c. 2000 Ma) and Pan-African (c. 600 Ma). We explore garnet chemical zoning in Palaeoproterozoic ortho and para-derived metamorphic rocks in order to discuss tectono-metamorphic history of the Mayombe belt. Chemical and textural analyses of garnets reveal (i) garnet crystals with syn-kinematic texture displaying normal growth zoning, (ii) unzoned garnet with narrow diffusion zones along cracks and rims, and (iii) multistage garnets recording metamorphic overgrowths around preexisting cores. Growth zoning of the metamorphic garnet is evidence for one major tectono-thermal cycle. Multistage garnets combined with the modification of preexisting garnet by diffusion, and the development of chlorite and/or biotite around garnet crystals, along cracks and in the matrix testify the existence of at least two metamorphic episodes which have been related to Eburnean and Pan-African tectono-thermal events. The deciphering of mineralogical assemblages allows to situate Eburnean metamorphic episode in the amphibolites facies with Grt-Bt-Pl(Olg). The Pan-African metamorphic episode meanwhile is reflected by variation of gradient from amphibolite facies in southwestern towards greenschist facies in northeastern marked respectively by Grt-Bt-Pl(Olg) and Chl-Ep-Ab parageneses.

Keywords: Garnet zoning, metamorphic rocks, Mayombe Belt, Eburnean, Pan-African orogeny.

1 Introduction

Located in southern of the Republic of Congo, the Mayombe belt consists of Precambrian metamorphic and magmatic rocks which have been topics of numerous studies and sparked debates (Cosson, 1955; Devigne, 1959; Dadet, 1969; Hossié, 1980; Boudzoumou, 1986; Boudzoumou and Trompette 1988; Djama, 1988; Maurin et al., 1991; Fullgraf et al., 2015a; Affaton et al., 2016). Much of these studies were based on field observations and lithological analyses. Only few of them have integrated detailed petrographic and geochronological methods (Hossié, 1980; Djama, 1988; Fullgraf et al., 2015a; Le Bayon et al., 2015). Thus, several hypotheses concerning lithostratigraphic subdivisions and tectonic evolution of Mayombe belt have been proposed. Some authors identified three main orogenic systems affecting the Mayombe belt (Mayombian-Bambian-West Congolian, Cosson, 1955; Pre-Bambian-Bambian-West Congolian, Vincent, 1961; Pre-Mayombian-Mayombian-West congolian, Scolari and Van Daalhoff, 1965). Other authors recognized only one orogenic system (West Congolian) in the Mayombe belt (Dadet, 1969; Hossié, 1980; Vellutini et al., 1983; Boudzoumou, 1986). Recent geological mapping carried out by BRGM (Callec et al., 2015; Fullgraf et al., 2015a; Le Bayon et al., 2015) gives a modern view of the stratigraphy, geochronology, structural architecture and metamorphism of the Mayombe belt. These authors held two lithostratigraphical Supergroups (Loémé and West Congolian) of Palaeoproterozoic and Neoproterozoic age respectively. They have emphasized the existence of Eburnean orogeny (~2000 Ma) affecting oldest Loémé Supergroup and the Pan-African orogeny (~ 600 Ma) which shaped the entire Mayombe belt. Internal lithostratigraphy and tectono-metamorphic evolution of the West Congo Supergroup are now well constrained, while those of Loémé Supergroup are remain poorly understood and still subject of debates. The most preeminent question is about tectono-metamorphic evolution of this Supergroup. Did Pan-African orogeny overprint and reworked Eburnean structures and mineralogical assemblages?

Metamorphic characteristics and tectonic evolution of the Palaeoproterozoic units remain fundamental problems to be addressed for solving this matter, but detailed petrographic data are mostly lacking.

The aim of this study is to investigate chemical zoning in garnet in order to discuss through metamorphic assemblages P–T histories of Palaeoproterzoic units, and their implications in term of tectono-metamorphic evolution of Mayombe belt. That provides a full understanding of the tectono-metamorphic evolutionary history of these units.

2 Geological setting

The Mayombe belt is the Congolese segment of the large Araçuaï-West Congo Orogen (A-WCO) which extends from eastern Brazilian to the west central African margins. The A-WCO results from the collision between the Sao Francisco and the Congo cratons, and accommodated the west Gondwana amalgation during the last stages of the Neoproterozoic Era (Tack et al., 2001; Noce et al., 2007; Nsungani, 2012; Affaton et al., 2016). Along the African coast, the West Congo Orogen extends for about 1400 km, and runs from Southwest of Gabon to the Northwest of Angola (Hossié, 1980; Boudzoumou, 1986; Djama, 1988; Maurin, 1993; Vicat and Pouclet, 2000) (Fig.VI.1).

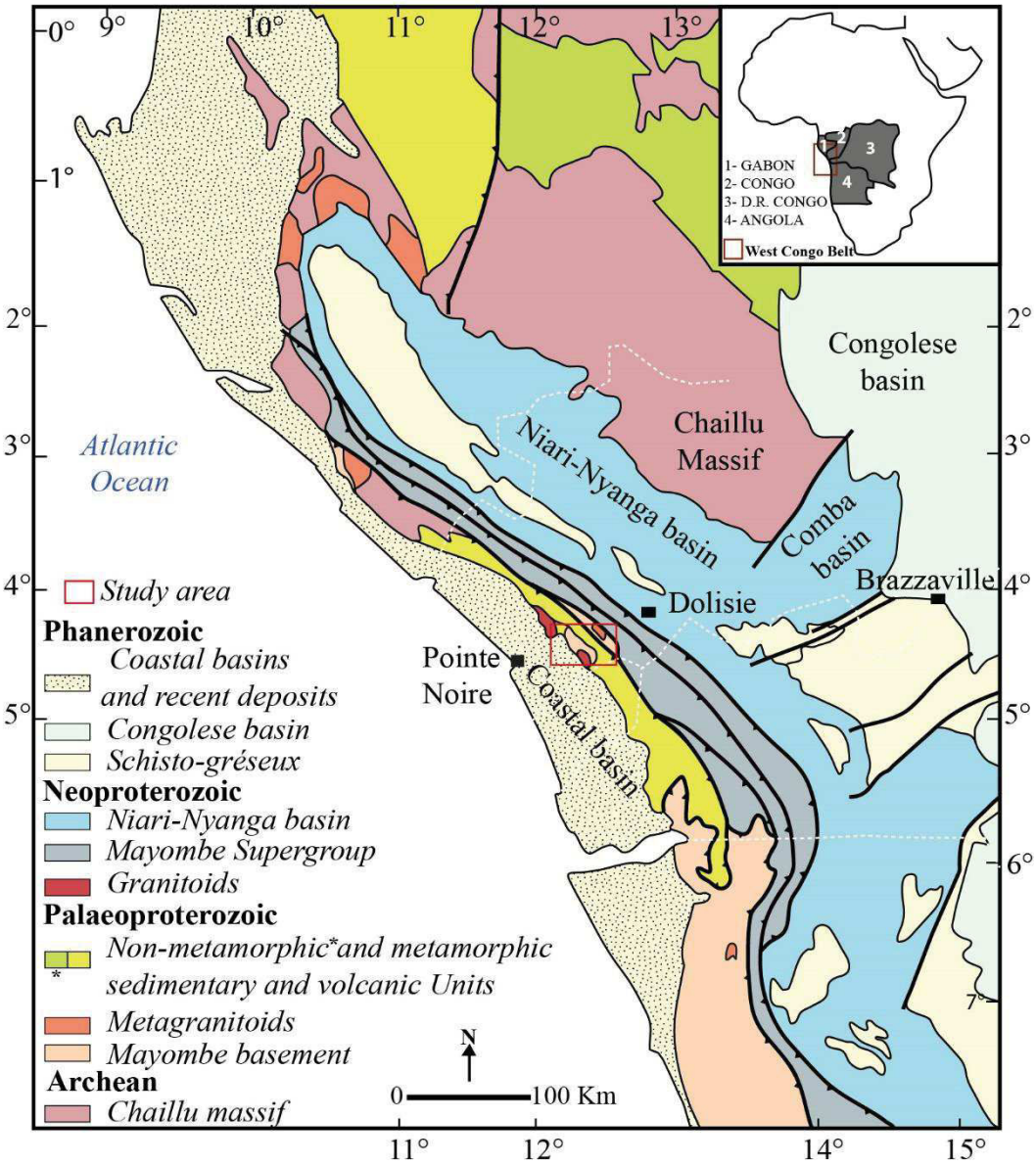


Figure VI. 1. *Geological map of the West Congo belt (modified after Maurin 1993 and Thiéblemont et al., 2016).*

2.1 Lithological associations

In the Republic of Congo (Dadet, 1969; Boudzoumou and Trompette, 1988; Maurin et al., 1991; Maurin, 1993; Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016), it is possible to distinguish, from East to West, the following units (Fig.VI.1).

The Archaean **Chaillu basement** is unconformably covered by the Neoproterozoic sediments of the Niari-Nyanga basin, constituting the **foreland basin** of the Mayombe belt.

The **external domain of the Mayombe belt** is a fold-and-thust belt overthrusting the foreland basin, and essentially consisting of Neoproterozoic sediments, including two key marker horizons, namely the Lower and Upper Tillite (Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016). The Neoproterozoic sediments have been interpreted as deposited in a rift (Boudzoumou and Trompette, 1988) and/or a passive margin (Fullgraf et al., 2015).

The **syn-rift sequences** (Fullgraf et al., 2015) are represented by the Sounda Group containing from bottom to top, the Nemba Complex, the Kakamoeka and Mvouti Subgroups. The Nemba Complex is made of metagabbros, metabasalts, amphibolites, and greenschists. The Kakamoeka Subgroup is constituted by conglomerates, quartzites, graphitic schists, ignimbrites, rhyolites, tuffs, metabasic rocks whose equivalent are dated between 920 ± 8 Ma et 917 ± 14 Ma in the Democratic Republic of Congo (DRC) (Tack et al., 2001). The Mvouti Subgroup is made of chlorito-schists, black schists, quartzites, meta-sandstones and meta-arkoses.

The **post-rift sequences** are represented by the Mayombe Group which contains from bottom to top the Moussouva Subgroup, the Lower Tillite Formation and the Louila Subgroup. The Moussouva Subgroup is made of quartzites and schists. The lower Tillite is a glaciogenic or a mud flow deposits constituted by black calcareous shale matrix containing heterogeneous, heterometric and heteromorphic pebbles and boulders. The Louila Subgroup is made of meta-sandstones, locally conglomeratic, quartzites, quartzo-schists and schists with intercalation of limestones and calcschists (Cosson, 1955; Dadet, 1969; Boudzoumou and Trompette, 1988).

In the **internal domain of the Mayombe belt** (Fig.VI.2), which is the topic of this study, recent mapping (Fullgraf et al., 2015) allows to distinguish three main lithological sequences. Firstly, the **Loémé and Loukoula Groups** are polycyclic basement rocks outcropping in the southern and northern part, respectively, of the studied area. The Loémé Group is made of schists, ortho and para-derived gneisses which have been intruded by the Bilinga and Bilala metagranitoids dated respectively at 2014 ± 56 Ma (U-Pb on zircon, ID-TIMS: Djama, 1988; Djama et al., 1992); 2028 ± 12 Ma and 2048 ± 12 Ma (U/Pb on zircon, SIMS: Fullgraf et al.,

2015a). The Loukoula Group contains paragneisses, orthogneisses, micaschists, schists, amphibolites and quartzites locally intruded by Les Saras granodiorite plutons, then dolerite dykes (Mpemba-Boni, 1990) (Les Saras). U-Pb zircon dating of the Les Saras granodiorite has provided ages of 2000 ± 80 Ma (ID-TIMS: Mpemba-Boni, 1990; Maurin et al., 1990), and 2038 ± 10 Ma (SIMS, Fullgraf et al., 2015). The age of the Loémé and Loukoula Groups is therefore well established at around 2000-2060 Ma.

Secondly, the **Bikossi Group** is made of quartzite (locally conglomeratic) micaschists, schists and amphibolites (Dadet, 1969; Hossié, 1980; Vellutini et al., 1982; Boudzoumou and Trompette, 1988; Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016). Detrital zircon geochronology in the quartzite yielded age of sources between 3.08 and 2.04 Ga (Fulgraf et al., 2015) and 2.20 to 2.00 Ga (Affaton et al., 2016), indicating a maximum age deposition at about 2 Ga.

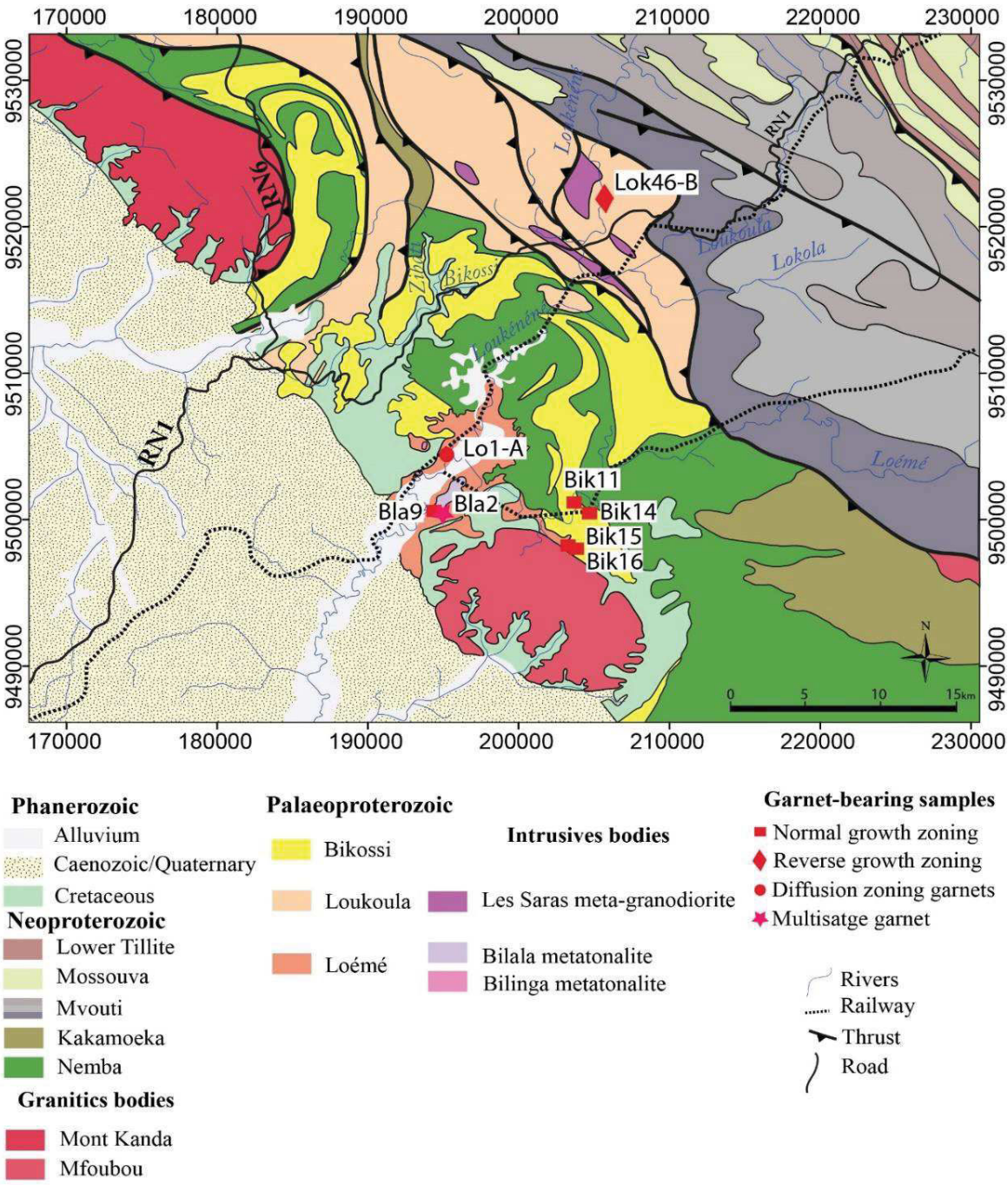


Figure VI. 2. *Geological map of studied area and samples location (modified after Fullgraf et al., 2015b).*

Fine-grained amphibolites (i.e. the Nemba Complex) are closely associated to the quarzites from the Bikossi Group and were considered to belong to the same unit (Vellutini et al., 1983). The mafic rocks are derived from tholeiitic lava flows, sometimes preserving pillow structures, and have been considered as witnesses of an oceanic crust subducted at about 1Ga (Vellutini et al., 1983; Vicat et Vellutini, 1987and 1988). A metagabbro attributed to the Nemba Complex has provided a Neoproterozoic age (U-Pb data on zircon at 915 ± 8 Ma: Fullgraf et al., 2015),

and has been interpreted as a syn-rift intrusion. For this reason, Fullgraf et al. (2015a) have proposed to dissociate the Nemba Complex from the Bikossi Group, considered as early Proterozoic in age, and have attributed the Nemba Complex in the lower part of Neoproterozoic Sounda Group.

Thirdly, two large **granitic intrusions**, namely the Mfoubou and Mont Kanda granites (Cosson, 1955; Dadet, 1969; Vicat and Pouclet, 2000) cut across the previous sequences. The Mfoubou Granite is dated at 1050 ± 25 Ma (U-Pb zircon, ID-TIMS: Djama, 1988; Djama et al., 1992) whereas the Mont Kanda Granite has provided ages of 928 to 932 Ma (U-Pb zircon, SIMS: Fullgraf et al., 2015a). Similar granites are known SE of the studied area in the Democratic Republic of Congo (e.g. Noqui Granite: Mortelmans, 1948; Delhal et al., 1971; Cahen et al., 1976; Tack et al., 2001; Behiels, 2013).

2.2 Deformation and metamorphic history

In the **external domain of the Mayombe belt,** the Neoproterozoic sequences are deformed by open, upright folds whose NW-SE trending axes can be followed along strike for more than one hundred km. A few NE-verging thrusts are also recognized, and this association of structures defines the frontal fold-and-thust belt of the Pan-African Mayombe orogen (Hossié, 1980; Boudzoumou and Trompette, 1988). In the more internal parts of the belt, a penetrative schistosity (axial-planar to the large-scale folds) is observed in the less competent layers. More competent layers, such as the quartzites, are characterized by flexural slip folding, and are devoid of penetrative schistosity. The metamorphic grade is always very low (chlorite grade, or lower), grading to anchizonal in the adjacent Niari basin.

In the **internal domain of the Mayombe belt**, where relics of a Palaeoproterozoic basement have been identified on a geochronological basis (Djama, 1988; Maurin et al., 1990; Mpemba Boni, 1990; Djama et al., 1992; Fullgraf et al., 2015; Affaton et al., 2016), the interpretation of the structures is more complex. Some authors have recognized two main phases of folding marked by NNW-SSE and NW-SE trending attributed to the Pan-African orogeny (Hossié, 1980; Boudzoumou, 1986; Djama, 1988; Maurin et al., 1991). Vellutini et al. (1983) suggest a Kibarian and Pan-African evolution of these structures. Existence of Palaeproterozoic rocks (Guéna and Les Saras orthogneisses) allows Maurin et al. (1990; 1991) to lay the groundword about the signification of Eburnean orogeny in the internal domain of the Mayombe belt. Based on structural data, Fullgraf et al. (2015a) recognize only one major event, attributed to the

Eburnean orogeny marked by NNW-SSE shortening. The metamorphic grade has not been properly characterized, but previous workers have suggested an increasing grade from East to west, i.e. from greenschist- to epidote-amphibolite to garnet-amphibolite facies (Maurin, 1993).

2.3 Sampling strategy

This study will focus on the internal (south-western) domain of the Mayombe Belt (Fig.VI.2), which includes the Palaeoproterozoic basement (**Loémé and Loukoula Groups**), and the **Bikossi Group** and Nemba Group. Our aim is to describe their metamorphic evolution, in order to (i) establish their polycyclic or monocyclic character, (ii) provide P-T estimates for the main stages of their evolution, and (iii) propose a link with the tectonic evolution of the Mayombe belt. The locations of the studied samples are reported on Table VI.1 and Fig.VI.2. Previous studies reported a few occurences of garnet and chlorioid, in most cases without precise location. Staurolite has never been found, and alumino-silicates are lacking. Therefore, particular attention has been paid in the field in order to collect garnet-bearing samples, because this mineral is a useful recorder of the metamorphic history, even in polycyclic rocks.

Sample	Easting Northing	Outcrop	Lithology	Paragenesis	Garnet texture / zonation
			Monocyclic units – Bikossi Group		
Bik11	E203578 N9499968	Loémé river	Micaschist	Qtz – Ms – Grt – Cld – Chl - Ilm	Synkinematic growth Grt in equilibrium with Cld and Chl Normal growth zoning
Bik14	E204184 N9500162	Railway cutting (at point 88.800 km)	Black, graphite-rich schist, fine-grained Two deformation episodes (S_1 pervasive schistosity, S_2 crenulation cleavage)	Qtz - Ms - Grt - Chl - Ilm - Gp Note very few inclusions of Cld in Grt cores	Synkinematic porphyroblast Grt in equilibrium with Chl Normal growth zoning
Bik15	E204229 N9498302	Moutsoungou river	Black, graphite-rich schist Two deformation episodes	Qtz-Ms-Grt-Bt-Ilm-Gp Late Chl porphyroblasts overgrowing S_1	Synkinematic porphyroblast Grt in equilibrium with Bt Normal growth zoning
Bik16	E204119 N9497912	Moutsoungou river (about 30m from sample Bik15)	Black, graphite-rich schist Two deformation episodes	Qtz-Ms-Grt-Bt-Ilm-Gp Note very abundant Bt Late Chl porphyroblasts overgrowing S_1	Pre- to syn-kinematic porphyroblast Grt in equilibrium with Bt Normal growth zoning
			Polycyclic units (1) Loukoula Group		
Lok46-B	E205712 N9521943	Loukénéné river (right bank)	Fine-grained gneisses crossed by coarse-grained, folded, leucocratic veins	(1) Qtz - Pl(An_{25}) - minor Kfs / Bt – Grt - Ap (2) coarse-grained Ms overgrowing Bt (3) fine-grained Ms – Chl – Ep - Ttn	Reverse growth zoning
		Les Saras quarry	Strongly deformed orthogneisses	(1) Qtz – Grt - Bt (2) Qtz – Pl(An_{01-06}) – Ms – Chl	Grt dissolved and replaced by Chl Flat profile with narrow diffusion zoning along rims and cracks
			Polycyclic units (2) Loémé Group		
Bla2	E194343 N9500668	Bilala (= Guena) quarry	Tonalitic orthogneiss	(1) Qtz -Grt1- Ilm - Rt (2) Qtz – Pl(An_{26-28}) - Ms - Grt2 – Bt (3) Qtz – Bt - Chl – Ttn	Grt dissolved and replaced by Bt Multistage garnet: Grt 1 – Reverse growth zoning Grt 2 – Normal growth zoning
Bla9	E194310 N9500673	Bilala (= Guena) quarry	Tonalitic orthogneiss	(1) Qtz – Pl-Kfs (2) Qtz – Pl_1(An_{18-36}) - Kfs- Ms - Grt - Ep (3) Qtz – Pl_2 - Bt – Chl – Ep - Cal	Grt dissolved and replaced by Bt Growth zoning
Lo1-A	E195310 N9504346	Loémé river (right bank)	Paragneiss	(1) Qtz – Grt (2) Qtz – Pl(An_{19-28}) – Ms - Bt – Chl	Grt dissolved and replaced by Bt Flat profile with narrow diffusion zoning along rims and cracks

Tableau VI. 1. *Concise description of the studied samples.*

3 Analytical methods

3.1 Mineral chemistry

Eight representative samples of gneiss and micaschist from the Mayombe belt were selected for textural and mineralogical characterization. The thin sections were made perpendiculary to the foliation and schistosity planes. In all samples, a full characterization of the mineral assemblages has been made using an Electron Probe Micro Analyser (EPMA) Cameca SX 100 (Microsonde Ouest, Plouzané) operating in the wavelength dispersive mode. Operating conditions for spot analyses were set to 15 keV for accelerating voltage, 20 nA for beam current and 10 s counting time (spot size = 1µm). The standards used are natural albite (Si and Na), orthoclase (K), corundum (Al), wollastonite (Ca), forsterite (Mg), $MnTiO_3$ (Ti and Mn), and andradite (Fe). BSE and X-ray element maps have been elaborated with the software SX100. Compositional zoning of selected garnets was established by mapping Fe, Mn, Mg and Ca, and transects across crystals to quantify chemical variations. Representative mineral analyses are given in AnnexeVI-Table 1-16.

3.2 Whole-rock chemistry

Whole-rock compositions have been investigated through the Geochemical and Petrographical Research Center of Nancy (CRPG, CNRS-SARM Laboratory). Sample powders have been prepared by fusion in $LiBO_2$ and dissolution by NHO_3. Major and trace element analysis was done by using respectively Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS). Detailed analytic procedures can be found in Carignan et al. (2001). Sample Bik11 was selected for numerical modelling (Bik11). Because of heterogeneous composition, sample Bik11 has been split in Bik11-1 and Bik11-2 (Table VI.2).

Group	Bikossi	
Rock	Micaschist	Micaschist
Sample	Bik11-1	Bik11-2
SiO_2	56,55	55,91
TiO_2	1,42	0,91
Al_2O_3	22,61	17,11
Fe_2O_3	11,22	18,00
MnO	0,23	0,16
MgO	0,84	2,06
CaO	0,11	0,35
Na_2O	0,33	0,06
K_2O	4,24	0,80
P_2O_5	< D.L.	0,25
LOI	2,25	3,20
Total	99,80	98,80

Tableau VI. 2. *Bulk-rock chemical analysis of the sample Bik11 used for phase diagram calculation.*

4 Petrography and mineralogy of the studied samples

4.1 Bikossi Group

The Bikossi Group essentially consists of quartzite, quartzo-schist, metaconglomerate and a few garnet-bearing micaschists and schists (Fig.VI.3a-d). Two main types of mineral assemblages have been distinguished, i.e. garnet-chlorite schists on the one hand (samples Bik11 and Bik14), and garnet-biotite schists on the other hand (samples Bik 15 and Bik 16) (Fig.VI.3a-d).

Sample Bik11 displays a cm-thick layering, with darker domains consisting of foliated quartz-garnet-chloritoid-chlorite and lighther domains where abundant muscovite ($3.1 \leq Si \leq 3.2$ pfu*)* joins the assemblage quartz- garnet-chloritoid-chlorite. The microstructure is characterized by a faint S_1 cleavage and a penetrative crenulation cleavage (S_2). Garnet is generally idioblastic and contains quartz, ilmenite and chloritoid inclusions (Fig.VI.3a). Garnet crystals from sample Bik11 display (see X-ray images on Fig. 4 and chemical profile on fig. 6) a regular zoning, with decreasing Mn and Ca from core to rim, and correlative increasing of Fe and Mg (Fig.VI.4a-d). Mn displays a bell-shape profile, marked by the variation of XMn ratio from 0.12 in the core to

0.04 at the rim. It consists of 80 to 90% of Alm, 5 to 1% of Grs, 12 to 4% of Sps and 4 to 5% of Prp from core to rim (Fig.VI.6a). Its XMg ratio varies from 0.04 to 0.05.

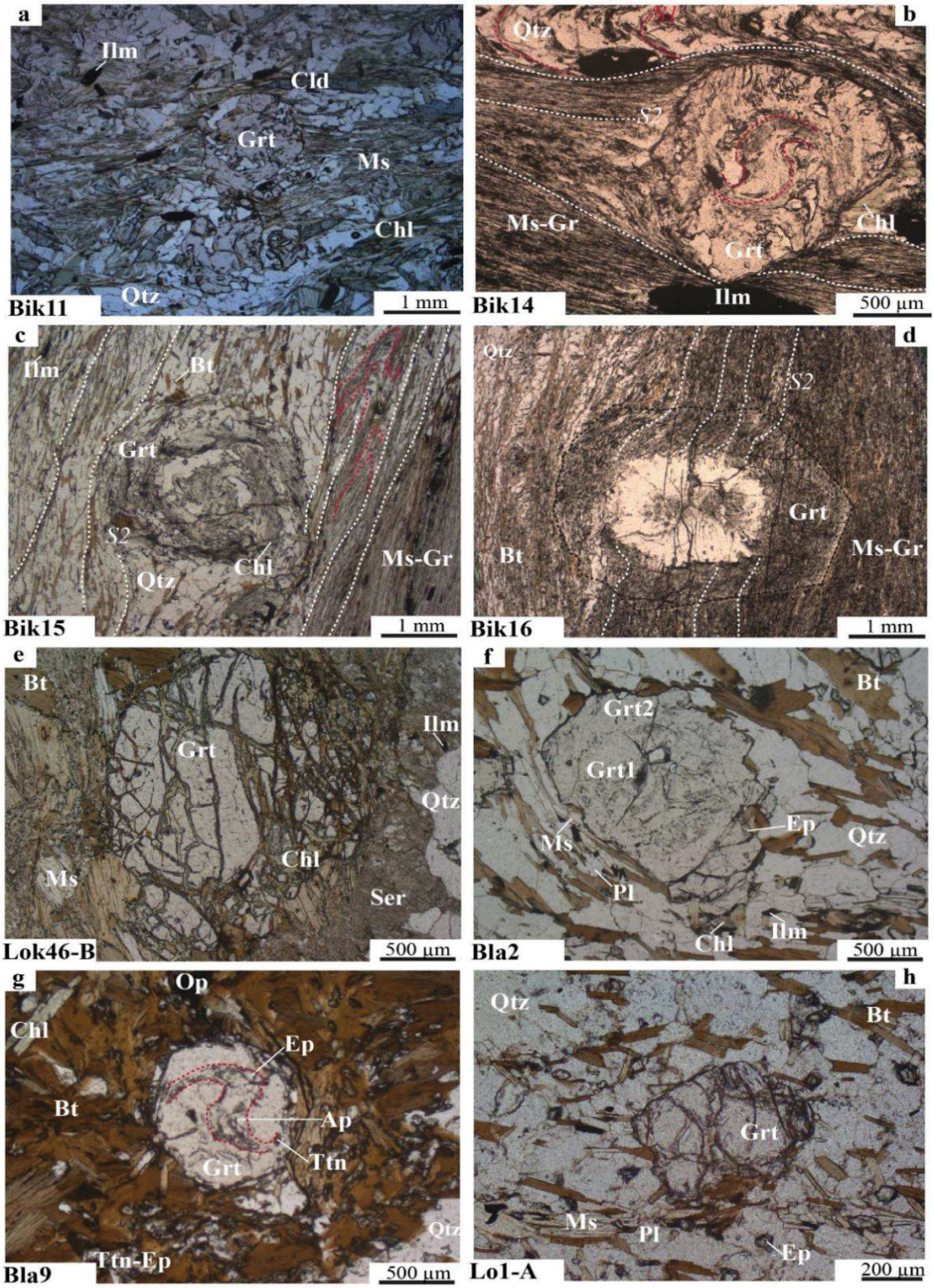


Figure VI. 3. *Photomicrographs showing garnet-bearing rocks of internal domain of Mayombe belt. (a) to (d) schists of Bikossi Group : a) Bik11, b) Bik14, c) Bik15 and d) Bik16 ; (e) to (h) gneisses of Loukoula Group : e) Lok46-B, and Loémé Group : Bilala : f) Bla2, g) Bla9, h) Lo1-A.*

Sample Bik14, a micaschist in close contact with mafic rocks (Nemba Group), displays a well-developed crenulation cleavage (S_2) refolding the S_1 schistosity. Garnets are sub-euhedral (Fig.VI.3b). Quartz inclusion trails define a sigmoidal internal schistosty, testifying that garnet growth occurred during D_1. The matrix contains quartz, muscovite ($3.08 \leq Si \leq 3.18$), graphite and chlorite, which define the early schistosity (S_1) and the crenulation cleavage (S_2). Rare chloritoid crystals (X_{Mg}=0.09-0.10) are found in inclusions within garnet. Ilmenite is found in the matrix and as inclusions in some crystals of garnet. The latter display a regular zoning profile, characterized by a bell-shaped curve for spessartine (XMn varies from 0.16 in the core to 0.01 at the rim), and a correlative increase in almandine content from core to rim (67 to 85%). The pyrope content varies increases very slightly from core (3 mole %) to rim (5 mole %), and the grossular content is almost stable (10-14 mole %). Overall, the XMg ratio slightly increases from 0.04 in the core to 0.05 in the rim (Fig.VI.4e-h and Fig.VI.6b).

Sample Bik15, a graphite-rich schist (Fig.VI.3c), exhibits an early pervasive schistosity (S_1) and a crenulation cleavage (S_2). The sample is characterized by the abundance of graphite, muscovite, biotite, and ilmenite. A few chlorite grains replace biotite. Garnet crystals (c. 2 mm in diameter) display sigmoidal inclusion trails, indicating syn-kinematic growth. Garnet zoning is characterized by a decrease in Sps content (from 0.14 to 0.01 from core to rim, respectively), an increase in Alm (from 59 to 75%) and Prp (from 1 to 8%) content (Fig.VI.4i-l). The Grs content is stable at around 24 mole % in the core, then decreases to 16% in the rim (Fig.VI.6c). The XMg ratio varies from 0.04 to 0.10.

Sample Bik16 is a graphite-rich schist with a larger amount of biotite compared to sample Bik15. Garnet crystals are around 4 mm in diameter and display euhedral shapes. The largest garnet grains display two growth stages (Fig.VI.3d). In the inner part, the inclusions display a star-like arrangement of inclusions, as already reported in several examples of garnet grains from graphite schists (e.g. Andersen, 1984; Burton, 1986; Barker, 1990; Rice and Mitchell, 1991; Castellanos et al., 2003; Kleinschmidt et al., 2008; Castellanos et al., 2016). The outer part of garnet porphyroblats are crowded by minute graphite inclusions, defining an internal schistosity (S_1) continuous with the external schistosity. Some cracks crosscut grains perpendiculary to cleavage crenulation S_2. Garnet X-ray maps and profiles display a smooth zoning, with decreasing Sps (14 to 3 mole %) and Grs (15 to 20 mole %) of Grs and increasing Alm (64 to 72 mole %) and Prp (4 to 8 mole %) from core to rim (Fig.VI.4m-p and Fig.VI.6d).

Its XMg ratio varies from 0.06 to 0.10. There is no chemical discontinuity along the interface between the inner and outer parts of the porphyroblasts

4.2 Loukoula Group

In the **Loukoula Group**, the studied sample (Lok46-B) is a leucocratic gneiss derived from a pegmatite vein crosscuting strongly deformed, fine-grained, paragneisses. It contains coarse-grained minerals, namely quartz, abundant plagioclase (An25) and rare K-feldspar. Muscovite (3.12≤Si≤3.20) occurs either as large (100 to 200 µm) grains overgrowing biotite surrounding garnet, or as minute flakes (3.01≤Si≤3.08) disseminate in the matrix. Biotite is partially replaced by chlorite (Fig.VI.3e). Garnet is locally present in biotite-rich domains, displays cracks filled with chlorite, and a very gentle zoning with increasing Sps (8 to 19 mole %) content and decreasing Alm (78 to 70 mole %) and Prp (12 to 6 mole %) contents from core to rim (Fig.VI.5a-d and Fig.VI.6e). The amount of Grs is nearly constant and very low (2-4 mole %).

4.3 Loémé Group

In the **Loémé Group**, the Bilala quarry exposes strongly deformed tonalitic gneisses. In the studied samples (Bla2 and Bla9), the main paragenesis consists of quartz, plagioclase, garnet, biotite and epidote +/- calcite (Fig.VI.3f-g).

Sample Bla2 consists of a strongly foliated biotite-garnet-chlorite gneiss with a grano-lepidoblastic texture. The rock contains a foliated matrix consisting of of quartz, plagioclase (An_{26-27}), muscovite (3.1≤Si≤3.3), biotite (locally replaced by chlorite), epidote and ilmenite. Garnet crystals are dispersed in this matric, displaying anhedral shapes, with evidence of rim dissolution against biotite. Garnet X-ray maps and quantitative profiles reveal a two-stage zoning (Fig.VI.5e-h). In the inner zone, where quartz inclusions are present, the composition is nearly constant, at around Alm_{79-81} Sps_{04-08} Prp_{09-12} Grs_{03-06}. The outer zone has a distinct composition with respect to the inner zone, being characterized by a lower Alm, Sps and Prp contents, and a higher Grs content (Fig.VI.6f).

Sample Bla9 contains quartz, plagioclase (An_{18-36}), biotite, epidote and titanite. Calcite occurs in the matrix and as inclusion in garnet associated with apatite, clinozoisite and quartz. From

core to rim, garnet zoning is marked by a slight decrease of Mn (from 14 to 9 mole %) and Ca components with slight increase in Fe and Mg (Fig.VI.5i-l and Fig.VI.6g). The XMg ratio varies from 0.09 to 0.11.

Sample Lo1-A, a fine-grained gneiss, displays small (less than 1mm) xenoblastic garnet grains in a matrix made of quartz, plagioclase (An_{19-28}), muscovite and biotite (Fig.VI.3h). Chlorite occurs as a secondary mineral. Garnet displays a rather homogeneous composition (close to $Alm_{80}Sps_{05}Prp_{15}Grs_{05}$), except along cracks inside the grains or at the contact with the matrix (Fig.VI.5m-p), characterized by a decrease in Alm and Prp (down to 0.78 and 0.09 respectively) and an increase in Sps (up to 0.10) (Fig.VI.6h). Accordingly, the XMg ratio varies 0.16 in garnet core to 0.10 along garnet rims.

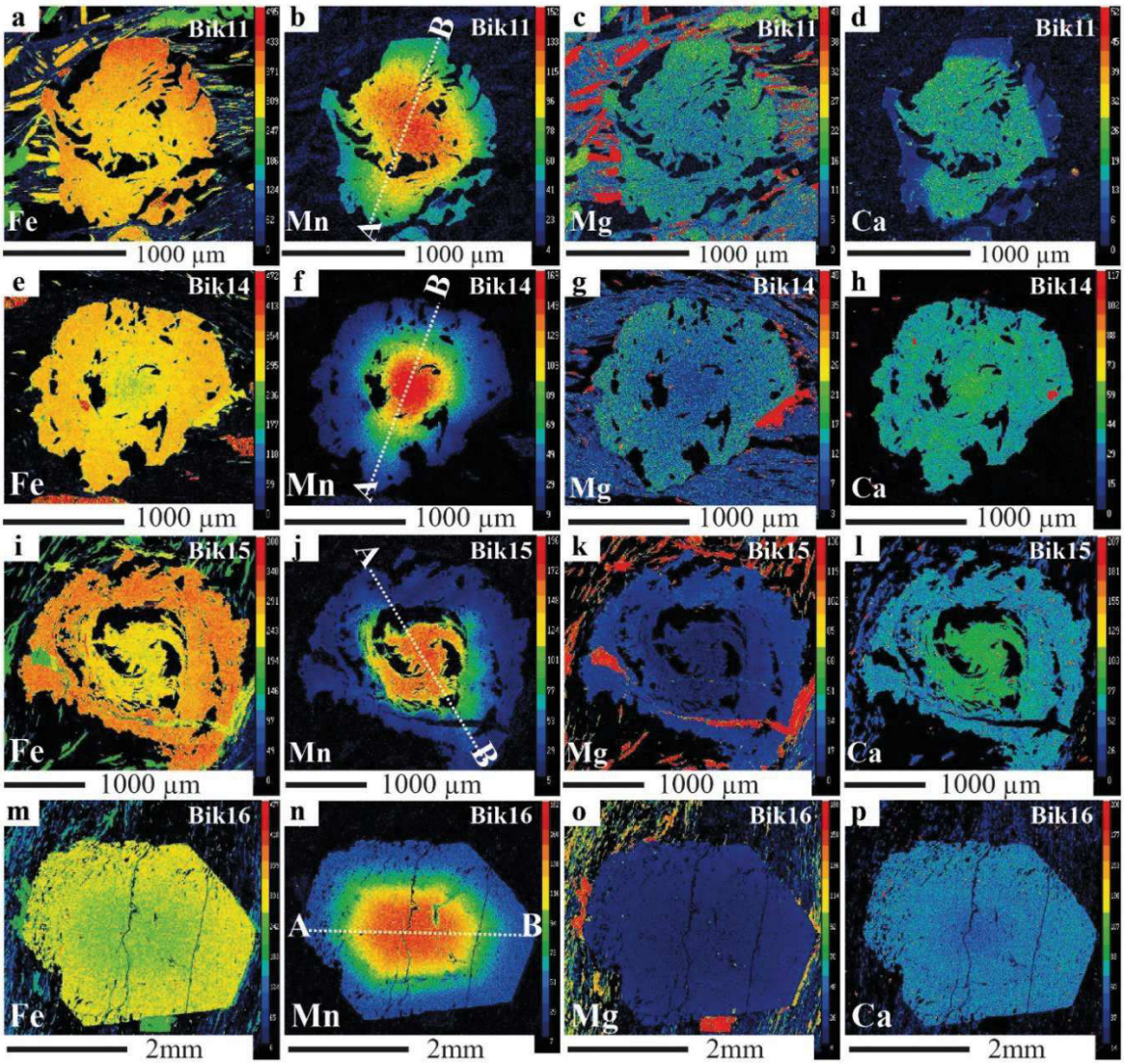


Figure VI. 4. *X-ray maps showing Fe, Mn, Mg and Ca distribution and zoning of garnets in shists from Bikossi Group (Bik11, Bik14, Bik15, Bik16). Ratio of element is lower in bluish shades and higher in red color. Garnets display the same type of zoning marked by Mn-rich core.*

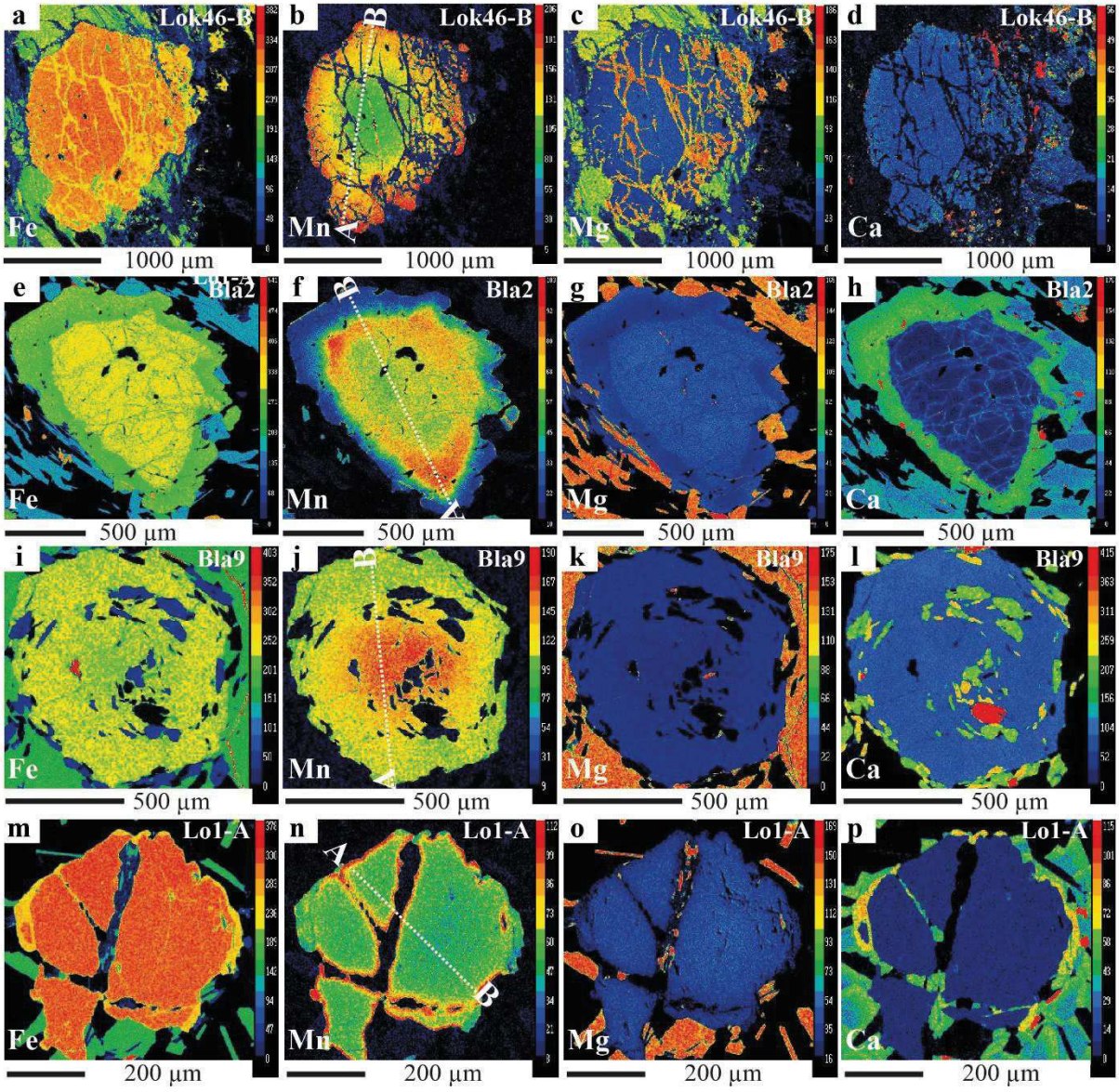


Figure VI. 5. *X-ray maps showing Fe, Mn, Mg and Ca distribution and zoning of garnets in gneisses samples from Loukoula Group (Lok46-B), Bilala orthogneisses (Bla2 and Bla9) and Loémé Group (Lo1-A). Ratio of element is lower in bluish shades and higher in red color. Sample Bla2 displays change in composition attribuated to the overgrowth of garnet in two stages. Sample Bla9 shows spiral-shaped inclusions trails constituated by epidote, titanite and apatite and Mn map presents normal growth zoning. Sample Lok46-B shows garnet porphyroclast with reverse zoning. Sample Lo1-A is characterized by the increase of the Mn content nearby rim and cracks and garnet crystal seems to be resorbed and chemically homogenized by intracrystalline diffusion.*

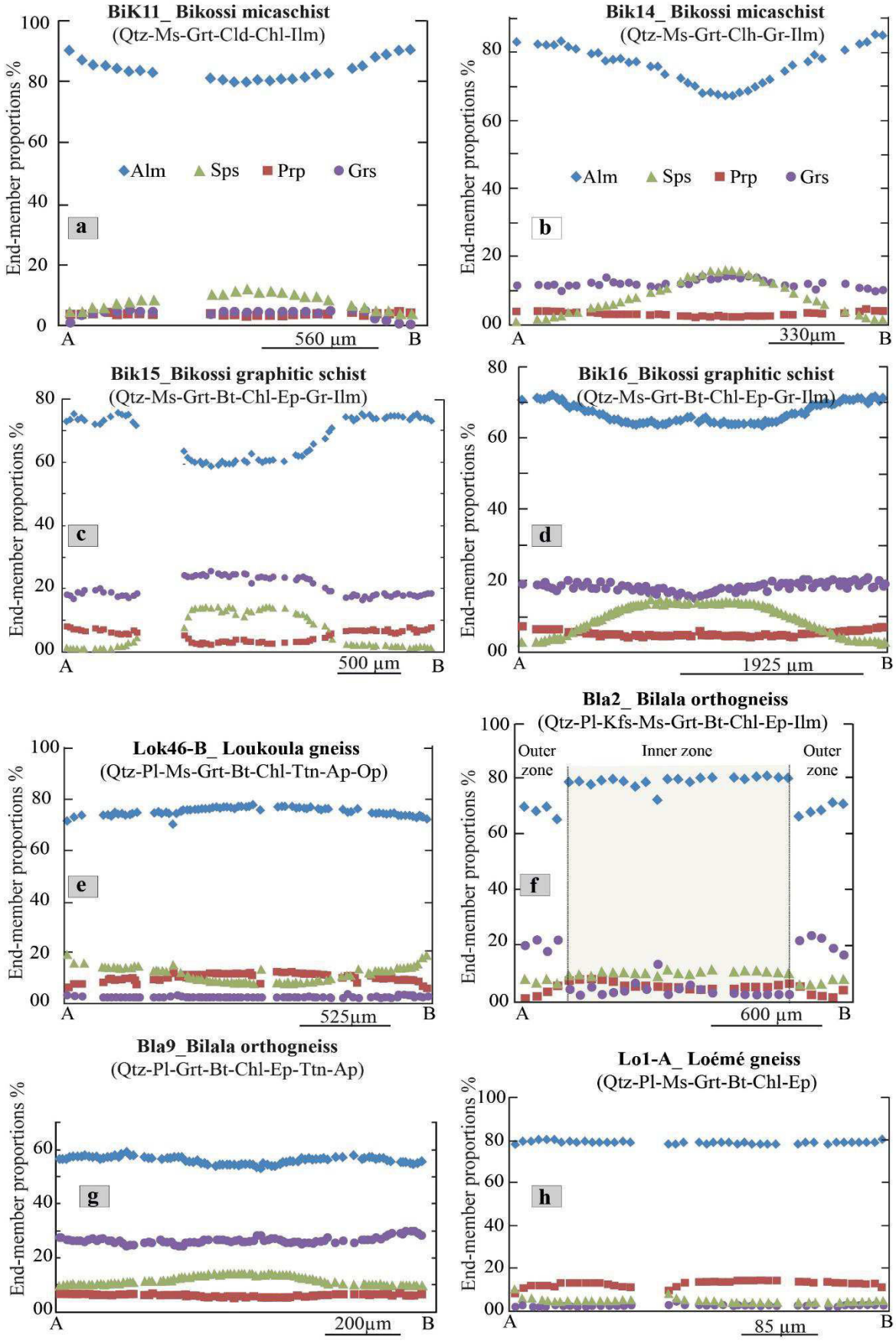


Figure VI. 6. *Profiles of garnets end members from Bikossi (Bik11, Bik14, Bik15, Bik16), Bilala (Bla2, Bla9), Loukoula (Lok46-B) and Loémé (Lo1-A) Groups.*

5 P-T history of the studied samples

5.1 Interpretation of zoning patterns in the garnet crystals

Compositional zoning of garnet has been recognized as a common feature in numerous geological environments (Cygan and Lasaga, 1982; Tracy, 1982; Kohn, 2004; Baxter and Caddick, 2017). Garnet zonation is largely used for petrological analyses, because it provides information on thermodynamic processes associated to crystal nucleation or dissolution. During growth, garnet partitions Fe, Mn, Mg and Ca with coexisting phases, and records the changing P-T conditions through its growth zoning, a process for which different numerical models have been proposed (e.g. Hollister, 1966). With increasing T, diffusion becomes more efficient, and tends to modify the growth zoning then to homogenize garnet (e.g. Yardley, 1977; Woodsworth, 1977; Caddick et al., 2010). In some case, multistage garnets distinctly record two (or more) growth stages. In this case, the second stage of growth took place over a pre-existing garnet. The latter can be a former garnet grain developed during cooling of a magma or grown during a previous metamorphic cycle (e.g. Gaidies et al., 2006; Le Bayon et al., 2006), or, more rarely, over detrital grains (Manzotti and Ballèvre, 2013). Deciphering these different cases require careful examination of garnet textures, and compositional maps and profiles, as done here in the Mayombe belt, where three types of garnets are found.

Firstly, all samples from the Bikossi Group display typical growth zoning patterns, and therefore record only one tectonothermal cycle.

Secondly, sample Bla2 is a typical example of a multistage garnet, distinctly recording two different growth stages (as displayed by the abrupt chemical gradient between the inner and outer zones). Because this sample is a metatonalite, whose magmatic protolith is dated at 2028 ± 12 Ma (U/Pb on zircon, SIMS, Fullgraf et al., 2015), the interpretation of the garnet zoning may be as follows. The inner zone may have grown either during the magma crystallization, or during a first metamorphic event following magma crystallization. The outer zone records a metamorphic event at distinctly different P-T conditions, at equilibrium with the matrix assemblage (biotite-muscovite-ilmenite-epidote).

Thirdly, most garnet grains from the Loukoula and Loémé Groups are heavily fractured and display no zoning (sample Lo1-A) or a slight reverse zoning (Lok-46B). Narrow zones with strong Prp depletion and Mn enrichment are observed along fractures, a process interpreted as recording diffusional reequilibration of garnet grains associated to partial dissolution and chlorite growth along grain margins and fractures (similar to De Béthune et al., 1975).

5.2 P-T estimations using conventional methods

Conventional methods for geothermobarometry are based on the partitionning of major elements between coexisting phases.

The **garnet-biotite Fe-Mg exchange** has been used as a geothermometer for the pelitic rocks (Bik15, Bik16, Bla2, Bla9, Bla2 and Lo1-A), following the model of Williams and Grambling (1990, corrected in 1992). This calibration includes non-ideality between Fe-Mg in garnet. Three models have been developed to express geothermometer based on the substitution of the three sets of interaction parameters for Mn-Fe-Mg mixing. Model 3, which involves non-ideal Mg-Fe mixing in garnet and less wide of standard deviation (uncertainties range from 25°C) has been chosen as geothermometer for Mn-Fe-Mg garnets. Pressure is assumed to be at 5-6 kbar for most samples and at 12 kbar for sample Bik11 regarding stability field of main assemblage in calculated pseudo-section of this sample. The results from this geothermometer (Table VI.3) gave temperature ranges of: 465-546°C for sample Bik15; 569-592°C for sample Bik16; 545-679°C for sample Bla2; 630-680°C for sample Bla9; 539-652°C for sample Lo1-A.

The **garnet-chlorite Fe-Mg exchange** has been used to estimate temperature in pelitic rocks. Chlorite has been taken in prograde (Bik11) and retrograde (Bik15, Bla9, Lo1-A, Lok46-B) setting. Three models have been used to estimate temperature in samples which display phase equilibrium beatween garnet and chlorite. In sample Bik11, pressure is estimated according to the pseudo-section and varies from 10 to 14.5 kbar. Temperatures obtain for this sample range from (i) Laird (1988) model: 564-617°C at 10 Kbar, 570-600°C at 12 kbar and 577-631°C at 14.5Kbar, (ii) Grambling (1990) model: 548-581°C at 10 Kbar, 553-586°C at 12 kbar and 560-593°C at 14.5Kbar, (iii) Perchuk (1991) model: temperature varies from 566 to 591 °C at 10 to 14.5 Kbar. The Grambling model will be taken into account because it gives a range of temperature which reflects in some case those obtain using pseudo-section method with ± 8°C of uncertainty.

The **chloritoid-chlorite Fe-Mg exchange** may be used in sample Bik11, where estimated T range from 566 to 610°C, using the P-insensitive empirical calibration of Vidal et al. (1999).

	Grt-Bt Williams and Grambling (1990, corrected 1992)	Grt-Chl Grambling, 1990	Cld-Chl Vidal et al., 1999
Bik11		553-586 °C at 12 kbar	566-610°C
Bik15	465-546°C at 6 kbar		
Bik16	569-592°C at 6 kbar		
Bla2	545-679°C at 6 kbar		
Bla9	630-680°C at 6 kbar	461-473°C at 5 kbar	
Lok46-B		563°C at 5 kbar	
Lo1-A	539-652°C at 6 kbar	517°C at 5 kbar	

Tableau VI. 3. *P-T estimations by using conventional methods.*

The **Ti-in biotite** geothermometer has been empirically established for a pressure range of 4 to 6 kbar (Henry et al., 2005). Ti-saturation is attained when biotite is coexists with an aluminous phase (like chlorite, staurolite or sillimanite) and a Ti-bearing phase (ilmenite or rutile), and in the presence of graphite (to reduce the amount of Fe3+). Precision of Ti-in-biotite is estimated to be ±24°C at the low temperature (<600°C) range and improve to ±12°C at high temperatures (>700°C). These conditions are only met for two samples, namely Bik15 and Bik16 (Fig.VI.7), where biotite XMg values varys respectively from 0.45 to 0.47 and 0.46 to 0.48. The concentration of Ti is measured at 0.17 to 0.23 apfu in sample Bik15 and 0.14 to 0.20 apfu in sample Bik16. In sample Bik15, temperatures are estimated from 546 to 590°C for the biotite in the matrix and from 582 to 608°C for the biotite in contact with garnet. In sample Bik16, temperatures are in the same range (498 to 585°C) whether biotite is in the matrix or in contact with garnet.

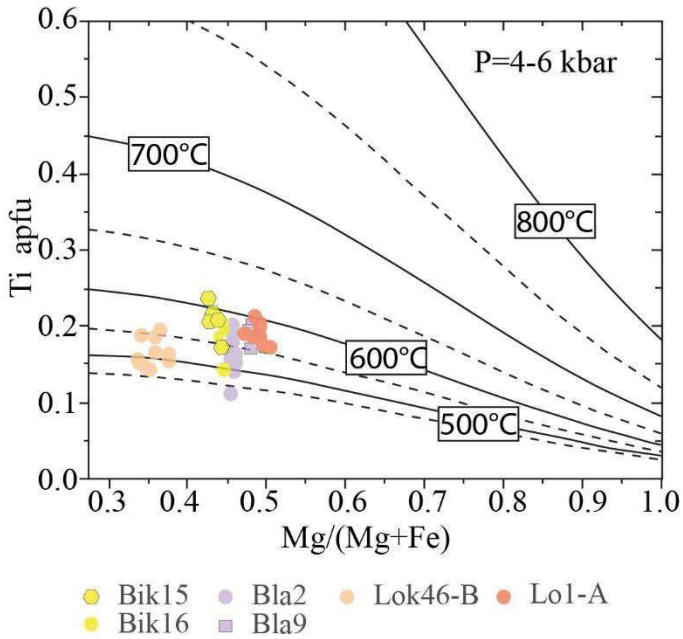


Figure VI. 7. *Ti-in-biotite geothermometer (Henry et al., 2005) calculated for the studied samples from the Bikossi (Bik15 and Bik 16), Loémé (Bla2, Bla9 and Lo1-A), and the Loukoula Groups (Lok46-B).*

5.3 P-T estimations using calculated isochemical phase diagrams

PT conditions have been estimated using the Theriak/Domino software version 10.0 (De Capitani and Petrakakis, 2010). This software calculates the equilibrium mineral assemblage and the phase compositions for a given bulk-rock composition. The latter has been obtained using ICP-AES at CRPG laboratory in Nancy (Table VI.2). The calculations have been made considering H_2O in excess (see AnnexeVI-Table 17 for details about the database, and the solid solution models used in our calculations).

In a first step, the calculations have been made assuming all Fe as Fe^{2+} (Fig.VI.8A). The results display the classical sequence of assemblages for aluminous pelitic bulk-rock chemistries, with chloritoid stable at low T, given rise to staurolite at medium T, then garnet + aluminosilicate (kyanite/sillimanite) at high T. The observed assemblage in sample Bik-11 i.e., garnet-chloritoid-chlorite-ilmenite (with quartz and muscovite) is stable in a rather narrow T range (510-568°C) but at a range of P that extends from 5.5 to 12.5 kbar.

In a second step. Fe_2O_3 was taken into account to apply mineral equilibria because of the presence of ilmenite (Fe^{3+}: 2.99 to 3 atom per formula), chlorite (Fe^{3+}: 1.46 to 1.56 atom per formula) and chloritoid (Fe^{3+}: 0.03 to 0.12 atom per formula). In whole rock composition Fe_2O_3 is estimated at 0.30 mole percent. Adding of Fe^{3+} induce a considerable shifting of concerned field into the high-pressure domain. Pressure varies from 6.5 to 14.5 kbar; there is no

significative difference in temperature evolution (500-575°C). Epidote occurs in place of clinozoisite, and fields with coexisting rutile and ilmenite are more developed (Fig.VI.8B) Grunerite occurs as ferric amphibole at higher pressure. P-T path is the same as in the mineral assemblage without Fe^{3+}.

In order to better constrain the P- T evolution of this sample, the isopleths for garnet (X_{Mn} and X_{Mg}) and muscovite (Si content) have been calculated (Fig.VI.9). The isopleths for Mn are nearly vertical (isothermal), indicating that garnet growth took place at increasing T, a feature that is consistent with the slight increase in pyrope content. During the early stage of its growth, the Grs content of garnet was buffered by the presence of Czo. Once this phase was consumed, Grt was the only Ca-bearing phase, and the Grs content decreases to almost zero close to the rim. These observations are consistent with the prograde sequence Cld-Chl-Ilm-Czo (with excess Qtz, Ms and H_2O), then Grt-Cld-Chl-Czo and finally Grt-Cld-Chl. Estimation of the pressure largely relies on the muscovite composition. The calculated Si content increases with increasing P, the measured values in the studied sample (3.13-3.15) indicating relatively unexpected high P (11.5-12.5 kbar).

Results obtained by the different methods allow to propose P-T paths for different samples studied (Fig.VI.10).

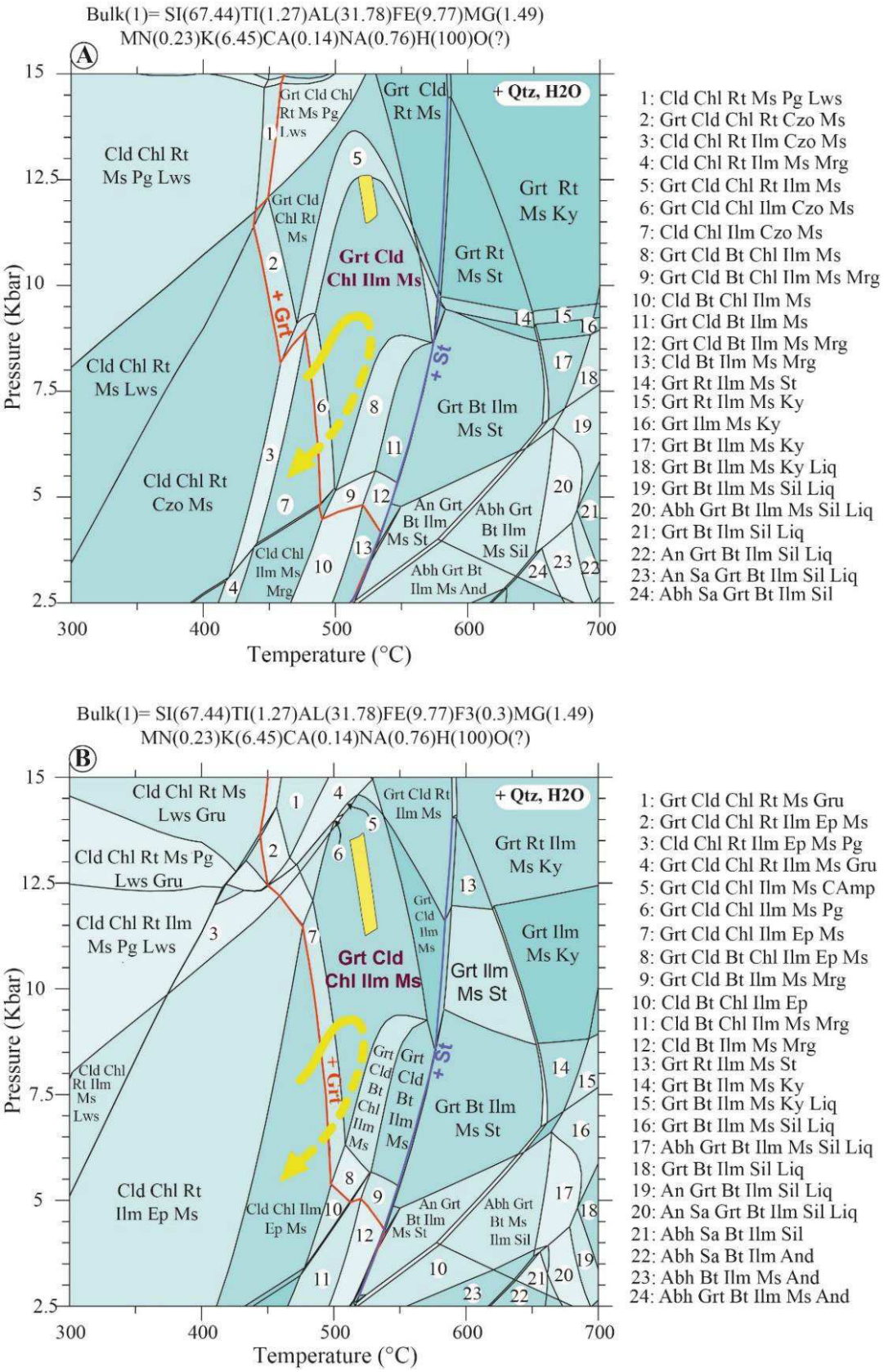


Figure VI. 8. *Pseudo-section plots of sample Bik11 calculated with Theriak/domino software showing the stability field of main mineral assemblage (yellow domain) : A) calcul with Fe3+ ; B) calcul without Fe3+. Mineral abbreviations are from Kretz (1983). The box in yellow shows the restricted stability domain and the arrow shows P-T path.*

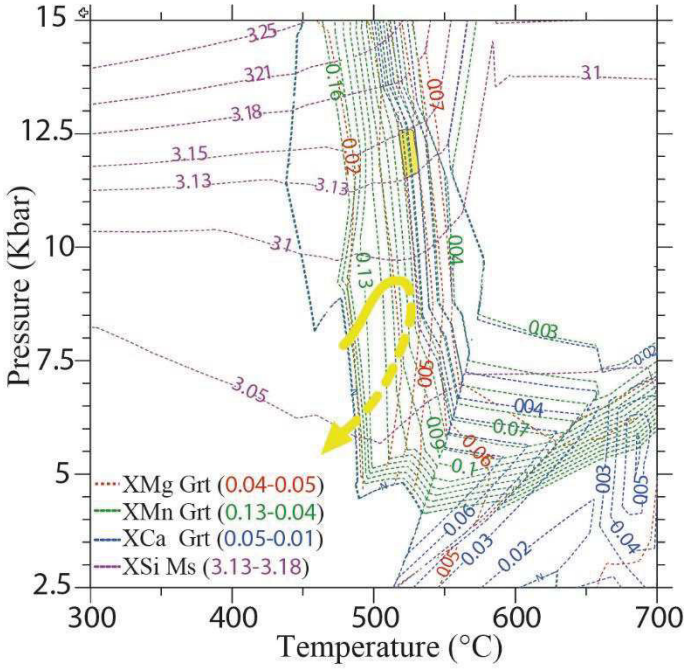


Figure VI. 9. *Isopleths of garnet and muscovite*

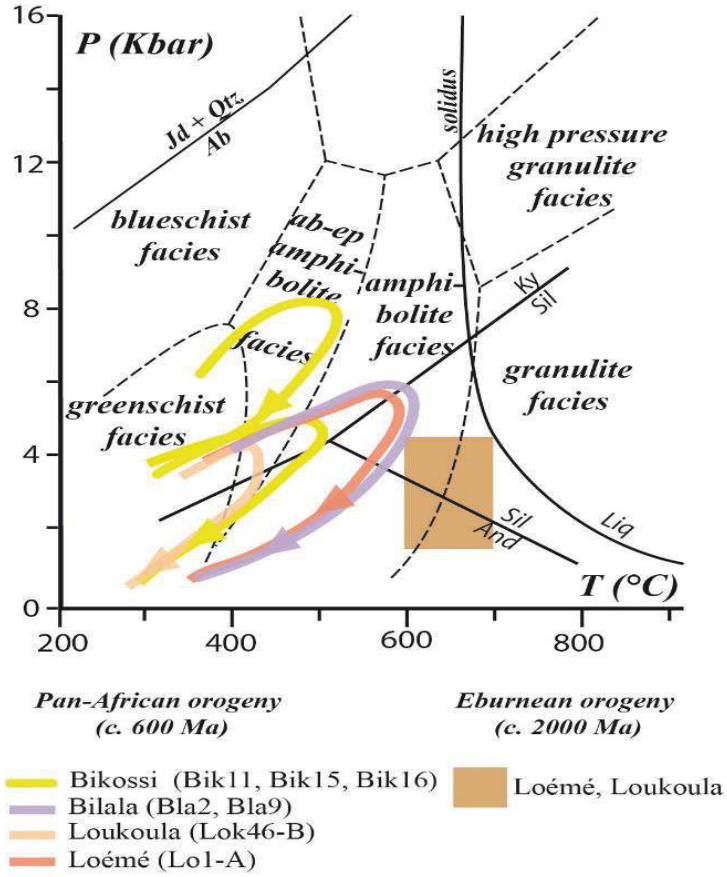


Figure VI. 10. *P-T history of the studied samples.*

6 Discussion

Zoning or lack of it in minerals reflects the velocity of growth since zoning implies that the internal equilibration of minerals has not had time to take place (Blackburn, 1969). Garnet zoning and texture in Mayombe units reveal two distinguishable style of evolution of rocks under the effect of deformation. Most garnet with inclusions trails (samples from Bikossi Group) are chemically zoned. They display a Mn-rich core and Mn-poor rim which has been interpreted as normal growth zoning because garnets with Mn-rich cores show a consistency in that garnet is an appearing phase. The MnO content of garnet decrease with rising temperatures (Miyashiro, 1953). Thus, the zonation found in the garnet from pelitic schists and micaschists of Bikossi Group represents the progressive compositional change of garnet with advance of time. The bell-like shape of the Mn profiles suggests that the cause of the zoning might be progressive depletion of Mn from the rock surrounding an individual garnet as the garnet grows. Hollister (1966) finds that compositional variations in zoned garnets follows a Rayleigh fractionation model (Rayleigh, 1902) where only the extreme outermost layer of the garnet is part of the reacting system at any one stage of garnet growth (Blackburn, 1969).

Sample Lok46-B shows also zoned garnet with Mn-poor core and Mn-rich rim identified as reverse zoning. The same effect is observed in sample Lo1-A but in this case, crystal appears homogeneous and difference of Mn concentration occurs nearby rim and cracks. Homogenization of crystal is marked by diffusion.

From chemical and textural results garnet-bearing rocks of Mayombe Belt reveal at least two tectono-metamorphic events. The first one is related to the homogenization of pre-existing garnets in samples Bla2, Lok46-B and Lo1-A (Fig.VI.12). The second one consists of nucleation of Bikossi Group garnet (Fig.VI.13) and the overgrowth of Bilala's one associated to the craking and diffusion zoning around pre-existing garnets. These results allow to identify monocyclic and polycyclic units. Monocyclic units are associated to garnet normal growth zoning and polycyclic units correspond to assemblage with diffusional garnet zoning and multistage garnet.

Petrography coupled to EPMA analyses suggest a: (i) monocyclic evolution of Bikossi Group rocks bearing garnets, (ii) polycyclic evolution of garnets from Loukoula and Loémé Groups and (iii) multistage evolution for Bilala orthogneiss.

These data are related to geochronological analyses which allow the reference to Eburnean and Pan-African event for respectively polycyclic and monocyclic evolution. U-Pb dating of zircon from ortho and para-derived rocks from Mayombe units (Djama, 1988; Djama et al., 1992;

Maurin et al., 1991; Fullgraf et al., 2015a; Affaton et al., 2016) reveals existence of Palaeoproterozoic (2000 Ma) and Neoproterozoic (540 Ma) tectono-metamorphic events. Structural analyses of rocks in Mayombe Belt stir up a debate about effect of Pan-Africain orogeny on Eburnean assemblages. Hossié (1980), Boudzoumou and Trompette (1980), Djama (1988) and Maurin et al. (1991) suggest a reworking of Eburnean basement during Pan-African event marked by structural and metamorphic overprinting. According to Fullgraf et al. (2015a), Eburnean basement of Mayombe belt did not record the trace of Pan-African metamorphism. Based on structural analysis, the main metamorphic phases identified here belong to ante-Pan-African strain system (Fullgraf et al., 2015a).

Several field observations make during this study allow to distinguish two main trends of foliation between rocks of Loémé and Loukoula Groups. In the south (Loémé Group), foliation is often sub-horizontal, and it is characterized by N-S to NE-SW trend, while in the north (Loukoula Group) these trending is overprinted by WNW-ESE to NW-SE fold trend. In Bikossi Group, two cases are observed; there are some rocks which display NW-SE fold trend and some other which are parallel with Loémé Group trend.

Petrographic analyses show that in the Loémé Group, garnet coexists with brown biotite and the latter is stable in each phases of deformation (foliation and crenulation cleavage). Associated plagioclase is oligoclase. Considering P-T condition estimated in this Group (550-600°C, 4-6 kbar), equilibrium has been reached in amphibolite facies (Fig.VI.10). In the Loukoula Group, brown biotite is replaced by chlorite which also growth surrounding garnet. In this case, garnet and brown biotite belong to the early paragenesis, which has been replaced by chlorite at greenschist facies indeed albite-epidote amphibolite facies conditions (450-550°C, 4-6 kbar). The Bikossi Group displays an intermediate setting where garnet coexists with biotite (sample Bik15 and Bik16), and the occurrence of assemblages without biotite (Bik11 and Bik14). Sample Bik11 shows an equilibrium at high pressure in the stability field of Grt-Cld-Chl (Fig.VI.8). There is no more composition change in the mineral assemblage. This means that the exhumation of this rock has been done in the stability field of Grt-Cld-Chl. The absence of high-pressure index mineral (such as kyanite) and the silica content of white mica (3.1) allow to assume that pressure can be less than 8 kbar.

In Congolese part of West Congo Belt (Mayombe), before this study, there was no evidence of high-pressure mineral assemblages but in Northwest Angola gneiss and micaschists with kyanite had been found (Nsungani, 2012). These high-pressure facies have been related to the thickening phase associated to the formation of accretioning prism and the thrusting of internal

domain on external domain (Nsungani, 2012). Pic metamorphism has been dated in this region at 541 ± 3 Ma (Nsungani, 2012; Monié et al., 2012). These data agree with the monocyclic setting of Bikossi Group which would be related to the Pan-African event.

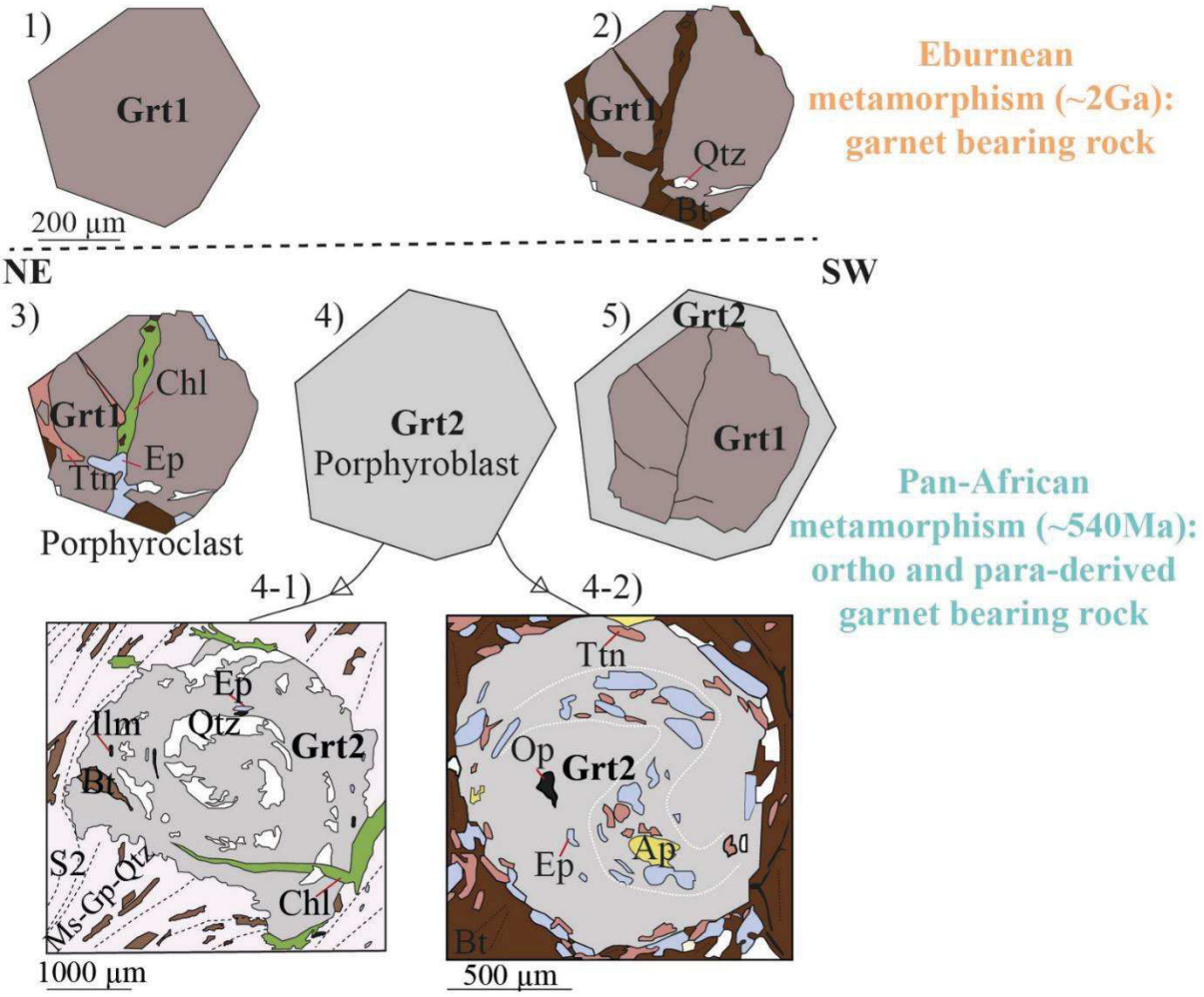


Figure VI. 11. *Schematic evolution of garnet crystals during Eburnean and Pan-African orogenies. Garnet 1 corresponds to the relic of the early Eburnean event which affects rocks from Loémé and Loukoula Groups. It has been fractured and partly dissolved. Garnet 2 corresponds to porphyroblats which is newly formed and overgrowths on garnet 1.*

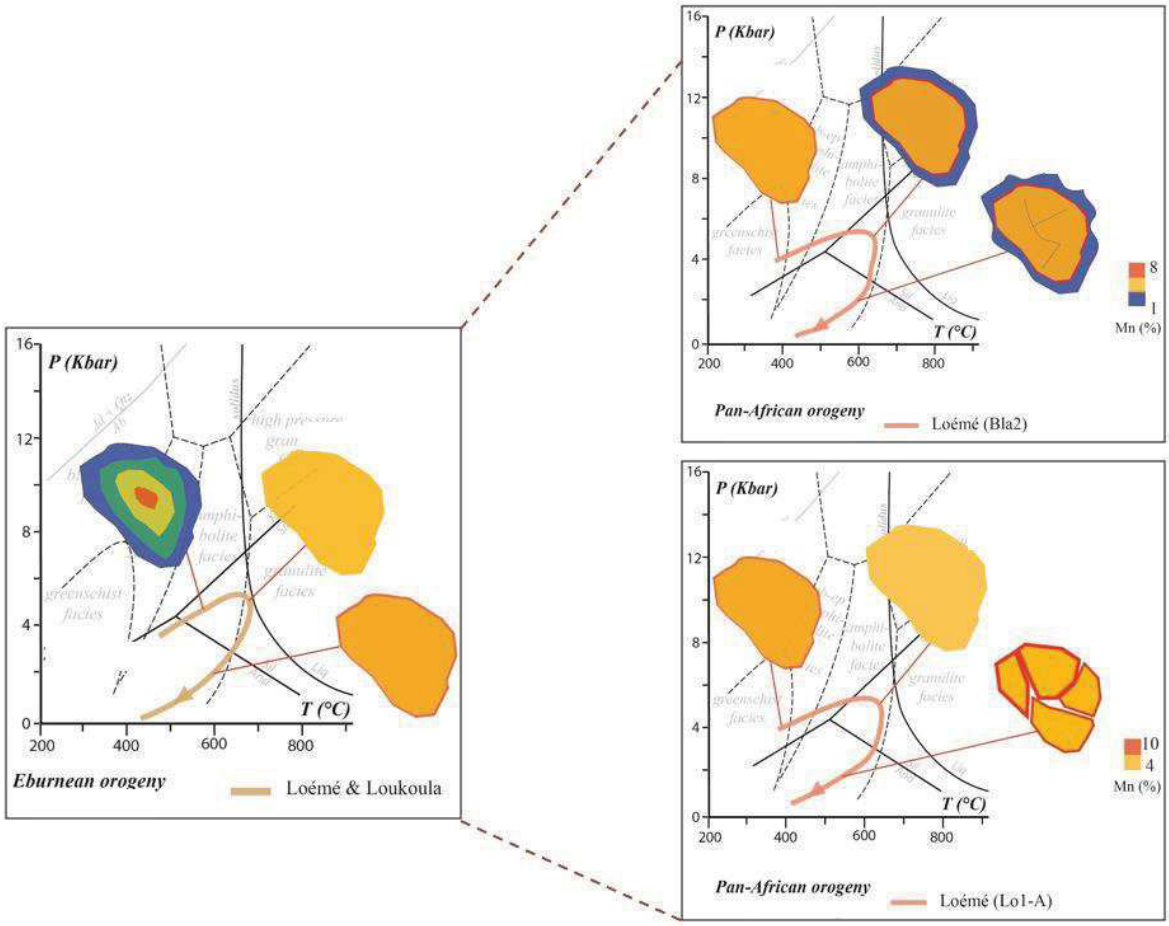


Figure VI. 12. *Schematic evolution of garnet crystals during Eburnean and Pan-African orogenies with P-T path in Loémé and Loukoula Group. Evidence of zoning, homogenization, diffusion and multistage growth.*

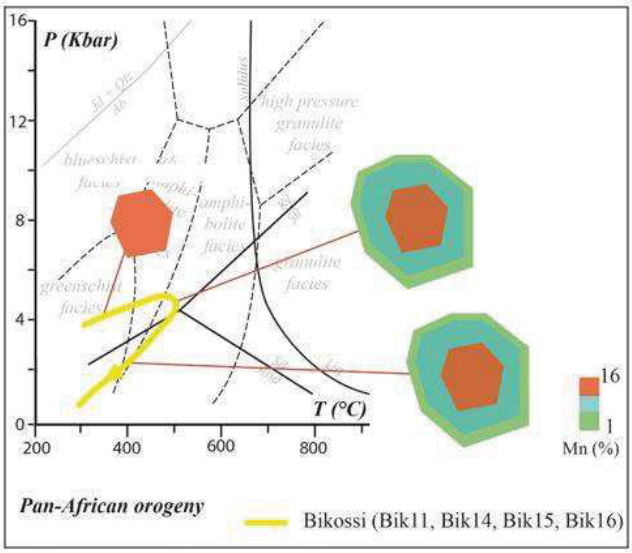


Figure VI. 13. *Schematic evolution of garnet crystal during Pan-African orogeny with P-T path in Bikossi Group. Evidence of growth zoning.*

7 Conclusion

Garnet compositions and textures used as metamorphic indicator provide evidence for different stages of garnet growth, which have been preserved as normal zoning and destabilization marked by chlorite-rich or biotite rich reaction crown and fragmentation of garnet crystals. Structural data indicate two phases of deformation in Bikossi Group marked by penetrative schistosity S_1 followed by crenulation cleavage S_2. Garnet have grown during the stage S_1 to S_2. Growth story have been preserved because P-T conditions allowed it. Garnets from sample Lo1-A is practically unzoned and it is not known, however, this garnet was initially homogeneous. The zoning in this garnet occurs in the cracks and rims. And then, it is having been suggested that this zoning is relative to the destabilization of garnet with the presence of chlorite (may be biotite) around crystals after a variation of P-T conditions. Evolutive history for this garnet can be summarized as: (i) first stage: nucleation during metamorphic event; (ii) second stage: homogenization during prograde metamorphic path and (iii) third stage: destabilization during retrograde path (Fig.VI.12). Homogenization is possible regarding intensity of metamorphic conditions; that is why there are differences between Lok46-B, Lo1-A and Bla2. Pre-existing garnets have been differently reworked: in sample Lok46-B reverse zoning has been preserved, in sample Lo1-A diffusion removed zoning and in sample Bla2 high-grade intensity of metamorphism favourited overgrowth of second stage metamorphic garnet (Bla2/Grt2 and Bla9). Therefore, all normal zoned garnets from Bikossi para-derived rocks display one growth history with prograde and retrograde path (Fig.VI.13).

Depending on protoliths composition each Palaeoproterozoic Mayombe units has recorded tectono-metamorphic events specifically, to this fact is also added the variation of intensity of deformation from the southwest part to the northeast. In the northeastern part of Palaeoproterozoïc domain (Loukoula Group) the first metamorphic event is easily reconstituted because of low intensity of the last overprinted event. In the southwestern domain, reconstitution between both events is more difficult to do because of high intensity of deformation and the development of metamorphic assemblages in almost similar P-T conditions.

Considering the superposition of the two metamorphic events the link is made respectively with Eburnean and Pan-African orogenies. Thus, impact of Pan-African tectono-thermal event on pre-existing Eburnean assemblages can be summarize as follows: (i) preservation of Grt-Bt-Pl(Olg) parageneses in Loémé Group metapelites and (ii) retromorphosis of Grt-Bt-Pl(Olg) in

Chl-Pl(Ab)-Ep in Loukoula Group metapelites. Bikossi Group is marked by the development of Ms-Grt-Chl-Cld or Grt-Bt-Ms-Gp parageneses in schists and micaschists.

Acknowledgments

We thank Total E&P Congo (Pierre Jessua, Gastard Ondongo, Sonia Nzimbou, Laurent Schulbum, Cedric Mabille and Didier Mbemba) for all financial and logistical support of this PhD project. Special thanks to Jacques Durand for the implementation of this project. We also warmly thank Thomas Fullgraf, Yannick Callec, Eric Gloaguen and Benjamin Le Bayon of BRGM for help provided in etablishment of the project, logistic support (maps, thin sections) and discussions. Thanks to Louis-Marie Joachim Djama as Congolese General Director of Mines for approving transfer of samples from Congo to Rennes. We thank also Stéphane Koffi and Pavel Pitra for help on pseusodosection method. Many thanks to Jean Mouanda for his collaboration as field worker, to Xavier Le Coz for performing thin sections, and to Jessica Langlade at Ifremer for the help with the electron probe analyses that contributed greatly to this study.

References

Affaton, P., Kalsbeek, F., Boudzoumou, F., Trompette, R., Thrane, K., Frei, R., 2016. The Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (Congo Brazzaville): Stratigraphy of the Mayombe and West CongoSupergroups studied by detrital zircon geochronology. Precambrian Res. 272, 185–202.

Andersen, T.B., 1984. Inclusion patterns in zoned garnets from Magerøy, north Norway. Mineral. Mag. 48, 21-26.

Anderson, D.E., Buckley, G.R., 1973. Zoning in garnets – Diffusion models. Contrib. Mineral. Petrol. 40, 87-104.

Atherton, M.P., Edmunds, W.M., 1966. An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 1, 185-193.

Barker, A.J., 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, Glasgow and London, 162p.

Baxter, E.F., Caddick M.J., 2017. Garnet: A rock-forming petrochronometer. In 'Petrochonology: methods and applications' (Kohn M.J., Engi M., Lanari P. eds), Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83, 469-534.

Behiels, M., 2013. Geology and petrology of the Proterozoic Noqui granite and Mpozo syenite in the Lower-Congo region (Democratic Republic of Congo and Angola). Msc S. Mem, Univ. Gent, 97p.

Blackburn, W.H., 1969. Zoned and unzoned garnets from the Grenville gneisses around Gananoque, Ontario. Can. Mineral. 9, 691-698.

Boudzoumou, F., 1986. La chaîne Ouest-congolienne et son avant-pays au Congo : relations avec le Mayombien ; sédimentologie des séquences d'âge protérozoïque supérieur. Thèse 3ème cycle, Université d'Aix-Marseille, 220 p.

Boudzoumou, F., Trompette, R., 1988. La chaîne panafricaine ouest-congolienne au Congo (Afrique Equatoriale) : un socle polycyclique charrié sur un domaine subautochtone formé par l'aulacogène du Mayombe et le bassin de l'Ouest-Congo. Bull. Soc. Géol. France 8, IV, 889-896.

Brown, E.H., 1969. Some zoned garnets from the greenschist facies. Am. Mineral. 54, 1662-1667.

Burton, K., 1986. Garnet-quartz intergrowths in graphitic pelites: the role of the fluid phase. Mineral. Mag. 50, 611-620.

Caddick, M.J., Konopasek, J., Thompson, A.B., 2010. Preservation of garnet growth zoning and the duration of prograde metamorphism. J. Petrol. 51, 2327-2347.

Cahen, L., Delhal, J., Ledent, D., 1976. Chronologie de l'orogenèse ouest-congolienne (pan-africaine) et comportement isotopique de roches d'alcalinité différente dans la zone interne de l'orogène au Bas-Zaïre. Annales de la Société Géologique de Belgique, 99, 189-203.

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter 25, 187-198.

Castellanos, O., Ríos, C., Takasu, A., 2004. Chemically sector-zoned garnets in the metapelitic rocks of the Silgará formation in the Santander massif, Colombian Andes : occurrence and growth history. Boletín de Geología 26, 9-18.

Castellanos Alarcón, O.M., Río Reyes, C.A., Chacón Avila, C.A., 2016. Occurrence and growth history of texturally sector-and sigmoidal-zoned garnet in the San Lorenzo schists in the Sierra Nevada de Santa Maria massif (Colombia). Boletín de Geología 38, 71-888.

Cosson, J., 1955. Notice explicative sur les feuilles de Pointe-Noire et de Brazzaville. Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000e. Direction des Mines et de la Géologie de l'Afrique Equatoriale Française.

Cygan, R.T., Lasaga, A.C., 1982. Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets. Contrib. Mineral. Petrol. 79, 187-200.

Dadet, P., 1969. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo Brazzaville au 1/500 000e (zone comprise entre les parallèles 2° et 5° sud). Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 70, 103 p.

De Béthune, P., Laduron, D., Bocquet, J., 1975. Diffusion processes in resorbed garnets. Contrib. Mineral. Petrol. 50, 197-204.

De Capitani, C., Petrakakis, K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. Ame. Mineral. 95, 1006-1016.

Delhal, J., Ledent, D., Pasteels, P., Venier, J., 1971. Etude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (Rép. Dém. du Congo et Angola). Ann. Soc. Géol. Belgique 94, 223-236.

Dempster, T.J., 1985. Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. Contrib. Mineral. Petrol. 89, 30-38.

Dévigne, J.P., 1959. Le Précambrien du Gabon occidental en Afrique Equatoriale Française et les régions limitrophes. Bull. Dir. Min. Geol. Af. Equa. Fr. 11, 315p.

Djama, L. M., 1988. Le massif granitique de Mfoubou et le socle métamorphique de Guéna (Chaine du Mayombe- Congo). Pétrologie-Géochimie-Géochronologie. Thèse, Université de Nancy I, 175 p.

Djama, L.M., Leterrier, J., Michard, A., 1992. Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa. Journal of African Earth Sciences, 14, 227-237.

Du Bray, E.A., 1988. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis-southeastern Arabian Shield. Contrib. Mineral. Petrol. 100, 205-212.

Enami, M., Nagaya, T., Win, M.M., 2017. An integrated EPMA-EBSD study of metamorphic histories recorded in garnet. Am. Mineral. 102, 192–204.

Fullgraf, T., Callec, Y., Gloaguen, E., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Boudzoumou, F., Delhaye-Prat, V., Kebi-Tsoumou, S., Ndiele, B., 2015a. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 feuille Dolisie. Ministère des mines et de la géologie du Congo.

Fullgraf, T., Callec, Y., Gloaguen, E., Thiéblemont, D., Le Métour, J., Boudzoumou, F., Delhaye-Prat, V., Kebi-Tsoumou, S., Ndiele, B., 2015b. Carte géologique à 1/200 000 Dolisie. Ministère des mines et de la géologie du Congo.

Gaidies, F., Abart, R., de Capitani, C., Schuster, R., Connolly, J.A.D., Reusser, E., 2006. Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. Jounal of Metamorphic Geology, 24, 451–475.

Grambling, J.A., 1990. Internally-consistent geothermometry and H2O barometry in metamorphic rocks: the example garnet-chlorite-quartz. Contrib. Mineral. Petrol. 105, 617-628.

Henry, D.J., Guidotti, C.V., Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. Am. Mineral. 90, 316-328.

Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. Am. Mineral. 85, 881-892.

Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science, 154, 1647-1651.

Hossié, G., 1980. Contribution à l'étude structural de la chaîne ouest-congolienne (pan-africaine) dans le Mayombe congolais. Thèse 3e cycle Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 124 p.

Hossié, G., Caby, R., 1979. Unicité des déformations et du métamorphisme d'âge pan-africain dans la chaîne ouest-congolienne. In: Résumés, 10e Colloque de Géologie Africaine, Montpellier, 25–27 avril, pp. 50–51.

Kerr, A., 1981. Zoning in garnets from the mainland Lewisian. Mineral. Mag. 44, 191-194.

Kleinschmidt G., Heberer B., Läufer A.L., 2008. Pre-Alpine sector-zoned garnets in the southeastern Alps. Z. dt. Ges. Geowiss. 159, 565-573.

Kohn, M.J., 2004. Geochemical zoning in metamorphic minerals. In: Rudnick RL (éd) Treatise on Geochemistry, The crust, 3, 229-261.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.

Laird, J., 1988. Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous phyllosilicates (ed. Bailey, S.W.). Reviews in Mineralogy, 19, 406-453.

Le Bayon, B., Pitra, P., Ballèvre, M., Bohn, M., 2006. Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps). Journal of Metamorphic Geology, 24, 477-496.

Manzotti, P., Ballèvre, M., 2013. Multistage garnet in high-pressure metasediments : Alpine overgrowths on Variscan detrital grains. Geology 41, 1151-1154.

Maurin, J.C., 1993. La chaîne panafricaine ouest-congolienne : corrélation avec le domaine est-brésilien et hypothèse géodynamique. Bulletin de la Société Géologique de France, 164, 51-60.

Maurin, J.C, Mpemba-Boni, J., Pin, C., Vicat, J.P., 1990. La granodiorite de Les Saras, un témoin de magmatisme éburnéen (2 Ga.) au sein de la chaîne ouest-congolienne : conséquences géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II, 310, 571-575.

Maurin, J.C, Boudzoumou, F., Djama, L.M., Gioan, P., Michard, A., Mpemba-Boni, J., Peucat, J.J., Pin, C., Vicat, J.P., 1991. La chaîne protérozoïque ouest-congolienne et son avant-pays au Congo : nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique centrale. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, II, 312, 1327-1334.

Miyashiro, A., 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochimica et Cosmochimica Acta, 4, 179-208.

Monié, P., Bosch, D., Bruguier, O., Vauchez, A., Rolland, Y., Nsungani, P., Buta Neto, A., 2012. The late Neoproterozoic/early Palaeozoic evolution of the West Congo Belt of NW Angola: geochronological (U-Pb and Ar-Ar) and petrostructural constraints. Terra Nova, 24, 238-247.

Mortelmans, G., 1948. Le granite de Noqui et ses phénomènes de contact. Bull. Soc. Belge Géol., LVII, 519-540.

Mpemba-Boni, J., 1990. Contribution à l'étude du magmatisme anté-pan africain de la chaîne du Mayombe. L'exemple du Massif de Les Saras (SW du Congo, Afrique Centrale). Pétrologie structurale – Géochimie – Géochronologie. Thèse, Université de Nancy 1, 351 p.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Da Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D., 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuai Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. Precambrian Research, 159, 60-78.

Nsungani, P.C., 2012. La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola : Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique. Implications géodynamiques. Thèse, Université Montpellier II, 328 p.

Perchuk, L.L., 1991. Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In L.L. Perchuk (ed.), Progress in

Metamorphic and magmatic petrology. A Memorial Volume in Honour of D. S. Korzhinskiy. Cambridge University Press, 93-111.

Rice, A.H.N., Mitchell, J.I., 1991. Porphyroblast textural sector-zoning and matrix displacement. Mineral. Mag. 55, 379-396.

Scolari, G., Van Daalhoff, H., 1965. Le Précambrien de la chaîne congolaise du Mayombe; état des connaissances géologiques, le problème des orogenèses. Bulletin du B.R.G.M., 3, 163-181.

Skrzypek, E., Schulmann, K., Stipska, P., Chopin, F., Lehmann, J., Lexa, O., Haloda, J., 2011. Tectono-metamorphic history recorded in garnet porphyroblasts : insights from thermodynamic modelling and electron backscatter diffraction analysis of inclusion trails. J. Metam. Geol. 29, 473-496.

Tack, L., Wingate, M.T.D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A., 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. Precambrian Research 110, 277-306.

Thiéblemont, D. et al., 2016. Geological Map of Africa at 1:10M scale, CGMW-BRGM

Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry JM (ed) Characterization of metamorphism through mineral equilibria. Mineralogical Society of America, 10, 355-397.

Tracy, R.J., Robinson, P., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. Am. Mineral. 61, 762-775.

Tropper, P., Recheis, A., 2001. Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötzal-complex as a polymorphic example. Milt Oster Geol Gas, 94, 27-53.

Vellutini, P., Rocci, G., Vicat, J.-P., et Gioan, P., 1983. Mise en évidence de complexes ophiolitiques dans la chaîne du Mayombe (Gabon-Angola) et nouvelle interprétation géotectonique. Precambrian Research, 22, 1-21.

Vicat, J.-P., Vellutini, P., 1987. Sur l'origine océanique des métabasites de la chaîne du Mayombe (Gabon, Congo, Zaïre, Angola). Precambrian Research, 36, 163-175.

Vicat, J.-P., Vellutini, P., 1988. Géologie et géochimie de la série précambrienne de la Bikossi, le long du réalignement du chemin de fer Congo-Océan, dans la chaîne du Mayombe (République populaire du congo). J. African Earth Sci. 7, 811-820.

Vicat, J.-P., Pouclet, A., 2000. Palaeo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. J. African Earth Sci. 31, 597-617.

Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R., Parra, T., 1999. Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamique data for daphnite. J. Metam. Geol. 17, 25-39.

Williams, M.L., Grambling, J.A., 1990. Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. Am. Mineral. 75, 886-908.

Woodsworth, G.J., 1977. Homogenization of zoned garnets from schists. Can. Mineral. 15, 230-242.

Yardley, B.W.D., 1977. An empirical study of diffusion in garnet. Am. Mineral. 62, 793-800.

Partie III : Etude géochronologique

Chapitre VII. Géochronologie U-Pb

1 Introduction

Les principales études menées dans la région du Mayombe se sont pour la plupart focalisées sur les aspects structuraux et pétrologiques (Hossié, 1980 ; Vellutini et al., 1983 ; Boudzoumou, 1986 : Boudzoumou et Trompette, 1988) des différentes unités géologiques qui constituent la chaîne. Les études combinant les approches pétro-structurales et géochronologiques sont peu nombreuses et elles se sont faites en majorité sur des domaines restreints (le socle de Guéna et le granite de Mfoubou : Djama, 1988 ; Djama et al., 1992 ; la granodiorite de Les Saras : Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1990). A ce fait s'ajoutent la complexité structurale de ces unités et l'hétérogénéité des grains de zircons analysés. Ainsi, dans ce contexte, la datation par la méthode de dilution isotopique multigrain (ID-TIMS) présente une grande marge d'incertitude dans le calcul des âges. Djama et al. (1992) en se basant sur cette méthode ont eu à discuter du sens à donner à l'âge à 2014 Ma de l'orthogneiss de Guéna qui renferme des zircons présentant des morphologies complexes (cœur et bordure). C'est dans le but d'apporter des précisions sur les âges des formations géologiques de la chaîne du Mayombe que de nouvelles études géochronologiques se sont avérées nécessaires. Les récentes études intégrant les aspects géochronologiques réalisées dans le Mayombe (Callec et al., 2015 ; Fullgraf et al., 2015a ; Le Bayon et al., 2015 ; Affaton et al., 2016) apportent des données supplémentaires qui permettent de redéfinir les âges des différentes formations constituant la chaîne du Mayombe et d'en établir une nouvelle structuration. Notre étude portant sur la caractérisation tectono-métamorphique du socle du Mayombe s'appuie aussi sur les analyses géochronologiques et se base essentiellement sur les méthodes de datation U-Pb sur zircon (LA-ICP MS) et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole. La première méthode nous permet de caler dans le temps la mise en place des massifs granitoïdiques, de tracer les âges des sources des roches métasédimentaires et dans une certaine mesure de dater les différents évènements ayant affecté le système isotopique U-Pb des zircons. La seconde méthode va nous permettre de caractériser le refroidissement des roches et de dater les événements tectono-métamorphiques. Ce chapitre se focalise sur la datation in-situ U-Pb sur zircon réalisée sur les roches provenant des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe.

2 Données géochronologiques U-Pb préexistantes

Dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe, les données géochronologiques connues sont reportées dans le tableau Tab.VII.1. Les travaux de Bessoles et al. (1956) ont permis d'avoir un premier âge à 1376 Ma par la méthode Pb-α (Larsen et al., 1952) sur les zircons de la granodiorite de Les Saras. Les travaux de Djama (1988) ainsi que Djama et al. (1992) ont permis de caler les âges à 2014 ± 56 Ma (MSWD = 0.89) pour la mise en place de l'orthogneiss de Guéna et 1050 ± 25 Ma (MSWD = 8.74) pour le granite de Mfoubou. Ces âges correspondent respectivement aux intercepts supérieurs dans les diagrammes concordia. Les intercepts inférieurs présentent des âges à 604 ± 58 Ma (MSWD – 0.89) pour l'orthogneiss et 410 ± 21 Ma (MSWD = 8.74) pour le granite. Ces derniers, combinés aux âges Rb/Sr sur roche totale et sur biotite (480 ± 7 Ma) ont été rattachés à l'événement pan-africain. Les sources archéennes ont été mise en évidence pour ces deux formations par le calcul des âges modèles par la méthode Sm-Nd. Dans les deux cas ces âges se sont avérés similaires et se répartissent entre 2.6 et 3 Ga. Ces âges ont été interprétés par Maurin et al. (1990) comme les témoins de la remobilisation anatexique des roches archéennes pendant le cycle Eburnéen. Mpemba-Boni (1990) a redaté la granodiorite de Les Saras par la méthode U-Pb sur fractions de zircon (ID-TIMS) pour obtenir un âge à 2000 ± 80 Ma correspondant à l'intercept supérieur et interprété comme l'âge de la mise en place de la granodiorite. L'intercept inférieur se calquant sur l'origine a été considéré comme n'ayant aucune signification géologique marquant ainsi une simple perte de Plomb récente. Les âges autour de 2028 Ma et 2060 Ma résultant des analyses géochronologiques récentes (U-Pb sur zircon : SIMS et LA-ICP-MS) des formations du Mayombe (Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016) ont permis de confirmer les âges éburnéens de l'orthogneiss de Guéna (actuel Bilala) et de la granodiorite de Les Saras. Cependant l'âge mésoprotérozoïque du granite de Mfoubou a été revu dans les travaux de Fullgraf et al. (2015a). Ce granite a été cartographié comme l'équivalent du granite de Mont Kanda et il a été rattaché à ce dernier dont la mise en place est datée à 932 ± 8 Ma. Les âges fournis par Fullgraf et al. (2015a) (Tab.VII.1) ont permis d'établir un nouveau découpage des unités géologiques de la chaîne du Mayombe. S'inscrivant dans l'optique de caractériser l'histoire tectono-métamorphique du socle de la chaîne du Mayombe, nos travaux intègrent la datation in-situ U-Pb sur zircons pour mieux circonscrire dans le temps les différents événements (magmatiques, métamorphiques ou sédimentaires) rattachés à ce socle.

Unités	Roche	Méthode	Age	Interprétation	Auteurs
Mossouva	Grès quartzitique	LA-ICP-MS U-Pb/zircons	Pic majeur : 900-1100 Ma Pic étroit : 2600-3500 Ma	Ages des sources	Affaton et al., 2016
			Pic majeur : 900-1100 Ma +grains paleoprotérozoïques à archéens	Ages des sources	
Mvouti	Grès quartzitique (9174)	LA-ICP-MS U-Pb/zircons	Pic majeur : 900-1200 Ma Pic significatif : 1900-2200 Ma Grains à 3.5 Ga	Ages des sources	Affaton et al., 2016
	Argile de faille (Dol2278)	K-Ar/ micas	338±13 Ma	Réinitialisation incomplète du mica métamorphique au cours du crétacé.	Fullgraf et al., 2015a
Kakamoeka	Porphyre quartzo-feldspathique (Dol3127)	U-Pb/10 zircons (SHRIMP)	903±6 Ma	Cristallisation du Zrn et volcanisme felsique	Fullgraf et al., 2015a
	Echantillon Dol4189	ICPMS-MC ponctuel (Neptune)/ 6 zircons	915±17 Ma		
Nemba	Métagabbro (Dol2700-2)	U-Pb/7 zircons (SHRIMP)	915±8 Ma	Cristallisation	Fullgraf et al., 2015a
		Pb-Pb/ xénocristaux de zircons (SHRIMP) : SIMS	1951±7 Ma et 2144±13 Ma	Assimilation du socle paléoprotérozoïque	
Mfoubou	Granite	U-Pb/ zircons (ID-TIMS)	1050±25 Ma (intercept supérieur) 410±21 Ma (Intercept inférieur)	Intercept supérieur : âge de cristallisation Intercept inférieur : discutable ; à associer à l'âge Rb-Sr/ Biotite du granite et enclave (480Ma) : rééquilibrage pendant le refroidissement post pan-africain	Djama et al., 1992
		Rb-Sr/ roche totale, biotite du granite et biotite de l'enclave de micaschiste	468±5 Ma	Rééquilibrage	
		Sm-Nd	TDM : 2.5-3 Ga £TNd -14.9 à -16.4	Même protolithe que Guéna et dérive d'une ancienne croûte	
Mont Kanda	Granite (Dol3139-1)	U-Pb/6 zircons (cœurs) (SHRIMP) : SIMS	932±8.3 Ma	Cristallisation	Fullgraf et al., 2015a
		Pb-Pb/4 zircons (bordure)	488±6 Ma et 798±7 Ma	Surimpression tardive	
	Dol3139-2	U-Pb/8 zircons (cœurs) (SHRIMP) : SIMS	928±7.2 Ma	Cristallisation	
Bikossi	Métasédiments	U-Pb/30zircons détritiques (SHRIMP) : SIMS	2.04-3.08 Ga Age le plus jeune : 2043±13 Ma	Ages des sources	Fullgraf et al., 2015a
	Quartzite à Muscovite et micaschiste (9180)	LA-ICP-MS U-Pb/zircons	Pic majeur : 2000-2200 Ma Pic large : 2300-3000 Ma	Confirmation de l'âge paléoprotérozoïque de la Bikossi	Affaton et al., 2016

Bilala	Orthogneiss homogène (9177)	LA-ICP-MS U-Pb/zircons	2049±29 Ma		Affaton et al., 2016
	Orthogneiss	U-Pb/ zircons (SHRIMP): SIMS	2028±12 Ma	Cristallisation	Fullgraf et al., 2015a
		U-Pb/ zircons Analyse isotopique multigrain (ID-TIMS)	2014±56 Ma (intercept supérieur) 604±58 Ma (Intercept inférieur)	Intercept supérieur : peut être considéré comme l'âge d'une recristallisation associé à une perte pendant l'éburnéen Intercept inférieur : principale phase tectono-métamorphique Pan-africaine	Djama et al., 1992
		ICP-AES Sm-Nd	TDM :2.5-3 Ga £TNd -4.8 à -6.2	Dérive d'une ancienne croûte	Djama et al., 1992
Les Saras	Orthogneiss	U-Pb/ zircons (SHRIMP) : SIMS	2038±10 Ma (carrière) 2030±9 Ma (carotte)	Cristallisation	Fullgraf et al., 2015a
		U-Pb/ zircons (ID-TIMS)	2000±80 Ma	Cristallisation du magma	Boni, 1990 Maurin et al., 1990
		Rb/Sr biotite	514±14 Ma	Rétromorphose	Vachette
		Pb-alpha : Spectrométrie et comptage	1376 Ma	Cristallisation du magma	Bessoles, 1956
Bilinga	Orthogneiss (9179)	LA-ICP-MS U-Pb/ zircons	2060±18 Ma	Cristallisation du magma	Affaton et al., 2016
	Orthogneiss (Dol9038-1)	U-Pb/ zircons (SHRIMP): SIMS	2048±12 Ma	Cristallisation du magma	Fullgraf et al., 2015a
Super-groupe de la Loémé (Loukoula + Loémé)	Pegmatite (Dol2157)	K-Ar / Ms à grain grossier	1771±19 Ma	Réinitialisation incomplète du système	Fullgraf et al., 2015a
		K-Ar / Ms (<0.2µm)	447 Ma	Ages post-pan-africain	
		K-Ar / Ms (<2µm)	444 Ma		
	Orthogneiss (Dol2738)	U-Pb/ zircons (SHRIMP)	2065±13 Ma	Age minimum de mise en place du Super-groupe de la Loémé	Fullgraf et al., 2015a
	Paragneiss migmatitique (Dol9134)	U-Pb/ zircons détritiques (SHRIMP) : SIMS	2069-3192 Ma Pic2 : 2420-2150 Ma Pic3 : 2100-2150 Ma	Sources paléoprotérozoïque et archéenne	
		207Pb-206Pb (SHRIMP) : SIMS	2111±14 Ma	Contraint l'âge maximum de dépôt pour les sédiments et l'âge limite inférieure pour l'événement métamorphique de haut grade	Fullgraf et al., 2015a

Tableau VII 1. *Géochronologie de la chaîne du Mayombe suivant le découpage lithostratigraphique de Fullgraf et al. (2015a). ID-TIMS = Isotope Dilution-Thermal Ionization Mass Spectrometry; SIMS = Secondary Ion Mass Spectrometry/ SHRIMP = Sensitive High-Resolution Ion Microprobe; LA-ICPS = Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; ICP-AES = Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry.*

3 Méthodologie

La méthode de datation U-Pb est l'une des méthodes les plus utilisées en radiochronométrie. Son application dans le calcul des âges des matériaux rocheux remonte au XXe siècle (Holmes, 1911). Elle s'est pendant longtemps focalisée sur la datation des zircons et elle a évolué au fil du temps avec le développement de nouvelles techniques d'analyse (Hirata and Nesbitt, 1995 ; Davis et al., 2003 ; Schoene et al., 2014). Mais, son principe est toujours basé sur la désintégration radioactive de l'uranium en plomb. Deux principaux isotopes de l'uranium sont concernés par cette méthode : l'uranium-268 (^{238}U) et l'uranium-235 (^{235}U). Ils produisent respectivement les isotopes de plomb-206 (^{206}Pb) et plomb-207 (^{207}Pb) suivant des chaînes de désintégration longues et indépendantes avec les périodes de demi-vie respectives de 4.47 Ga pour une constante de désintégration λ_{238} = 1.55125e-10/an et 0.704 Ga pour λ_{235} = 9.8485e-10/an (Jaffey et al., 1971). La production du plomb radiogénique (^{208}Pb) dans les minéraux tels que les zircons peut aussi se faire par la désintégration du thorium-232 (^{232}Th) pour une période de demi-vie de 14.01 Ga avec une constante de désintégration λ_{232} = 4.9475e-11/an. Les chaînes de désintégration de l'uranium ou du thorium en plomb font souvent apparaitre les éléments intermédiaires qui peuvent rendre complexe le calcul des âges toutefois la courte durée de la période de demi-vie de ces éléments intermédiaires permet de simplifier le processus de calcul d'âges (Reiners et al., 2018). Ainsi, les équations de désintégration de l'uranium et du thorium en plomb peuvent être simplifiées comme suit :

$$^{206}Pb^{*} = {}^{238}U\ (e^{\lambda 238t}-1)$$

$$^{207}Pb^{*} = {}^{235}U\ (e^{\lambda 235t}-1)$$

$$^{208}Pb^{*} = {}^{232}U\ (e^{\lambda 232t}-1)$$

Les détails sur les équations d'âge et les différentes corrections afférentes peuvent être trouvés dans les travaux de (Schoene, 2014 ; Reiners et al., 2018).

Dans le cadre de cette étude, la datation U-Pb a été faite sur les zircons. C'est la méthode LA-ICPMS qui a été utilisée. Le choix du zircon dans ce processus de la datation U-Pb se justifie par le fait que ce dernier, en tant que silicate de Zirconium ($ZrSiO_4$) constitue une phase minérale accessoire assez commune des roches à la fois para et orthodérivées et sa structure cristalline lui confère un avantage d'incorporer l'uranium ou le thorium par le biais de la substitution de ces éléments au zirconium et au silicium. Le plomb n'ayant pas une valence compatible avec la structure cristalline du zircon, sa présence dans ce minéral est rattachée au phénomène radioactif. La technique d'analyse qui a été choisie pour effectuer la datation U-Pb

sur zircon est LA-ICPMS. Cette méthode consiste à prélever à l'aide d'un faisceau de laser circulaire une portion du minéral pour ensuite l'analyser au spectromètre de masse. Elle offre des avantages en terme rapidité à laquelle se font les analyses et la haute précision sur la localisation de la zone à analyser.

3.1 Localisation des échantillons

Les échantillons sélectionnés pour la datation U-Pb sur zircons ont été prélevés principalement dans les unités du domaine occidental constituant le socle de la chaîne du Mayombe. Un échantillon du granite de Mfoubou a aussi été daté au cours de cette étude. La figure VII.1 présente la localisation géographique de tous les échantillons qui ont été datés ainsi que les âges déjà connus dans les domaines central et occidental de la chaîne du Mayombe.

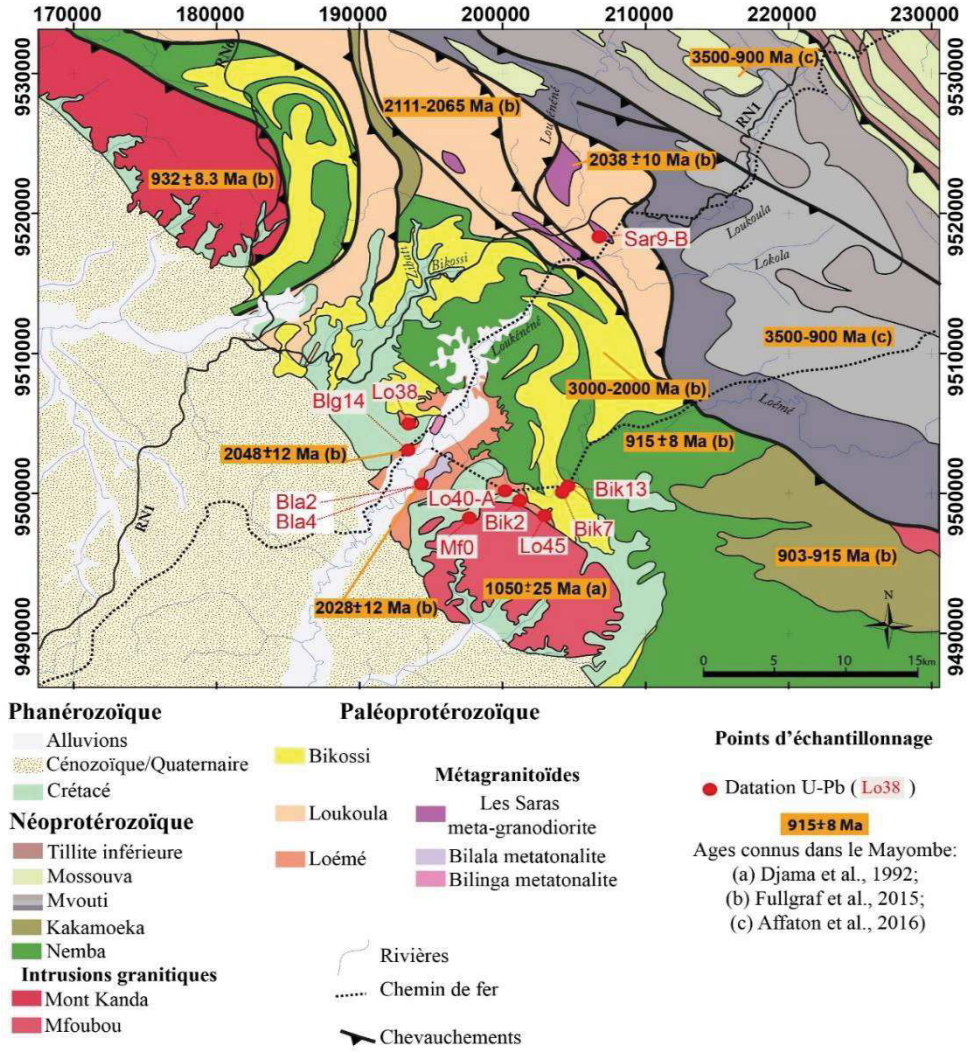


Figure VII. 1. *Carte géologique de la zone d'étude montrant la localisation des différents échantillons datés par la méthode U-Pb sur zircons (carte géologique modifié d'après Fullgraf et al., 2015b).*

3.2 Choix et préparation des échantillons

Toutes les analyses relatives à cette étude ont été réalisées au Laboratoire Géosciences de l'Université de Rennes 1. Elles ont été faites sur les échantillons provenant des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les échantillons sélectionnés ont ensuite été broyés et repartis en plusieurs fractions suivant la granulométrie. La fraction inférieure à 250 µm a été sélectionnée pour la séparation des minéraux des roches. Cette dernière s'est faite suivant les principes de différence de densité et de propriétés magnétiques. Les fractions fines des minéraux ont été éliminées par le lavage des échantillons après broyage, et les liqueurs denses ont permis de repartir les minéraux lourds et légers en fonction de leur densité. Les minéraux magnétiques ont été isolés à l'aide du séparateur magnétique isodynamique Frantz. Les grains de zircons ainsi séparés ont été sélectionnés, pour chaque échantillon, par la méthode dite de "picking" en fonction de leur taille, de leur forme et de leur couleur sous une loupe binoculaire. Une fois le picking réalisé, les grains de zircons ont été montés sous forme de plots dans de la résine (époxy). L'ensemble est soumis à un polissage pour exposer la structure interne des cristaux de zircon. Les zircons polis ont été observés et imagés en cathodoluminescence (CL) et dans certains cas au microscope électronique à balayage (MEB).

3.3 Datation, calcul d'âges et représentation des données

Les zircons ont été datés par la méthode d'ablation laser couplée à la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (LA-ICP-MS). Les détails sur la calibration de l'appareillage sont fournis en annexe (An.VII-Tab1)**.** Les spots d'ablation pour l'ensemble des zircons présentent un diamètre de 25 µm et, les analyses ont été faites avec une fréquence de 3 Hz pour une fluence de 8J/cm^2. Les données ont été calibrées en se basant sur l'analyse répétitive des zircons standards GJ-1 (Jackson et al., 2004) et Plésovice (Slama et al., 2008). Les âges ont été calculés avec le logiciel *Isoplot* (Ludvig, 2003) pour une concordance à 90%, et la mise en forme des données a été faite en se servant des logiciels *density plotter* (Vermeesch, 2012) et *Topsoil* (Bowring,2014). L'erreur dans le calcul des âges est donnée à 2σ. La détermination de l'âge significatif le plus jeune dans les échantillons des roches paradérivées est basée sur l'approche qui consiste à prendre l'âge le plus jeune donné par au moins trois analyses concordantes et de même âge dans l'erreur (Dickinson and Gehrels, 2009).

4 Résultats des analyses U-Pb sur zircon

Onze échantillons appartenant aux Groupes de la Loémé (06), de la Loukoula (01), de la Bikossi (03) et au granite de Mfoubou (01) ont été analysés. Les résultats obtenus au cours de ces analyses sont décrits et présentés dans les paragraphes qui suivent. Les tableaux de données associés à ces résultats sont présentés en annexe (Annexe VII).

4.1 Le Groupe de la Loémé

Six (06) échantillons de gneiss para et orthodérivés ont été analysés dans le Groupe de la Loémé. Il s'agit de roches constituant le socle et les intrusions granitoïdiques qui leur sont associées.

4.1.1 Les paragneiss du Groupe de Loémé

Les paragneiss du Groupe de la Loémé sont représentés par les échantillons Lo38-A et Lo40-A.

L'échantillon Lo38-A consiste en un paragneiss gris fin constitué principalement de quartz, plagioclase, grenat et biotite. Les zircons y apparaissent comme minéraux accessoires en inclusion dans le quartz, le feldspath et la biotite. L'échantillon Lo38-A a été prélevé à l'ouest du village Bilinga sur les rives de la rivière Pilassi. Les zircons de cet échantillon sont parfois incolores ou avec des teintes roses, jaune à jaune orangé. La taille des grains de zircons varie entre 100 µm et 1,8 mm. Au microscope électronique à balayage et à la cathodoluminescence les zircons sont soit homogènes, soit ils présentent une zonation concentrique (Fig.VII.2). Au total soixante-trois (63) analyses ont été faites et soixante-une (61) d'entre elles ont présenté une concordance supérieure à 90% (An.VII-Tab2). Les âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ calculés se répartissent entre 1980 Ma et 3228 Ma (Fig.VII.3a-b). Un premier pic majeur est enregistré à 2543 Ma et un deuxième à 2130 Ma (Fig.VII.3b). La date la plus jeune calculée sur quatre points concordants est de 2058 ± 7 Ma (Fig.VII.3c).

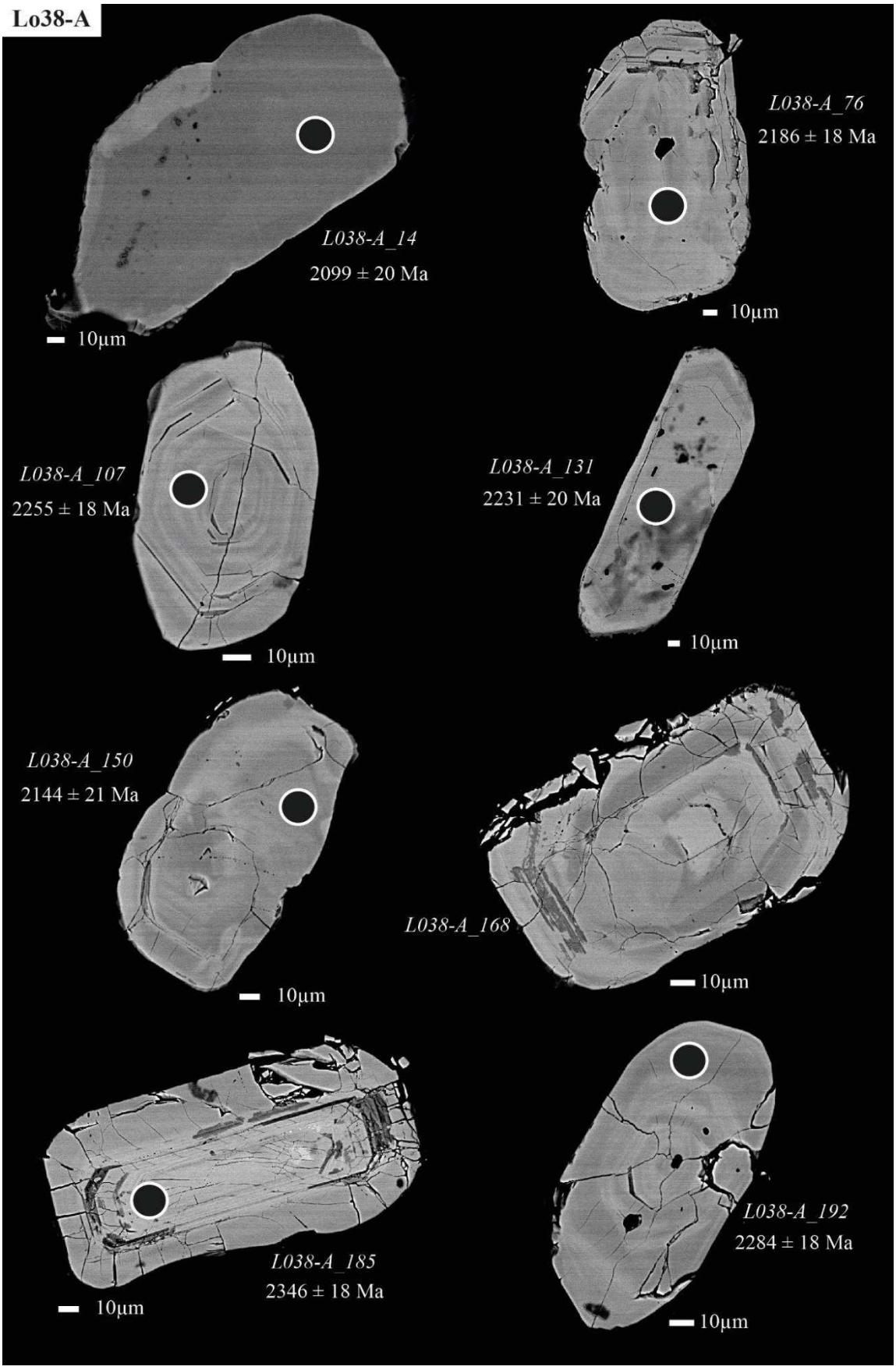


Figure VII. 2. *Images au microscope électronique à balayage (MEB) des zircons du paragneiss de la Loémé (Lo38-A). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

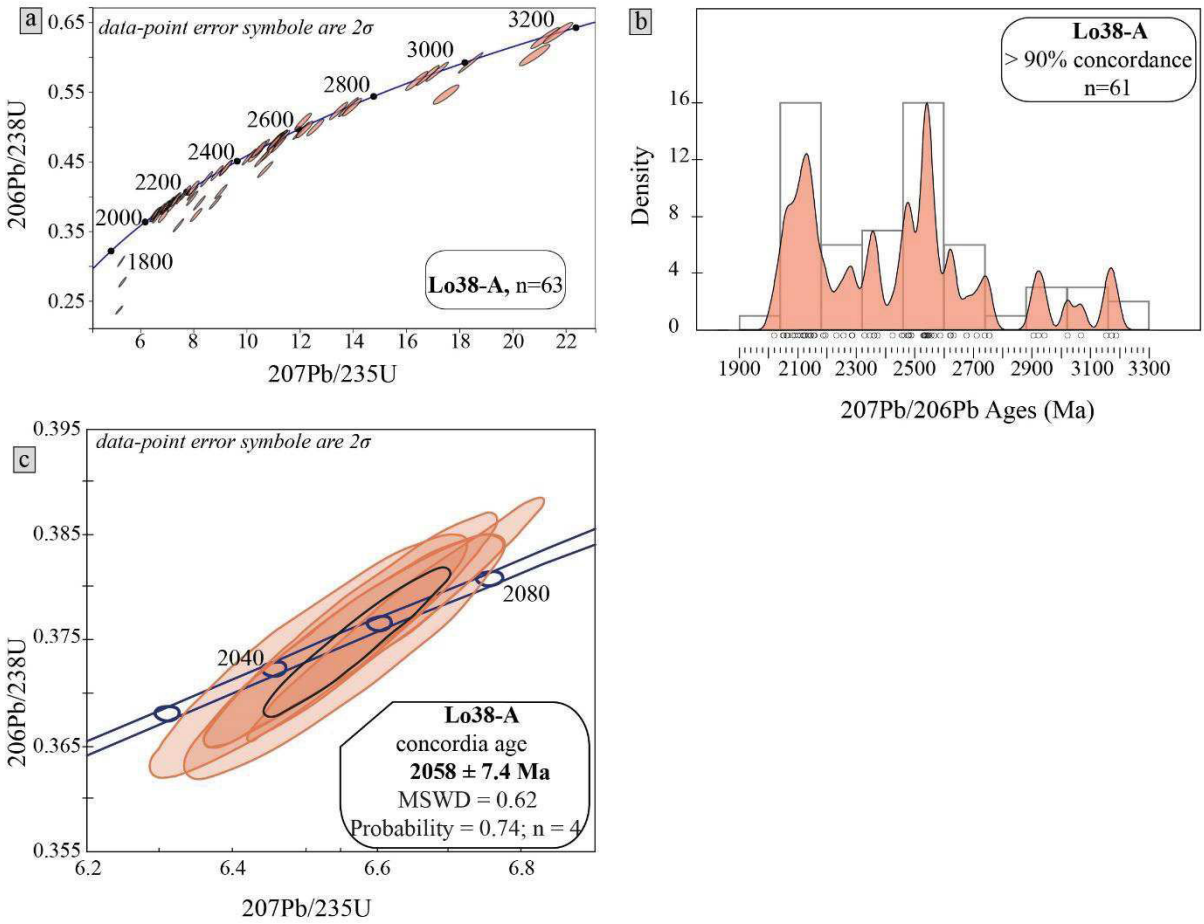


Figure VII. 3. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons du paragneiss de la Loémé (Lo38-A). a-c) diagrammes concordia* $^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$ *et b) diagramme de distribution des âges* $^{207}Pb/^{206}Pb$.

L'échantillon Lo40-A affleure à environ 200 m de la gare de Nkougni (Fig.VII.1) et correspond à un paragneiss à quartz, hornblende et biotite où les zircons s'observent en inclusion dans le quartz. Il se caractérise par la présence de plis isoclinaux repris par la schistosité de crénulation S2 (Fig.III.21). Les zircons prélevés dans cet échantillon paraissent automorphes voire cassés, plus ou moins arrondis ou émoussés. La longueur des cristaux varie de 70 à 200 µm. L'observation de ces zircons en cathodoluminescence et au microscope électronique à balayage révèle l'existence de structures concentriques marquant la croissance progressive des cristaux de zircons (Fig.VII.4). Quatre-vingt-quinze (95) zircons ont été analysés (An.VII-Tab3). Parmi ces analyses, seules soixante-trois (63) d'entre elles présentent une concordance supérieure à 90% (Fig.VII.5). La courbe de distribution des âges (Fig.VII.5b) montre une répartition globale des âges entre 2600 Ma et 3005 Ma avec un pic majeur estimé à 2792 Ma. La date la plus jeune calculée sur trois points concordants (Fig.VII.3c) est de 2743 ± 16 Ma ; ce qui reflète des sources restreintes uniquement néoarchéennes.

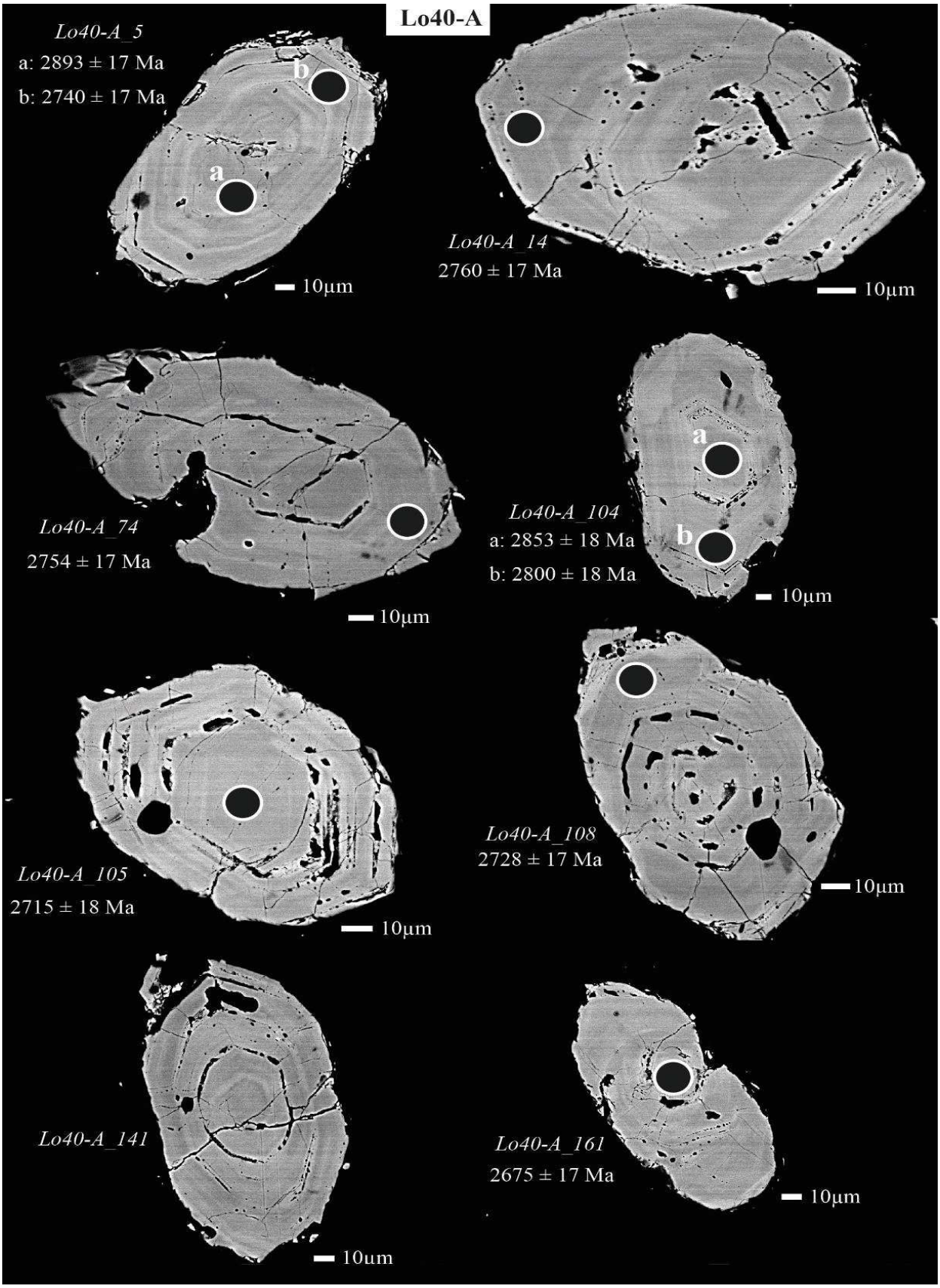


Figure VII. 4. *Images au microscope électronique à balayage (MEB) des zircons du gneiss de la Loémé (Lo40-A). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

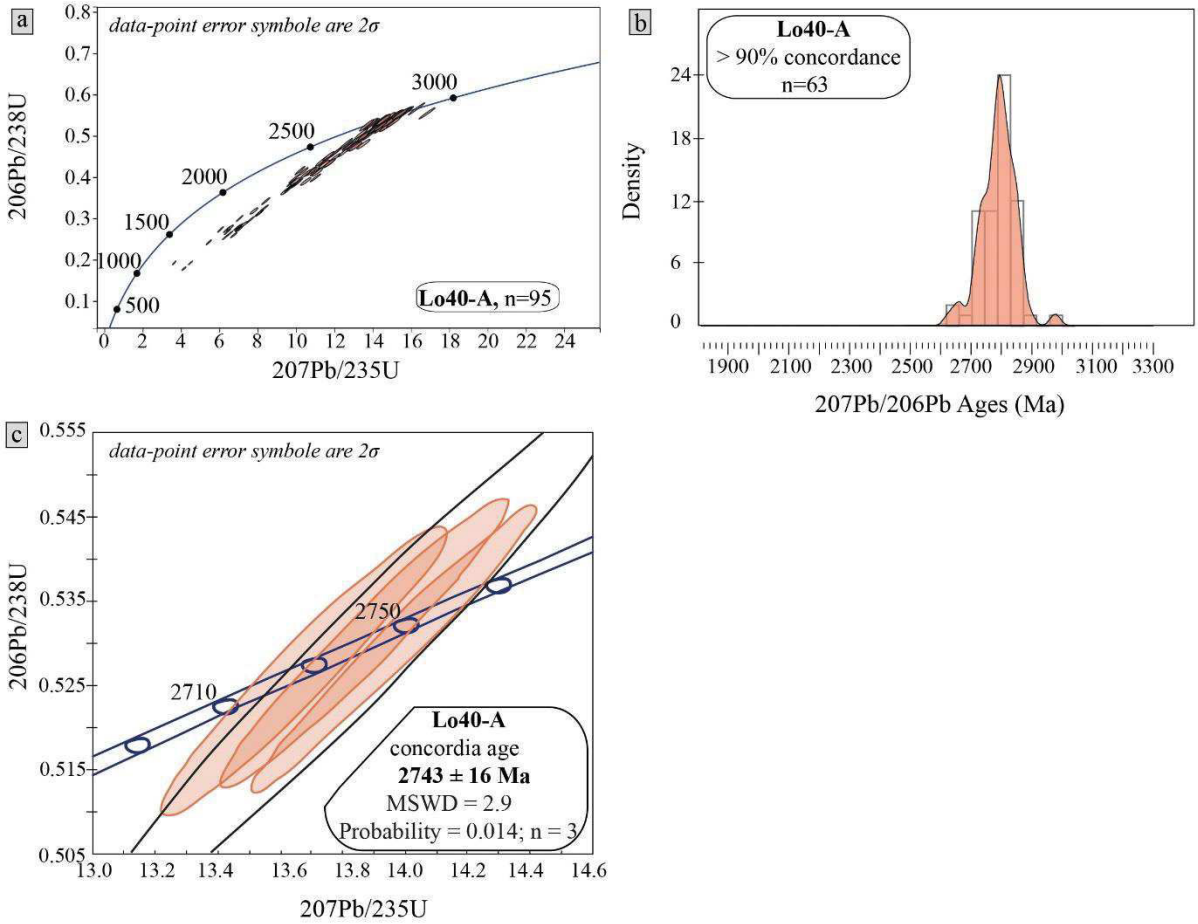


Figure VII. 5. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons du gneiss de la Loémé (Lo40-A). a) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ calculé sur l'ensemble des points analysés, b) diagramme de distribution des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ et c) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ calculé sur trois points concordants.*

4.1.2 Les orthogneiss de la Loémé

Quatre (04) échantillons provenant des orthogneiss constituant le socle et les intrusions tardives de la Loémé ont été analysés. Les détails sur les caractéristiques pétrologiques de ces échantillons sont fournis dans les chapitres IV et/ou VI.

4.1.2.1 L'orthogneiss du socle de la Loémé

L'échantillon Lo45 correspond à l'orthogneiss à quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite de couleur globalement grise affleurant en bordure du granite de Mfoubou. Les zircons y apparaissent associés aux phases minérales principales sous forme d'inclusions. Ils atteignent 220 µm de long et se caractérisent par une forme automorphe soulignée par une structure interne

concentrique (Fig.VII.6). Trente-sept (37) analyses ont été réalisées sur les zircons de cet échantillon (An.VII-Tab4). Les points discordants s'alignent suivant une discordia qui recoupe la courbe concordia en deux points correspondant aux intercepts supérieur et inférieur. Le premier donne une date de 2056 ± 13 Ma tandis que le deuxième est estimé à 539 ± 18 Ma (MSWD = 3.6) (Fig.VII.7).

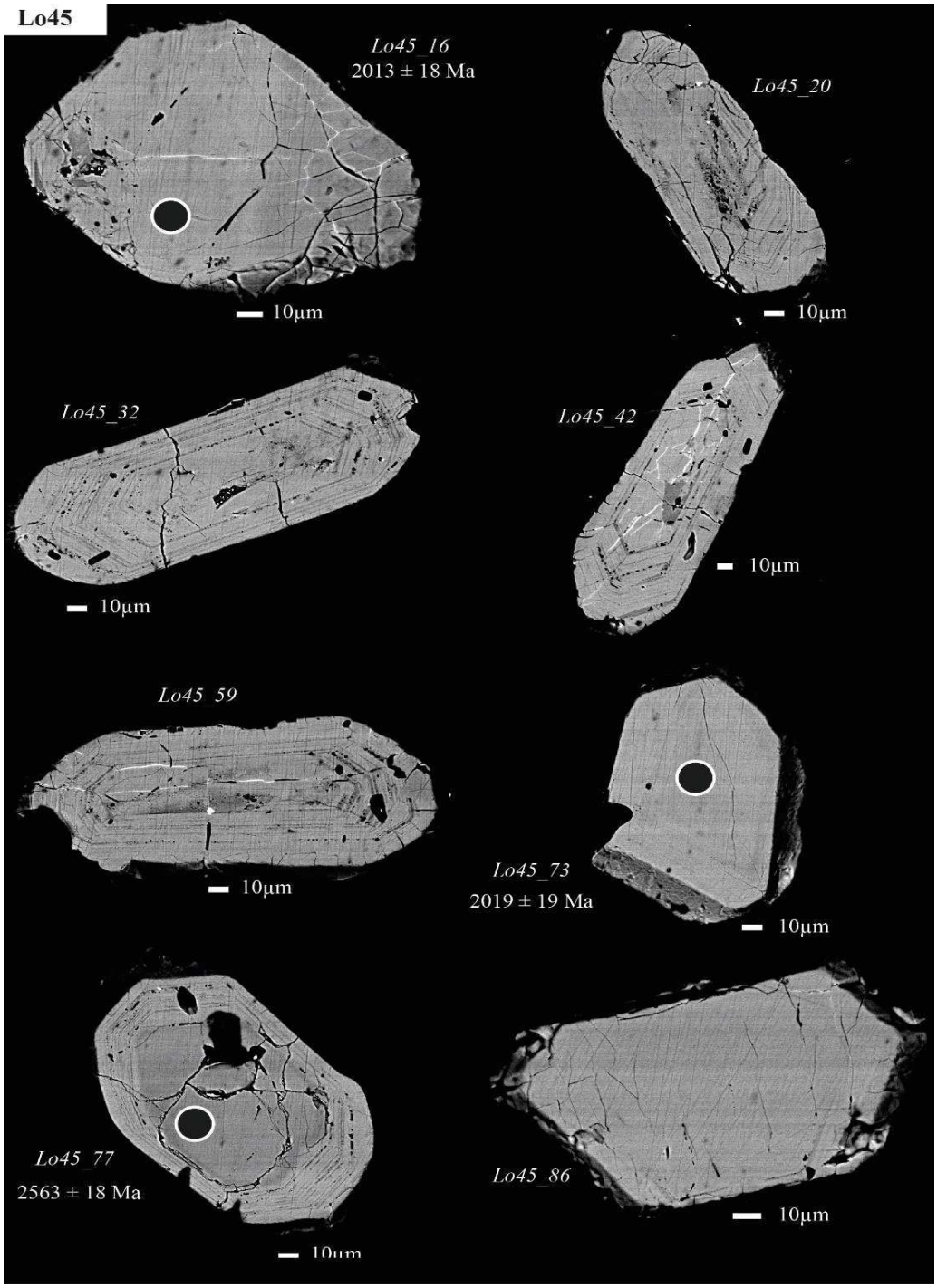


Figure VII. 6. *Images au microscope électronique à balayage (MEB) des zircons de l'orthogneiss de la Loémé (Lo45). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

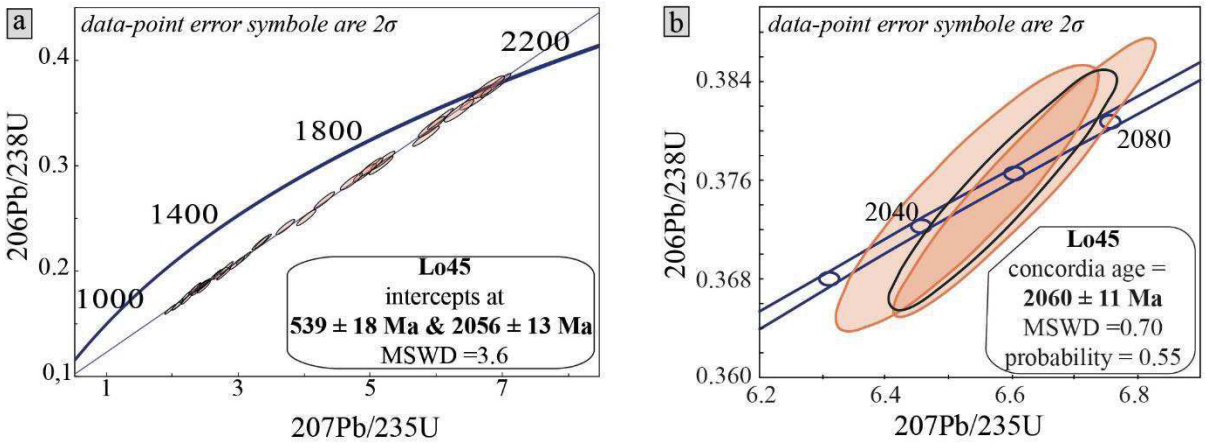


Figure VII. 7. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons de l'orthogneiss de la Loémé (Lo40-A). a-b) diagrammes concordia* $^{206}Pb/^{238}U$ *vs.* $^{207}Pb/^{235}U$.

4.1.2.2 L'orthogneiss de Bilinga

L'échantillon Blg14 correspond au faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga. Il est constitué principalement de quartz, feldspath potassique, plagioclase, muscovite et biotite. Les zircons présents dans cette roche sont automorphes et présentent une structure interne concentrique (Fig.VII.8). Ils sont caractérisés par une longueur atteignant 195 µm et des teintes variant du rose au jaune orangé. Vingt-deux (22) analyses ont été faites sur cet échantillon (An.VII-Tab5). Les âges apparents s'alignent le long d'une discordia qui recoupe la courbe concordia à 2050 ± 7.2 Ma pour l'intercept supérieur. Cet âge intercept est identique dans l'erreur à l'âge moyen $^{207}Pb/^{206}Pb$ (2049 ± 7.7, MSWD = 1.12, N=22) (Fig.VII.9) obtenu pour cet échantillon. L'intercept inférieur est défini à 263 ± 220 Ma (MSWD = 3.9) et, il traduit une perte continue de Plomb dans le système isotopique U-Pb.

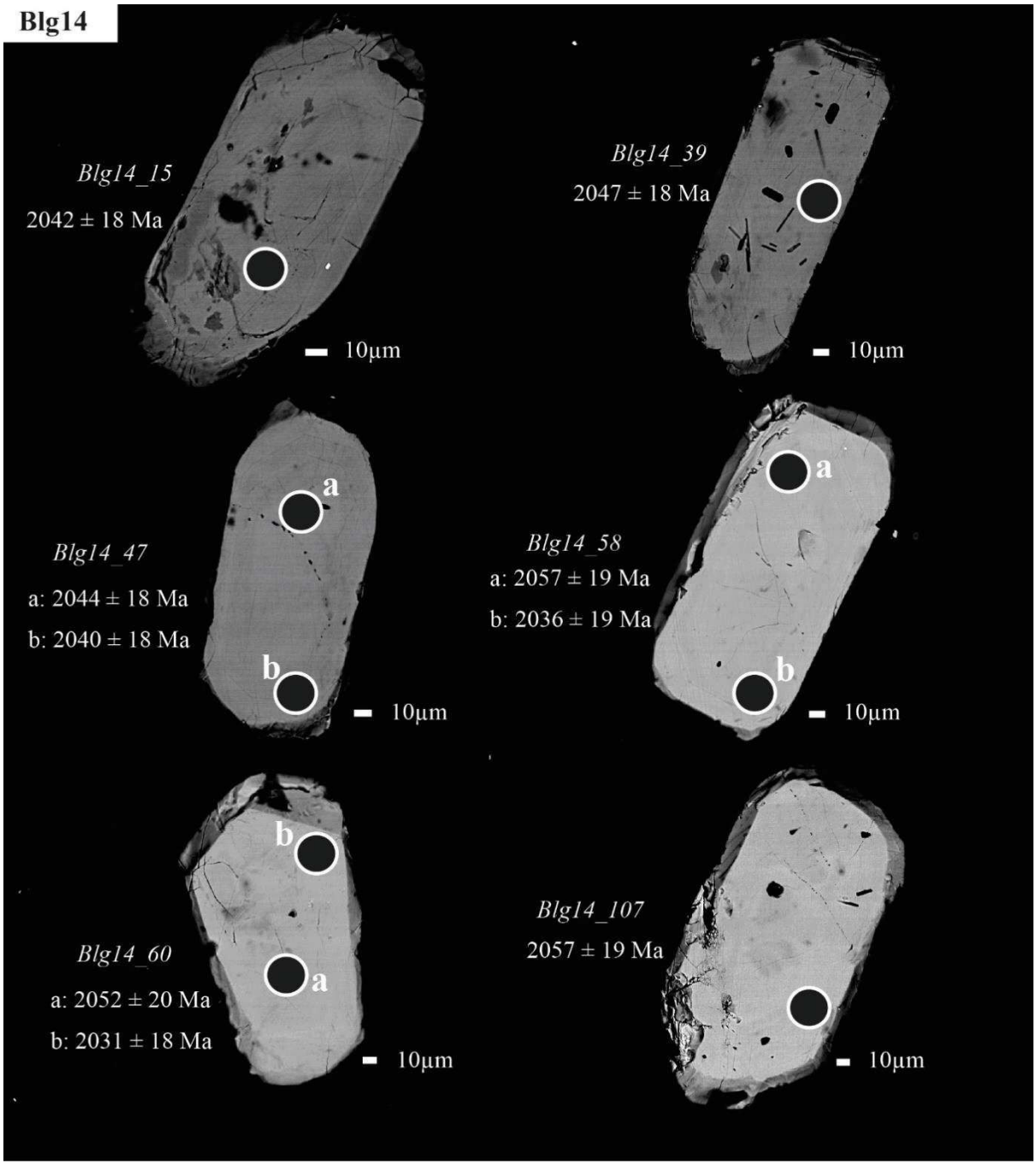


Figure VII. 8. *Images au microscope électronique à balayage (MEB) des zircons de l'orthogneiss de Bilinga (Blg14). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

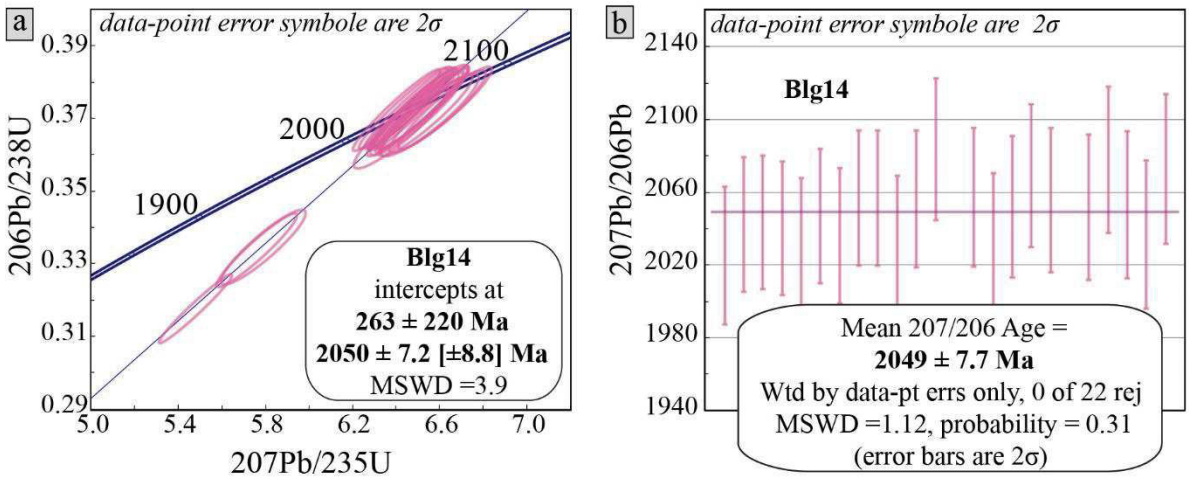


Figure VII. 9. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons de l'orthogneiss de Bilinga (Blg14). a) diagramme concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ et b) diagramme représentant l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen*

4.1.2.3 L'orthogneiss de Bilala

L'échantillon Bla2 correspond au faciès très déformé de l'orthogneiss de Bilala comprenant le quartz, l'oligoclase, la muscovite, le grenat, la biotite, la chlorite, l'épidote et l'ilménite. Cet échantillon a fait l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre VI sur l'étude pétrologique. Les zircons présents dans cet échantillon sont automorphes, sub-arrondis et leur longueur varie entre 40-210 µm (Fig.VII.10). Ils présentent des teintes allant du jaune à l'orange et certains cristaux sont incolores. Trente-neuf (39) analyses ont été réalisées sur cet échantillon_(An.VII-Tab6). Trente-sept (37) d'entre elles ont fourni des âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ avec une concordance à plus de 90 %. Ces âges concordants se répartissent entre 2028 Ma et 3046 Ma (Fig.VII.11a-c). Les âges apparents les plus vieux (2108-3046 Ma) s'enregistrent sur des analyses faites sur les cœurs de certains grains de zircons (Fig.VII.10 : zircons Bla2-46 ; Bla2-71 ; Bla2-38, Bla2-42) et sur des grains ne présentant aucune zonation (Fig.VII.10 : zircons Bla2-51 ; Bla2-14 ; bla2-82). Les grains de zircons qui paraissent zonés sont pour la plupart automorphes et prismatiques tandis que les zircons n'ayant pas de structure interne sont sub-arrondis et interprétés comme des xénocristaux. Les dix-sept âges apparents $^{207}Pb/^{206}Pb$ les plus jeunes ont été obtenus à la fois sur les bordures et/ou les cœurs de certains grains de zircons zonés (Fig.VII.10 : zircons Bla2-122 ; Bla2-36 ; Bla2-43) ou au centre des grains non zonés (Fig.VII.10 : zircons Bla2-49 ; Bla2-19 ; Bla2-83 ; Bla2-70). Les analyses correspondantes à cet intervalle s'alignent suivant une discordia qui recoupe la courbe concordia à 2042 ± 9.5 Ma (MSWD = 3.4) pour l'intercept supérieur (Fig.VII.11b). Cette date est identique à l'âge moyen $^{207}Pb/^{206}Pb$ (2043 ±

9.3 Ma) calculé pour ces grains (Fig.VII.11d). L'intercept inférieur donne une date sans signification géologique de -8 ± 250 Ma traduisant une perte en Pb continue.

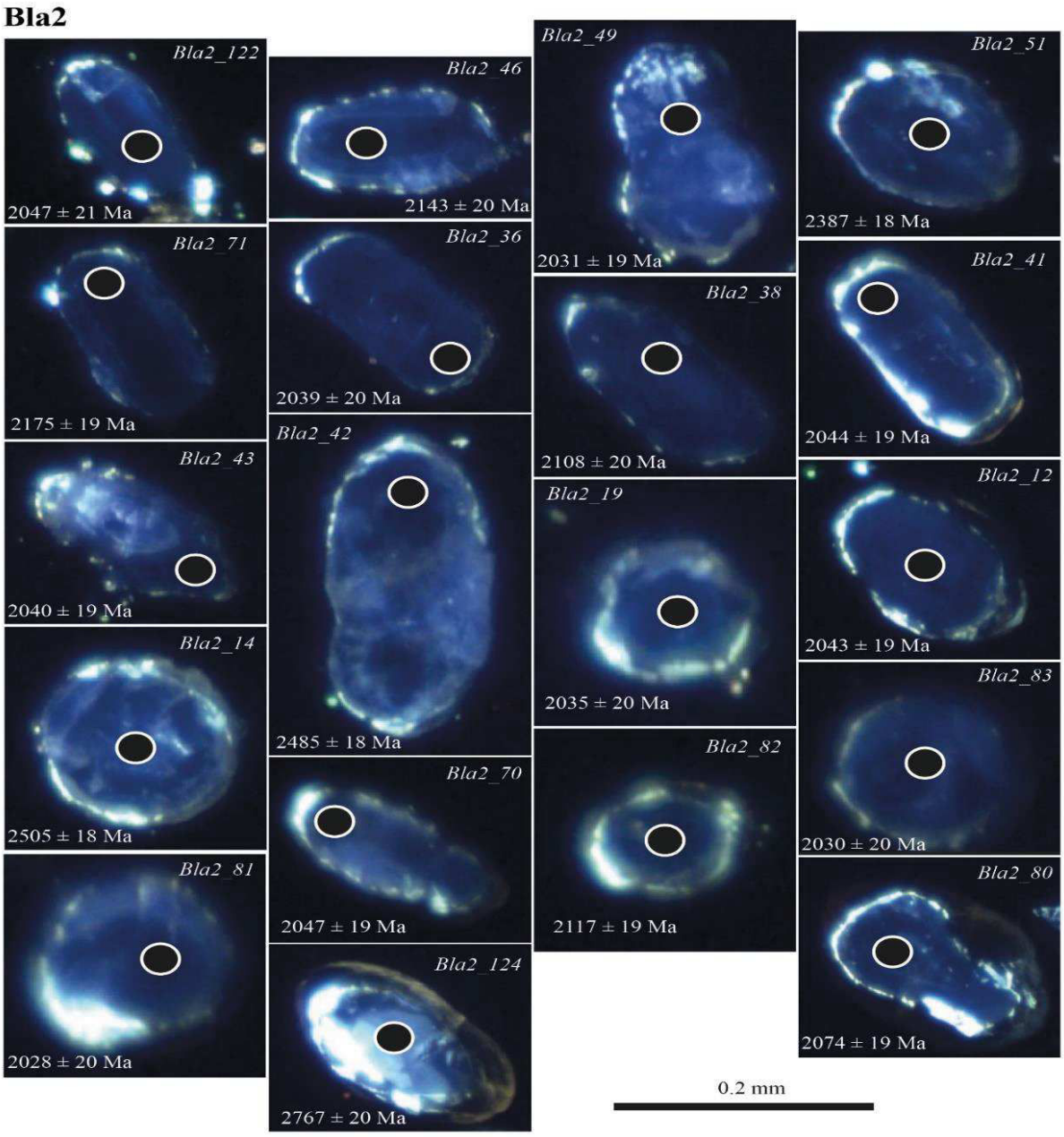


Figure VII. 10. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'orthogneiss de Bilala (Bla 2). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

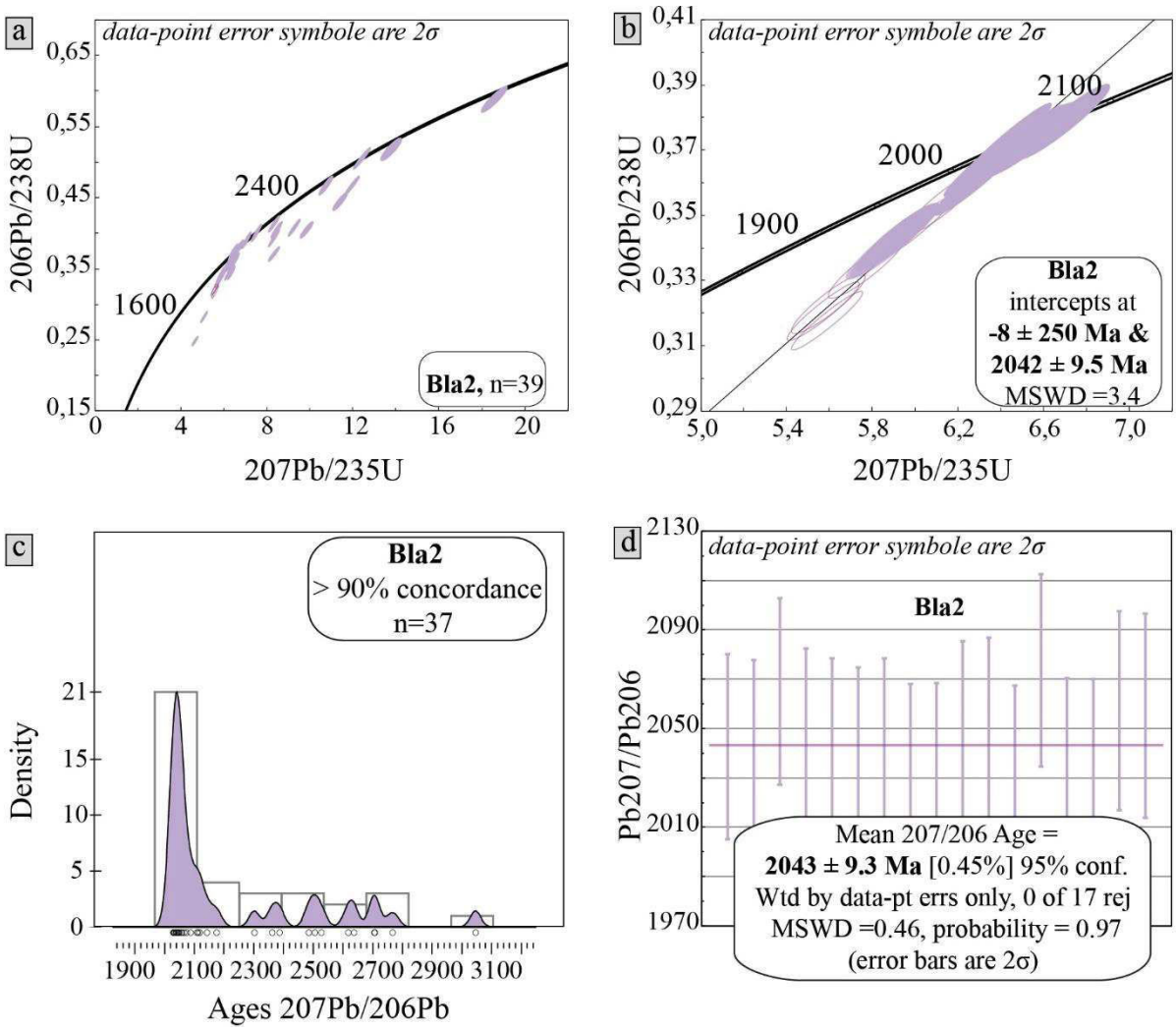


Figure VII. 11. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons du gneiss de Bilala (Bla2). a-b) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$, c) diagramme de distribution des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ et d) diagramme représentant l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen.*

L'échantillon Bla4 a été prélevé au même endroit que l'échantillon **Bla2**. Il se distingue de ce dernier par l'absence de grenat et par une fabrique marquée par la présence de porphyroclastes de feldspaths qui lui confèrent un aspect de gneiss oeillé. Les zircons des deux échantillons diffèrent par leurs formes et leurs tailles. Les zircons de l'échantillon **Bla4** sont automorphes, peu arrondis et présentent une longueur de 90 à 400 µm (Fig.VII.12). Les teintes varient du rose au jaune. Quarante-quatre (44) analyses ont été réalisées sur les zircons de cet échantillon (An.VII-Tab7) et quarante-trois (43) d'entre elles permettent de calculer une date par intercept supérieur à 2050 ± 3.4 Ma avec un intercept inférieur à 0 ± 100 Ma (MSWD = 2.0) (Fig.VII.13). Les données concordantes permettent de calculer une date de 2046 ± 5.1 Ma (MSWD = 0.64) confirmée par l'âge apparent moyen $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 2051 ± 5.9 Ma. Un seul grain (Bla4-16) donne un âge apparent de 2419 ± 18 Ma (Fig.VII. 12). Ce dernier ne présente aucune zonation.

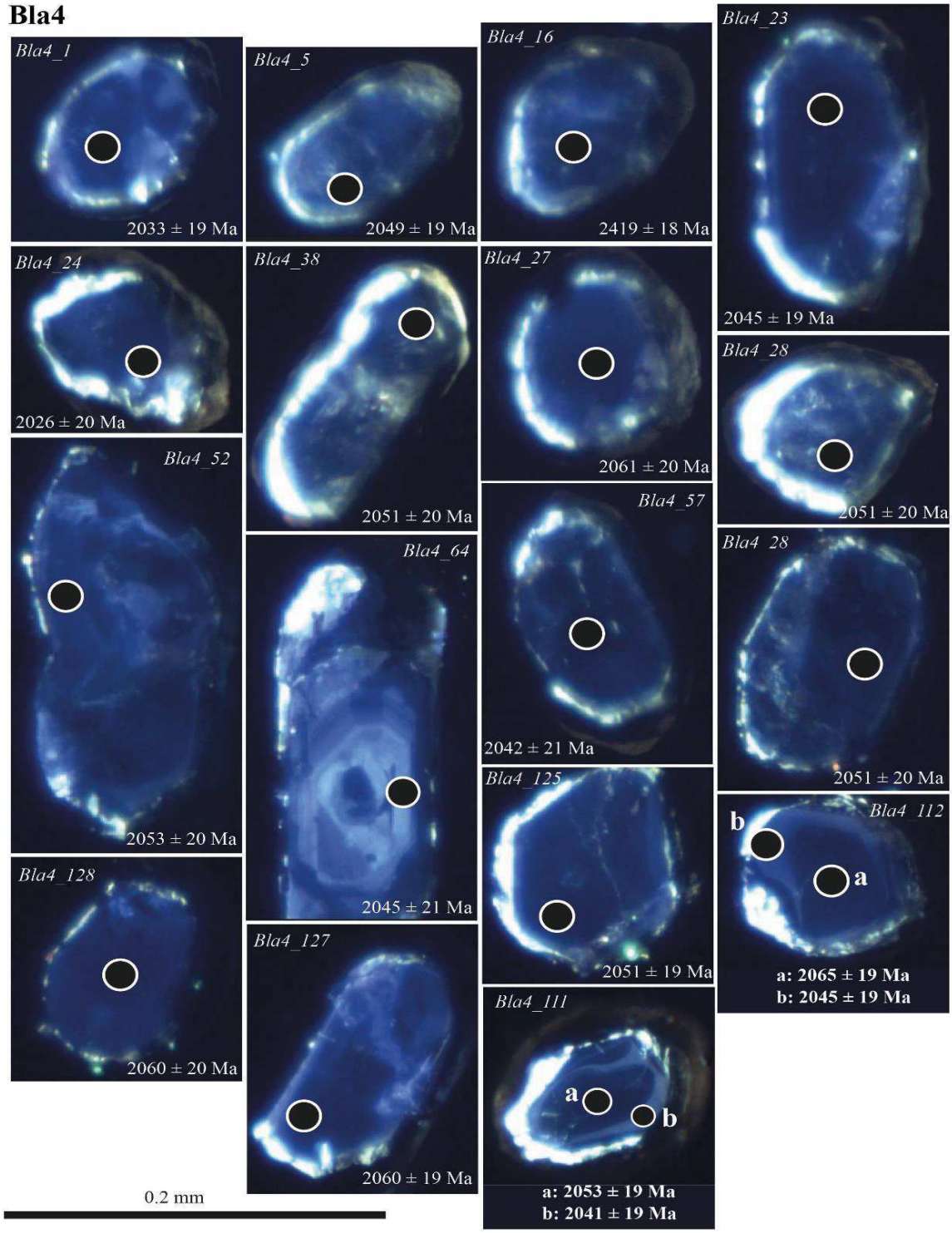


Figure VII. 12. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'orthogneiss de Bilala (Bla 4). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

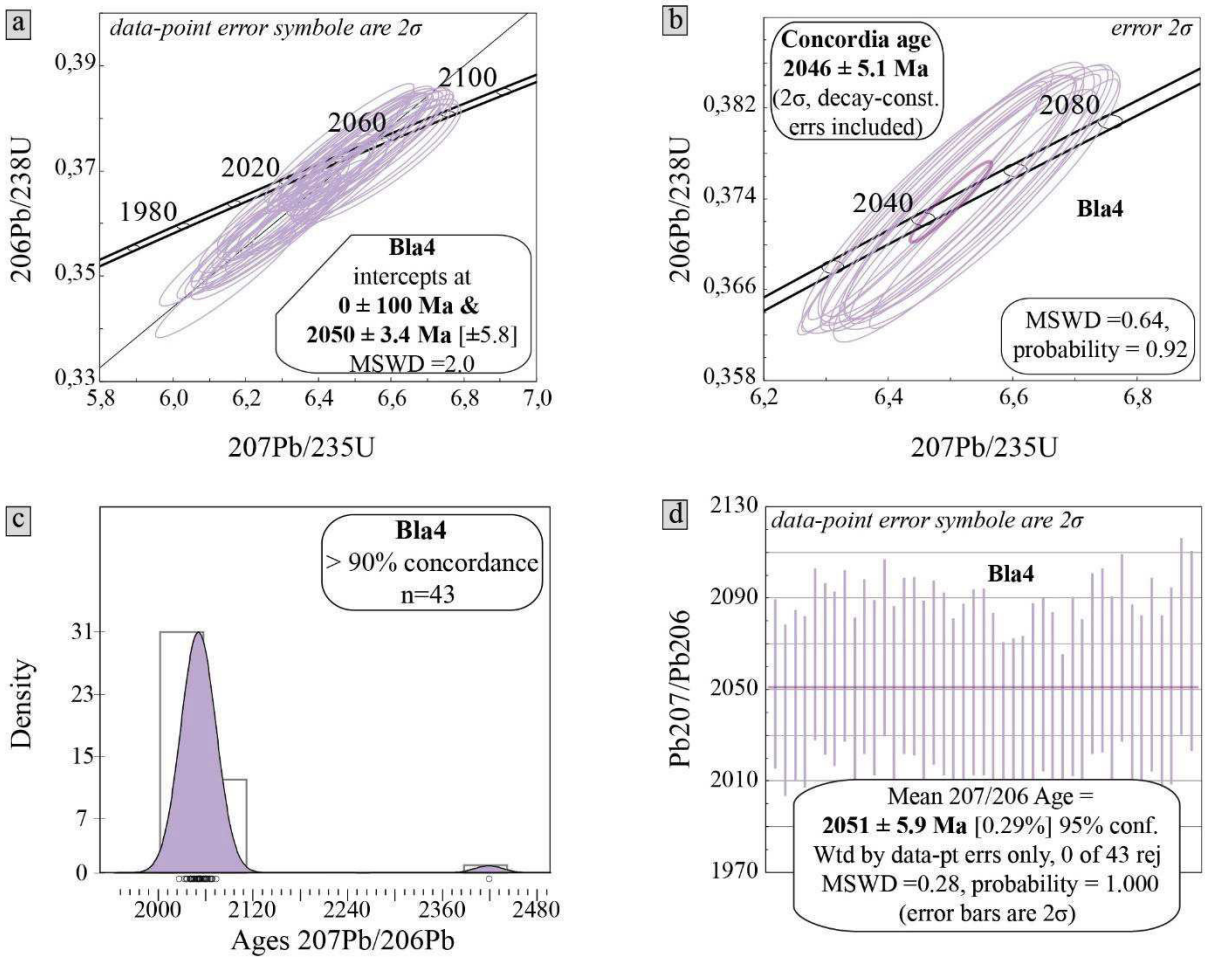


Figure VII. 13. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons de l'orthogneiss de Bilala (Bla4). a-b) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$, c) diagramme de distribution des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ et d) diagramme représentant l'âge $^{207}Pb/^{206}Pb$ moyen.*

4.2 Le Groupe de la Loukoula

Dans le Groupe de la Loukoula, la datation U-Pb sur zircon a été faite sur l'échantillon *Sar8-B* provenant de la granodiorite de Les Saras qui constitue la principale intrusion de granitoïde dans le socle de la Loukoula. Cette granodiorite affleure dans les environs du village de Les Saras où elle est exploitée sous forme de granulats dans les carrières. L'échantillon *Sar8-B* a été prélevé dans la carrière à granulats dite des chinois. Il correspond au faciès isotrope de la granodiorite et il est principalement constitué de quartz - feldspath - biotite. La chlorite et de l'épidote font aussi partie de l'assemblage minéralogique de cette roche.

L'échantillon Sar8-B présente des zircons automorphes comprenant une structure interne concentrique (Fig.VII.14). Ils sont caractérisés par une longueur atteignant 230 µm et des teintes variant du rose au jaune voire blanc. Vingt-sept (27) analyses ont été réalisées sur les

zircons de cet échantillon (An.VII-Tab8). Ces analyses s'alignent le long d'une discordia qui recoupe la courbe concordia à 2059 ± 13 Ma pour l'intercept supérieur et 642 ± 36 Ma (MSWD = 4.2) pour l'intercept inférieur (Fig.VII.15b). Dix-sept (17) analyses concordantes permettent de calculer une date de 2045 ± 5.6 Ma (MSWD = 1.07) (Fig.VII.15c-d). Trois analyses concordantes à plus de 90 % se distinguent tout de même de cet ensemble (Fig.VII.15c) ; elles donnent des âges apparents à : 2212 ± 18 Ma, 2613 ± 17 Ma et 2989 ± 16 Ma. Ces âges apparents correspondent aux analyses faites aux cœurs des zircons présentant une zonation. Ils donc témoignent d'un héritage.

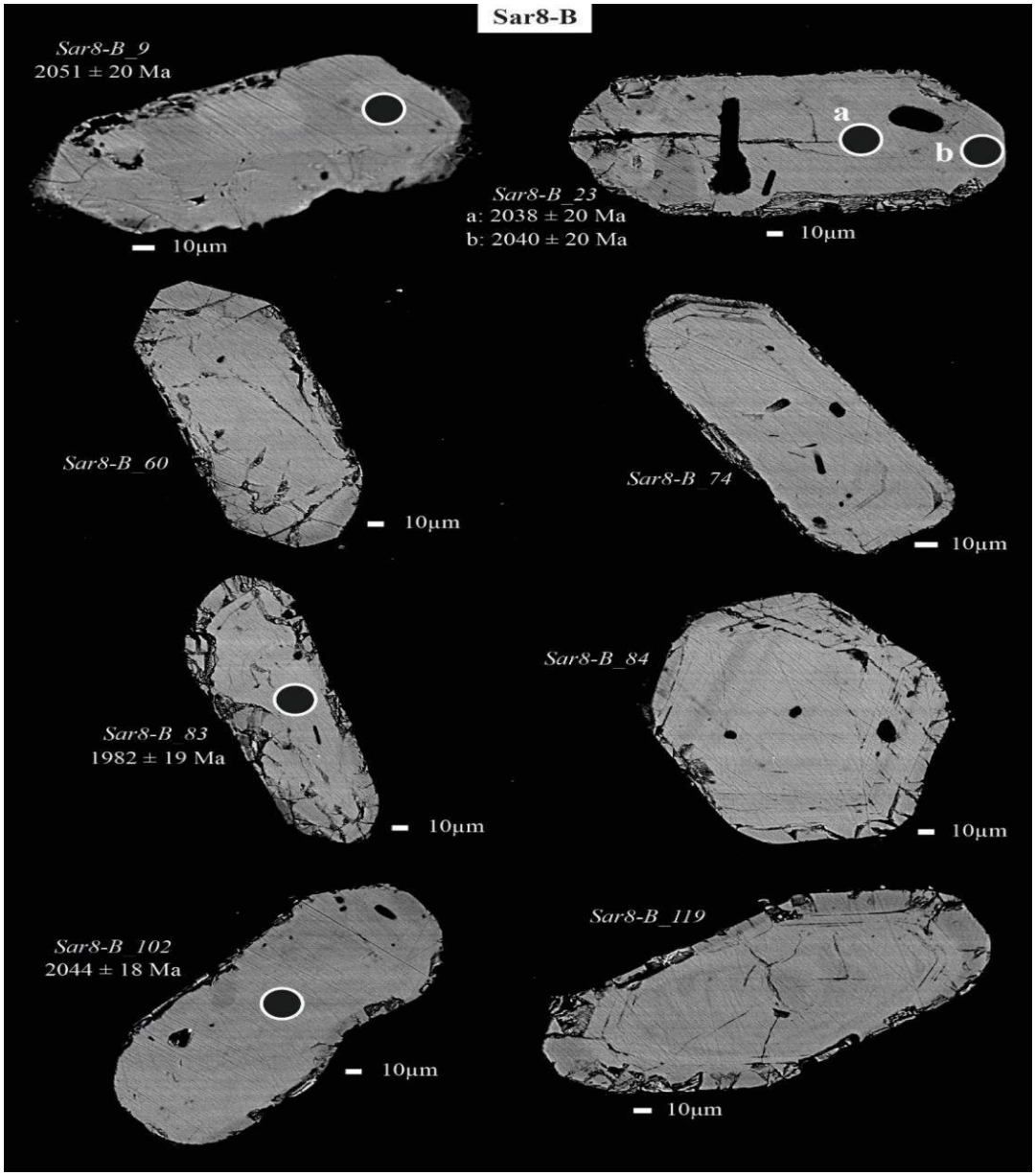


Figure VII. 14. *Images au microscope électronique à balayage (MEB) des zircons de l'orthogneiss de Les Saras (Sar8-B). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

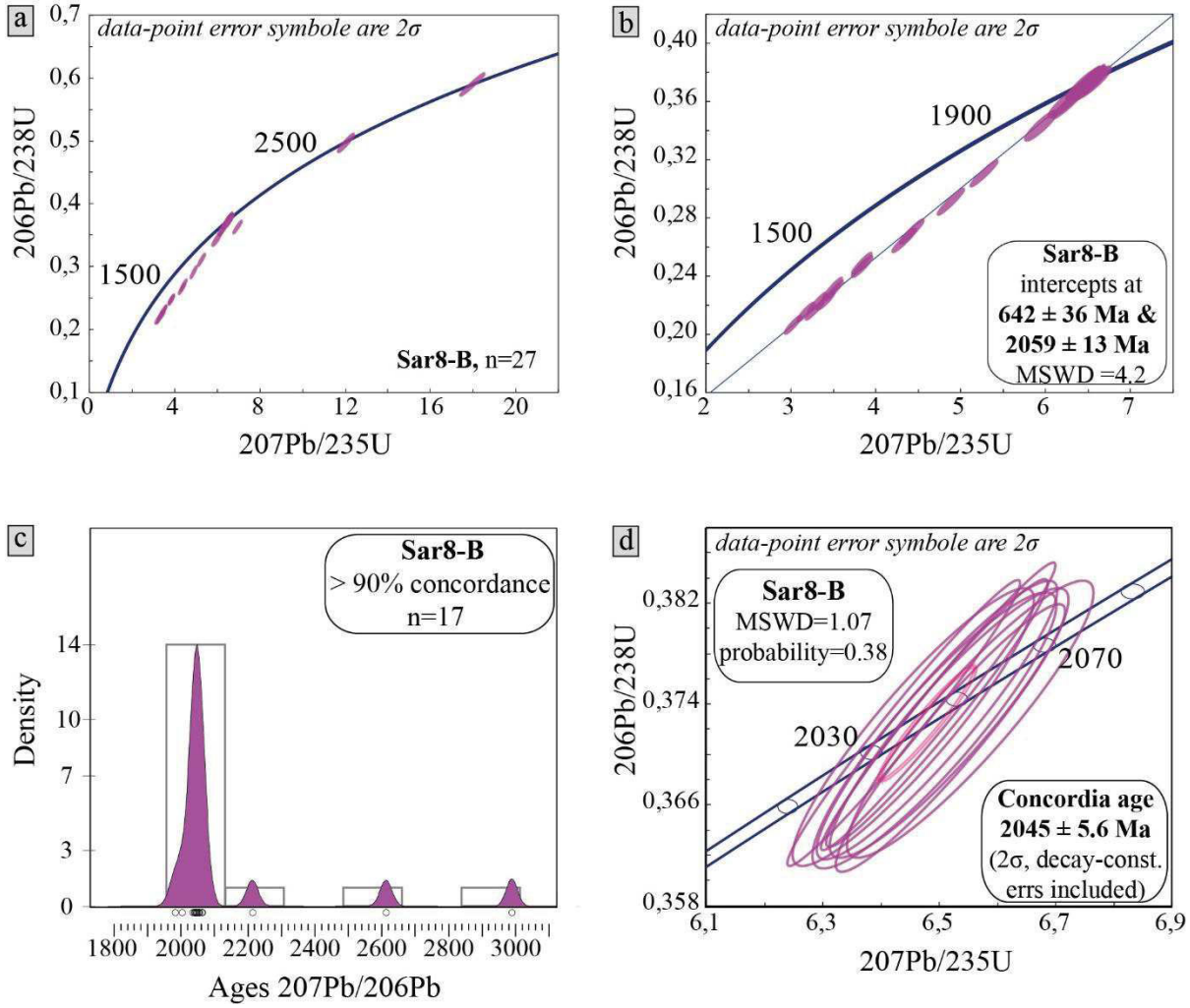


Figure VII. 15. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons de l'orthogneiss de Les Saras (Sar8-B). a-b-d) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$, c) diagramme de distribution des âges $^{207}Pb/^{206}Pb$.*

4.3 Le Groupe de la Bikossi

Le Groupe de la Bikossi a été étudié le long du Réalignement du chemin de fer. Il est essentiellement constitué de roches paradérivées. Trois (03) échantillons représentatifs correspondent respectivement au métagrès quartzitique (Bik2), au quartzo-schiste (Bik7) et au paragneiss à quartz-grenat-chlorite (Bik13) ont été datés. Les analyses U-Pb ont été faites sur des zircons détritiques.

L'échantillon Bik2 comprend des zircons qui sont émoussés voire arrondis à sub-arrondis (Fig.VII.16) et qui présentent des teintes roses, jaunes à jaune citron, noires et parfois incolores. Quatre-vingt-quinze (95) analyses ont été réalisées sur ces zircons (An.VII-Tab9). Elles sont toutes concordantes à plus de 90%. Un pic majeur s'enregistre à 2068 Ma. Les âges apparents

se répartissent globalement entre 2000 Ma et 3630 Ma (Fig.VII.17a-b). La date la plus jeune calculée sur trois points concordants et de même âge dans l'erreur est de 2023 ± 11 Ma (MSWD = 0.69) (Fig.VII.17c).

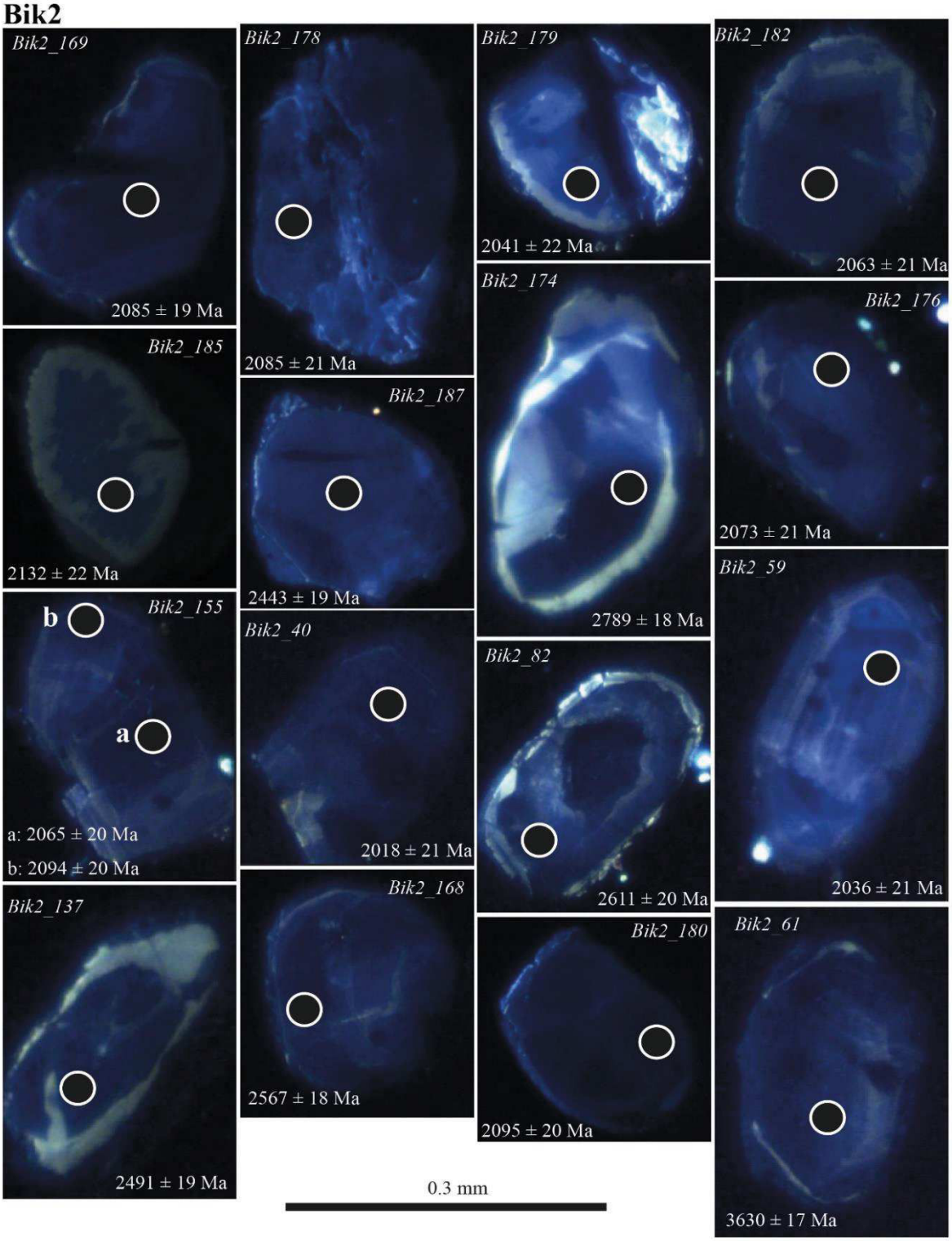


Figure VII. 16. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons du métagrès quartzitique de la Bikossi (Bik2). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

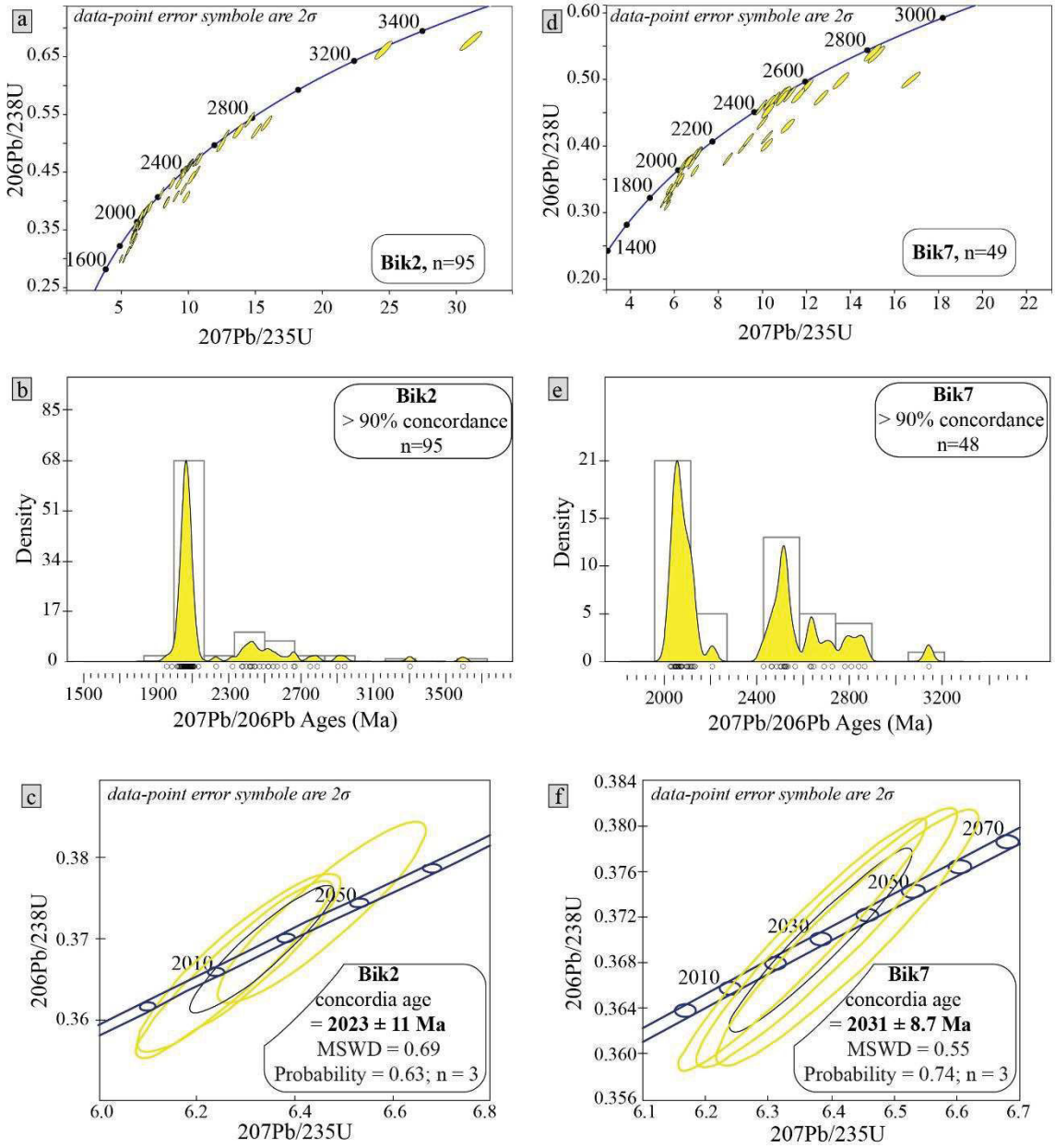


Figure VII. 17. *Diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ et diagramme de distribution des âges obtenus sur les zircons des métasédiments de la Bikossi. a-b-c) dans le métagrès Bik2 et d-e-f) dans le quartzo-schiste Bik7.*

L'échantillon Bik7 se caractérise par des zircons dont la longueur oscille entre 105 et 380 µm. Ces zircons sont automorphes, plus ou moins arrondis, parfois cassés et présentent des teintes roses. Quarante-neuf (49) analyses ont été faites sur ces zircons (An.VII-Tab10) et quarante (48) d'entre elles ont donné des âges concordant à plus de 90% (Fig.VII.17d). L'ensemble des âges apparents se répartit entre 2020 Ma et 3140 Ma. Deux pics majeurs s'enregistrent à 2500 Ma et 2060 Ma (Fig.VII.17e). Les trois points concordants les plus jeunes permettent de calculer une date de 2031 ± 8.7 Ma (MSWD = 0.55) (Fig.VII.17f). Les images en

cathodoluminescence des grains de zircons et les âges associés sont reportés sur la figure ci-dessous (Fig.VII.18).

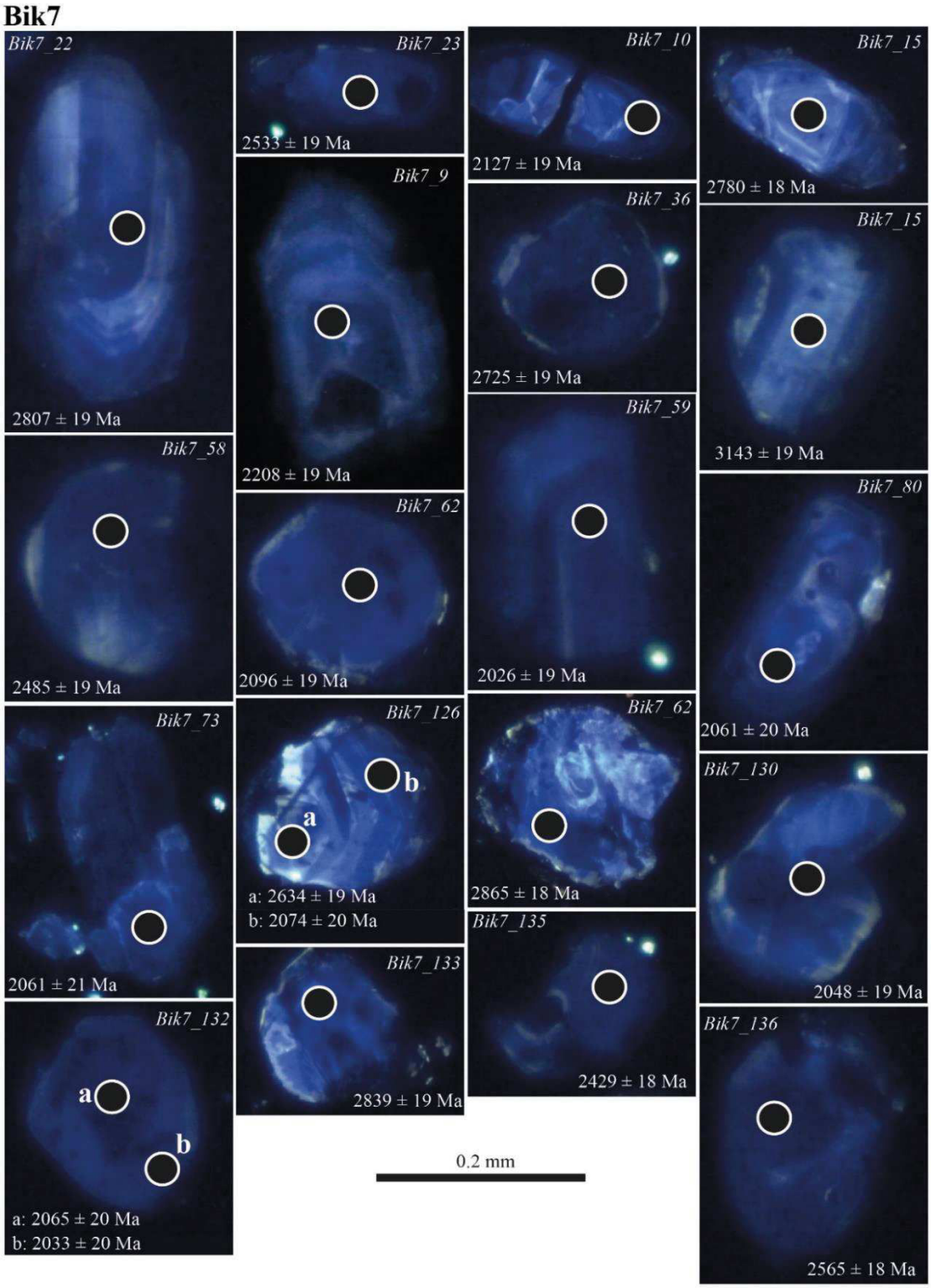


Figure VII. 18. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons du quartzo-schiste de la Bikossi (Bik7). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

L'échantillon Bik13 affleure au contact entre les micaschistes de la Bikossi et les amphibolites du complexe basique de Nemba. Il présente une paragenèse à quartz-grenat-chlorite ± ilménite. Le zircon constitue la phase minérale accessoire dans la roche. Il se caractérise par des formes parfois automorphes, parfois arrondies ou cassées (Fig.VII.19) et présente des teintes variant du jaune au rose. La taille des grains oscille entre 0.1 mm et 0.4 mm. Soixante-dix-sept (77) analyses ont été faites sur les grains de zircon provenant de cet échantillon (An.VII-Tab11). Soixante-quinze (75) d'entre elles sont concordantes à plus de 90%. Un pic majeur apparait à 2075 Ma, et l'ensemble des âges apparents se répartit entre 1366 Ma et 2990 Ma (Fig.VII.20a-b). La date la plus jeune calculée sur trois points concordants est de 1544 ± 12 (Fig.VII.20c).

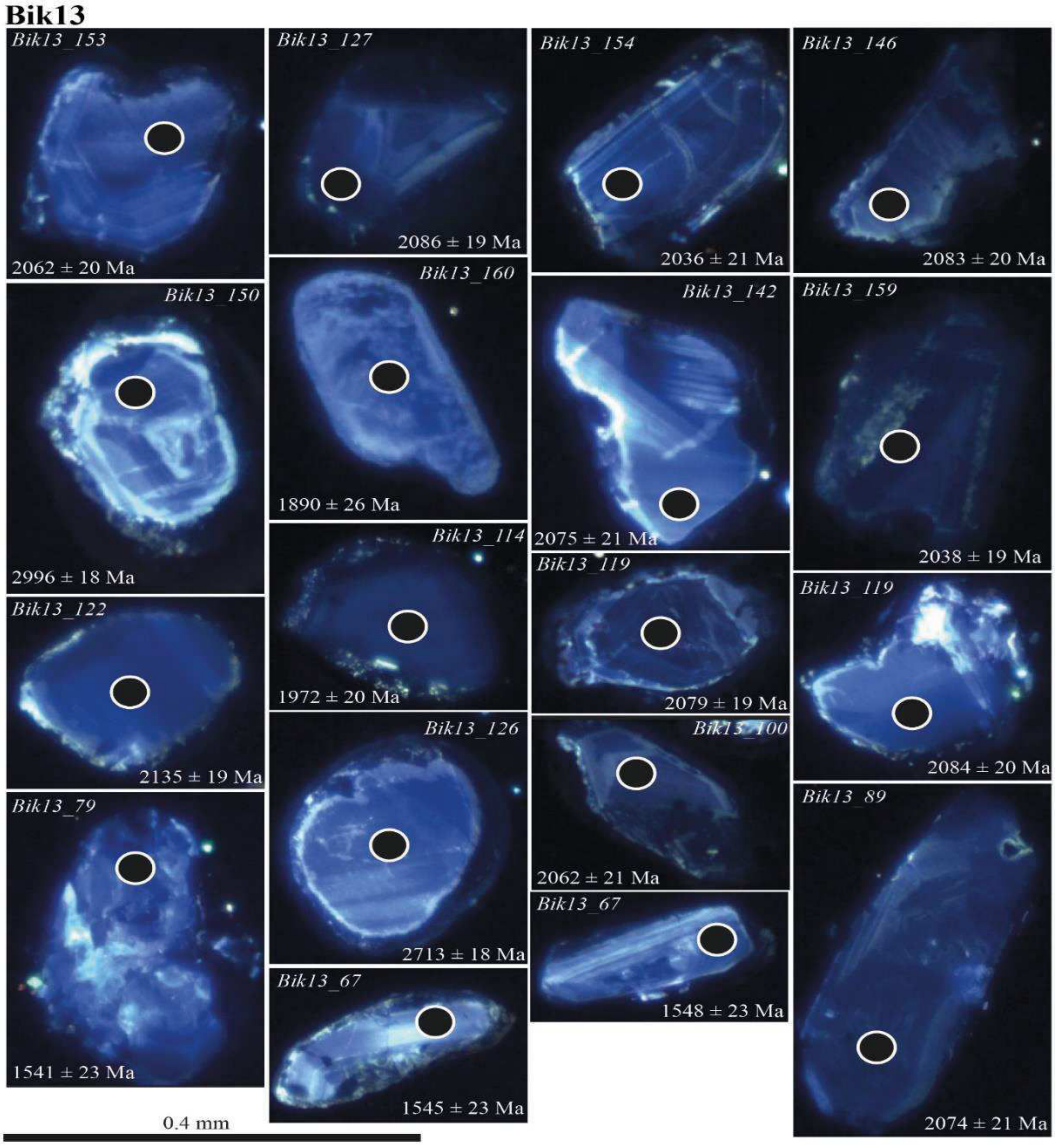


Figure VII. 19. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons du gneiss de la Bikossi (Bik13). Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

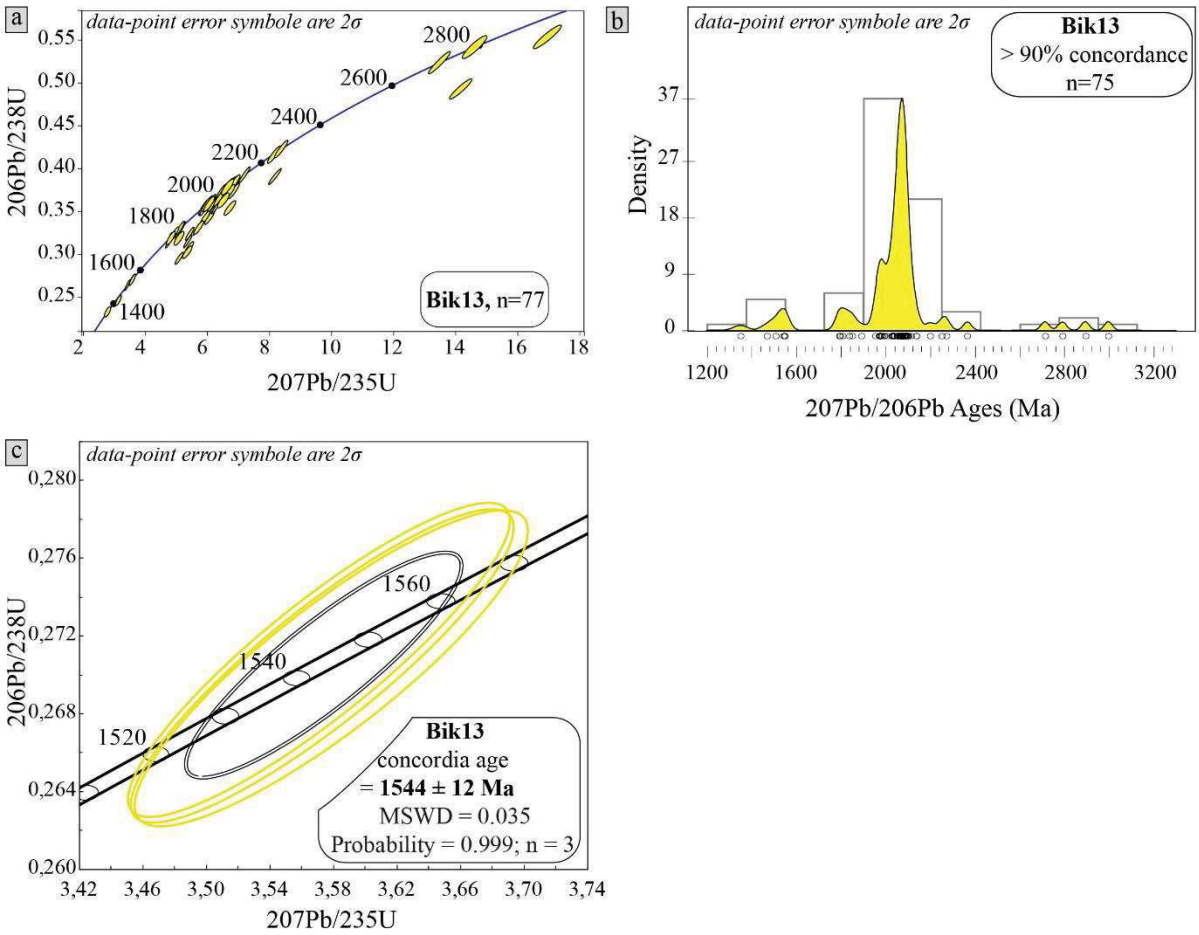


Figure VII. 20. *Diagrammes représentatifs des âges U-Pb obtenus sur les zircons du gneiss de la Bikossi (Bik13). a-c) diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$, b) diagramme de distribution des âges.*

4.4 Le granite de Mfoubou

Le massif granitique de Mfoubou affleure dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe dans les environs du village de Nkougni où il est exploité sous forme de granulats dans la carrière SGE-C. Il a été daté à 1050 ± 25 Ma par la méthode U-Pb sur zircon dite de dilution isotopique (ID-TIMS) (Djama, 1988 ; Dajama et al., 1992). Il a ensuite été classé par Fullgraf et al. (2015a) parmi les formations néoprotérozoïques du fait de ses similitudes pétrographiques et texturales avec le granite de Mont Kanda affleurant au NW dans le secteur de Louvoulou et ce dernier a été daté à 933 ± 8 Ma (MSWD = 1.01) pour l'échantillon DOL3139 et à 927 ± 7 Ma (MSWD = 0.41) pour l'échantillon DOL3139-2. Il est cartographiquement décrit comme une intrusion dans les Groupes de la Loémé et de la Bikossi. Un échantillon *Mf0* provenant du granite de Mfoubou a été daté au cours de cette étude pour fixer son âge afin de mieux comprendre sa relation avec les unités géologiques du socle.

L'échantillon Mf0 a été prélevé à la carrière de Nkougni. Il présente des zircons automorphes, très allongés (117-470 µm) (Fig.VII.21) quasi-homogènes en terme de couleur. Quarante-cinq (45) analyses ont été réalisées sur ces zircons (An.VII-Tab12). Quarante (40) d'entre elles ont été concordantes à 95% et ont donné une date de 925 ± 5 Ma (MSWD = 1.6) (Fig.VII.22).

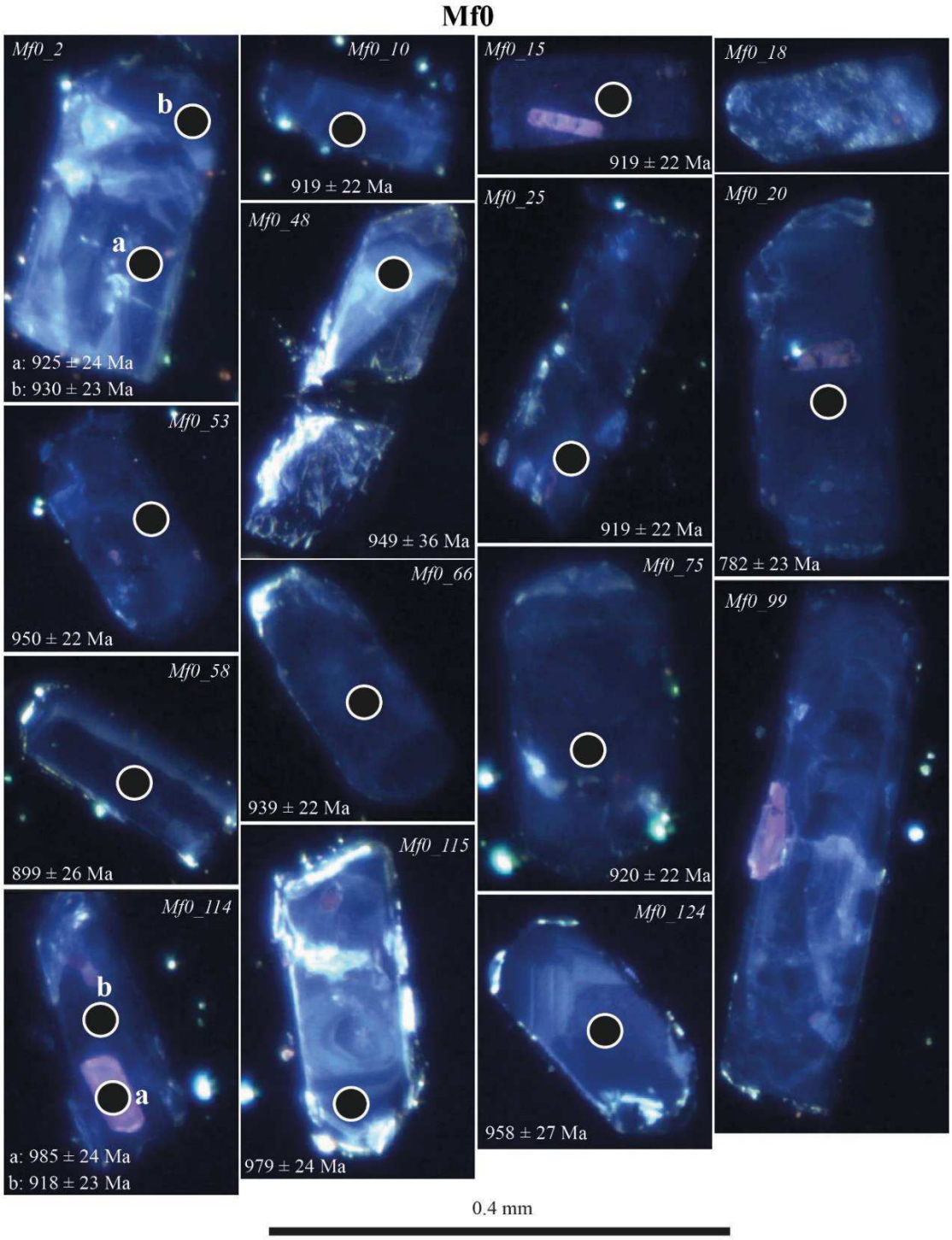


Figure VII. 21. *Images en cathodoluminescence (CL) des zircons du granite de Mfoubou. Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

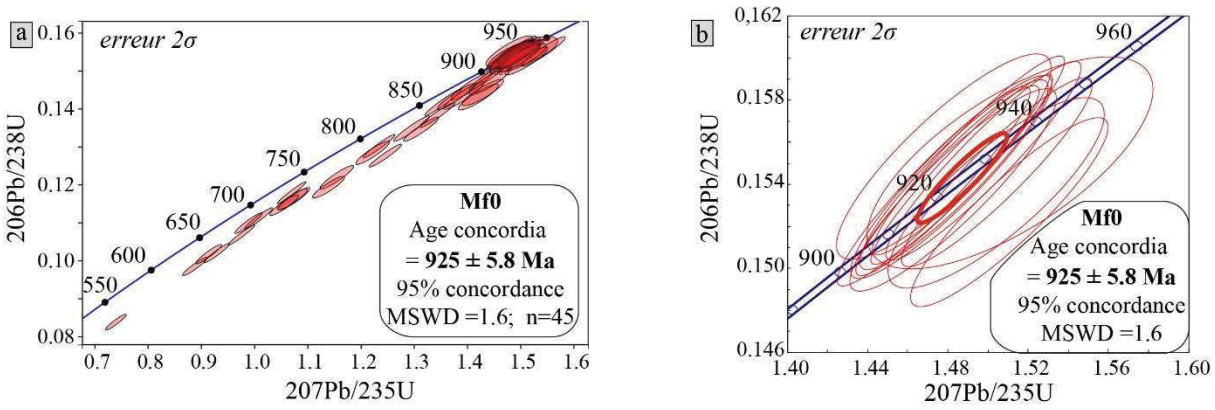


Figure VII. 22. *Diagrammes concordia $^{206}Pb/^{238}U$ vs. $^{207}Pb/^{235}U$ des zircons du granite de Mfoubou Mf0*

5 Interprétation et discussion des données U-Pb

Les âges obtenus au cours de cette étude sur les unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe se répartissent entre l'Archéen et le Néoprotérozoïque. Les zircons des formations orthodérivées et paradérivées vont permettre de discuter respectivement des âges de cristallisation des massifs de granitoïdes et de définir les différentes sources ayant participé à la mise en place des dépôts.

5.1 Les âges de cristallisation des granitoïdes et roches associées

Les échantillons orthodérivés datés correspondent principalement au métagranitoïdes des Groupes de la Loémé (Lo45, Blg14, Bla2 et Bla4) et de la Loukoula (Sar8-B), et au granite de Mfoubou (Mf0).

5.1.1 Le groupe d'âge paléoprotérozoïque (2060-2040 Ma)

La date de 2060 ± 11 Ma calculée pour l'échantillon Lo45 prélevé dans le Groupe de la Loémé est interprété comme l'âge de cristallisation du granitoïde. Il s'inscrit dans un contexte paléoprotérozoïque comme les âges à 2014 ± 56 Ma et 2000 ± 80 Ma obtenus respectivement par Djama (1988) sur l'orthogneiss de Guéna et par Mpemba-Boni (1990) sur la granodiorite de Les Saras. Fullgraf et al. (2015a) ont obtenu sur l'orthogneiss du même type affleurant dans le socle de la Loémé un âge de 2065 ± 13 Ma. Selon ces auteurs, l'âge à 2065 Ma marque la limite supérieure des dépôts sédimentaires du socle Loémé-Loukoula qui par la suite a été

affecté par le métamorphisme éburnéen et recoupé par les intrusions tardi-éburnéennes dites de la suite de Bilinga (2028-2048 Ma). Les âges de 2060 ± 18 Ma et 2049 ± 29 Ma obtenus respectivement sur les orthogneiss de Bilinga et Bilala par Affaton et al. (2016) placent plutôt ces massifs dans cette gamme d'âge. La datation de ces massifs au cours de cette étude donne des dates qui oscillent autour de 2045 Ma : Bilinga (Blg14 : 2049 ± 7.7 Ma), Bilala (Bla4 : 2046 ± 5.1 Ma) et Les Saras (Sar8-B : 2045 ± 5.6 Ma). Ces dates sont interprétées comme les âges de la cristallisation de ces différents massifs.

A l'échelle de la chaîne ouest congolienne, les âges paléoprotérozoïques du socle ont déjà été mis en évidence. Les anciens âges paléoprotérozoïques connus viennent du socle kimézien en République Démocratique du Congo (ex Zaïre). Dans cette région, Franssen et André (1988) retiennent les âges de la migmatite de Boma et du gneiss de Mpozo-Tombagadio respectivement de 2087 ± 39 Ma et 2088 ± 91 Ma obtenus par Delhal et Ledent (1976) et Cahen et al. (1984) par la méthode U-Pb sur zircon. Des récentes données ont été obtenues sur les portions gabonaise, angolaise et congolaise de la chaîne. Dans la partie gabonaise, les données de Thiéblemont et al. (2009) désignent une « ceinture plutonique éburnéenne » qui correspond à l'ensemble des intrusions de granitoïdes associées à l'orogenèse éburnéenne. Ces granitoïdes post-datent l'événement tectono-métamorphique majeur éburnéen et se mettent en place entre 2080 Ma et 1980 Ma. En Angola les granitoïdes paléoprotérozoïques présentent des âges allant de 1965 Ma à 1990 Ma (Nsungani, 2012). Ces âges sont bien plus jeunes que ceux enregistrés en partie au Gabon et au Congo.

5.1.2 Le groupe d'âge néoprotérozoïque (920-925 Ma)

Dans la chaîne du Mayombe au Congo, le magmatisme néoprotérozoïque succède au magmatisme paléoprotérozoïque. La datation du granite de Mfoubou à 925 ± 5.8 Ma a permis d'améliorer l'âge mésoprotérozoïque à 1050 ± 25 Ma de Djama (1988) et de confirmer l'âge néoprotérozoïque à 929 ± 7.2 Ma obtenu sur le granite de Mont Kanda (Fullgraf et al. 2015a) considéré contemporain du granite de Mfoubou. Le contexte de mise en place de ces granites est à rattacher à celui du granite de Noqui daté à 998 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon SIMS : Tack et al., 2001) en République Démocratique du Congo.

5.2 Les âges des sources des roches paradérivées

Les roches paradérivées des Groupes de la Loémé et de la Bikossi présentent des ensembles d'âges allant globalement de l'Archéen au Paléoprotérozoïque sauf l'échantillon Bik13 qui implique des sources plutôt mésoprotérozoïques.

5.2.1 Les sources archéennes

Les sources archéennes apparaissent dans toutes les fractions de zircons détritiques analysées au cours de cette étude. Les âges apparents s'étendent entre 3300 Ma et 2500 Ma c'est-à-dire du Paléoarchéen au Néoarchéen. Les sources archéennes ont été aussi mises en évidences par Fullgraf et al. (2015a) en datant les zircons détritiques extraits des paragneiss de la Loukoula et des quartzites de la Bikossi. La lecture de ces données a permis à ces auteurs d'identifier, pour les roches de la Bikossi, un épisode magmatique archéen correspondant aux âges compris entre 2804 Ma et 2717 Ma. Affaton et al. (2016) à travers une étude stratigraphique des unités géologiques de la chaîne du Mayombe et du bassin du Niari ont défini le groupe d'âge de 2500 Ma à 3100 Ma correspondant aux âges des sources archéennes. Ces âges sont tout de même peu abondants dans le domaine de la chaîne du Mayombe que dans le domaine du bassin du Niari où ils constituent des pics principaux ; ce qui milite en faveur de l'implication du massif du Chaillu dans l'approvisionnement de ces formations en sédiments. Ces âges témoignent du démantèlement du craton archéen du Congo lors du processus de remplissage des bassins paléoprotérozoïques. Toutefois, les roches de types Lo40-A peuvent constituer des potentielles sources archéennes, au sein même de la chaîne, pour alimenter le pic défini entre 2804-2717 Ma par Fullgraf et al. (2015a) dans le Groupe de la Bikossi. Néanmoins, il faut noter que les âges d'anciens noyaux crustaux de type trondjhémite-tonalite-granodiorite (TTG) mesurés sur le craton du Congo oscillent autour de 3100 Ma (Feybesse et al., 1998 ; Thiéblemont et al., 2009) ; ce qui peut amener à se poser la question sur la provenance des zircons à 3300 Ma. Cependant, les données provenant des travaux menés sur la marge brésilienne montrent l'existence des noyaux crustaux de type TTG datés entre 3400 Ma et 3200 Ma (Barbosa et Sabaté, 2004).

- **Le gneiss d'âge archéen (2628-2978 Ma) : Lo40-A**

Le gneiss de la Loémé L040-A s'est distingué de l'ensemble des échantillons par le fait qu'il renferme des zircons essentiellement archéens avec des âges apparents entre 2978 Ma et 2628 Ma. Ces âges correspondent à des analyses faites majoritairement au centre ou au cœur des

grains de zircons. Quelques analyses faites sur les bordures des grains donnent des âges tout aussi vieux que ceux des cœurs (Fig.VII.23).

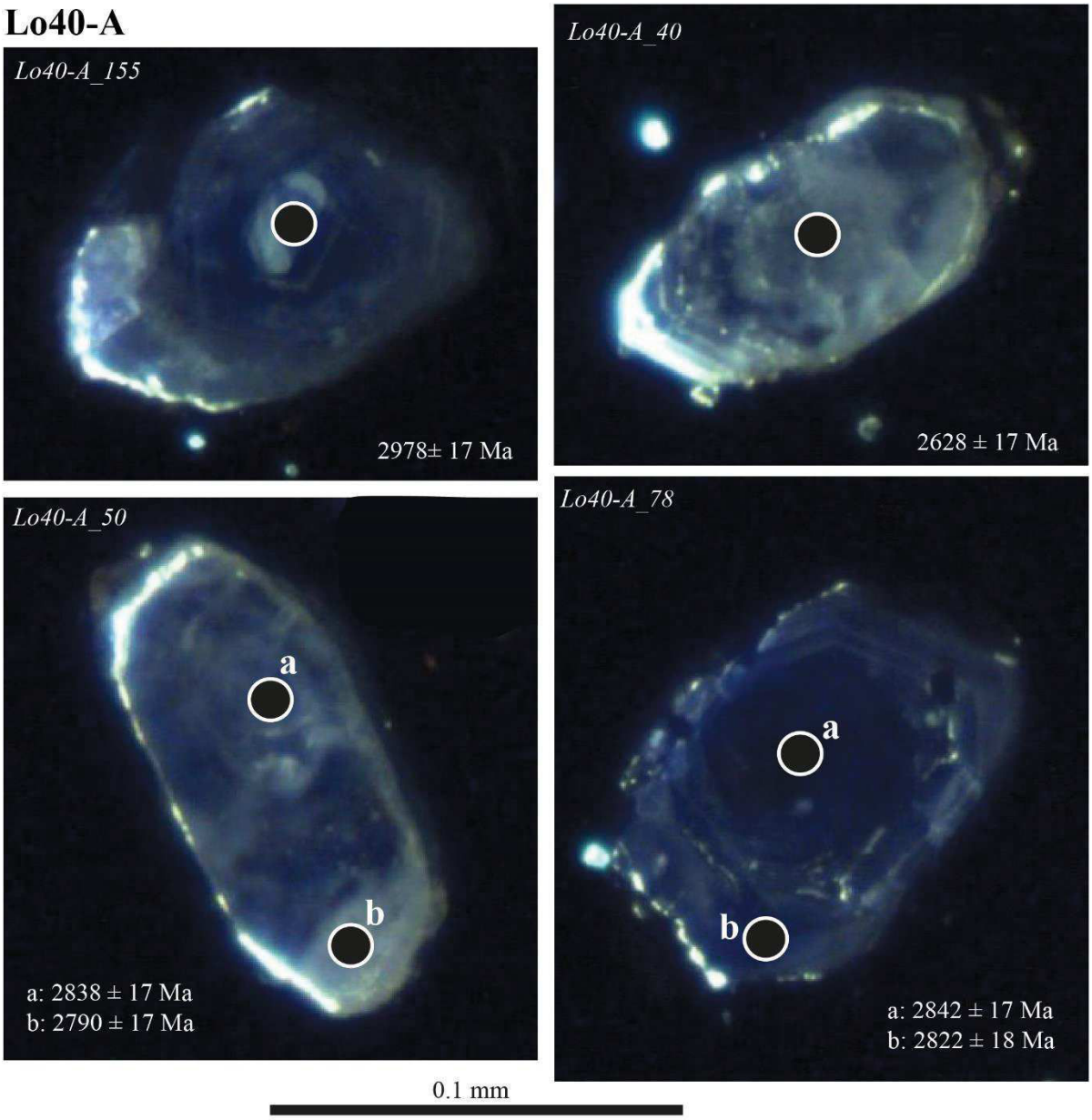


Figure VII. 23. *Images en cathodoluminescence (CL) de quelques grains de zircons du gneiss de la Loémé Lo40-A. Les cercles avec des bordures blanches correspondent aux points d'analyse.*

5.2.2 Les sources paléoprotérozoïques

Les zircons paléoprotérozoïques des roches paradérivées des Groupes de la Loémé et de la Bikossi donnent des âges qui se répartissent entre 2500 Ma et 1800 Ma. L'échantillon Lo38-A qui correspond au paragneiss de la Loémé présente quasiment cinq pics d'âges paléoprotéozoîques distincts les uns des autres. Ces pics s'enregistrent à 2480 Ma, 2360 Ma, 2280 Ma, 2130 Ma et 2076 Ma (Fig.VII.3b). Le pic à 2130 Ma constitue le second pic principal de cet échantillon en plus de celui à 2540 Ma enregistré à l'archéen. Les échantillons du Groupe de la Bikossi se caractérisent par des pics principaux d'âges paléoprotérozoïques peu diversifiés. Les trois échantillons analysés ne présentent chacun qu'un seul pic principal au paléoprotérozoïque. Ces pics s'enregistrent à 2065 Ma pour le métagrès quartzitique Bik2, 2050 Ma pour le quartzo-schiste Bik7 et 2070 Ma pour le gneiss Bik13. La lecture des diagrammes de distribution des âges des zircons détritiques des Groupes de la loémé et de la Bikossi permet de mettre en évidence l'existence des sources paléoprotérozoïques bien diversifiées pour l'échantillon Lo38-A et des sources plutôt spécifiques pour les échantillons Bik2, Bik7 et Bik13. Ainsi, ces sources peuvent se répartir entre le craton du Congo (Feybesse et al., 1998 ; Thiéblemont et al., 2009) et les granitoïdes éburnéens de la chaîne ouest-congolienne (Thiéblemont et al., 2009 ; Nsungani, 2012 ; Fullgraf et al., 2015 ; Affaton et al., 2016) avec une forte composante du craton pour les paragneiss de la Loémé et une importante implication des granitoïdes éburnéens pour les métasédiments de la Bikossi.

5.2.3 Les sources mésoprotérozoïques

Les âges compris entre 1600 Ma et 1300 Ma ont été enregistrés dans l'échantillon Bik13 qui est un gneiss prélevé dans la zone de contact entre les micaschistes de la Bikossi et le Complexe basique de Nemba. Cet échantillon présente un pic majeur à 2075 Ma. Les sources des zircons constituant ce pic peuvent se rattacher aux granitoïdes éburnéens de type Lo45 répertoriés dans la région. Les âges mésoprotérozoïques ont été aussi enregistrés dans les unités géologiques des domaines central et oriental du Mayombe par Affaton et al. (2016). Ces âges renvoient dans un premier temps au contexte kibarien de la bordure orientale du craton du Congo (De Waele et al., 2008 ; Tack et al., 2011). Mais les récents travaux menés par Ernst et al. (2013) dans la portion angolaise du craton du Congo permettent de mettre en évidence un magmatisme

intraplaque autour 1505 Ma et 1110 Ma. Ces roches constituent des potentielles sources de zircons mésoprotérozoïques dans unités géologiques de la chaîne du Mayombe.

5.3 L'évènement tectono-thermique néoprotérozoïque

Les échantillons Lo45 et Sar8-B du Groupe de la Loémé et de la granodiorite de Les Saras présentent respectivement des intercepts inférieurs à 539 ± 18 Ma et 642 ± 36 Ma. Ces dates sont interprétées, à ce stade de la discussion, comme potentiellement liées à l'événement tectono-thermique pan-africain. Un âge similaire de 616 ± 45 Ma a été obtenu par Fullgraf et al. (2015a) sur le granite de Mont Kanda. Monié et al. (2012) mettent aussi en évidence un âge à 539 ± 9 Ma en datant la cristallisation des zircons dans des veines leucocrates associées aux migmatites pan-africaines du nord-ouest de l'Angola.

L'ensemble des données obtenues au cours de cette étude sont reportées sur la figure.VII.24.

6 Conclusion

La datation U-Pb sur zircons des échantillons du domaine occidental de la chaîne du Mayombe a permis de : (i) définir les âges des formations constituant ce domaine, (ii) identifier les sources des roches métasédimentaires, et (iii) dater les événements tectono-thermiques ayant perturbé le système isotopique U-Pb au cours du temps. Les roches impliquées dans la construction de la chaîne du Mayombe ont une histoire qui s'écrit depuis l'Archéen jusqu'au Néoprotérozoïque (Fig.VII.24). La répartition des âges U-Pb sur zircons des roches des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe conduit à la définition du contexte évolutif suivant :

- 3300-2500 Ma : activité magmatique ayant favorisé la cristallisation des zircons dans des roches qui ont été en partie érodées pour alimenter les bassins protérozoïques ;
- 2500-2200 Ma : démantèlement des terrains archéens par érosion et mise en place de quelques corps magmatiques permettant de figer ces âges ;
- 2070-2040 Ma : magmatisme plutonique contribuant à la mise en place des massifs de type Bilinga, Bilala et Les Saras ;
- 2041-2033 Ma : événement tectono-métamorphique éburnéen (?)

- 2035-2020 Ma : développement des bassins sédimentaires de la Bikossi de type Bik2 et Bik7 ;
- 1500-1300 Ma : magmatisme de type Kibarien (enregistré à l'Est du craton du Congo et en Angola) ;
- <1300 Ma : sédimentation des formations de la Bikossi (?) de type Bik13 ;
- 900-930 Ma : magmatisme néoprotérozoïque de type Mfoubou et Mont Kanda ;
- 642-539 Ma : évènement tectono-métamorphique pan-africain

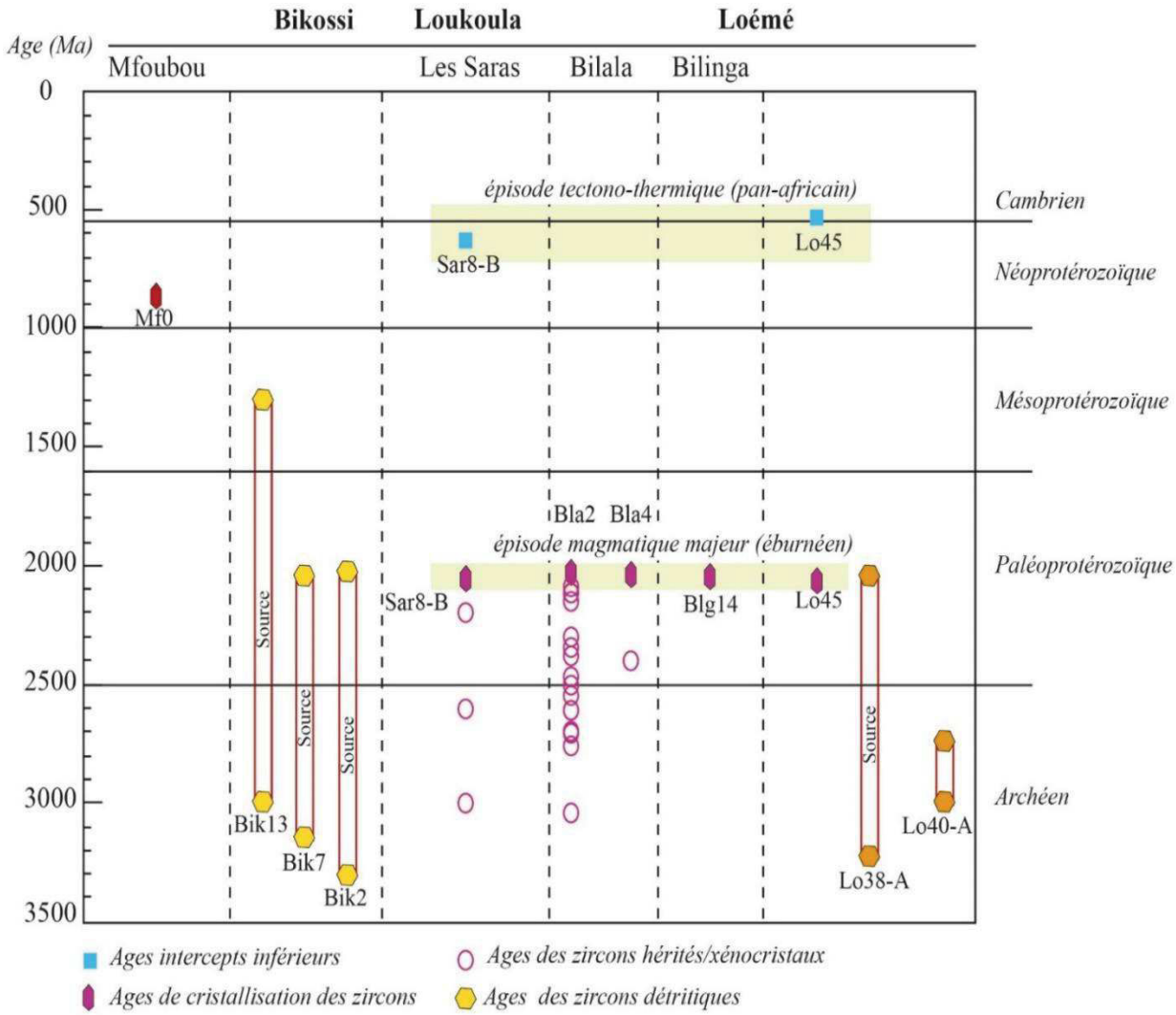


Figure VII. 24. *Graphe de la répartition des âges U-Pb sur zircon dans les unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe.*

Chapitre VIII. Géochronologie ^{40}Ar-^{39}Ar

1 Introduction

Les terrains précambriens présentent fréquemment une évolution tectonique complexe caractérisée par la superposition de plusieurs cycles orogéniques. Dans la partie occidentale du craton du Congo en Afrique centrale, la ceinture du Mayombe témoigne de la coexistence d'unités d'âges néoprotérozoïques et paléoprotérozoïques, voire archéen. Deux événements tectono-métamorphiques y ont été mis en evidence à travers les données structurales, pétrologiques et géochronologiques (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al., 1991 ; Djama et al., 1992 ; Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016) : l'orogenèse éburnéenne (~2 Ga) et l'orogénèse pan-africaine (~0.6 Ga). Si les structures et les paragenèses minéralogiques des unites du domaine oriental et du domaine central de la chaîne du Mayombe sont sans ambiguité rattachées au Pan-Africain, les imprécisions demeurent sur l'impact de l'orogenèse pan-africaine sur les unités éburnéennes qui affleurent dans le domaine occidental. Ce chapitre se propose d'apporter des éléments de réponses à cette thématique en se basant sur la datation ^{40}Ar-^{39}Ar des micas et amphiboles provenant des formations du domaine occidental de la chaîne du Mayombe en général et des unités paléoprotérozoïques (éburnéennes) en particulier.

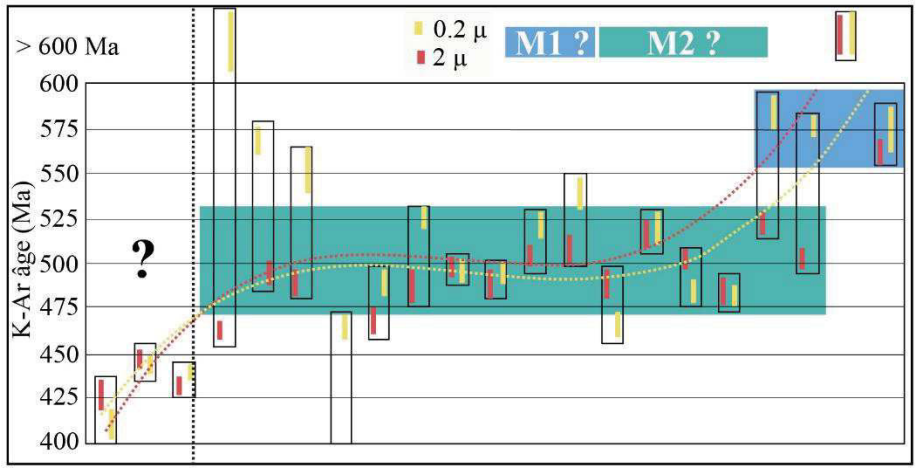
2 Données géochronologiques K-Ar préexistantes

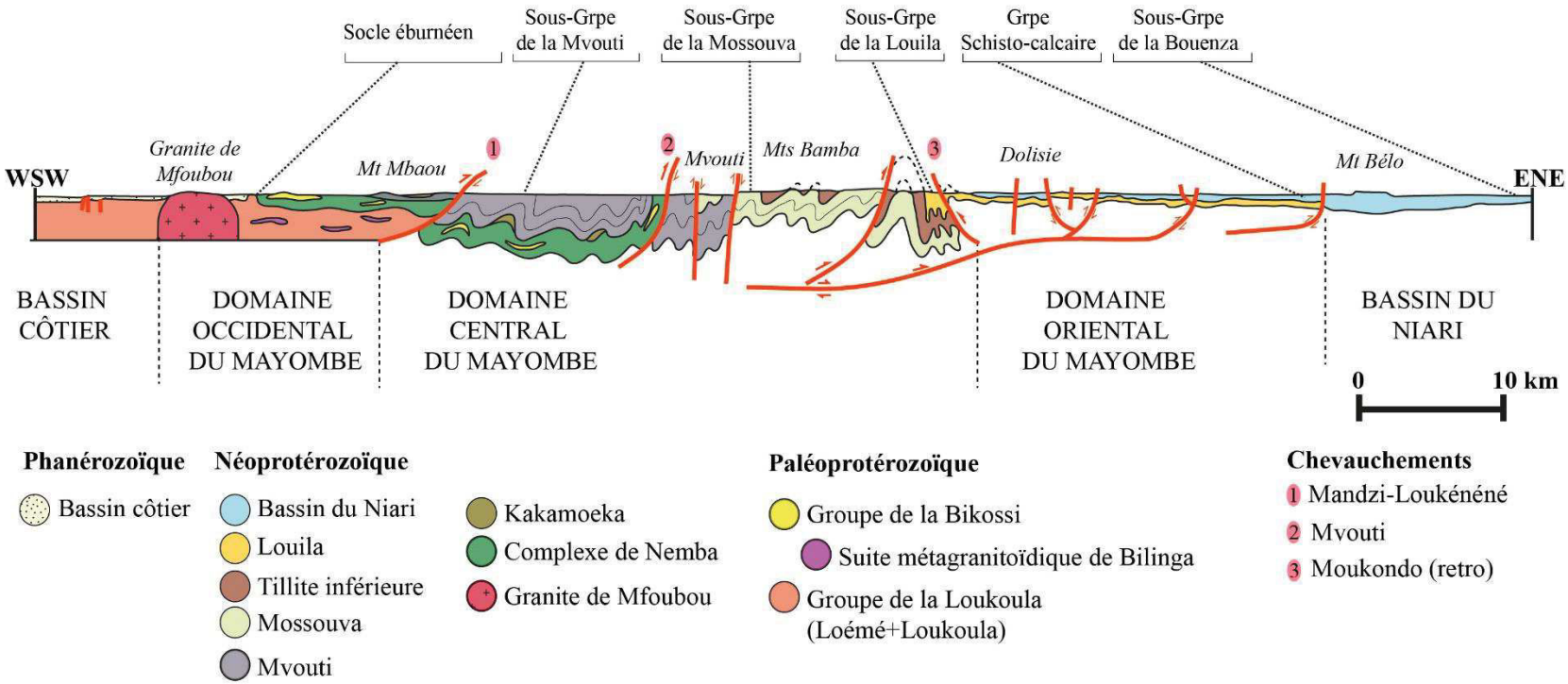
Un bilan des données géochronologiques obtenues sur le territoire de la République du Congo (anciennement République populaire du Congo) a été réalisé par Gioan et Vicat (1987). Dans la région du Mayombe, les premiers âges obtenus sont pour la plupart attribués aux sociétés pétrolières (Elf Congo et Agip) qui, à travers certains puits, ont foré le socle du Mayombe. Les échantillons prélévés dans ce domaine ont été datés par la méthode K-Ar sur fractions de roche totale. Les âges obtenus par cette méthode se répartissent entre 239 Ma et 609 Ma pour les formations du Mayombe (Tab.VIII.1). Ces données ne sont plus représentatives dans la mesure où les formations qu'elles concernent ont été redéfinies et la méthode de datation K-Ar sur roche totale présente des inconvénients du fait qu'elle implique un mélange de minéraux non homogène et non co-génétique (Dalrymple and Lanphere, 1971 ; Lanphere, 1999).

Unité	Roche	Méthode	Age (Ma)	Localisation	Références
Mossouva	Dolomie métamorphique	K-Ar/roche totale	239 ± 10	11°11'18''E 4°10'37'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage SIAM1
N'Cessé	Chloritoschiste	K-Ar/roche totale	572 ± 5	12°22'E 4°28' S	Elf-Congo-Agip (inédit) échantillon RS6
	Schistes micassés	K-Ar/roche totale	336 ± 13	11°13'35''E 4°8'53'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage COM1
			554 ± 22	11°13'8''E 4°6'46'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage VDM1
			539 ± 11	11°13'8''E 4°6'46'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage VDM1
	Quartzite métamorphique	K-Ar/roche totale	337 ± 14	11°14'15''E 4°7'58'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage COM2
	Schiste psammitique	K-Ar/roche totale	471 ± 7	11°6'3''E 4°13'16'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage KAM1
	Psammite	K-Ar/roche totale	513 ± 4	11°13'8''E 4°6'46'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage VDM1
Bikossi	Schiste psammitique	K-Ar/roche totale	465 ± 6	12°19'E 4°30' S	Elf-Congo-Agip (inédit) échantillon RS5
	Micaschiste	K-Ar/fractions fines	483 ± 12	12°20'36''E 4°30'30'' S	Dianzenza N'defi, 1983
	Quartzite	K-Ar/fractions fines	485 ± 12	12°22'10''E 4°27'56'' S	Dianzenza N'defi, 1983
	Schiste sériciteux	K-Ar/fractions fines	493 ± 12	12°36'18''E 4°24'40'' S	Dianzenza N'defi, 1983
Guéna	Granite de Mfoubou	K-Ar/roche totale	513 ± 7	12°18'E 4°32' S	Elf-Congo-Agip (inédit) échantillon RS3
	Granite	K-Ar/roche totale	485 ± 4	11°37'15''E 5°4'24'' S	Elf-Congo-Agip (inédit) sondage MOM1
	Micaschiste	K-Ar/roche totale	609 ± 7	12°14'E 4°30' S	Elf-Congo-Agip (inédit) échantillon RS1

Tableau VIII. 1. *Données géochronologiques des formations géologiques de la chaîne du Mayombe suivant l'ancien découpage lithostratigraphique, modifié d'après Gioan et Vicat (1987).*

Figure VIII. 1. Les âges K-Ar des concentrés 0.2 µ et 2µ en mica des échantillons des formations de la chaîne du Mayombe et leur position sur la coupe (Fullgraf et al., 2015a modifié).





Postérieurement à la synthèse de Gioan et Vicat (1987), Fullgraf et al. (2015a) se sont basés sur la cristallinité de l'illite et la méthode K-Ar sur les micas blancs pour caractériser le métamorphisme pan-africain dans la chaîne du Mayombe. Deux événements métamorphiques rattachés à l'orogenèse pan-africaine ont été identifiés dans la chaîne du Mayombe et dans le bassin du Niari. Le premier événement métamorphique (M1) se situe à 575 ± 8.7 Ma et le second événement métamorphique (M2) est à 499 ± 19 Ma. La répartition de ces âges en fonction des différents domaines structuraux de la chaîne du Mayombe est présentée sur la figure VIII.1. Selon cette étude, seuls les âges autour de 499 Ma voire 410 Ma s'enregistrent dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Ainsi, les âges attribués aux deux événemenx métamorphiques associés à l'orogenèse pan-africaine sont absents dans les unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Nos analyses ^{40}Ar-^{39}Ar s'inscrivent dans l'optique d'apporter des précisions sur ces manques.

3 Méthodologie

La méthode de datation radio-isotopique ^{40}Ar-^{39}Ar est une variante de la méthode conventionnelle ^{40}K-^{40}Ar. Elle a été décrite en premier par Sigurgeirsson (1962) (Dalrymple and Lanphere, 1971), et a ensuite été développée par Merrihue (1965) et Merrihue et Turner (1966). Tout comme la méthode ^{40}K-^{40}Ar, la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar est basée sur la désintégration de l'isotope radioactif naturel du potassium (^{40}K). Cette désintégration produit les isotopes radiogéniques de l'argon (^{40}Ar) et du calcium (^{40}Ca). La transformation du potassium en argon (^{40}Ar) se fait le plus souvent par capture électronique ou par l'émission d'un positron, et celle conduisant au calcium (^{40}Ca) s'accompagne de l'émission d'un électron (Thompson et Rowlands, 1943). Bien que la chaîne de désintégration du potassium en calcium soit prédominante (88.8%), la présence du calcium dans les roches et les minéraux fait que le choix soit porté sur la chaîne de l'argon qui ne repésente que 11% des réactions pour calculer l'âge de ces matériaux terrestres. Les caractéristiques physico-chimiques de l'argon en tant que gaz rare ou noble lui confèrent des propriétés (inerte chimiquement : absence de la possibilité d'établir les liaisons covalentes avec d'autres atomes) qui permettent de rattacher sa présence dans un échantillon (roche ou minéral) à une décroissance radioactive. Toutefois, l'argon atmosphérique peut intégrer la structure d'une roche ou d'un minéral par effet d'advection, de

contamination ou de piégeage, mais ce facteur est corrigé rendant ainsi optimale la datation par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar.

3.1 Localisation des échantillons

Les échantillons sélectionnés pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar proviennent du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Ils ont été principalement prélévés dans les Groupes de la Loémé (comprenant les orthogneiss de Bilinga et Bilala), de la Loukoula (comprenant la granodiorite de Les Saras) et de la Bikossi. Quelques analyses ont été faites aussi sur les échantillons du complexe basique de Nemba et du granite néoprotérozoïque de Mont Kanda. Tous les échantillons sont reportés sur la figure VIII.2 pour la localisation géographique.

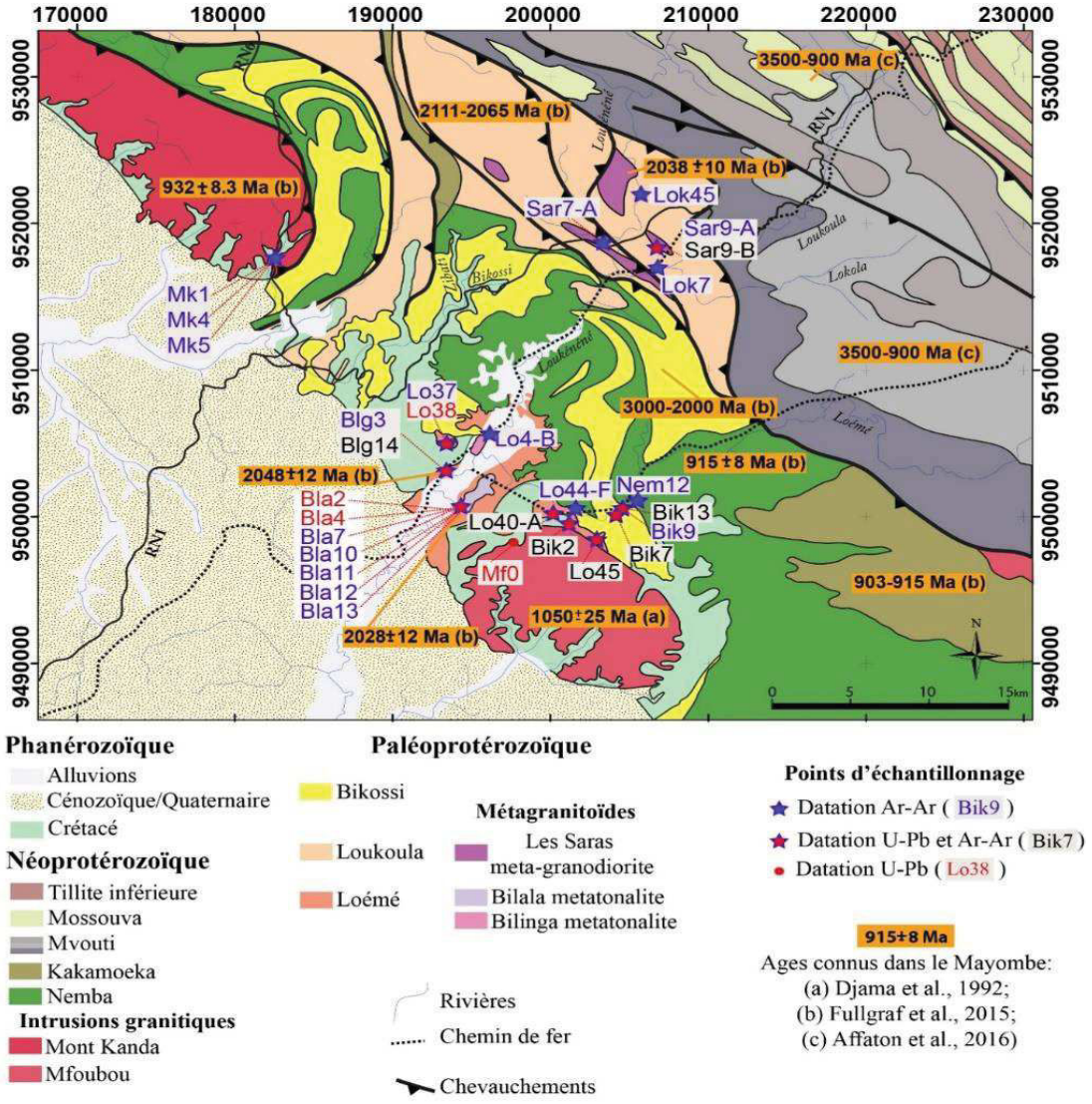


Figure VIII. 2. *Carte géologique de la zone d'étude avec les âges connus et les points d'échantillonnage pour les datations U-Pb sur zircon et ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas et amphibole (fond géologique modifié d'après Fullgraf et al., 2015b).*

3.2 Choix et préparation des échantillons

Les échantillons ont été choisis en fonction de leur composition minéralogique (présence de biotite, de muscovite et/ou d'amphibole) et de l'absence d'altération. Trente-six (36) analyses ont été faites sur vingt-et-six (26) échantillons provenant du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Nous présentons dans ce chapitre les résultats de vingt-et-cinq (25) éhantillons sélectionnés. Les échantillons ont été, dans un premier temps coupés sous forme de cubes (2 cm par coté) ; ces cubes ont été ensuite broyés avec un broyeur d'Abich. Le sable obtenu a été lavé et trié en se servant du bac à ultrasons pour enlever la fraction la plus fine. Une fois séchés, les minéraux individuels ont été selectionnés sous la loupe binoculaire dans la fraction de 0.5-1 mm du matériel broyé. Ces échantillons ont été empaquetés dans des feuilles d'aluminium pur recuit pour former des paquets plats (11x11 mm). Ces derniers sont empilés en une colonne au sein de laquelle sont intercalés des échantillons moniteurs d'irradiation, à raison d'un moniteur tous les dix (10) échantillons. Ces colonnes sont irradiées au sein du réacteur McMaster (http://www.science.mcmaster.ca/mnr/) (Hamilton, Canada) dans le site 8E, sous blindage de cadmium. L'irradiation s'est faite pendant 250,067 h avec un rendement global (J/h) de 1.096 x 10-4 h-1. Le moniteur d'irradiation utilisé est l'amphibole Hb3gr (Turner et al., 1971 ; Roddick, 1983 ; Jourdan et al., 2006 ; Jourdan and Renne, 2007) dont l'âge est 1081.0 ± 1.2 Ma (Renne et al., 2010 et 2011).

3.3 Datation, calcul d'âges et représentation des données

La datation ^{40}Ar-^{39}Ar est basée sur la formation d'un isotope artificiel de l'argon (^{39}Ar) par activation neutronique du potassium (^{39}K) en irradiant l'échantillon dans un flux de neutrons. Cette datation consiste à : (i) estimer par spectrométrie de masse la proportion du potassium (^{39}K) ayant induit la formation de l'argon (^{39}Ar) ; (ii) déterminer le rapport $^{40}K/^{40}Ar$ en maintenant constant le rapport $^{39}K/^{40}K$. Du fait du mode de préparation des colonnes d'irradiation, les flux de neutrons sont contrôlés avec une précision de l'ordre de 0.2%. Les analyses ont été réalisées sur un spectromètre de masse à secteur magnétique MAP215®.

Les étapes de chauffage des grains sélectionnés sont réalisées à l'aide d'une sonde laser CO_2. La procédure expérimentale a été décrite dans le détail par Ruffet et al. (1991, 1995). Les cinq isotopes de l'argon et les lignes de bases sont mesurés en 11 cycles en mode peak-jumping. Les blancs sont mesurés toutes les trois étapes et sont soustraits des fractions de gaz ultérieures.

Toutes les mesures isotopiques sont corrigées des interférences isotopiques liées au K, Ca et Cl, ainsi que de la discrimination de masse et de la contamination atmosphérique.
La représentation des données se fait sous forme de graphes sur lesquels sont reportés les différents paliers correspondant à la libération de l'argon au cours du chauffage de l'échantillon. Ces diagrammes présentent en ordonnée l'âge apparent et en abscisse le pourcentage d'argon (^{39}Ar) libéré pour chaque étape de chauffage donnant ainsi un âge pour chaque palier. Les âges apparents sont reportés sur les graphes avec une erreur à 1σ qui n'inclue pas les erreurs sur le rapport $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ et sur l'âge du moniteur ainsi que sur les constantes de décroissance radioactive. Ces erreurs sont en revanche intégrées pour les calculs d'âges plateaux ou pseudo-plateaux ainsi que dans les âges apparents cités individuellement.
L'obtention d'un âge plateau requière au minimum que les rapports $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$ de trois étapes successives, représentant au moins 70% de l'argon ($^{39}Ar_K$) dégazé, soient concordants dans leurs marges d'erreurs à 1σ ou 2σ, entre eux ainsi qu'avec la moyenne pondérée de leurs rapports respectifs. Des âges pseudo-plateaux peuvent être définis avec moins de trois étapes ou lorsque le dégazage représente moins de 70% de l'argon ($^{39}Ar_K$).
Les données analytiques, les paramètres utilisés pour les calculs (rapports isotopiques mesurés sur sels purs de K, Ca et Cl, discrimination de masse, rapports atmosphériques de l'argon, paramètre d'irradiation J, constantes de décroissance radioactive...) ainsi que les références afférentes sont fournies dans les tableaux de données en annexe (Annexe VIII).

4 Résultats des analyses ^{40}Ar-^{39}Ar

Vingt-et-un échantillons répartis entre les Groupes de la Loémé (10), de la Loukoula (05), de la Bikossi (03), le Complexe basique de Nemba (01) et le granite de Mont Kanda (03) ont été sélectionnés pour présenter les données des analyses ^{40}Ar-^{39}Ar. Tous ces échantillons sont reportés sur la figure VIII.2 pour la localisation géographique. Les tableaux de données sont présentés en annexe (Annexe VIII).

4.1 Le Groupe de la Loémé

Les échantillons analysés du Groupe de la Loémé proviennent des paragneiss et des orthogneiss dont les âges des sources (pour les premiers) et des protolithes (pour les seconds) s'étendent de l'Archéen au Paléoprotérozoïque (3300 Ma et 2040 Ma : Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al.,

2015 et cette étude). Dix (10) échantillons représentatifs des roches du Groupe de la Loémé ont été sélectionnés pour cette étude. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau VIII.2.

4.1.1 Les paragneiss de la Loémé

L'échantillon Lo37 est un gneiss rubané présentant une alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits micacés à biotite et muscovite (Fig.IV.2). Le grenat, la chlorite, le sphène et le zircon font aussi partie du cortège minéralogique de cette roche. Ce gneiss affleure à l'ouest du village de Bilinga sur les rives de la rivière Pilassi. Il présente une foliation orientée N62 22°SSE et des axes de crénulation orientés N84 légèrement (5°) plongeant vers le NNW. En lame mince, la foliation principale et la crénulation sont soulignées par la biotite prédominante et la muscovite. La biotite est parfois chloritisée. La biotite (z2472) et la muscovite (z2474) ont été analysées respectivement en treize (13) et quatorze (14) étapes de chauffage. Le spectre d'âge de la biotite (figure VIII.3a) présente une forme « en bosse » marquée par plusieurs paliers irréguliers ne permettant pas d'avoir un âge plateau. Cette configuration est souvent associée à un mélange de deux phases minérales (Wijbrans et McDougall, 1986). Le spectre de la muscovite (figure VIII.3a), quant à lui, fourni un âge plateau à 513.8 ± 1.2 Ma. Un âge pseudo-plateau de 511.5 ± 1.2 Ma a été aussi calculé à moyenne température pour cette muscovite.

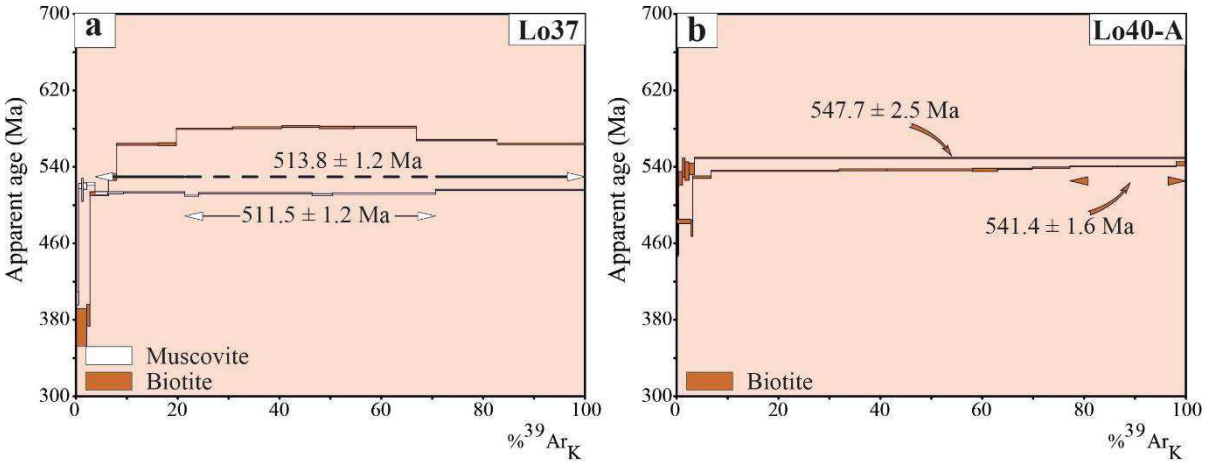


Figure VIII. 3. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar des paragneiss de la Loémé calculés sur la muscovite et/ou biotite. a) paragneiss rubané affleurant à l'ouest du village de Bilinga, et b) gneiss affleurant à environ 200 m de la gare de Nkougni.*

L'échantillon Lo40-A provient du gneiss à quartz-hornblende verte-biotite observé à environ 200 m de la gare de Nkougni. Ce gneiss se caractérise par une foliation à biotite-hornblende orientée N164 34°WSW. En lame mince, la biotite tout comme l'amphibole s'organise suivant

deux plans de schistosité. La schistosité S1 est plissée par la schistosité de crénulation S2 qui à son tour paraît aussi plissée. Une biotite verte (z2461) et une biotite brune (z2482) ont été analysées suivant neuf (09) et treize (13) étapes de chauffage respectives. Le premier spectre d'âge (pour la biotite brune) se caractérise par un palier qui se stabilise à environ 5% du dégazage de l'argon pour donner un âge plateau à 547.7 ± 2.5 Ma (figure VIII.3b). Le second spectre (pour la biotite verte) présente des irrégularités de palier et se stabilise à environ 80% du dégazage de l'argon pour donner un pseudo-plateau à 541.4 ± 1.6 Ma, légèrement jeune que l'âge plateau (figure VIII.3b).

4.1.2 Les orthogneiss de la Loémé

Les protolithes des orthogneiss du Groupe de la Loémé présentent des âges U-Pb sur zircon compris entre 2060 Ma et 2040 Ma (cette étude, chapitre VII). Les échantillons qui font l'objet de cette étude ont été prélevés près des villages de Nkougni, Bilinga et Bilala.

4.1.2.1 Les orthogneiss du socle de la Loémé

L'échantillon Lo44-F affleure à environ 1,7 km au Nord du granite de Mfoubou et s'observe sur le front rocheux bordant la rivière Loémé. Il s'agit d'un orthogneiss constitué principalement de quartz, feldspath, biotite et muscovite. Les cristaux de feldspath sont étirés suivant le plan de foliation et donnent un aspect oeillé au gneiss. Les micas soulignent ce plan de foliation. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar ont été faites sur la biotite (z2480) suivant onze (11) étapes de chauffage. Un âge pseudo-plateau de 549.9 ± 2.5 Ma a été obtenu sur les étapes de basses températures (Fig.VIII.4a).

L'échantillon Lo45 correspond à l'orthogneiss rattaché au socle de la Loémé dans lequel intrudent les orthogneiss de Bilinga et de Bilala ainsi que le granite néoprotérozoïque de Mfoubou. Ce gneiss affleure en bordure nord du Massif de Mfoubou (à environ 800 m du granite). La roche est globalement grise et se caractérise par des cristaux centimétriques (1 à 5 cm) de feldspaths qui s'associent au quartz pour constituer les minéraux principaux. La biotite apparait disséminée dans la matrice et présente des teintes brunes, et elle est parfois chloritisée. Elle accommode la déformation en s'orientant suivant les plans parfois discontinus (foliation pas évidente à suivre du fait de la forte recristallisation des fabriques magmatiques initiaux). La biotite a été analysée en dix (10) étapes de chauffage. Un âge plateau a été obtenu à 512.1 ± 1 Ma (Fig.VIII.4b).

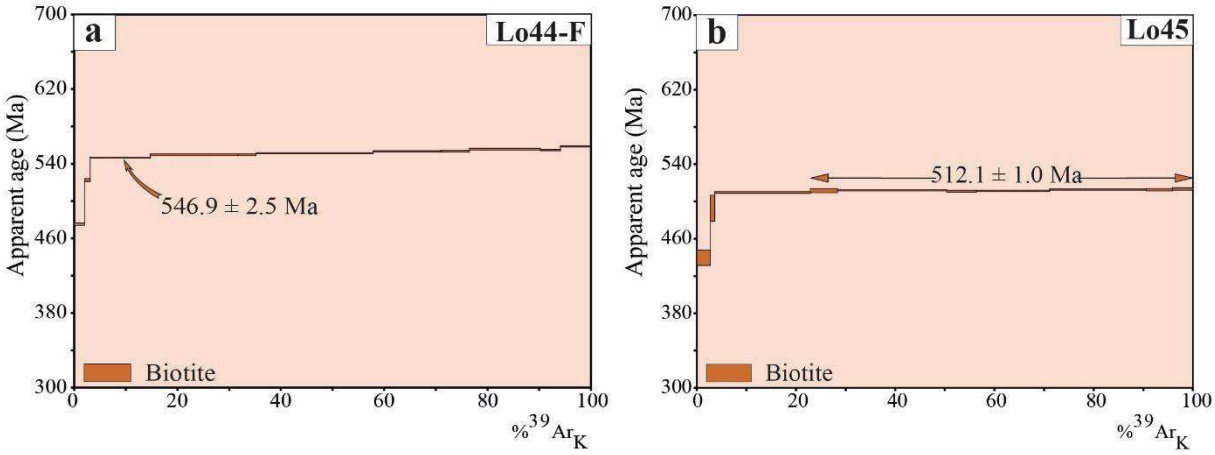


Figure VIII. 4. *Spectre d'âge ^{40}Ar-^{39}Ar de l'orthogneiss de la Loémé calculé sur la biotite*

4.1.2.2 L'orthogneiss de Bilinga

Deux échantillons (Blg3 et Blg14) ont été sélectionnés pour les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar de l'orthogneiss de Bilinga.

L'échantillon Blg3 a été prélevé dans l'ancienne carrière à granulat localisée à environ 1 km au sud du village de Bilinga. Il correspond au faciès gris sombre de l'orthogneiss de Bilinga marqué une forte proportion en biotite (plus de 50%). L'analyse géochimique effectuée sur cet échantillon permet d'identifier la roche comme un monzo-gabbro. La roche se présente sous forme de bancs d'environ 20 cm intercalés dans les niveaux orthogneissiques. Elle constitue le seul faciès de l'orthogneiss de Bilinga dans lequel le grenat a été observé au cours de cette étude. En plus de la biotite et du grenat, la roche comprend : le quartz, les feldspaths (potassique et sodi-calcique), l'épidote et le sphène. La biotite est de couleur brune et présente aussi des traces de chloritisation. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar ont été réalisées en deux phases. La première phase (z2390) comprend treize (13) étapes de chauffage jusqu'à la fusion. Elle a permis d'avoir un âge plateau à 565.3 ± 1.1 Ma. La seconde phase (z2586) comprend douze (12) étapes de chauffage qui donnent un âge plateau à 586.5 ± 1.2 Ma. L'écart entre les deux âges est d'environ 20 Ma (Fig.VIII.5a).

L'échantillon Blg14 correspond au faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga qui affleure du côté droit de l'ancienne carrière de Bilinga au contact du faciès folié. Cet orthogneiss contient

du quartz, des felsdpaths (potassiques et sodi-calciques), de la biotite et de la muscovite en faible proportion et renferme des enclaves microgrenues sombres. Les micas occupent l'espace intergranulaire de la matrice. La muscovite se présente sous forme de petites lattes pouvant atteindre 0.5 mm de long et la biotite est xénomorphe et ne présente aucune orientation préférentielle. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar de la biotite et de la muscovite ont été faites en deux phases chacune. La première phase (z2392) d'analyse de la biotite s'est faite en quatorze (14) étapes de chauffage. Elle a donné un âge plateau à 572.8 ± 1.1 Ma. La seconde phase (z2588) réalisée en dix (10) étapes de chauffage présente des paliers irréguliers qui n'ont pas permis de déterminer un âge plateau. La muscovite a donné dans la première phase (z2391) réalisée en quatorze (14) étapes de chauffage, un âge plateau à 510.6 ± 1.4 Ma et un âge pseudo-plateau à 502.4 ± 1.9 Ma pour des moyennes températures. Dans la seconde phase (z2587), comprenant treize (13) étapes de chauffage, un âge plateau a été obtenu à 512.4 ± 0.9 Ma. L'écart entre les âges plateaux de la muscovite et de la biotite est d'environ 60 Ma. Les données correspondant à ces analyses sont représentées sur la figure VIII.5b.

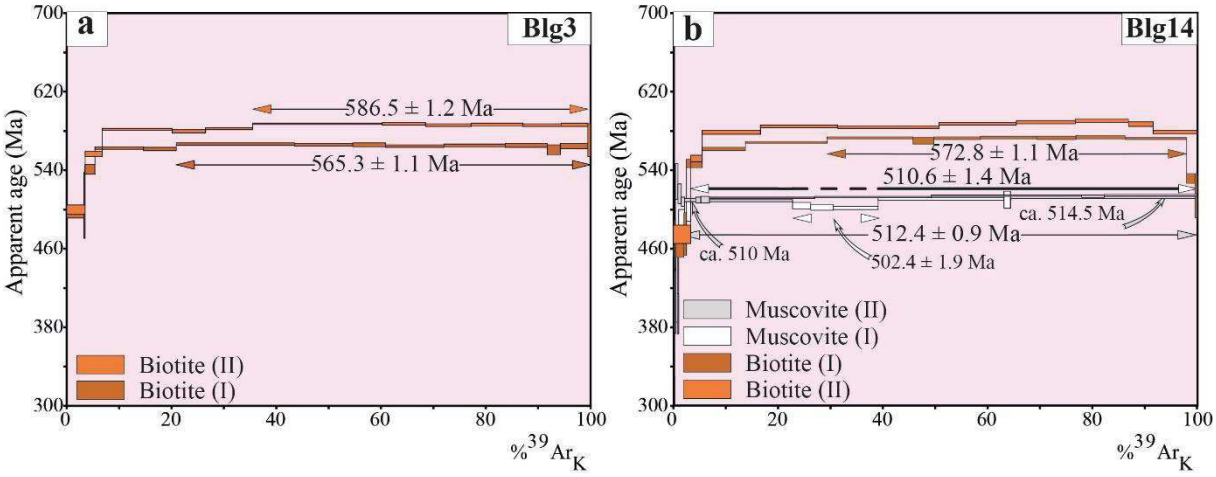


Figure VIII. 5. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar des roches représentatives du massif orthogneissique de Bilinga. a) spectres d'âges calculés sur la biotite suivant deux phases d'analyses (I et II) dans le monzogabbro associé à l'orthigneiss de Bilinga, et b) spectres d'âges calculés en deux phases (I et II) sur la muscovite et la biotite dans le faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga.*

4.1.2.3 L'orthogneiss de Bilala et les roches associées

Cinq (05) échantillons représentatifs de l'orthogneiss de Bilala et des roches associées ont été analysés pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar. Ces échantillons ont été prélevés dans la carrière à granulat de Bilala localisée à environ 2 km du village du même nom. Ils proviennent des faciès

gneissiques (Bla10, Bla12, Bla13), amphibolitique (Bla11) et biotitique (Bla7) du massif de Bilala.

L'échantillon Bla7 correspond à la biotitite observée et prélevée à la carrière à granulats de Bilala. Il s'intercale dans les niveaux orthogneiss et se caractérise par un fort développement de la schistosité de crénulation. La roche est composée essentiellement de quartz, plagioclase, hornblende, biotite et calcite. La biotite constitue le minéral le plus abondant (>50%). Elle est de couleur brune et s'oriente suivant les plans de schistosité S1 et suivant les plans marquant la crénulation S2. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar faites en dix (10) étapes de chauffage sur la biotite donnent un âge plateau à 544 ± 0.9 Ma (Fig.VIII.6a).

L'échantillon Bla10 correspond à l'orthogneiss très déformé de Bilala. Il présente les mêmes caractéristiques pétrologique et structurale que l'échantillon Bla2 prélevé sur la même façade de la carrière de Bilala. Il comprend principalement le quartz, le plagioclase, la muscovite et la biotite. Les lamelles de biotite et de muscovite s'orientent suivant le plan principal de la foliation, mais certains cristaux de biotite et de muscovite recoupent obliquement ce plan. La chlorite apparait souvent associée à la biotite qui est parfois chloritisée. Les analyses ont été faites en deux phases sur la muscovite et sur la biotite. La première phase d'analyse (z2393) de la muscovite faite sur onze (11) étapes de chauffage donne un âge plateau de 525 Ma ± 1.3 Ma et un âge pseudo-plateau de 517.6 ± 1.4 Ma pour des moyennes températures. La seconde phase (z2589) fournit un âge plateau de 525.7 ± 0.8 Ma identique au précédent. Les analyses de la biotite (z2394 et z2390) n'ont pas donné d'âge plateau. Seul un âge pseudo-plateau a été obtenu à 615.4 ± 2.2 Ma pour les hautes températures (Fig.VIII.6b).

L'échantillon Bla11 correspond à l'intrusion basaltique amphibolitisée qui recoupe l'orthogneiss de Bilala. La roche est composée de quartz, plagioclase, hornblende, biotite, calcite et épidote. La biotite est chloritisée et la hornblende se présente sous deux aspects : brune et verte. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar sont faites en onze (11) étapes de chauffage sur l'amphibole et donnent un âge plateau à 536 ± 2.9 Ma (Fig.VIII.6c).

L'échantillon Bla12 correspond à une aplite présentant un aspect massif. Il a été prélevé dans la carrière de Bilala où il affleure au contact de l'orthogneiss (de type Bla10). Il est composé de quartz, de plagioclase, de muscovite, de biotite, de calcite et des minéraux opaques. La biotite

et la muscovite s'organisent autour des grains infra-millimétriques à millimétriques de quartz et de feldspath. Elles soulignent la foliation qui est à peine visible. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar de la biotite (z2457) et de la muscovite (z2475) présentent des spectres d'âge bien distincts. Celui de la biotite obtenue au bout de douze (12) étapes de chauffage est très irrégulier et se caractérise par des âges apparents jeunes pour des basses températures (465 Ma) et par l'absence d'âge plateau. Le spectre de la muscovite donne un âge plateau de 512.2 ± 0.8 Ma sur dix-huit (18) étapes de chauffage (figure VIII.6d).

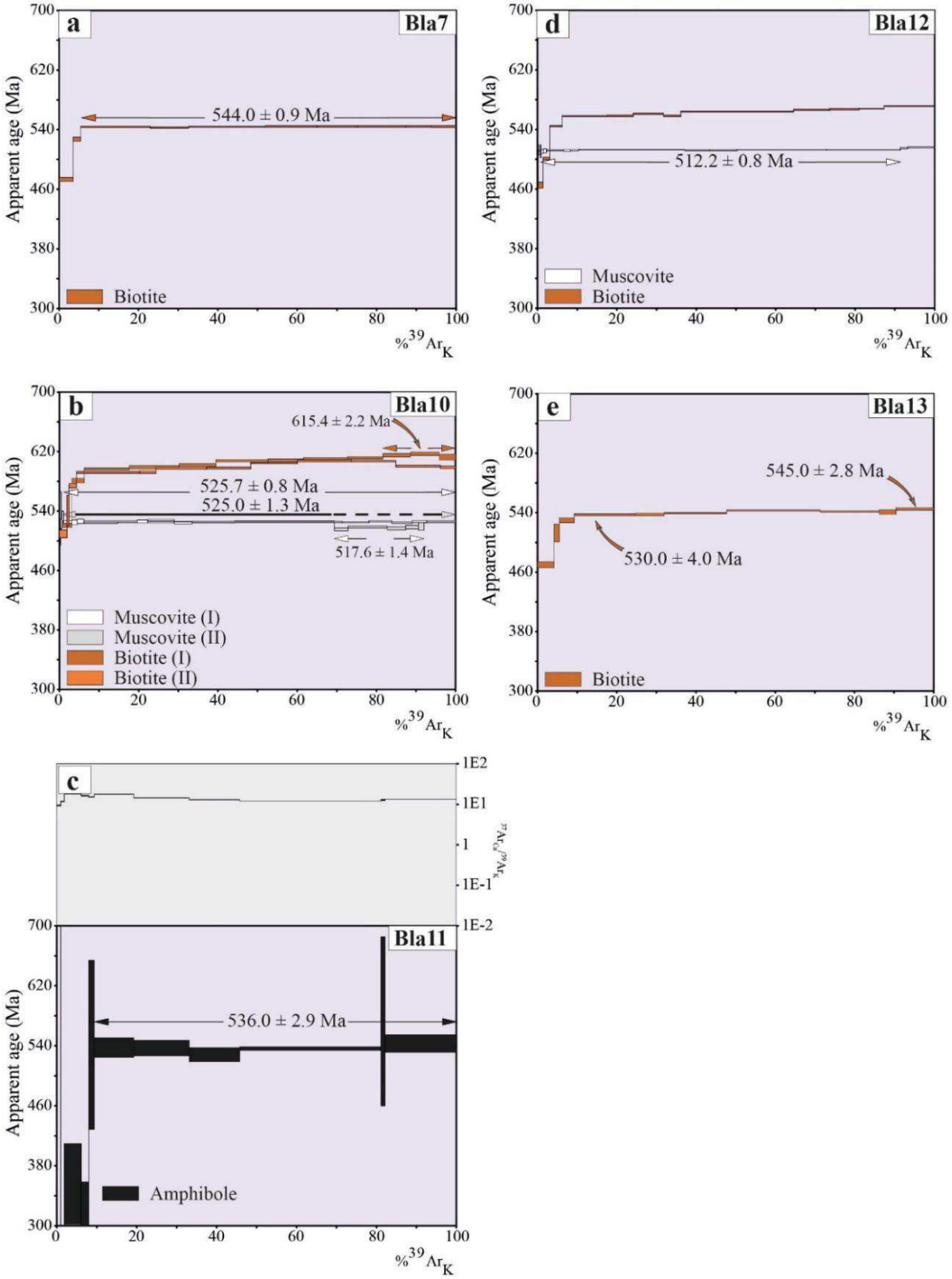


Figure VIII. 6. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar des roches représentatives du massif orthogneissique de Bilala. a) calcul d'âge sur la biotite dans la biotitite ; b, d et e) spectres d'âges calculés sur la muscovite et/ou biotite dans les faciès orthogneissiques de Bilala ; c) calcul d'âge sur l'amphibole dans l'amphibolite.*

L'échantillon Bla13 correspond au faciès oeillé de l'orthogneiss de Bilala. Il est constitué principalement de quartz, plagioclase, muscovite et biotite. Cette dernière s'oriente suivant deux plans qui se recoupent perpendiculairement soulignant le microplissement de la schistosité S1 (N64 17° NNW) et la recristallisation de la biotite le long des axes des microplis, donnant ainsi la schistosité de crénulation S2. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar se sont faites en dix (10) étapes de chauffage sur la biotite. Elles ont permis d'avoir des âges pseudo plateaux à 530 ± 4 Ma pour les basses températures et 545 ± 2.8 Ma pour les hautes températures (Fig.VIII.6e).

Les âges ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus sur la muscovite, la biotite et l'amphibole dans le Groupe de la Loémé varient entre 502 Ma et 615 Ma (Tab.VIII.2). L'âge minimum (502 Ma) est donné par la muscovite venant du faciès isotrope de l'orthogneiss de Bilinga et l'âge maximum (615 Ma) est donné par la biotite prélevée sur l'orthogneiss très déformé de Bilala. Dans le Groupe de la Loémé, il est possible de voir que les échantillons prélevés au même endroit ou encore des biotites et muscovites d'un même échantillon ne donnent pas le même âge, et très souvent l'âge de la muscovite est plus jeune que celui de la biotite. Ceci peut s'expliquer par le fait que ces deux micas ne réagissent pas de façon similaire face à un évènement tectono-thermal (McDougall and Harrison, 1999). Les micas blancs se caractérisent par de bonnes propriétés de retention de l'argon radiogénique et présentent peu d'exces d'argon que les biotites. L'amphibole quant à elle présente un âge plutôt « intermédiaire » entre les deux extrêmes (536 Ma), âge qui se rapproche de ceux à 530-547 Ma donnés par certaines biotites.

Unité		Echantillon	Lithologie	Minéral	AP (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-MT (Ma)	APP-HT (Ma)
Loémé	Bilala	Bla7	Biotitite	Bt	544±0.9			
		Bla12	Orthogneiss	Ms	512.2±0.8			
		Bla11	Amphibolite	Amp	536±2.9			
		Bla13	Orthogneiss	Bt		530±4		545±2.8
		Bla10	Orthogneiss	Ms	525±1.3		517.6±1.4	
				Ms	525.7±0.8			
				Bt				615.4±2.2
	Bilinga	Blg3	Monzo-gabbro	Bt	565.3±1.1			
				Bt	586.5±1.2			
		Blg14	Orthogneiss	Ms	510.6±1.4		502.4±1.9	
				Ms	512.4±0.9			
				Bt	572.8±1.1			
	Socle	Lo45	Orthogneiss	Bt	512.1±1			
		Lo37	Paragneiss	Ms	513.8±1.2		511.5±1.2	
		Lo40-A	Paragneiss	Bt verte	547.7±2.5			
				Bt	541.4±1.6			

Tableau VIII. 2. *Synthèse des âges ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus sur les roches représentatives du Groupe de la Loémé dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les couleurs sont utilisées pour catégoriser les groupes d'âges, les âges les plus proches ont la même couleur.AP : âge plateau, APP : âge pseudo-plateau, BT : basse températutre, MT : moyenne température et HT : haute température.*

4.2 Le Groupe de la Loukoula

Cinq échantillons provenant du Groupe de la Loukoula ont été datés par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar. Ils correspondent aux roches qui constituent le socle de la Loukoula (Lok7 et Lok45) dans lequel serait intrusif la granodiorite de Les Saras (Sar7-A, Sar8-A et Sar8-B).

4.2.1 L'amphibolite et le paragneiss de la Loukoula

L'échantillon Lok7 correspond à une intrusion gabbroïque observée sur l'ancienne voie ferrée au sud du village de Les Saras. En lame mince, la roche présente une paragenèse à quartz, plagioclase, amphibole verte, biotite (très rare) et epidote. L'amphibole a été selectionnée pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar mais aucun âge n'a pu être calculé du fait de la très forte irrégularité du spectre qui se dessine sur une gamme d'âges supérieure à 1000 Ma (Fig.VIII.7a)

L'échantillon Lok45 représente le paragneiss de la Loukoula. Il a été prélevé sur la rive droite de la rivière Loukénéné au Nord de Les Saras et est constitué de quartz, feldspaths (potassique

et sodi-calcique), muscovite, grenat et biotite. Cette dernière est très chloritisée et la muscovite est peu abondante dans la roche (moins de 5%). La muscovite se présente sous forme de lattes peu allongées dans les plans de la foliation principale (N50 50NNW) et s'oriente parfois suivant les plans obliques à cette foliation. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar faites en trois phases sur la muscovite n'ont fourni aucun âge plateau ou pseudo-plateau (Fig.VIII.7b).

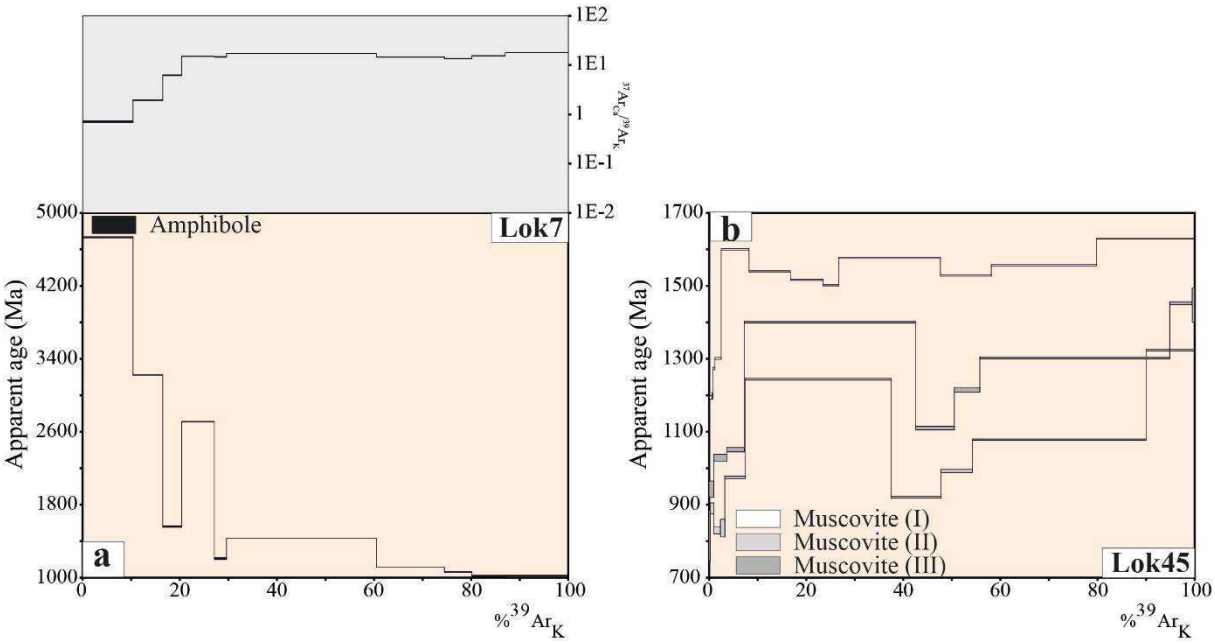


Figure VIII. 7. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar des roches représentatives du Groupe de la Loukoula. a) spectre d'âge sur l'amphibole du métagabbro prélevé sur l'ancienne voie férée au sud du village de Les Saras, et b) spectres d'âge sur la muscovite du paragneiss de la Loukoula affleurant sur les rives de la Loukénéné au Nord de Les Saras.*

4.2.2 La granodiorite de Les Saras

Trois échantillons représentatifs de la granodiorite de Les Saras ont été datés par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar.

L'échantillon Sar7-A a été prélevé dans la carrière à granulat des Libanais localisée à environ 1.5 km à l'ouest du village de Les Saras. Cet échantillon correspond au faciès mylonitique de la granodiorite de Les Saras. Il est constitué par une alternance de niveaux quartzo-feldspathique et des niveaux micacés ou phylliteux. Les pophyroclastes de feldspath et les cristaux de quartz constituent des marqueurs du mouvement cisaillant qui affecte la roche. La biotite et la muscovite soulignent la foliation principale (N128 50°SSW) mais la biotite est souvent remplacée par la chlorite et présente des colorations peu vives (en LPNA). La datation ^{40}Ar-^{39}Ar de la muscovite et de la biotite s'est faite en deux phases pour chaque minéral. La

première phase d'analyse de la muscovite (z2398) comprenant dix-sept (17) étapes de chauffage a donné un âge plateau de 568.4 ± 1.1 Ma et la seconde phase (z2582) faite en seize (16) étapes de chauffage donne un âge plateau de 555.5 ± 1.3 Ma rajeunissant de 13 Ma le premier âge. La biotite n'a permis de calculer aucun âge. Les spectres sont très irréguliers et présentent des formes distinctes (Fig.VIII.8a et b). Le spectre associé à la première phase d'analyse (z2399) est quasiment stable autour de 340 Ma pour des basses et moyennes températures et il présente une forme « en bosse » pour les hautes températures tandis que le spectre résultant de la deuxième phase d'analyse (z2583) faite sur douze (12) étapes de chauffage est similaire au spectre caractérisé par une perte d'argon radiogénique par diffusion tel que décrit par Turner (1968).

L'échantillon Sar8-A a été prélevé dans la carrière à granulats des chinois localisée dans le village Les Saras au NNW. Il présente les mêmes caractéristiques lithologiques et pétrographiques que l'échantillon Sar7-A prélevé dans la carrière des libanais. Les analyses faites en deux phases sur la biotite (z2463 et z2584), suivant quatorze (14) et dix (10) étapes de chauffage chacune ont donné des âges plateaux de 1172.4 ± 2.6 Ma et 1170.8 ± 1.5 Ma qui sont identiques dans l'erreur (Fig.VIII.8c). Ces âges sont les plus vieux que tous ceux qui ont été calculés lors de cette étude.

L'échantillon Sar8-B correspond au faciès isotrope de la granodiorite de Les Saras. Il a été prélevé dans la carrière à granulats des Chinois. Il comprend principalement le quartz et le plagioclase. La biotite apparait disséminée dans la matrice et ne présente pas d'orientation préférentielle. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar faites sur la biotite en deux phases (z2477 et z2585) de onze (11) étapes de chauffage chacune n'ont permis d'avoir qu'un seul âge plateau à 1049.5 ± 1.6 Ma associé à la première phase d'analyse. La seconde phase n'a fourni aucun âge (Fig.VIII.8c). Cet âge jeune d'environ 123 Ma de celui de Sar8-A appartient aussi au Mésoprotérozoïque.

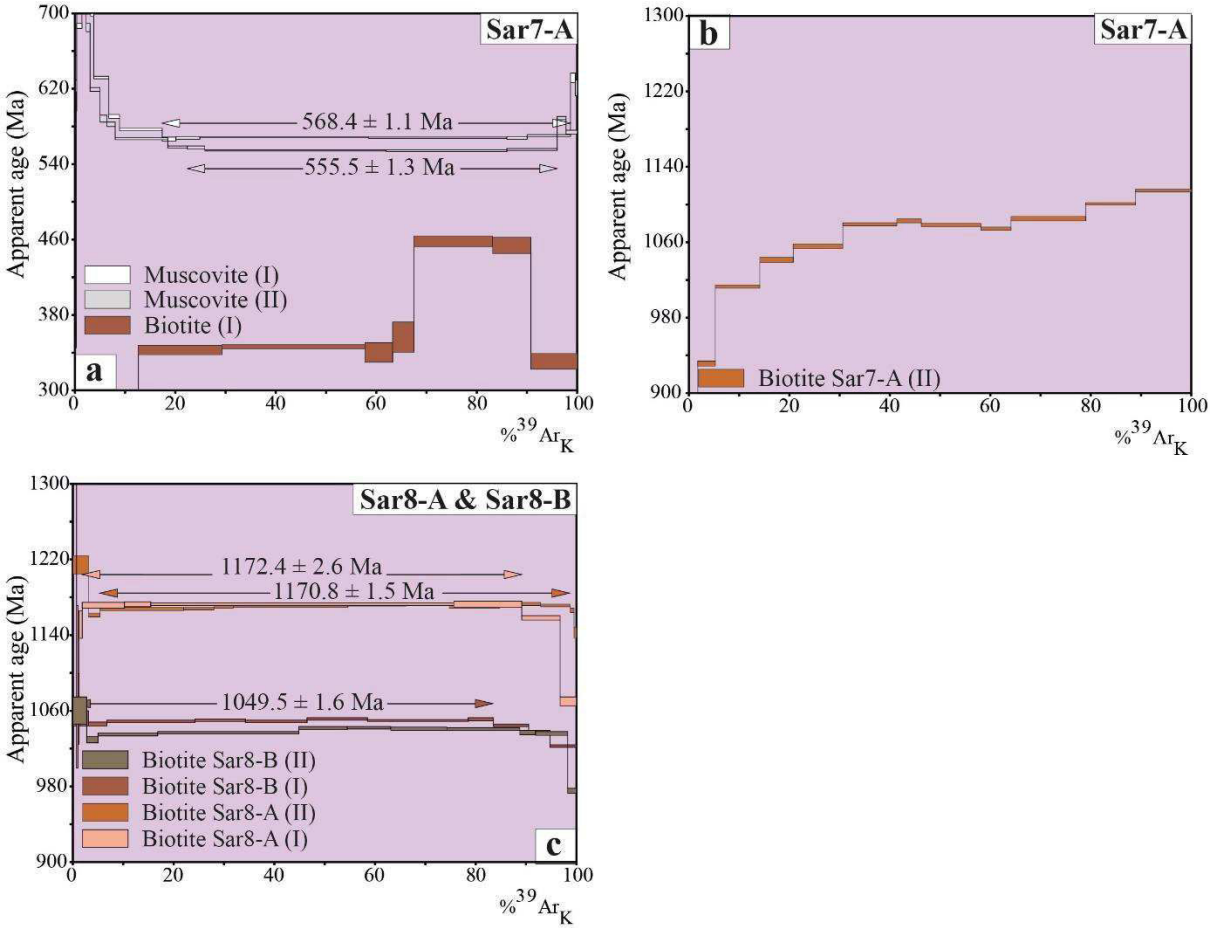


Figure VIII. 8. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar de la métagranodiorite de Les Saras calculés sur la biotite et la muscovite. a et b) calcul d'âges sur la biotite et la muscovite (en 2 phases) du faciès mylonitique de la métagranodiorite de Les Saras affleurant dans la carrière à granulats des libanais et, c) calcul d'âge sur la biotite et la muscovite (en 2 phases) des faciès mylonitique (Sar8-A) et isotrope (Sar8-B) de la métagranodiorite de Les Saras affleurant dans la carrière à granulats des chinois.*

Les résultats d'analyses par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar du Groupe de Loukoula (Tab. VIII.3) sont moins nombreux et peu choérents. Les âges obtenus sur les biotites de l'orthogneiss de la carrière chinoise de Les Saras (1049-1172 Ma) sont les plus vieux et sortent du contexte néoprotérozoïque. Les analyses faites sur la muscovite, pour l'échantillon provenant de la carrière des libanais, ont cependant donné des âges qui se rapprochent de ceux de certaines biotites de la Loémé (555-568 Ma). Il s'agit là aussi des âges les plus vieux obtenus sur la muscovite au cours de cette étude.

Groupe		Echantillon	Lithologie	Minéral	AP (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)
Loukoula	Les Saras	Sar8-B	Orthogneiss	Bt	1049.5±1.6			
		Sar8-A	Orthogneiss	Bt	1172.4±2.6			
				Bt	1170.8±1.5			
		Sar7-A	Orthogneiss	Ms	568.4±1.1			
				Ms	555.5±1.3			
				Bt				
	Socle	Lok7	Métagabbro	Amp				
		Lok45	Paragneiss	Ms				

Tableau VIII. 3. *Compilation des âges 40Ar-39Ar obtenus sur les roches représentatives du Groupe de la Loukoula dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les couleurs sont utilisées pour catégoriser les groupes d'âges, les âges les plus proches ont la même couleur. AP : âge plateau, APP : âge pseudo-plateau, BT : basse températutre, MT : moyenne température et HT : haute température.*

4.3 Le Groupe de la Bikossi

Le Groupe de la Bikossi est principalement constituée de roches paradérivées. Cinq (05) échantillons prélevés le long du réalignement du chemin de fer (Fig.VIII.2) ont été analysés.

L'échantillon Bik2 correspond au métagrès quartzitique, plagioclase, muscovite et biotite dont l'âge maximum de dépôt a été calculé à 2023 ± 11 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (cette étude). La datation ^{40}Ar-^{39}Ar s'est faite en deux phases sur la muscovite et en une phase sur la biotite. La première phase d'analyse de la muscovite (z2455) s'est faite en dix-neuf (19) étapes de chauffage et elle a donné un âge plateau à 530.2 ± 0.9 Ma. Un âge pseudo-plateau a été calculé à 535.7 ± 2.4 Ma pour des hautes températures. La seconde phase d'analyse de la muscovite (z2578) a donné un âge plateau à 540.3 ± 1.2 Ma. L'analyse de la biotite (z2470) faite en dix (10) étapes de chauffage a aussi donné un âge plateau à 527 ± 1.3 Ma (Fig.VIII.9a). Ce dernier est plus jeune que les âges de la muscovite.

L'échantillon Bik7 correspond au quartzo-schiste de la Bikossi constitué essentiellement de quartz et de muscovite avec un âge maximum de dépôt de 2030 ± 8 Ma calculé par la méthode U-Pb sur zircon (cette étude). L'analyse de cette dernière par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar s'est faite en deux phases. La première phase (z2471) a donné sur dix-sept (17) étapes de chauffage un âge plateau de 544.2 ± 1.8 Ma et un âge pseudo-plateau de 538.2 ± 2.5 Ma pour des moyennes températures. La deuxième phase d'analyse (z2579) n'a pas donné un âge plateau mais plutôt

des âges pseudo-plateau de 531.6 ± 2.4 Ma pour des basses température et 538.6 ± 2.4 Ma pour des hautes températures. Les données relatives à ces analyses sont présentées sur la figure VIII.9b.

L'échantillon Bik10 correspond au gneiss à quartz, plagioclase, muscovite plus ou moins biotite. Il s'intercale entre les roches vertes du complexe basique de Nemba et présente une direction N154 avec un pendage fort de 85° vers l'WSW. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar s'est faite sur la biotite et la muscovite. Cette dernière souligne la foliation principale qui est microplissée et s'oriente aussi dans les plans définissant la schistosité de crénulation. La biotite quant à elle ne se présente pas sous forme de plage continue et ne s'oriente pas suivant une direction préférentielle. Les âges obtenus pour cet échantillon sont reportés sur la figure VIII.9c. Les analyses de la muscovite se sont faites en deux phases. La première phase (z2454) faite en seize (16) étapes de chauffage a donné un âge plateau de 505.6 ± 1.3 Ma et un âge pseudo-plateau de 498.8 ± 2.7 pour des moyennes températures. La seconde phase d'analyse (z2581) faite en neuf (09) étapes de chauffage a donné un âge plateau de 496.2 ± 1.2 Ma qui dans l'erreur est identique à l'âge pseudo-plateau de la première phase. La biotite analysée en une phase (z2478) suivant sept (07) étapes de chauffage a donné un âge plateau de 539.4 ± 1.8 Ma bien plus vieux de près de 34 Ma que les âges de la muscovite.

L'échantillon Bik14 a été prélevé sur le réalignement du chemin de fer à proximité de l'échantillon Bik13 et à moins de 2 m des amphibolites du complexe basique de Nemba. Il représente un micaschiste constitué de quartz, muscovite/séricite, grenat et graphite à schistosité S1 orientée N160-54°ENE. La muscovite (et/ou séricite) a été choisie pour faire la datation ^{40}Ar-^{39}Ar. Deux âges plateaux ont été obtenus à 520.7 ± 1 Ma et 523.6 ± 1.4 Ma correspondant à deux phases d'analyses (z2456 et z2577) faites respectivement sur quinze (15) et neuf (09) étapes de chauffage. Un âge pseudo-plateau de 527.8 ± 1.8 Ma de haute température est associé à la deuxième phase d'analyse (z2577). Les données relatives à ces analyses sont présentées sur la figureVIII.9d.

L'échantillon Bik13 est un gneiss affleurant au contact entre les roches vertes du complexe basique de Nemba et les micaschistes de la Bikossi. Il est essentiellment constitué de quartz, grenat et chlorite. La muscovite se présente sous forme de placage dans la zone de contact avec le micaschiste. Elle s'intègre dans la structure de la roche et souligne la foliation avec la chlorite. L'âge maximum de dépôt de cette roche a été calculé à 1544 ± 12 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons détritiques (cette étude). Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar donnent en deux phases des âges

plateaux similaires. Pour la première phase d'analyse (z2458) faite en dix (10) étapes de chauffage, l'âge plateau obtenu sur la muscovite (séricite) est de 512.7 ± 1.2 Ma. La seconde phase d'analyse (z2576) faite en onze (11) étapes de chauffage donne un âge plateau de 511.1 ± 1.4 Ma. Les données relatives à ces analyses sont présentées sur la figureVIII.9e.

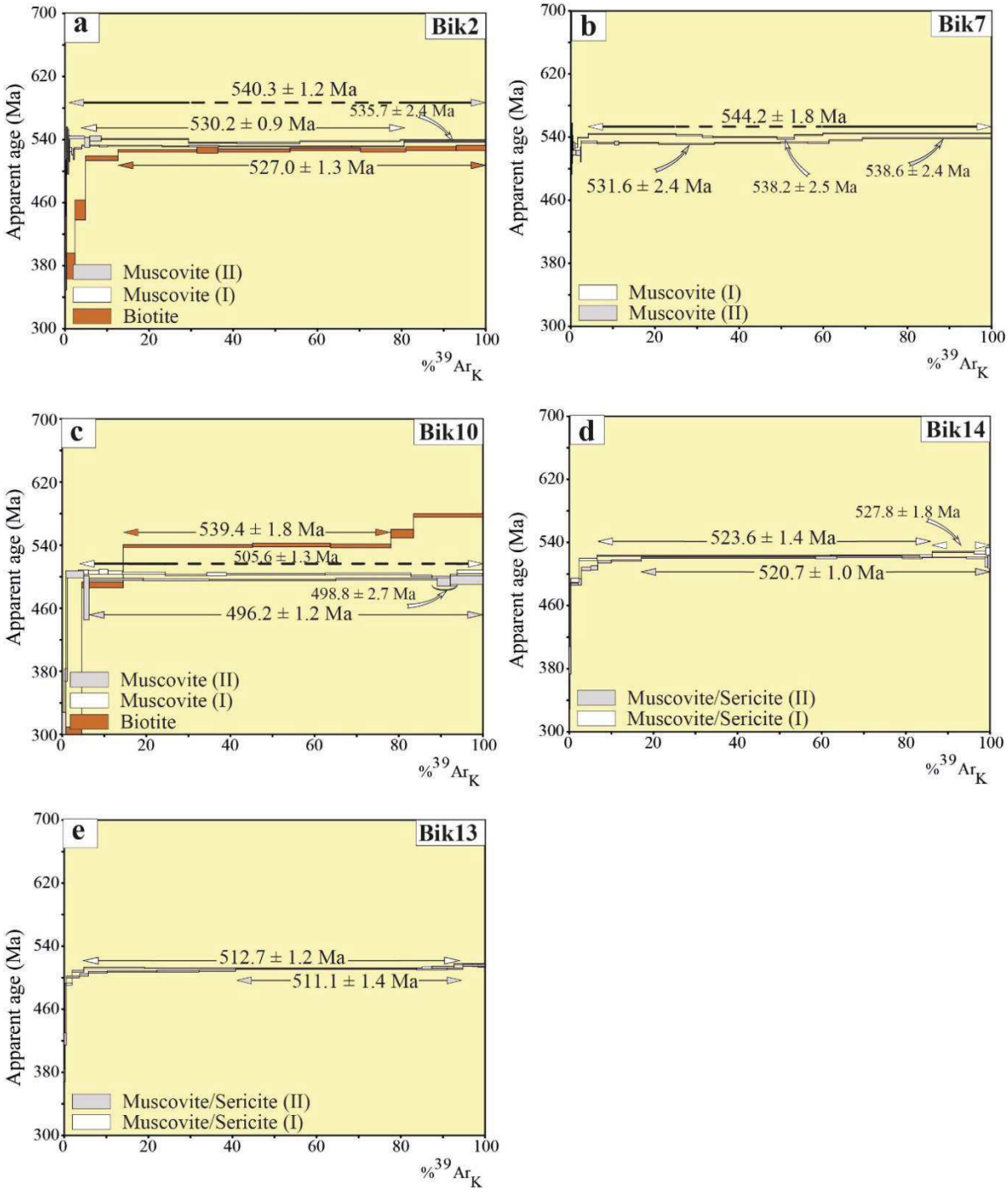


Figure VIII. 9. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar des roches représentatives du Groupe de la Bikossi observées le long du réalignement du chemin de fer. a) calculs d'âge sur la biotite et la muscovite (2 phases d'analyse) du métagrès (Bik2) ; b) calcul d'âge sur la muscovite du quartzo-schiste (Bik7) ; c) calcul d'âge sur la biotite et la muscovite*

(2 phases) du gneiss (Bik10) ; d) calcul d'âge sur la muscovite (séricite) du micaschiste (Bik14) et e) calcul d'âge sur la muscovite (séricite) du gneiss (Bik13).

Groupe	Echantillon	Lithologie	Minéral	AP (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)
Bikossi	Bik13	Paragneiss	Ms/Ser	512.7±1.2			
			Ms	511.1±1.4			
	Bik14	Micaschiste	Ms/Ser	520.7±1			
			Ms	523.6±1.4			527.8±1.8
	Bik10	Paragneiss	Ms	505.6±1.3		498.8±2.7	
			Ms	496.2±1.2			
			Bt	539.4±1.8			
	Bik7	Quartzo-schiste	Ms	544.2±1.8		538.2±2.5	
			Ms		531.6±2.4		538.6±2.4
	Bik2	Métagrès	Ms	530.2±0.9			535.7±2.4
			Ms	540.3±1.2			
			Bt	527±1.3			

Tableau VIII. 4. *Compilation des âges ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus sur les roches représentatives du Groupe de la Bikossi dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les couleurs sont utilisées pour catégoriser les groupes d'âges. Les âges les plus proches ont la même couleur. AP : âge plateau, APP : âge pseudo-plateau, BT : basse températutre, MT : moyenne température et HT : haute température.*

Les âges obtenus dans le Groupe de la Bikossi sont présentés dans le tableau VIII.4. Les âges plateaux 40Ar-39Ar de la muscovie se répartissent entre 496 Ma et 544 Ma et ceux obtenus sur la biotite donnent 527 Ma et 539 Ma. Dans l'échantillon Bik10, l'âge de la biotite est vieux de 30 Ma à 40 Ma que l'âge de la muscovite tandis que pour l'échantillon Bik2, la biotite présente un âge jeune par rapport à la muscovite. Exceptés les âges jeunes de 496 Ma et 498 Ma, tous les âges du Groupe de la Bikossi s'emboitent avec ceux du Groupe de la Loémé.

4.4 Le complexe basique de Nemba

Un échantillon provenant des roches vertes du complexe basique de Nemba a été analysé pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar.

L'échantillon Nem12 affleure sur le réalignement du chemin de fer. Il correspond à une amphibolite contenant l'amphibole verte, l'épidote, le quartz et la biotite. Cette dernière s'oriente suivant les plans de schistosité et présente des teintes brunes. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar s'est faite sur l'amphibole et la biotite. L'analyse de l'amphibole (z2396) suivant neuf (09) étapes de chauffage n'a donné aucun âge significatif. L'analyse de la biotite (z2397) faite en treize (13) étapes de chauffage a quant à elle donné un âge plateau de 545.7 ± 1 Ma. Les données relatives à ces analyses sont présentées sur la figureVIII.10.

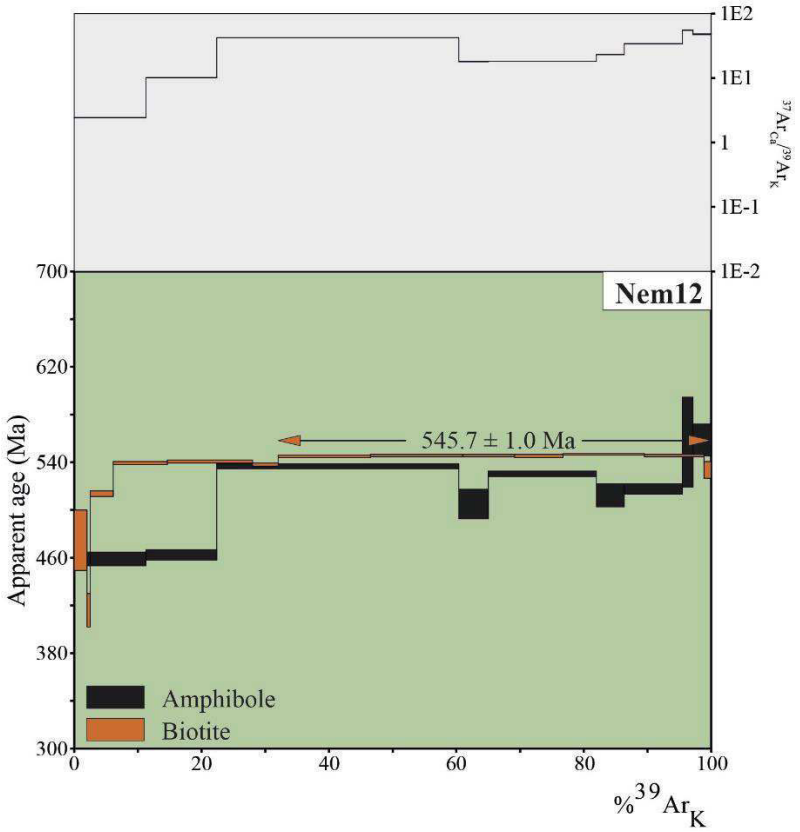


Figure VIII. 10. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar de l'amphibolite du complexe basique de Nemba. Ages calculés sur l'amphibole et la biotite.*

4.5 Le granite de Mont Kanda et les roches associées

Trois échantillons correspondant au granite de Mont kanda (Mk1), au filon de roche verte (Mk4) qui le recoupe ainsi qu'à la biotitite (Mk5) qui se développe entre ces deux ensembles lithologiques ont été analysés pour la datation ^{40}Ar-^{39}Ar. Ces échantillons ont tous été prélevés dans la carrière à granulats de Louvoulou.

L'échantillon Mk1 correspond au faciès isotrope et leucocrate du granite de Mont Kanda. Il est constitué de cristaux de quartz, feldspaths (microcline, orthose et quelques plagioclases), muscovite et quelques biotites. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar s'est faite en deux phases sur la biotite et la muscovite. La première phase d'analyse de la biotite (z2459) faite en dix-huit (18) étapes de chauffage n'a pas donné un âge plateau, mais plutôt deux âges pseudo-plateaux de 504.4 ± 1.5 Ma et 528.4 ± 2.5 Ma rattachés respectivement aux étapes de basses et hautes températures. La seconde phase d'analyse de biotite (z2575) a permis d'avoir un âge plateau à 525.3 ± 1.2 Ma suivant onze (11) étapes de chauffage. La datation de la muscovite en deux phases (z2467 et z2574) a donné, respectivement, un âge pseudo-plateau de 522.6 ± 1.6 Ma pour des hautes températures et un âge plateau à 520 ± 2 Ma. Les données représentatives de ces analyses sont reportées sur la figure VIII.11a.

L'échantillon Mk4 a été prélevé au contact de l'échantillon Mk1. Il correspond au filon de dolérite qui intrude le granite de Mont Kanda. La roche comprend des plages millimétriques à centimétriques d'amphiboles vertes présentant des surfaces de réaction sur lesquelles croissent des cristaux inframillimétriques d'amphibole. Le quartz, la biotite, le sphène et les minéraux opaques sont présents dans la matrice. La datation ^{40}Ar-^{39}Ar s'est focalisée sur l'amphibole et la biotite. L'amphibole a été analysée en deux phases (z2466 et z2572) ayant donné chacune des âges plateaux de 576.8 ± 2.6 Ma et 578.2 ± 2.2 Ma suivant, respectivement, dix (10) et douze (12) étapes de chauffage. La biotite, analysée en sept (07) étapes de chauffage a donné un âge pseudo-plateau à 591.5 ± 1.9 Ma figure VIII.11b.

L'échantillon Mk5 est une biotitite qui s'observe dans la zone de contact entre le granite (Mk1) et le filon de dolérite amphibolitisé (Mk4). La biotite constituant le minéral principal de la roche est de couleur brune et s'oriente suivant des plans qui définissent la schistosité. Le quartz, l'épidote et la calcite s'intercallent entre les feuillets de biotite sous des formes lenticulaires. La

datation 40Ar-39Ar s'est faite sur la biotite en deux phases d'analyses suivant douze (12) étapes de chauffage chacune. Ces deux phases d'analyses (z2460 et z2573) ont donné, respectivement des âges plateaux de 585.4 ± 1.6 Ma et 591.2 ± 1.1 Ma figure VIII.11c.

Les âges plateaux et pseudoplateaux ^{40}Ar-^{39}Ar obtenus sur les échantillons du Complexe basique de Nemba et du granite de Mont Kanda sont reportés dans le tableau VIII.5.

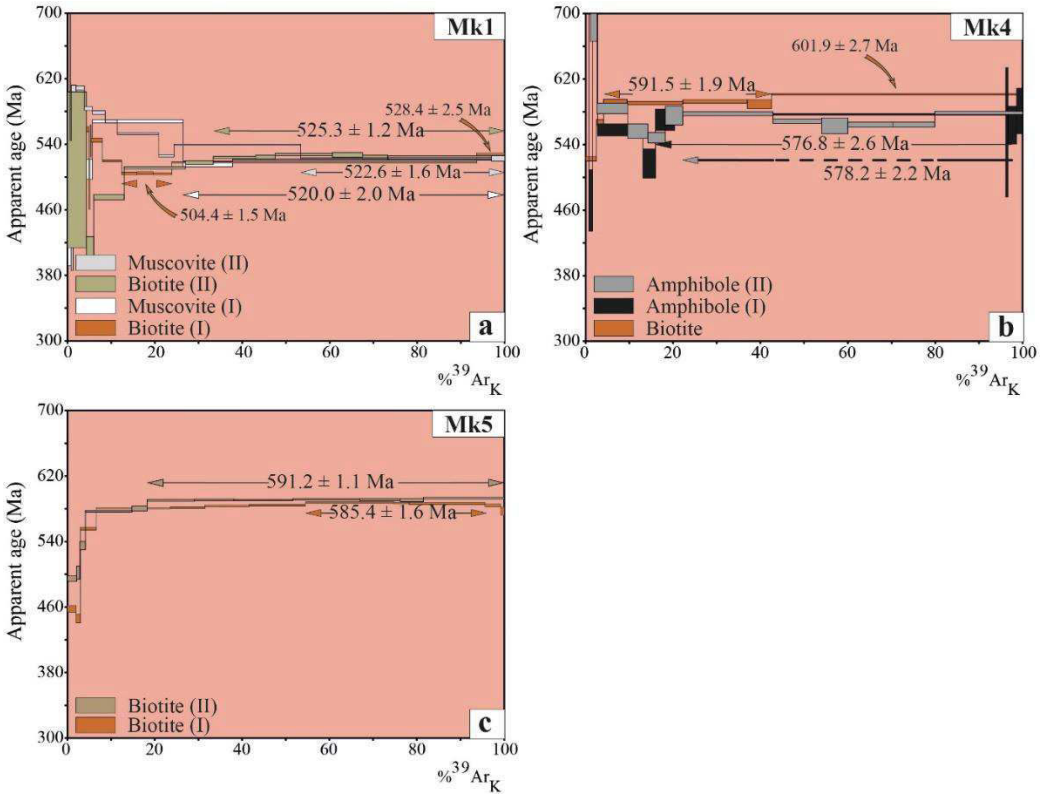


Figure VIII. 11. *Spectres d'âges ^{40}Ar-^{39}Ar du granite de Mont Kanda et des roches associées. a) âges calculés sur les biotites et les muscovites du granite ; b) âges calculés sur les amphiboles et la biotite du filon de dolérite amphibolitisé et c) âges calculés sur les biotites de la biotitite.*

Unité	Echantillon	Lithologie	Minéral	AP (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)	APP-BT (Ma)
Mont kanda	Mk5	Biotitite	Bt	585.4±1.8			
			Bt	591.2±1.1			
	Mk4	Filon basaltique	Bt		591.5±1.9		
			Amp	576.8±2.6			
			Amp	578.2±2.2			
	Mk1	Granite	Bt		504.4±1.5		528.4±2.5
			Bt	525.3±1.2			
			Ms				522.6±1.6
			Ms	520±2			
Nemba	Nem12		Amp				
			Bt	545.7±1			

Tableau VIII. 5. *Compilation des âges 40Ar-39Ar obtenus sur les roches représentatives du Complexe basique de Nemba et du massif granitique de Mont Kanda dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les couleurs sont utilisées pour catégoriser les groupes d'âges, les âges les plus proches ont la même couleur. AP : âge plateau, APP : âge pseudo-plateau, BT : basse température, MT : moyenne température et HT : haute température.*

5 Interprétation et discussion des données ^{40}Ar-^{39}Ar

Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar des formations du domaine occidental de la chaîne du Mayombe montrent que la majorité des âges se répartissent entre 615 Ma et 496 Ma (Fig.VIII.12). Les âges les plus vieux (1049-1172 Ma) ainsi que les fortes perturbations s'enregistrent dans la partie NNE de ce domaine. La répartioton des âges ^{40}Ar-^{39}Ar entre 615 Ma et 496 Ma témoigne d'une importante activité tectono-thermale néoprotérozoïque à cambrienne affectant les unités paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Les âges repartis entre 1049 Ma et 1172 Ma s'écartent de cette tendance et s'enregistrent au Mésoprotérozoïque. Ces âges ne sont pas corrélables avec les événements tectono-métamorphiques majeurs (orogeneses éburnéenne et pan-africaine) définis dans cette zone. Ils ne présentent aucune signification géologique et sont interprétés comme étant liés à une ré-initialisation incomplete du système isotopique de l'argon au cours de l'événement tectono-thermal pan-africain. Cette assertion se base sur le fait que ces âges si variés proviennent des échantillons (Sar8-A et Sar8-B) prélevés dans la même carrière (moins de 20 m entre les deux). Aussi, l'échantillon Sar-7 (équivalent lithologique de l'échantillon Sar8-A) prélevé à la carrière des libanais présente des spectres de biotite qui, pour la première analyse (z2399) se caractérise par une forme « plat » sur les basses et moyennes températures et développe une forme "en bosse" pour des hautes températures. Cette dernière est souvent interprétée comme le résultat d'un mélange de deux phases minerales (Wijbrans et McDougall, 1986). La deuxième analyse de la biotite issue de ce même échantillon présente un spectre d'âge marqué par une superposition de paliers suivant des âges croissants depuis les étapes de basses températures de chauffage jusqu'à celles des hautes températures. Cette tendance est souvent rattachée à une perte d'argon par diffusion volumique lors d'un événement thermique (Turner, 1968). Les muscovites associées à ces biotites donnent des âges variants entre 555 Ma et 568 Ma impliquant ainsi l'événement pan-africain dans la perturbation des systèmes isotopiques anciens. Cette variabilité d'âges (1771 ± 19 Ma sur les grains grossiers de muscovite et 444 Ma et 447 Ma sur les fractions fines de muscovite) s'observe aussi sur les données résultant de la datation K-Ar des micas provenant de la pegmatite mylonitisée prélévée dans le Groupe de la Loukoula à l'ouest du village de Les Saras (échantillon DOL2157, Fullgraf et al., 2015a). L'âge paléoprotérozoïque obtenu sur les micas a été associé par ces auteurs à une ré-initialisation incomplète du système isotopique du potassium dans les grains grossiers de la muscovite du fait de la faible intensité du métamorphisme pan-africain dans cette zone.

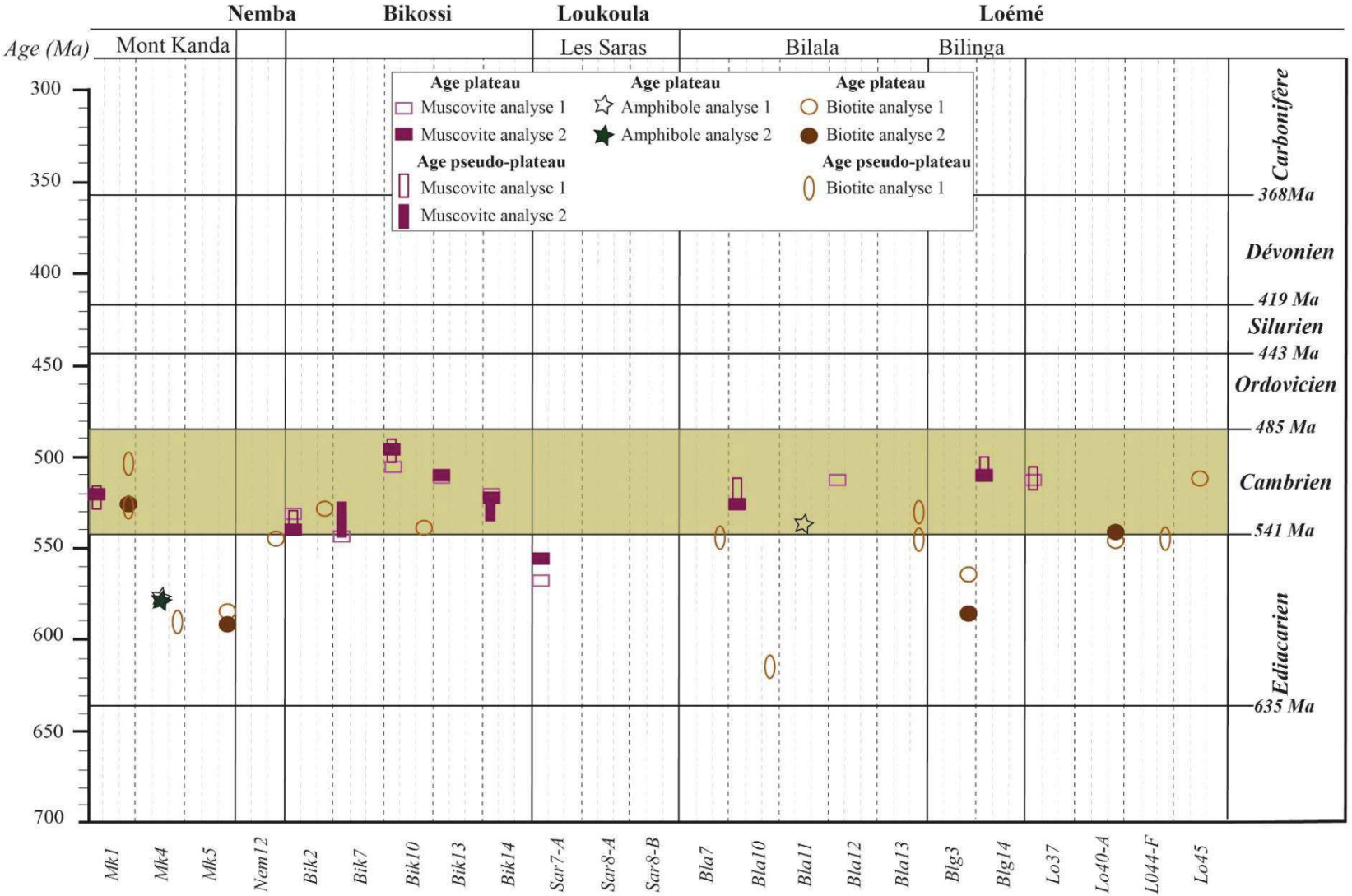


Figure VIII. 12. *Répartition des âges ^{40}Ar-^{39}Ar calculés sur la muscovite, la biotite et l'amphibole dans les unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe.*

Les âges néoprotérozoïques à cambriens obtenus au cours de cette étude peuvent être regroupés en cinq principaux groupes (Fig.VIII.13) :

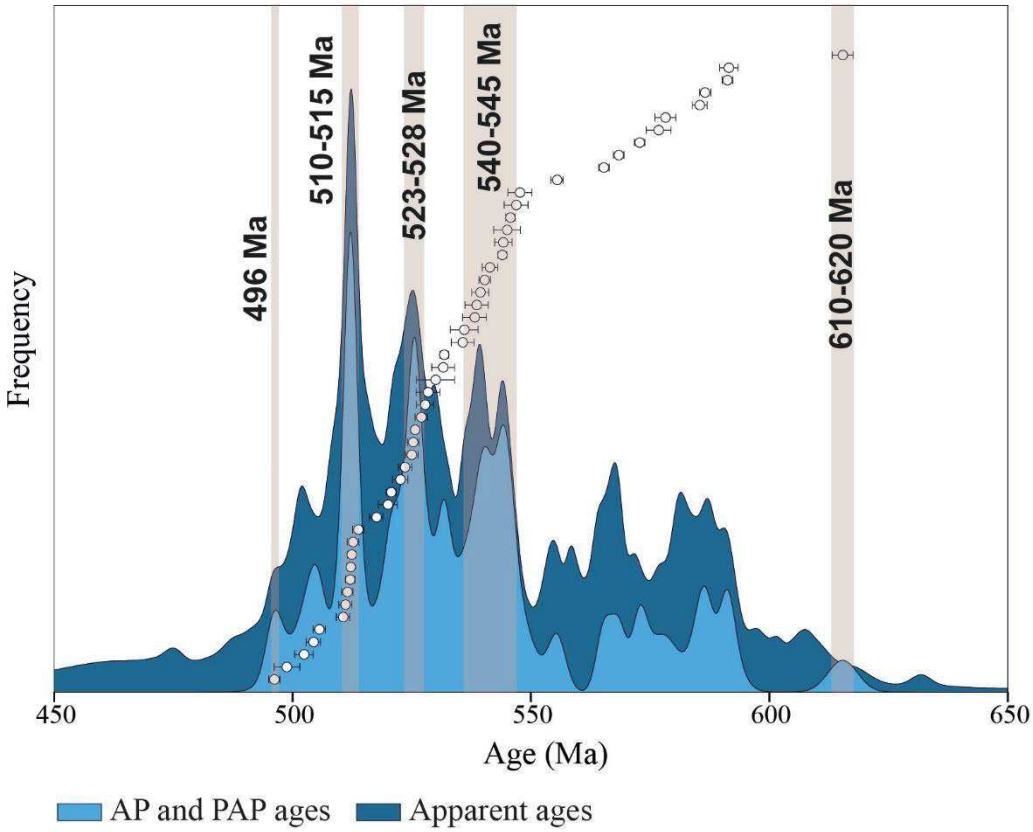


Figure VIII. 13. *Répartition et distribution des âges suivant les courbes de densité obtenues sur les âges plateaux (AP) et pseudo-plateaux (PAP) ainsi que sur tous les âges apparents calculés pour chaques étape d'analyse.*

(i) Le groupe d'âges compris entre 610-620 Ma

La tranche d'âges compris entre 610 Ma et 620 Ma s'observe sur les analyses de la biotite de l'échantillon Bla10 correspondant à l'orthogneiss de Bilala qui donne un âge pseudo-plateau de 615.4 ± 2.2 Ma (1σ) pour les étapes de chauffage de hautes températures. Cet âge est le plus vieil âge néoprotérozoïque obtenu par la datation ^{40}Ar-^{39}Ar au cours de cette étude. Il est compatible dans l'erreur avec l'âge à 642 ± 36 Ma (MSWD : 4.2 ; 2σ) obtenu par intercept inférieur résultant de la datation U-Pb sur zircons de la granodiorite de Les Saras (Sar8-B). Cet âge est interprété comme étant l'âge de la phase initiale de l'événement pan-africain dans la chaîne du Mayombe au Congo. Il se rapproche aussi de l'âge à 566 ± 42 Ma obtenu par Frimmel et al. (2006) en datant, par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar, la métadolérite intercalée dans les formations équivalentes de la Tillite inférieure en République Démocratique du Congo.

Les âges variants entre 565 Ma et 601 Ma obtenus sous forme d'âges plateau et/ou pseudo-plateaux sur les échantillons Mk4, Mk5, Blg3 et Blg14 sont interprétés comme des stades de perturbation de la phase initiale. La forme des spectres correspondant à cette gamme d'âges témoigne d'une perte d'argon par diffusion telle que définie par Turner (1968). Les analyses K-Ar faites par Fullgraf et al. (2015a) sur des échantillons provenant du basin du Niari donnent des âges répartis entre 575 Ma et 583 Ma qui, ont été interprétés comme pouvant correspondre soit à un premier événement métamorphique ou à un mélange de phases minérales.

(ii) Le groupe d'âges compris entre 540-545 Ma

Les âges compris entre 540 Ma et 545 Ma s'observent sans ambiguité sur les spectres des biotites des échantillons Nem12 et Bla7 donnant respectivement des âges plateaux de 545.7 ± 1.0 Ma et 544.0 ± 0.9 Ma. L'échantillon Lo44-F présente un spectre qui donne un âge pseudo-plateau de 546.9 ± 2.5 pour des étapes de chauffage de basses temperatures. Cet âge est interprété comme celui d'un événement tectono-thermal majeur ayant induit la perturbation de la phase initiale en donnant des âges intermédiaires non significatifs. Les données obtenues sur les échantillons Blg3 et Blg14 mettent en évidence la perturbation autour de 540 Ma visible sur les spectres des biotites. L'âge à 539 ± 18 Ma (MSWD : 3.6 ; 2σ) obtenu par la datation U-Pb/zircons de l'orthogneiss de la Loémé (Lo45) est compatible avec ces âges. Des gammes d'âges U-Pb/zircons similaires (539 ± 9 Ma ; 544 ± 14 Ma et 536 ± 8 Ma) ont été aussi enregistrés et calculés en Angola par Monié et al. (2012), où l'âge à 540 Ma est considéré comme l'âge de la déformation principale et du métamorphisme de haut grade pendant l'orogenèse pan-africaine. Cet événement tectono-métamorphique a, à son tour, été perturbé par des événements plus récents. Les spectres d'âges des échantillons Bik2, Bik7, Bla13 et Lo40-A montrent la perturbation de l'événement à 545 Ma par un événement plus récent autour de 525 Ma.

(iii) Le groupe d'âges compris entre 523-528 Ma

Les échantillons Mk1, Bik2, Bik14 et Bla10 présentent des spectres d'âges qui donnent des âges plateaux et/ou pseudo-plateaux qui varient entre 523 Ma et 528 Ma. Le spectre d'âge sur la muscovite (z2578) de l'échantillon Bik 2 montre que celle-ci a cristallisé autour de 540 Ma et présente une perturbation autour de 535 Ma. Cette perturbation marque le stade intermédiaire entre l'événement à 540-545 Ma et celui de 523-528 Ma qui est représenté par l'âge plateau de 527.0 ± 1.3 Ma obtenu sur la biotite (z2470) du même échantillon. La gamme d'âge entre 523 Ma et 528 Ma est peu documentée dans le Mayombe. Un âge à 522 Ma a été calculé par Fullgraf

et al. (2015a) par la méthode K-Ar sur un échantillon prélévé dans le basin du Niari. Il a été interprété comme témoin de la ré-initialisation quasi totale du système isotopique K-Ar pendant l'orogenèse pan-africaine. En Angola, Monié et al. (2012) ont identifié un groupe d'âge entre 510 Ma et 520 Ma en datant les monazites. Ce groupe d'âge a été considéré par ces auteurs comme étant non homogène et rattaché à une ré-initialisation partielle des grains de monazites ayant cristallisé pendant l'événement à 540 Ma.

(iv) Le groupe d'âges compris entre 510-515 Ma

La tranche d'âges de 510-515 Ma est bien représentée par le spectre de la muscovite de l'échantillon Bla12. Les échantillons Lo37 et Lo45 présentent aussi des spectres autour de 511 Ma et 512 Ma. Le spectre d'âge de la muscovite (z2587) de l'échantillon Blg14 permet de voir la succession des différentes perturbations autour de 540 Ma, 525 Ma et 510-514.5 Ma. Ces perturbations correspondent à une ré-initialisation complète du système isotopique de l'argon dans les roches du domaine occidental du Mayombe. L'analyse de la muscovite (z2391) de l'échantillon Blg14 présente un spectre d'âge qui montre une perturbation autour de 480 Ma.

(v) Le groupe d'âges autour de 496 Ma

Les âges autour de 496 Ma sont fournis par les spectres des muscovites (z2454 et z2581) de l'échantillon Bik10. Ils correspondent au dernier stade de l'événement pan-africain enregistré dans la zone d'étude. Ces données se rapprochent de celles obtenues par Fullgraf et al. (2015a) sur les échantillons du bassin du Niari (485-481 Ma), dans le domaine oriental du Mayombe (488 Ma) et dans le domaine central du Mayombe (489-497 Ma). En Angola, ces âges sont mis en évidence par Monié et al. (2012) avec la datation des grains de monazite (490 Ma ± 3 Ma) par la méthode U-Pb-Th, des grains d'amphibole (498 ± 5 Ma ; 493 ± 2 Ma) et biotite (482 Ma) par la méthode ^{40}Ar-^{39}Ar. Un intervalle d'âge a été défini entre 494 Ma et 482 Ma correspondant à l'exhumation et au refroidissement des roches du socle de la chaîne ouest congolienne (Monié et al., 2012).

En combinant les données géochronologiques U-Pb et ^{40}Ar-^{39}Ar résultant de cette étude, il en ressort que deux perturbations thermiques ont pu être enregistrés à la fois par ces deux géochronomètres. Cette configuration permet de définir avec précision les principales phases de l'orogenèse pan-africaine dans le domaine occidental de la chaîne du Mayombe. La phase initiale pan-africaine est enregistrée par les unités paléoprotérozoïques autour de 610 Ma et elle a été relayée par l'évènement autour de 540 Ma. Ces événements qui ont perturbé le système U-Pb du zircon sont plus intenses que les perturbastions qui s'enregistrent ulterieurement par

le système ^{40}Ar-^{39}Ar. Le fait que l'âge de la phase initiale soit préservé dans la partie nord du domaine occidental (granodiorite de Les Saras) et que l'âge à 539 Ma soit préservé dans la partie sud suggère que ce deuxième événement a été moins intense que le premier dans la partie nord. Son impact dans la partie sud, où il s'enregistre, a été tel que la trace de la phase initiale y a été effacée.

A l'échelle de la chaîne ouest congolienne, le découpage des principaux événements tectono-métamorphiques varient selon les portions de la chaîne et selon les auteurs. Au Gabon Thiéblemont et al. (2009) répartissent les pertubations thermiques associées à l'orogenèse pan-africaine entre deux gammes d'âges allant du Néoproterozoïque (700 – 550 Ma) et au Cambrien (~550 – 450 Ma). Les âges néoprotérozoïques sont plutôt considérés comme n'ayant qu'une influence « cryptique » sur les roches concernées. Sur la portion congolaise de la chaîne, Fullgraf et al. (2015a) identifient deux événements tectono-métamorphiques pan-africains M1 et M2 ayant eu lieu respectivement à 575 Ma et 499 Ma. Mais la répartition de ces âges dans la chaîne du Mayombe n'est pas uniforme. Dans le domaine occidental par exemple, seuls les âges récents autour de 480 voire 411 Ma y sont enregistrés. Dans la portion sud de la chaîne ouest congolienne en Angola, Nsungani (2012) ainsi que Monié et al. (2012) répartissent le métamorphisme pan-africain en deux événements distincts enregistrés à 540 Ma et 494 Ma. Le premier évènement est considéré comme étant associé au métamorphisme de haut grade (0.7-0.9 Ga, 680-750°C). Le second évènement quant à lui se caractérise par une histoire métamorphique de relativement moyenne pression et haute température (0.5-0.7 kb, 610-670° C)

Sur la marge brésilienne, Pedrosa-Soares et al. (2001) circonscrivent l'événement brasiliano-pan-africain entre 625 Ma et 570 Ma dans la chaîne Araçuaï. Cet intervalle d'âges n'inclus que la phase initiale définie entre 620 Ma et 610 Ma dans la chaîne du Mayombe. Les données géochronologiques supplémentaires sont fournies par les travaux menés dans la chaîne Ribeira qui constitue la portion sud de la chaîne Araçuaï. Les études menées par Heilbron et Machado (2003) situent le principal événement tectonique affectant les « terranes » occidentales et orientales de la chaîne Ribeira entre 590 Ma et 550 Ma. Ils notent tout de même l'existence d'événements métamorphiques plus anciens rangés entre 605 Ma et 628 Ma dans certains domaines des « terranes » occidentales. Ces événements sont rattachés aux phases précoces de collision continent-arc. Selon ces mêmes auteurs, un second évenement métamorphique s'enregistre entre 540 Ma et 520 Ma dans les terranes occidentales et serait plutôt absent dans

les terranes orientales. Ce métamorphisme est associé à la phase de déformation ayant induit le plissement et le cisaillement sub-vertical. Un troisième événement tectono-métamorphique est identifié entre 530 Ma et 495 Ma sur la terrane de Cabo Frio (partie orientale de la chaîne). Schmitt et al. (2004) placent le pic du métamorphisme dans cette zone entre 525 Ma et 520 Ma. Deux groupes d'âges supplémentaires ont été définis entre 518-505 Ma et 505-495 Ma. Ils correspondent aux phases de déformations marquées par le plissement et le cisaillement enregistrés sur la terrane de Cabo Frio.

Toutes les gammes d'âges obtenues dans cette région se rapprochent de celles obtenues dans la chaîne du Mayombe au cours de cette étude ; seul le découpage en différentes phases diffère.

6 Conclusion à l'étude géochronologique ^{40}Ar-^{39}Ar

L'ensemble des âges apparents obtenus par la datation ^{40}Ar-^{39}Ar des micas et des amphiboles des roches du domaine occidental de la chaîne du Mayombe se répartit entre 1172 Ma et 496 Ma. Les âges mésoprotérozoïques (1172-1049 Ma) enregistrés sur l'orthogneiss de Les Saras ont été interprétés comme résultant de la ré-initialisation incomplète du système isotopique de l'argon dans cette formation. Ces âges n'ont donc aucune signification géologique, c'est-àdire ne représentent pas un événement tectono-thermique précis. Seuls les âges néoprotérozoïques (615-496 Ma) ont été retenus pour la suite de la discussion, et même dans ce cas, les disparités subsistent au sein des principaux groupes lithostratigraphiques. Ces disparités ont été soit rattachées aux paramètres intrinsèques à la méthode (températures de fermetures des minéraux datés), soit corrélées à l'étude pétrologique. Dans les unités paléoprotérozoïques (éburnéennes) des Groupes de la Loémé et de la Loukoula la répartition des âges ^{40}Ar-^{39}Ar concorde avec les données pétrologiques qui établissent un gradient métamorphique croissant vers le SW. Les âges néoprotérozoïques sont mieux préservés dans le Groupe de la Loémé, qui se caractérise par un métamorphisme dans le faciès des amphibolites que dans le Groupe de la Loukoula où les paragenèses du métamorphisme sont à Chl-Hbl(verte)-albite-épidote. Le Groupe de la Bikossi qui géographiquement se situe entre les Groupes de la Loémé et de la Loukoula (Fig.VIII.2) se distingue, quant à lui, par l'absence des âges compris entre 620 Ma et 555 Ma. Ceci peut s'expliquer par le fait que la perturbation à 540-545 Ma qui s'enregistre très bien dans ce Groupe ainsi que dans le Complexe basique de Nemba a complètement ré-initialisé le système isotopique de l'argon. Aussi, les différents intervalles d'âges définis peuvent

correspondre, dans une certaine mesure, à une évolution tectono-métamorphique diachronne à l'échelle du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. Cependant, la mise en parallèle des âges intercepts inférieurs U-Pb sur zircon et les âges ^{40}Ar-^{39}Ar sur micas et amphiboles permet de faire coïncider principalement deux groupes d'ages : d'une part 642 ± 36 Ma et 620-610 Ma et d'autre part 539 ± 18 Ma et 545-540 Ma. Les âges compris entre 510 Ma et 496 Ma, bien que n'ayant pas d'équivalents U-Pb sur zircon, permettent de définir un troisième groupe. Ainsi, il est possible de faire correspondre chacun de ces trois groupes d'âges aux phases de déformation tectono-thermique (D_0, D_1 et D_2). Toutefois, les données structurales et pétrologiques ne mettent en évidence, pour l'orogenèse pan-africaine, que deux phases principales de déformation (D_1 et D_2 ?) marquées par les schistosités S_1 (flux) et S_2 (crénulation) observables dans les schistes et micaschistes du Groupe de la Bikossi.

En somme, les perturbations enregistrées dans les formations du domaine occidental de la chaîne du Mayombe n'induisent pas forcément une néoformation des minéraux métamorphiques, ni une ré-orientation des structures. La phase initiale D_0 (620-610 Ma) a été reprise par la phase D_1 (545-540 Ma) suggérant ainsi une évolution progressive du mouvement collisionnel de l'orogenèse pan-africaine auquel nous associons le métamorphisme régional prograde du faciès des amphibolites des Groupes de la Loémé et de la Bikossi. La phase tardive D_2 (510-496 Ma) s'accompagne de la schistosité de crénulation S_2 et d'un métamorphisme évoluant suivant le trajet retrograde.

Partie IV : Discussions, conclusion générale et perspectives

1 Introduction

La juxtaposition dans le temps et dans l'espace des orogenèses éburnéenne et pan-africaine a longtemps fait l'objet de débat dans le processus de reconstitution géodynamique des zones orogéniques concernées. Dans la chaîne du Mayombe, la question s'est posée quant à l'impact de l'orogénèse pan-africaine sur le socle paléoprotérozïque. Les approches pétro-strucurales et géochronologiques entreprises au cours de cette étude ont permis de mieux cerner l'histoire tectono-métamorphique du socle de la chaîne du Mayombe, c'est-à-dire reconstituer le contexte évolutif du socle depuis le Paléoprotérozoïque jusqu'à la base du Cambrien. Dans cette synthèse, nous examinerons successivement :

(i) L'apport des données pétro-structurales ;
(ii) L'apport des données géochronologiques ;
(iii) Les implications géodynamiques.

2 L'apport des données pétro-structurales

Les données pétro-structurales ont permis de statuer sur les ensembles lithologiques et les grandes directions de contraintes associées aux formations géologiques du socle de la chaîne du Mayombe.

L'allongement actuel de la chaîne du Mayombe (NW-SE) et l'orientation des structures dans les domaines central et oriental de la chaîne attestent que les contraintes majeures associées à l'orogenèse pan-africaine sont orientées perpendiculaires à la chaîne c'est-à-dire NE-SW correspondant ainsi à la phase D_1 de la déformation. La seconde phase D_2 de déformation pan-africaine s'enregistre soit dans la direction parallèle à la phase D_1, soit suivant la direction ENE-WSW voire E-W tel que le montre les plis P2 dans les formations du sous-groupe de la Mvouti (Fig.III.8).

L'analyse structurale dans le Groupe de la Bikossi fait référence à des plissements dans des directions de raccourcissement NW-SE, WNW-ESE, NE-SW. Les microplis ainsi que la schistosité de crénulation associés à ces plis témoignent d'une seconde phase de raccourcissement orientée NE-SW. Dans le Groupe de la Loukoula, la foliation principale des paragneiss permet de mettre en évidence des phases de plissement dont les directions de raccourcissement sont N-S, WNW-ESE voire NW-SE. Ces plis sont ensuite replissés dans les

directions E-W, ENE-WSW et NE-SW. Les analyses structurales faites sur le paragneiss observé sur les rives de la Lantsou (Fig.III.18) permettent d'établir la chronologie suivante pour les directions de raccourcissement : (i) phase 1: N-S voire NNW-SSE ; (ii) phase 2 : ENE-WSW et (iii) phase 3 : E-W voire parallèle à la phase 2. Le micropli observé dans le faciès mylonitique de l'orthogneiss de Les Saras (Fig.III.19b) témoigne d'un premier plissement dans la direction NNW-SSE repris, comme une bonne partie des formations du groupe de la Loukoula dans le second plissement NE-SW accommodant la déformation pan-africaine. Dans le Groupe de la Loémé, la foliation principale correspond aux plissements dans les directions E-W, WNW-ESE, NW-SE et NNE-SSW. Dans l'orthogneiss de Bilinga, le plissement WNW-ESE est repris par des microplissements N-S et NE-SW. Cette dernière direction est aussi enregistrée dans les microplis de crénulation des gneiss de Bilala (Fig.III.25b).

L'étude pétrologique révèle l'existence de roches para et orthodérivées témoignant du fonctionnement de bassins sédimentaires couplé à la mise en place de corps magmatiques. L'ensemble a été déformé et métamorphisé. Les assemblages minéralogiques reflètent une superposition d'au moins deux événements métamorphiques représentés par les unités polycycliques de la Loémé et de la Loukoula et l'unité de la Bikossi (Fig.IX.1 et 2).

Le découpage lithostratigraphique proposé par Fullgraf et al. (2015a-b) regroupe les terrains d'âge paléoprotérozoïque de la chaîne du Mayombe dans le Super-Groupe de la Loémé comprenant : le Groupe de la Loukoula, les orthogneiss de la Suite de Bilinga et le Groupe de la Bikossi. Dans le cadre de cette étude, nous avons restructuré le domaine paléoprotérozoïque en faisant une distinction entre les affleurements du sud et du nord du Groupe de la Loukoula de Fullgraf et al. (2015a-b). Ainsi, le Groupe de la Loémé affleure dans le sud et le Groupe de la Loukoula au Nord. C'est en tenant compte du fait que les formations qui constituent le Groupe de la Loukoula de Fullgraf et al. (2015a-b) ont longtemps été séparées par les anciens auteurs (Cosson, 1955 ; Hossié, 1980 ; Vellutini et al., 1983, Boudzoumou, 1986 ; Djama, 1988) que nous avons individualisé ces deux ensembles lithologiques pour mieux les caractériser. Dans les lignes qui suivent, nous allons discuter de ces aspects lithostratigraphiques en intégrant les données géochronologiques.

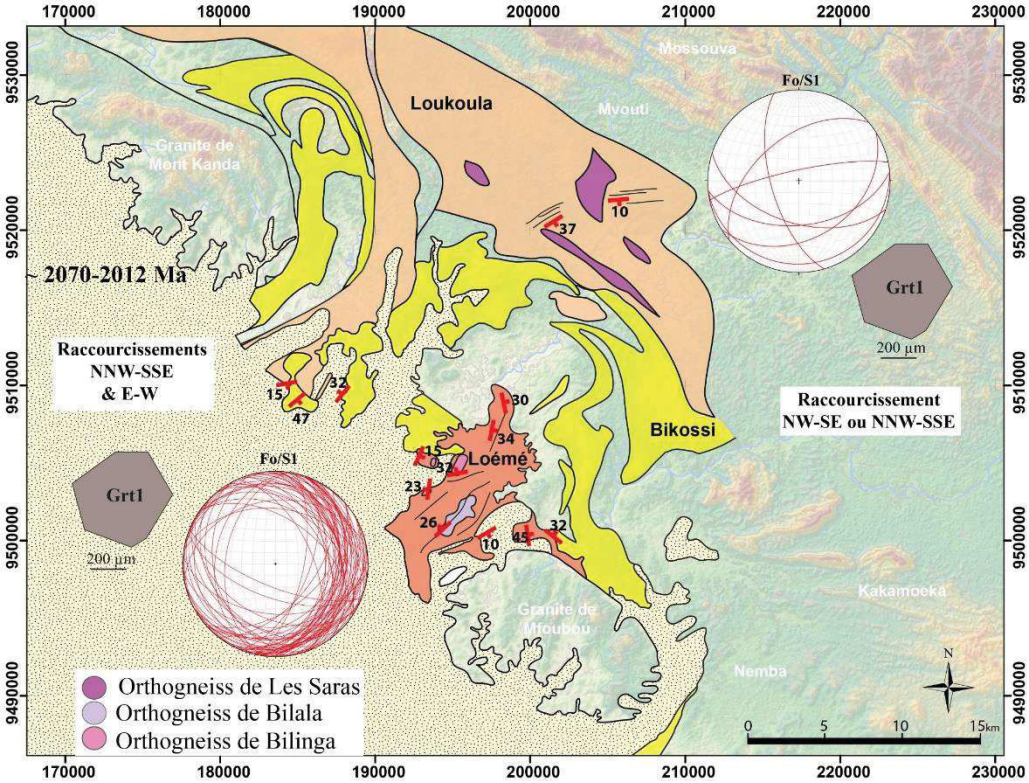


Figure IX. 1. *Représentation schématique de l'évolution pétro-structurale des Groupes de la Loémé, la Loukoula et la Bikossi à l'Eburnéen.*

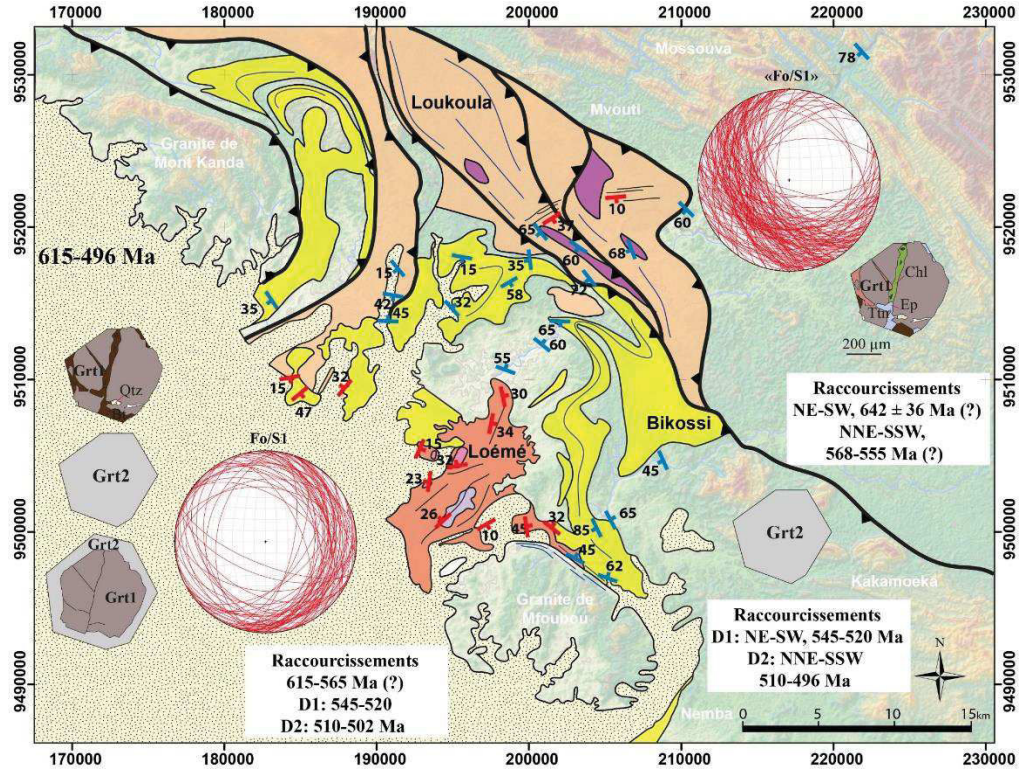


Figure IX. 2. *Représentation schématique de l'évolution pétro-structurale des Groupes de la Loémé, la Loukoula et la Bikossi au Pan-Africain.*

3 L'apport des données géochronologiques

Les terrains para et orthodérivés du socle de la chaîne du Mayombe ont été datés par les méthodes U-Pb sur zircons et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole. Les âges obtenus permettent de retracer l'histoire de ce domaine.

3.1 Les témoins de l'Archéen

Durant l'Archéen, l'histoire de la future chaîne du Mayombe était associée à celle de la marge occidentale du craton du Congo d'âge archéen (Caen-Vachette et al., 1988 ; de Waele et al., 2008 ; Thiéblemont et al., 2009). La mises en évidence des composantes archéennes dans les unités géologiques de la chaîne du Mayombe s'est faite par le biais de la datation U-Pb des zircons des roches para et orthodérivées.

Zircons détritiques des métasédiments

Parmi les zircons détritiques analysés, des sources archéennes sont identifiées d'une part dans les paragneiss de la Loémé, d'autre part dans les quartzites de la Bikossi. Dans la Loémé, le gneiss de la gare de Nkougni (échantillon Lo40-A, Fig.VII.5) contient une population de zircons exclusivement archéens (2.6-2.9 Ga). La datation des zircons détritiques des quartzites de la Bikossi montre que des terrains archéens (2.5 à 3.3 Ga voire 3.6 Ga) ont été érodés pour alimenter en matériaux détritiques les bassins sédimentaires protérozoïques. Nos résultats sont à cet égard en accord avec ceux obtenus antérieurement par Fullgraf et al. (2015a) et Affaton et al. (2016) sur les formations du Groupe de la Bikossi mais aussi sur les formations du Super-Groupe ouest-congolien.

Zircons hérités dans les orthogneiss

Les âges des zircons des orthogneiss de Bilala (échantillon Bla2, Fig.VII.11c, et échantillon Bla4, Fig.VII.13c) et de Les Saras (échantillon Sar8-B Fig.VII. 15c) témoignent d'un héritage archéen dans les protolithes de ces orthogneiss. Ces observations signifient que les protolithes magmatiques de ces orthogneiss résultent au moins en partie de la fusion de métasédiments contenant des zircons archéens.

Ages modèles des granites et orthogneiss

L'âge modèle Sm/Nd de l'orthogneiss de Bilala et du granite de Mfoubou entre 2.6 Ga et 3 Ga (Djama et al., 1992) a permis de mettre en évidence la fusion partielle de sources archéennes durant la genèse de ces granitoïdes.

L'ensemble de ces observations s'interprètent de la façon suivante :

(i) Le substratum archéen a été mis à contribution pour alimenter les bassins sédimentaires protérozoïques impliqués dans la formation de la chaîne du Mayombe. Pour les zircons dont les âges varient entre 2.5 et 3.1 Ga, les sources sont rattachées au Massif archéen du Chaillu (Caen-Vachette et al., 1988 ; Feybesse et al., 1998 ; de Waele et al., 2008 ; Thiéblemont et al., 2009). Les sources des âges au-delà de 3.1 Ga sont plutôt attribuées au substratum archéen brésilien associé au craton de Sao Francisco (Barbosa et Sabaté, 2004) ;

(ii) Les roches magmatiques paléoprotérozoïques (protolithes des orthogneiss de Bilinga, Bilala, les Saras) sont au moins partiellement issues de la fusion d'un socle archéen a priori non affleurant. On notera cependant que le gneiss Lo40-A, dont l'âge des zircons les plus jeunes est de 2743 ± 16Ma, pourrait correspondre à une relique du socle archéen dans le domaine interne de la chaîne du Mayombe.

3.2 Les témoins du Paléoprotérozoïque

- **Age et signification des Groupes de la Loémé et de la Loukoula.**

Dans la chaîne du Mayombe, les témoins du Paléoprotérozoïque sont classiquement identifiés dans les groupes de la Loémé et de la Loukoula.

Sédimentation

Les datations faites par Fullgraf et al. (2015a) sur les zircons détritiques du Groupe de la Loukoula *s.l.* (= Groupe de la Loémé + Groupe de la Loukoula pour cette étude) leur ont permis de contraindre l'âge maximum de dépôt de ce Groupe à 2111 ± 14 Ma. Cependant, l'âge à 2058 ± 7 Ma obtenu sur le paragneiss (Lo38-A) du Groupe de la Loémé (Fig. VII.3) parait plutôt jeune et atteste de l'existence d'un bassin sédimentaire dans lequel se sont déposés des sédiments constituant ce paragneiss. Cet âge témoigne aussi de la mise à contribution des

sources dont les âges se rapprochent de ceux des orthogneiss (Lo45, Bla2, Bla4, Blg14 et Sar8-B).

Magmatisme

Les âges des zircons des orthogneiss de la Loémé (échantillon Lo45, 2060 ± 11 Ma, Fig.VII.7), de Bilinga (échantillon Blg14, 2049 ± 8 Ma, Fig.VII.9), de Bilala (échantillon Bla2, 2043 ± 9 Ma, Fig. VII.11 et échantillon Bla4, 2046 ± 5 Ma, Fig.VII.13), et Les Saras (échantillon Sar8-B, 2045 ± 6 Ma, Fig.VII.15) témoignent d'une intense activité magmatique paléoprotérozoïque. Ces âges sont en accord et complètent ceux antérieurement obtenus (Djama, 1988 ; Mpemba Boni, 1990 ; Djama et al., 1992 ; Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016). La nature peralumineuse à métalumineuse de ces granitoïdes, la forme des spectres des terres rares et la présence de zircons hérités d'âge archéen à paléoprotérozoïque mettent en évidence une composante crustale dans le magma de ces intrusions.

Déformation et métamorphisme

Les terrains sédimentaires et magmatiques constituant le socle de la chaîne du Mayombe ont été déformés et métamorphisés au cours de l'orogenèse éburnéenne. Le métamorphisme éburnéen se traduit dans les unités de la Loémé et de la Loukoula par la présence des paragenèses à Grt-Bt-Pl (Olg) dans les métapélites et Pl-Hbl dans les métabasites. Ces assemblages permettent de situer le métamorphisme éburnéen dans le faciès des amphibolites (Fig.VI.10).

Les métagranitoïdes de Bilinga, Bilala et Les Saras ont des caractéristiques d'un magmatisme d'arc insulaire océanique ou de marge continentale active. Ceci permet de rattacher leur mise en place (2070-2040**)** à la dynamique orogénique éburnéenne. L'examen des âges U-Pb sur zircon n'a donné que peu d'indices sur l'âge exact du métamorphisme éburnéen. Toutefois, les zircons Bla4-111 et Bla4-112 de l'orthogneiss de Bilala (Fig.VII.12) permettent de mettre en évidence la zonation de ces zircons marquée par des une variation des âges entre les cœurs (respectivement 2053 ± 19 Ma et 2045 ± 19 Ma) et les bordures (2065 ± 19 Ma et 2045 ± 19 Ma) des grains. Cette zonation s'observe aussi dans certains zircons du paragneiss Bik7 (Fig.VII.18, Bik7-132) où l'âge au cœur est à 2065 ± 20 Ma et la bordure à 2033 ± 20 Ma. Les âges enregistrés sur les bordures des grains de zircons pourraient correspondre à la perturbation associée à l'évènement tectono-métamorphique éburnéen. Thiéblemont et al. (2009) proposent que la mise en place des granitoïdes entre 2080 Ma et 2040 Ma marque le début de la

convergence ayant conduit à la formation de la chaîne éburnéenne dans la partie occidentale du Gabon, et que la phase compressive majeure de l'orogenèse éburnéenne soit définie entre 2050 Ma et 2000 Ma dans la chaîne de l'Ogooué.

- **Age et signification du Groupe de la Bikossi**

Tenant compte des différents travaux réalisés dans la chaîne du Mayombe, le Groupe de la Bikossi présente un problème quant à son âge. Dans les travaux de Cosson (1955), Dadet (1969), Hossié (1980), Vellutini et al. (1983), Boudzoumou (1986), Djama (1988), Mpemba-Boni (1990), Maurin et al. (1991), la « série » de la Bikossi a été définie comme étant constituée de deux ensembles (Vellutini et al., 1983) : (i) un ensemble fortement déformé et essentiellement constitué de gneiss à biotite et grenat, de quartzites micacés, de roches métagabbroïques et de schistes graphiteux et (ii) un ensemble composé principalement par des roches basiques et quelques intercalations de micaschistes chloriteux à grenat. Les récents travaux de Fullgraf et al. (2015a, 2015b) basés sur les données pétrostructurales et géochronologiques ont conduit à la scission de cette « série » en deux unités géologiques à part entière : le Groupe de la Bikossi correspondant à la séquence métapélitique et le Complexe basique de Nemba représenté par la séquence métabasique. La datation U-Pb par la méthode SHRIMP des zircons détritiques des formations du Groupe de la Bikossi a permis de définir un âge maximum de dépôt à 2040 Ma pour ce Groupe (Fullgraf et al., 2015a). Un âge à 915 Ma a été obtenu par la même méthode sur les zircons magmatiques d'un gabbro du Complexe basique de Nemba (Fullgraf et al., 2015a). Ces âges ont été déterminants dans la subdivision de ces unités géologiques. Les âges compris entre 2000 Ma et 3000 Ma obtenus sur les zircons détritiques des quartzites de la Bikossi par Affaton et al. (2016) leur ont permis aussi de rattacher la sédimentation du Groupe de la Bikossi au Paléoprotérozoïque. Cependant, les observations de terrain ainsi que les analyses pétrologiques et géochronologiques des échantillons du Groupe de la Bikossi faites au cours de cette étude nous amènent à envisager au moins trois hypothèses sur l'âge de ce Groupe. Ces hypothèses sont émises pour apporter des réponses aux questions sur la répartition de la sédimentation au Paléoprotérozoïque et sur les formations appartenant au Groupe de la Bikossi.

Hypothèse 1 : la sédimentation de la Bikossi est paléoprotérozoïque et antérieure à l'orogenèse éburnéenne

Les échantillons Lo38-A, Bik2 et Bik7 correspondant respectivement au paragneiss du Groupe de la Loémé et au quartzite et quartzo-schiste du Groupe de la Bikossi donnent des âges maximums de dépôt de 2058 ± 7 Ma (Fig.VII.3), 2023 ± 11 Ma et 2031 ± 9 Ma (Fig.VII.17), respectivement ces âges sont semblables aux incertitudes près aux âges des orthogneiss Lo45 (2060 ± 11 Ma), Bla2 (2043 ± 9) Ma, Bla4 (2051 ± 6 Ma), Blag14 (2050 ± 7 Ma) et Sar8-B (2045 ± 6 Ma) faisant ainsi de ces massifs les sources potentielles des sédiments. Ainsi, le paragneiss Lo38-A est plutôt à rattacher à une séquence sédimentaire postérieure au magmatisme éburnéen (2065 Ma). L'écart d'environ 10-20 Ma entre l'âge à 2058 ± 7 Ma (Lo38-A) et les âges jeunes des échantillons Bik2 et Bik7 (2023 ± 11 Ma et 2031 ± 9 Ma) permet de proposer une répartition de la sédimentation paléoprotérozoïque en deux épisodes. Fullgraf et al. (2015a) obtiennent un âge maximum de dépôt de 2111 ± 14 Ma sur le paragneiss de la Loukoula *s.l.* (Gp Loémé + Gp Loukoula). En fixant le premier épisode du magmatisme paléoprotérozoïque à 2065 Ma, ils placent l'évolution de cette unité géologique entre 2111 Ma et 2065 Ma ; ce qui exclus l'échantillon Lo38-A d'une sédimentation anté-2065 Ma. En outre, le quartzite (Bik2) a été cartographié par Fullgraf et al. (2015b) comme faisant partie du Groupe de la Loukoula *s.l.* mais, l'âge jeune fourni par les zircons place la sédimentation de cette formation sur une période post-2065 Ma. De ce fait, la répartition des séquences sédimentaires entre le Groupe de la Loémé et le Groupe de la Bikossi devient discutable. Il y a à se demander, qu'est-ce qui correspond à la Loémé et qu'est-ce qui correspond à la Bikossi ? Si l'on admet que les métasédiments postérieurs au magmatisme paléoprotérozoïque appartiennent au Groupe de la Bikossi, l'échantillon Lo38-A y compris, il est possible d'envisager une évolution anté-éburnéenne de ces formations. Les grenats dans le paragneiss Lo38-A présentent les mêmes caractéristiques que ceux de l'échantillon Lo1-A c'est-à-dire qu'ils sont fragmentés et ont des bordures dissoutes par la biotite, le quartz et le plagioclase (Fig.IV.3). Le quartzite Bik2 montre une foliation plissée recoupée obliquement par des cristaux de biotite et de muscovite (Fig.IV.21a). Le quartzo-schiste Bik7 cartographié sans ambiguïté par Fullgraf et al. (2015b) comme une formation du Groupe de la Bikossi est marqué par une foliation à quartz-muscovite plissée et recoupée obliquement par des plages de muscovite (Fig.IV.23). Cependant, la présence des zircons issus des granitoïdes (Lo45, Bla2, Bla4, Blg14 et Sar8-B) suggère une mise en relief de ces massifs favorisant leur érosion ; d'où l'allusion à l'hypothèse 2.

Hypothèse 2 : la sédimentation de la Bikossi est paléoprotérozoïque et contemporaine de l'orogenèse éburnéenne

Certains zircons de l'échantillon Bik7 présentent des âges qui varient du cœur à la bordure. Le zircon Bik7_132 (Fig.VII.18) donne un âge à 2065 ± 20 Ma pour le cœur et 2033 ± 20 Ma pour la bordure. Cette donnée permet d'envisager que les zircons provenant de l'orthogneiss Lo45 (daté à 2060 ± 11 Ma) ont recristallisé autour de 2033 Ma. L'implication des granitoïdes paléoprotérozoïque (Lo45, Bla2, Bla4, Blg14 et Sar8-B) dans l'apport en matériaux détritiques des formations de la Bikossi permet d'envisager une sédimentation syn-orogénique.

Hypothèse 3 : la sédimentation de la Bikossi est postérieure à l'orogenèse éburnéenne

Cette hypothèse se base sur la différence des spectres d'âges entre les échantillons Bik2 et Bik7 d'une part et l'échantillon Bik13 d'autre part. L'absence des âges autour de 1800 Ma dans les échantillons Bik2 et Bik7 permet d'envisager que ces derniers se soient déposés avant cette période tandis que le paragneiss Bik13 présente des âges postérieurs à 1800 Ma.

L'âge le plus jeune obtenu sur le paragneiss Bik13 est de 1544 ± 12 Ma. Cet échantillon présente un pic majeur à 2075 Ma et certains zircons donnent des âges autour de 1800 Ma. L'absence de zircons à 925 Ma permet de circonscrire le dépôt de ces sédiments dans une période post-1544 Ma et anté-925 Ma ; ce qui amène à envisager le développement d'une séquence sédimentaire mésoprotérozoïque voire néoprotérozoïque.

Suivant cette hypothèse, les formations du Groupe de la Bikossi ne se seraient déformées et métamorphisées que pendant l'orogenèse pan-africaine. Les micaschistes et schistes (Bik11, Bik14, Bik15 et Bik16) contiennent des grenats qui présentent une zonation normale de croissance attestant d'une histoire métamorphique monocyclique (Fig.VI.4). Ces roches sont aussi marquées par une schistosité principale S_1 (N120-N144) replissée par une schistosité de crénulation S_2 (axe N178) compatibles avec les directions de contraintes des raccourcissements pan-africains.

Hypothèse 4 : le Groupe de la Bikossi est composite

Il est vrai qu'en partant de Nkougni vers Nemba sur le Réalignement les massifs quartzitiques de type Bik2 et Bik3 cartographiés anciennement dans la Loémé-Bikossi (Dadet, 1969), dans

la Bikossi (Hossié, 1980 ; Vellutini et al., 1983 ; Boudzoumou, 1986) et récemment rangés dans le Groupe de la Loukoula *s.l.* par Fullgraf et al. (2015a, 2015b) ne présentent pas la même intensité de déformation que le quartzo-schiste de type Bik7, ni de ceux affleurant sur l'ancienne voie ferrée (Fig.III.15a) et sur la route nationale n°1 (Fig.III.15b). Les quartzites ou métagrès Bik2 et Bik3 se caractérisent par une foliation plissée par des plis isoclinaux replissés avec des plans axiaux sub-horizontaux tandis que les quartzoschiste de type Bik7 ne présentent que deux phases de déformation. Cependant, les zircons détritiques du quartzite Bik2 et du quartzoschiste Bik7 donnent des âges U-Pb identiques aux incertitudes près (âge maximum de dépôt : 2023 ± 11 Ma pour Bik2 et 2030 ± 8.7 Ma pour Bik7). Ces âges permettent de situer le remplissage sédimentaire du bassin de la Bikossi dans un contexte post-magmatisme paléoprotérozoïque. Ce constat est le même pour l'échantillon Lok38-A dont l'âge jeune des zircons est de 2058 ± 7 Ma.

Le paragneiss Bik13 présente les mêmes structures que les micaschistes à grenat de type Bik14, se caractérisant par une foliation plissée et orientée N162. La datation des zircons détritiques de ce gneiss donne un pic majeur paléoprotérozoïque (2075 Ma) bien plus ancien que les âges maximums de dépôt des échantillons Bik2 et Bik7, ensuite s'enregistrent les âges autour de 1980 Ma, 1800 Ma et 1500 Ma (Fig.VII.20b). Ces âges apportent une information supplémentaire sur les sources des roches métasédimentaires du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. La position stratigraphique de cette roche, au contact des amphibolites du Complexe basique de Nemba, pose le problème de la structuration de l'unité de la Bikossi et le sens à donner aux roches métapélitiques ne présentant, tout au moins, que deux phases de déformation (marquées par la S_1 et la S_2) qui s'intercalent dans le complexe basique de Nemba. S'il est aisé d'établir la chronologie entre les métagranitoïdes des unités de la Loémé et de la Loukoula, la limite supérieure des dépôts de la Bikossi reste problématique.

De toutes les hypothèses évoquées, l'hypothèse la plus plausible est celle qui consiste à distinguer au moins deux séquences de sédimentation post-magmatisme paléoprotérozoïque. La première séquence serait représentée par les échantillons Lo38-A, Bik2 et Bik7. L'absence des zircons à 1800 et 1500 Ma dans ces échantillons permet de placer la limite supérieure de la sédimentation de ces formations sur une période antérieure à 1800 Ma ; ce qui est tout à fait compatible avec une sédimentation syn-éburnéenne. La deuxième séquence comprend le paragneiss Bik13, elle se caractérise par une sédimentation mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque (anté-925 Ma). Cette configuration permet de distinguer un Groupe de la

Bikossi inférieur et un Groupe de la Bikossi supérieur (Fig.IX.3). Il n'est pas exclu que le Groupe de la Bikossi inférieur soit affecté par l'orogenèse éburnéenne comme en témoignent l'existence d'au moins trois phases de déformation dans les quartzites Bik2 et Bik3. Le rattachement du paragneiss à grenat Lo38-A à ce Groupe permet de statuer sur le caractère polycyclique du Groupe de la Bikossi inférieur et la texture du grenat du paragneiss Bik13 permet d'attribuer une évolution monocyclique au Groupe de la Bikossi supérieur.

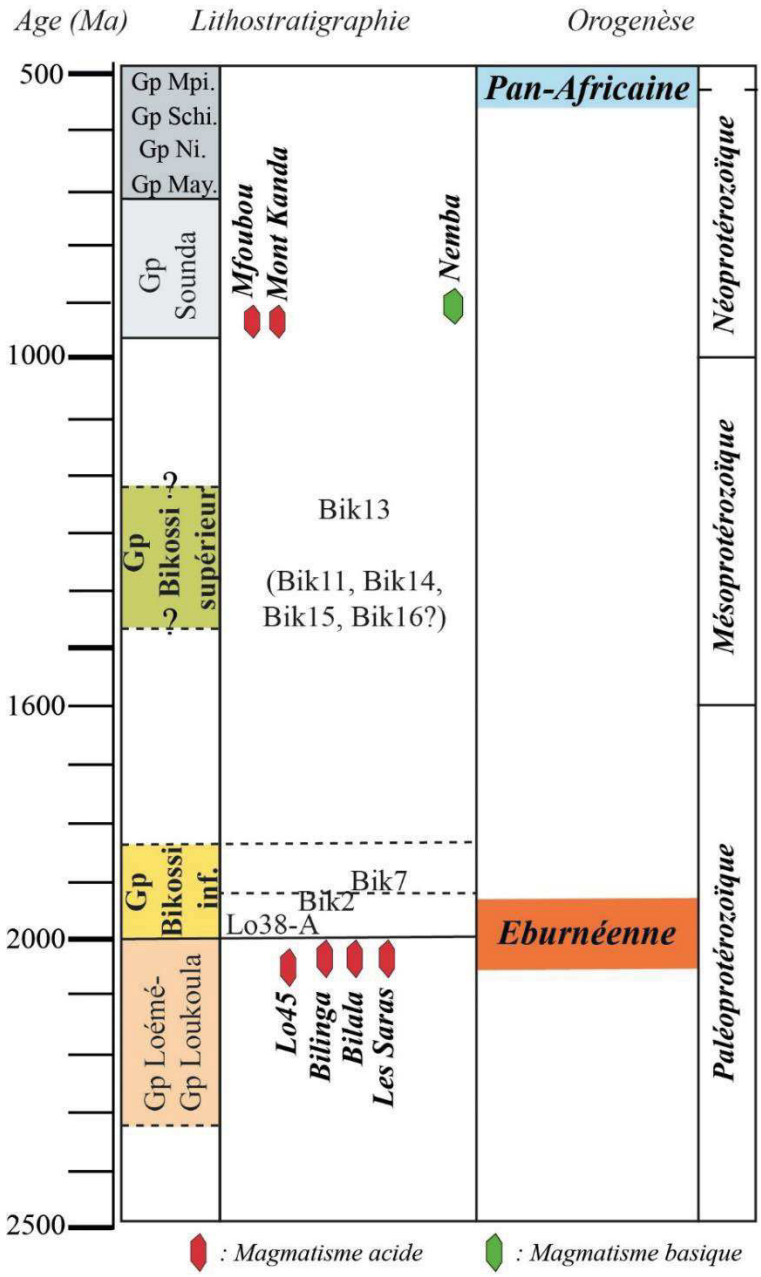


Figure IX. 3. *Représentation schématique de la lithostratigraphie des unités géologiques de la chaîne du Mayombe. Gp = Groupe, Mpi = Mpioka, Schi = Schisto-calcaire, Ni = Niari, May = Mayombe, inf = inférieur. Les âges proviennent de Fullgraf et al., 2015a ; Affaton et al., 2016 et cette étude.*

Comparaison avec les régions voisines

Au **Gabon**, Thiéblemont et al. (2009) définissent trois principaux bassins de sédimentations rattachés à l'orogène de l'Ogooué : (i) le bassin anté-éburnéen, (ii) le bassin syn-éburnéen et (iii) l'avant-pays éburnéen. Le bassin anté-éburnéen est constitué d'une séquence sédimentaire correspondant au Complexe de l'Ogooué daté entre 2500 Ma et 2120 Ma. Ces âges permettent de faire un rapprochement entre ce complexe et les Groupes de la Loémé et de la Loukoula dans la chaîne du Mayombe. Le bassin syn-éburnéen comprend le Groupe de N'Djolé et le Complexe de Kolissen qui se développent respectivement entre 2120-2009 Ma et 2017-2009 Ma. Ils sont ainsi synchrones du magmatisme éburnéen de 2080-2040 Ma (Fig.IX.4). L'avant-pays comprend des formations qui correspondent au Francevillien (FA, FB et FC). Cependant, les âges attribués à ces formations (anté-2191 ± 13 Ma pour le FA et le FB ; Sawaki et al., 2017 et anté-2083 ± 6 Ma ; Horie et al., 2005) rend discutable le rattachement des formations FA et FB à l'avant-pays éburnéen. Aussi, Thiéblemont et al. (2014) notent une incohérence entre les âges calculés sur les formations non métamorphisées du bassin Francevillien et leurs équivalents dans le domaine orogénique de l'Ogooué. Toutefois, Les termes supérieurs du bassin Francevillien correspondant aux formations FD et FE affleurant dans la partie orientale non métamorphisée présentent des âges (2083 ± 6 Ma pour les tuffs ignimbrites de FD ; Horie et al., 2005 et 2020 Ma âge maximum de dépôt sur les zircons détritiques de FE ; Bouton et al., 2009b) qui se recoupent avec ceux du Groupe de N'Djolé (Fig.IX.5). Et l'âge à 2020 Ma est plutôt proche des âges jeunes obtenus sur les zircons des métasédiments de la Bikossi. Fullgraf et al. (2015a) évoquent une probable équivalence entre le Francevillien FA et le Groupe de la Bikossi. Mais du point de vue géochronologique, il n'est pas évident d'établir une corrélation entre ces deux unités. Cependant, une similitude lithologique est établie entre les formations FA et FE du Francevillien (faible diversité du contenu clastique, Thiéblemont et al., 2009). Ce fait associé à l'existence d'un âge jeune à 2020 Ma dans la formation FE permet de penser plutôt à une corrélation entre le FE et le Groupe de la Bikossi.

En **République Démocratique du Congo**, le Groupe du Zadinien constitue la couverture du socle Kimézien (2.1 Ga) (Franssen et André, 1988 ; Tack et al., 2001). Ce Groupe comprend (Tack et al., 2001) : (i) des métasédiments continentaux siliciclastiques incluants des schistes noirs d'environ 1500 m d'épaisseur et marqués par une importante variation latérale de faciès et (ii) au Bas-Congo, ces formations recouvertes de roches mafiques (~1600-2400 m d'épaisseur) correspondant aux métabasaltes de Gangila. L'ensemble est surmonté par le

Groupe du Mayumbien. Les basaltes de Gangila ont été définis (Vellutini et al., 1983) comme des équivalents latéraux des roches vertes interstratifiées dans la « série » de la Bikossi en République du Congo (correspondant au Complexe basique de Nemba de Fullgraf et al., 2015a, 2015b). Le développement de ces formations est rattaché, dans cette zone, au rifting méso-néoprotérozoïque (1000-910 Ma) ayant affecté le socle Kimézien (Tack et al., 2001) tandis que le Groupe de la Bikossi présente des âges paléoprotérozoïques. Dans l'évolution d'ensemble dans cette région, une grande lacune s'observe entre 2.1 Ga et 1000 Ma (Fig.IX.4).

En **Angola**, le Groupe de Chela constitué de séquences sédimentaires et volcano-sédimentaires affleure en discordance sur le socle éburnéen au sud-ouest (De Carvalho et al., 2000 ; Pereira et al., 2011, Ernst et al., 2013). La période de dépôt des formations du Groupe de Chela est définie entre 1947 Ma et 1810 Ma et elle a été relayée par la mise en place des granites mésoprotérozoïques (1.4-1.1 Ga) (Pereira et al., 2011). Cependant, du point de vue géographique, ces formations sont souvent corrélées à celles des unités géologiques de la chaîne de Damara. Toutefois, ces âges paléoprotérozoïques peuvent corroborer avec l'hypothèse 3 pour un Groupe de la Bikossi paléoprotérozoïque post-éburnéenne.

Au **Brésil**, les mégaséquences sédimentaires des bassins de l'Espinhaço (1800-1140 Ma), Macaubas-Salinas (950-700 Ma) et Bambui (800-650 Ma) sont les témoins de l'évolution tectono-sédimentaire paléo-mésoprotérozoïque à néoprotérozoïque du craton de Sao Francisco (Martins-Neto, 2000 ; Martins-Neto et al., 2001, Heilbron et al., 2017). Les âges obtenus sur les formations du bassin de l'Espinhaço sont comparables à ceux du paragneiss Bik13 (Fig.IX.4). Cependant, dans le bassin de l'Espinhaço, la sédimentation mésoprotérozoïque est figée par le magmatisme du même âge ; ce qui n'est pas le cas dans la chaîne du Mayombe.

La comparaison avec les régions voisines permet de noter que la transition Paléoprotérozoïque-Mésoprotérozoïque ne s'enregistre pas de la même manière entre les marges africaines et brésiliennes d'une part et entre les différentes régions de la chaîne ouest congolienne d'autre part. Au Gabon et en République Démocratique du Congo, aucune activité mésoprotérozoïque n'est mise en évidence tandis qu'en Angola et au Brésil, la transition Paléoprotérozoïque-Mésoprotérozoïque se traduit par le développement de bassins sédimentaires et la mise en place de corps magmatiques acides et basiques. Cette différence pourrait être d'ordre structural et géographique, en ce sens que ces épisodes tectono-magmatiques et sédimentaires seraient très localisés et que la déformation pan-africaine aurait déplacé les unités les unes par rapport aux autres. Etant donné que les données cartographiques et géochronologiques sont encore peu

nombreuses sur la partie africaine du système orogénique « Araçuaï-West Congo », il est possible que l'histoire soit semblable entre toutes ces régions.

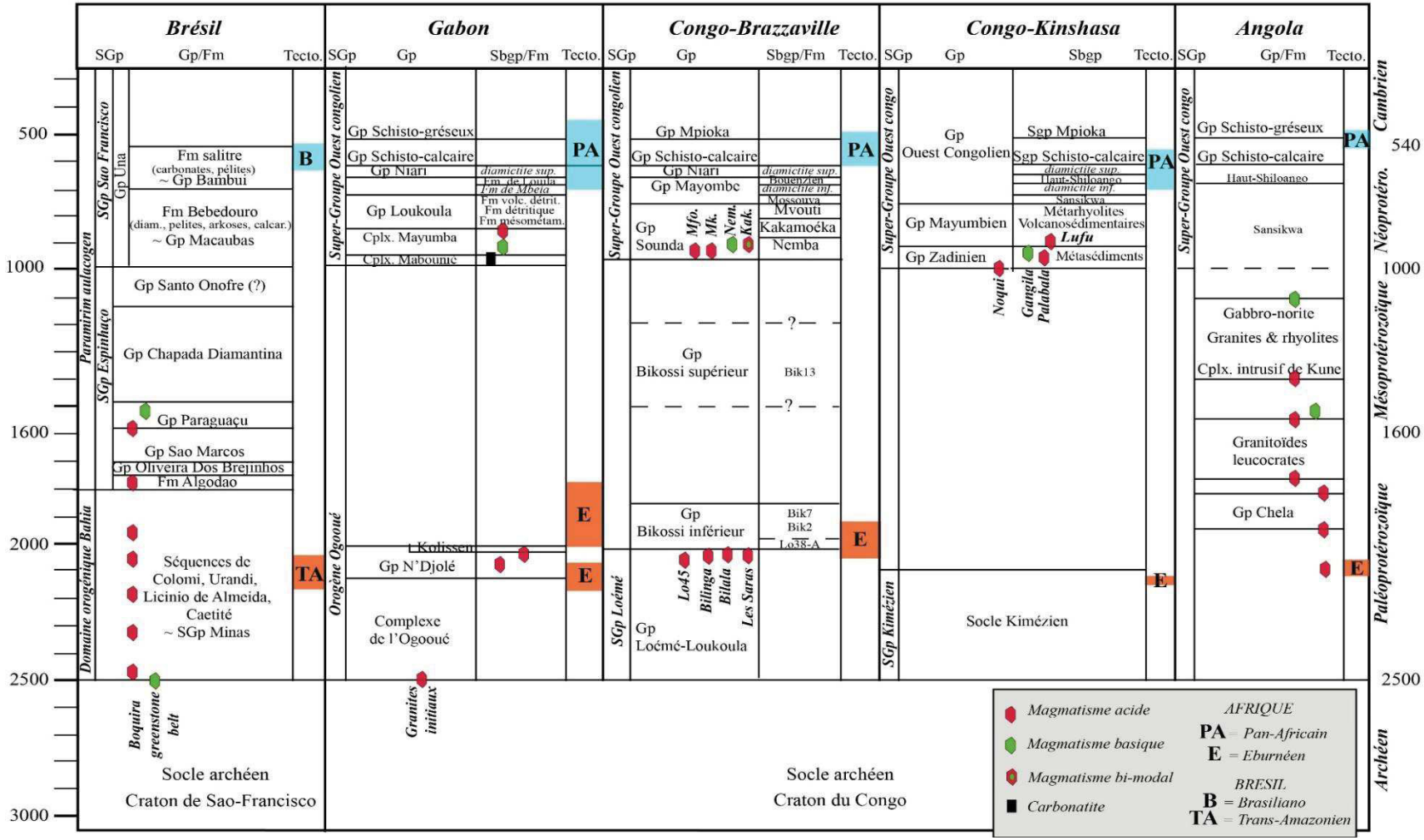


Figure IX. 4. *Esquisse de corrélation lithostratigraphiques entre les unités géologiques du système orogénique « Araçuaï-West Congo. Sources de données Brésil : Pedrosa-Soares et al. (1992 et 2008), Heilbron et al. (2017) ; gabon : Thiéblemont et al. (2009) ; Congo-Brazzaville : Fullgraf et al. (2015), Affaton et al. (2016), cette étude : Congo-Kinshasa : Delhal et Ledent (1976), Franssen and André (1988), Tack et al. (2001), Frimmel et al. (2006) et Angola : Schermerhorn (1981), Carvalho et al. (2000), Pedreira and De Waele (2008), Pereira et al. (2011), Nsungani, 2012.*

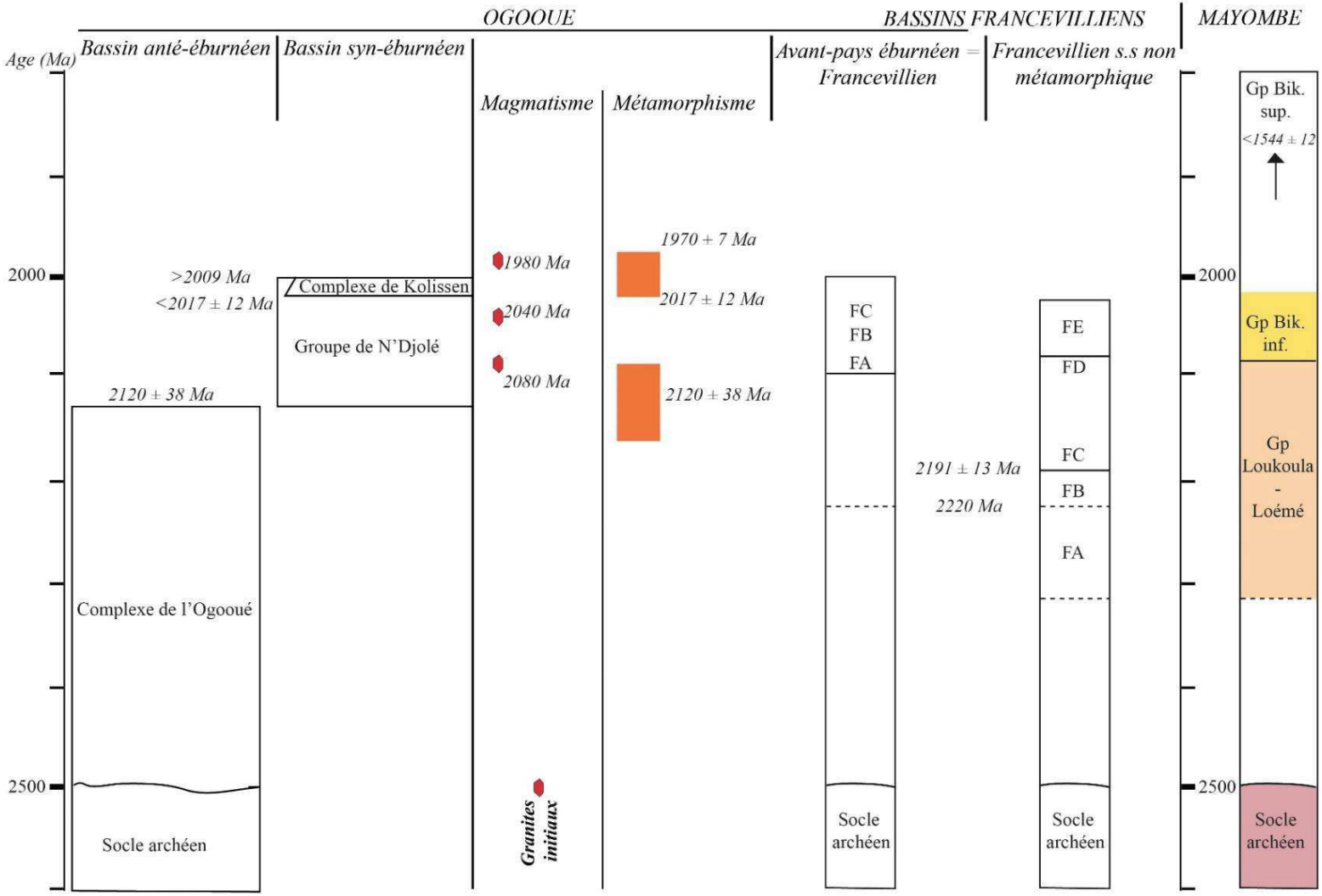


Figure IX. 5. *Complément de la corrélation entre les unités paléoprotérozoïques de l'orogène Ogooué et des bassins Francevilliens du Gabon et celles de la chaîne du Mayombe au Congo-Brazzaville. La synthèse gabonaise est basée sur les travaux de Thiéblemont et al. (2009 et 2014) et sur les données récentes de Sawaki et al. (2017).*

3.3 Les témoins du Mésoprotérozoïque

Une première hypothèse (erronée) : une orogenèse mésoprotérozoïque

Vellutini et al. (1983), se basant sur l'âge à 1376 Ma par la méthode du Pb/α (Bessoles, 1956) de la granodiorite de Les Saras, avaient attribué la formation de la chaîne du Mayombe au Mésoprotérozoïque en faisant un rapprochement avec l'orogenèse kibarienne enregistrée sur les bordures orientale et australe du Craton du Congo. Cependant Hossié (1980), Boudzoumou (1986), Djama (1988), Djama et al. (1992), Mpemba-Boni (1990), Maurin et al. (1991) ainsi que Fullgraf et al. (2015a) ont remis en question et abandonné cette hypothèse. La granodiorite de Les Saras n'est pas mésoprotérozoïque, mais bel et bien paléoprotérozoïque comme l'ont montré les données U-Pb sur zircon (Mpemba-Boni, 1990 ; Maurin et al. (1991) ; Fullgraf et al., 2015a ; ce travail, échantillon Sar8-B). Il n'y a donc pas d'argument pour une orogenèse mésoprotérozoïque dans le Mayombe.

Une deuxième hypothèse : une lacune complète

En datant le granite de Mfoubou à 1025 ± 50 Ma, Djama (1988) et Djama et al. (1992) mettent en évidence l'existence d'un magmatisme alcalin, qu'ils associent à une tectonique extensive à la limite Mésoprotérozoïque-Néoprotérozoïque (formellement 1000 Ma). Par la suite, Fullgraf et al. (2015a) ont daté le granite de Mont Kanda à 927 Ma, et, tenant compte des similitudes de leur composition chimique, ont admis que le granite de Mfoubou avait le même âge. De ce fait, Fullgraf et al. (2015a) admettent une lacune entre l'âge de la sédimentation maximum des formations du Groupe de la Bikossi à 2040 Ma et l'âge à 927 Ma des granites de Mfoubou et Mont Kanda, ces derniers marquant l'amorce du rifting néoprotérozoïque par lequel se déposeront les formations du Groupe de Sounda (incluant le Complexe basique de Nemba et le sous-groupe de Kakamoéka). Il ne se serait donc rien passé au Mésoprotérozoïque dans le Mayombe.

De nouvelles données

Dans ce travail, nous avons daté le granite de Mfoubou, pour lequel nous avons obtenu un âge de 925 Ma. Cet âge confirme l'hypothèse de travail de Fullgraf et al. (2015a), associant chronologiquement et génétiquement les granites de Mont Kanda et de Mfoubou, lesquels marqueraient la phase initiale du rifting néoprotérozoïque.

La datation des zircons détritiques de l'échantillon Bik13 a donné un âge maximum de dépôt à 1544 ± 12 Ma pour le Groupe de la Bikossi supérieur. De tels zircons mésoprotérozoïques sont également observés dans les métasédiments et les sédiments des domaines central et oriental de la chaîne du Mayombe, et du bassin du Niari (Affaton et al., 2016). Ces zircons mésoprotérozoïques correspondent à l'âge du magmatisme kibarien de l'Est du craton du Congo (Tack et al. 2002, 2011) et de l'Angola (Ernst et al., 2013).
Il faut également noter que des zircons détritiques d'âge mésoprotérozoïque ont été mis en évidence dans les sédiments aptiens (formation de Chéla) en onshore du Bassin côtier (Kebi-Tsoumou, 2018). Ces zircons ont été interprétés comme issus du recyclage des formations de la chaîne du Mayombe affleurant en bordure du bassin.

3.4 Les témoins du Néoprotérozoïque et du Cambrien

L'histoire néoprotérozoïque à cambrienne du socle de la chaîne du Mayombe est marquée par le développement de l'orogenèse pan-africaine qui résulte de la collision entre les cratons du Congo et de Sao-Francisco à la fin du Néoprotérozoïque. Cette collision est rattachée à la formation du Gondwana. Dans le domaine paléoprotérozoïque du Mayombe, l'empreinte pan-africaine se caractérise par la recristallisation des roches des Groupes de la Loémé, de la Loukoula et de la Bikossi. Les datations U-Pb sur zircons et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole ont permis de mettre en évidence l'événement tectono-thermique pan-africain. L'histoire néoprotérozoïque-cambrienne s'étale entre 642 ± 36 Ma (U-Pb sur zircon, intercept inférieur des zircons de l'orthogneiss de les Saras), et 496 ± 1 Ma (^{40}Ar-^{39}Ar/muscovite), les âges le plus ancien et le plus récent obtenus dans cette étude.

Déformation et métamorphisme

La tectonique en nappe à vergence NE visible sans ambiguïté dans les formations appartenant aux Groupes de la Loukoula et de la Bikossi est associée au métamorphisme pan-africain.

- *Dans les Groupes de la Loémé et de la Loukoula*

L'étude pétrologique révèle une superposition de paragenèses à Grt-Bt-Pl(Olg) (faciès des amphibolites) dans l'unité de la Loémé et à Chl-Ep-Pl(Ab) (faciès des amphibolites à Ab-Ep) dans l'unité de la Loukoula. Ainsi, les Groupes de la Loémé et de la Loukoula appartiennent à deux zones métamorphiques distinctes. Bien que ces deux Groupes présentent une évolution

tectono-métamorphique anté-pan-africaine (éburnéenne) similaire, elles se distinguent nettement par leur déformation et métamorphisme pan-africains. Le Groupe de la Loémé se caractérise par une superposition de deux épisodes métamorphiques dans le faciès des amphibolites (amphibolite supérieure et amphibolite). Dans le Groupe de la Loukoula, le développement de minéraux secondaires (attribués à l'orogenèse pan-africaine) du faciès des amphibolites à Ab-Ep contraste avec la paragenèse primaire (attribuée à l'orogenèse éburnéenne), appartenant au faciès des amphibolites (Fig.VI.10).

Une telle évolution a été aussi signalée par Delhal et Ledent (1976) sur les gneiss de Mpozo-Tombagadio et les migmatites de Boma en République Démocratique du Congo. Les textures migmatitiques tadiliennes (*Tadilien* terme défini par Dehal et Ledent (1976) comme l'équivalent de l'Eburnéen) ont été reprises pendant l'événement pan-africain dans le faciès des schistes verts dans les gneiss et dans le faciès des amphibolites dans les migmatites. Cette configuration a amené ces auteurs à suggérer que ces formations ont subi l'événement pan-africain à des profondeurs différentes.

- *Dans le Groupe de la Bikossi inférieure*

Les quartzites et paragneiss du Groupe de la Bikossi inférieure se caractérisent par une foliation sub-horizontale marquée par des plis isoclinaux dans lesquels se développe une schistosité plan-axial. Ils présentent des assemblages minéralogiques dont la paragenèse primaire à Pl-Ms-Bt soulignant la schistosité principale (S_1) est replissée et recoupée par des lamelles de biotite et muscovite dans les plans marquant la schistosité de crénulation S_2. Le grenat de l'échantillon Lo38-A (rattaché géochronologiquement au Groupe de la Bikossi inférieure) présente la même texture que le grenat du paragneiss de la Loémé (Lo1-A, Fig.VI.5) et de l'orthogneiss de Les Saras (Sar4), ces derniers présentant une zonation de diffusion. De ce fait, l'évolution métamorphique des formations du Groupe de la Bikossi inférieure se rapproche de celle des formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula. Ainsi, ces formations enregistrent un premier épisode métamorphique éburnéen dans le faciès des amphibolites et un second épisode pan-africain dans le faciès des amphibolites.

- *Dans le Groupe de la Bikossi supérieure*

L'étude pétrostucturale et géochronologique des métasédiments du Groupe de la Bikossi supérieure montre que celui-ci est affecté par l'événement tectono-thermique pan-africain. L'analyse à la microsonde électronique des grenats des échantillons Bik11, Bik14, Bik15 et

Bik16 correspondant aux micaschistes et schistes du Groupe de la Bikossi supérieur indique que le grenat présente une zonation normale de croissance, de sorte qu'il n'enregistre qu'un seul épisode métamorphique. La caractérisation thermobarométrique de ces échantillons montre qu'ils se développent dans le faciès des amphibolites à albite-épidote avec des températures oscillant entre 500°C et 575°C pour une pression variant entre 6-8 kbar (Fig.VI.7 ; Fig.VI.8 et Fig.VI.10).

Chronologie de la déformation pan-africaine

La compilation des données pétrostructurales et géochronologiques permet de dresser le bilan sur l'évolution tectono-métamorphique des unités géologiques du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. L'événement tectono-thermique pan-africain ne s'enregistre pas de façon uniforme sur l'ensemble des unités, ce qui se traduit par un diachronisme entre les différents âges obtenus (Fig.IX.6).

- *Dans les unités néoprotérozoïques (granite de Mont Kanda et Complexe basique de Nemba)*

Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar des échantillons du granite de Mont Kanda et les roches associées (biotitite et filon de dolérite amphibolitisé) donnent des âges compris entre 602 Ma et 505 Ma. Ces âges ont été répartis en trois groupes : 602-575 Ma, 530-520 Ma et 505 Ma. L'amphibolite du Complexe basique de Nemba a quant à elle donné un âge à 545 Ma.

- *Dans le Groupe de la Bikossi supérieure*

Les micaschistes et paragneiss du Groupe de la Bikossi supérieure présentent des âges ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite et muscovite qui varient entre 540-496 Ma. Ces âges ont été scindés en deux groupes : 540-520 Ma et 510-496 Ma.

- *Dans le Groupe de la Bikossi inférieure*

La datation ^{40}Ar-^{39}Ar de la biotite et de la muscovite des quartzites et quartzo-schistes de la Bikossi inférieure donne des âges qui varient entre 545-527 Ma suggérant une perturbation pan-africaine.

➢ *Dans les Groupes de la Loémé et de la Loukoula*

Hormis les âges à 1050 ± 2 Ma et 1172 ± 2 Ma (Fig.VIII.8c) obtenu sur les biotites de l'orthogneiss de Les Saras, interprétés comme une réinitialisation incomplète du système isotopique ^{40}Ar-^{39}Ar, la plupart des âges ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole ainsi que les âges intercepts inférieurs U-Pb sur zircons des formations des Groupes de la Loémé et de la Loukoula sont pan-africains (Fig.IX.6). Trois groupes d'âges ont été définis pour l'ensemble des formations de ces unités. Le premier groupe d'âge situé entre 615-555 Ma est observé dans les orthogneiss de Bilinga, Bilala et Les Saras (Fig.VIII.5-6, 8) et il se traduit par une perturbation du système isotopique U-Pb des zircons de l'orthogneiss de Les Saras (Fig.VII.15). Le second groupe d'âge compris entre 545-525 Ma n'apparait pas dans les orthogneiss de Les saras et de Bilinga. Cette perturbation thermique s'enregistre aussi dans les zircons de l'orthogneiss de la Loémé Lo45 à 539 ± 18 Ma. Le troisième groupe d'âge, entre 515 Ma et 502 Ma, est enregistré dans les formations du Groupe de la Loémé et est absent dans le Groupe de la Loukoula.

L'absence des âges compris entre 615-575 Ma dans les formations du Groupe de la Bikossi supérieure (et inférieur) rend la compréhension de cet évènement thermique complexe, c'est-à-dire il n'est pas évident de lui associer une schistosité et un épisode métamorphique du fait qu'il ne s'enregistre que dans les orthogneiss et granite parfois isotropes. Dans le granite de Mont Kanda (seule unité monocyclique à avoir enregistré ces âges) cette gamme d'âge pourrait aussi correspondre à un intervalle de temps rattaché à une réinitialisation incomplète du système isotopique ^{40}Ar-^{39}Ar de ce granite au Pan-africain ou à un épisode thermique précoce.

Les âges compris entre 545-520 Ma sont cependant bien enregistrés dans les micaschistes monocycliques de la Bikossi inférieure et dans les amphibolites du Complexe basique de Nemba (Fig.VIII.9-10). Son enregistrement dans ces formations permet de rattacher la phase de déformation (D_1) ayant induit la schistosité principale S_1 et le métamorphisme prograde de ces unités à cet épisode tectono-thermique.

Le groupe d'âge compris entre 510-496 Ma obtenus sur les unités monocycliques (Bikossi supérieure, granite de Mont Kanda) correspond à la phase D_2 de la déformation pan-africaine enregistrée dans ces formations et se traduit par le développement de la schistosité de crénulation S_2 observée dans les paragneiss et micaschistes de la Bikossi supérieure. Cet

épisode se traduit par un métamorphisme rétrograde durant l'exhumation de ces roches jadis enfouis par l'empilement des nappes.

La répartition géographique de l'ensemble des âges pan-africains obtenus par les datations U-Pb sur zircon et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole ne permet pas d'établir un gradient d'âge entre les unités les plus au sud-ouest et celles les plus au nord-est.

.

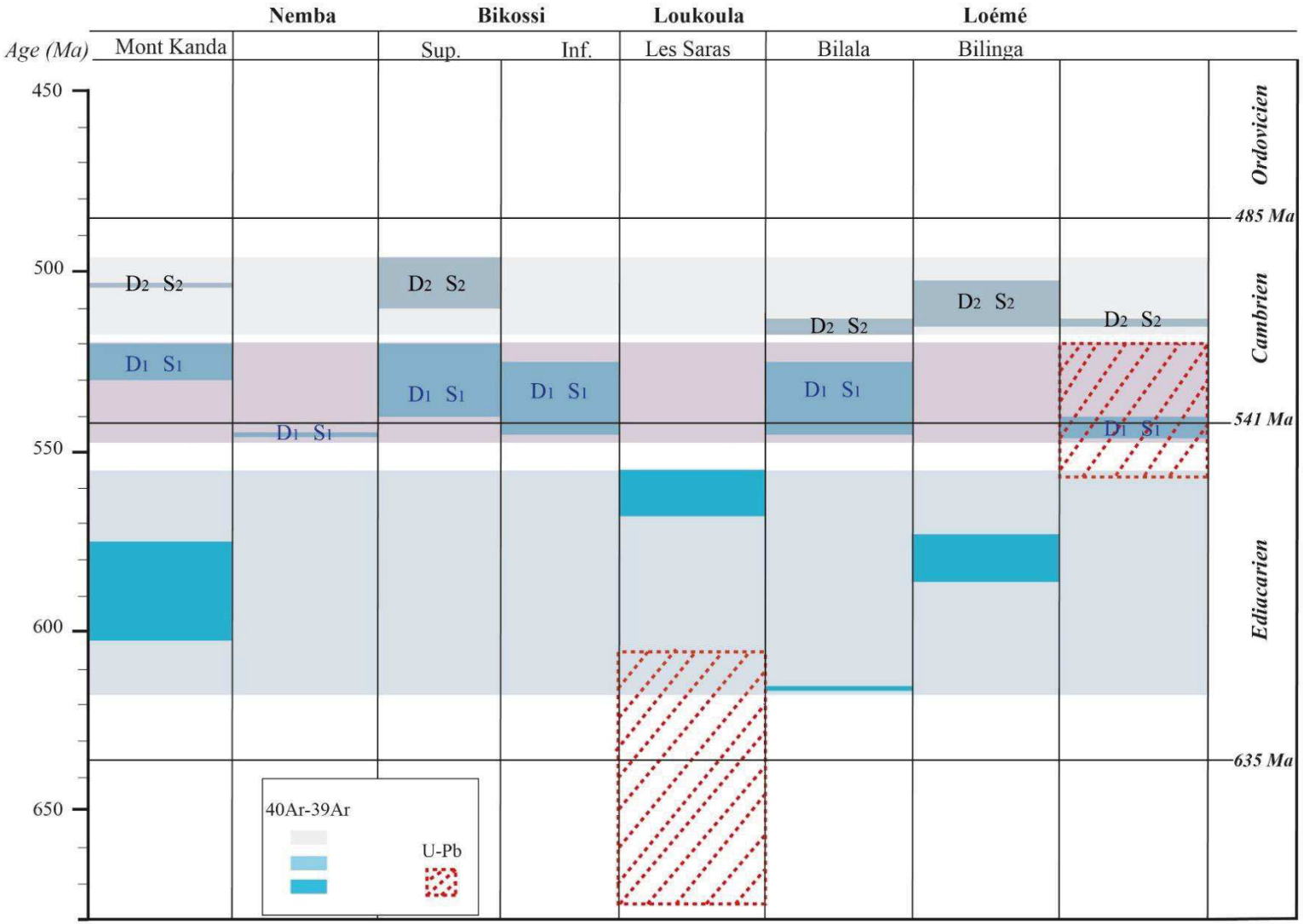


Figure IX. 6. Chronologie des déformations associées à l'orogenèse pan-africaine dans les unités du domaine occidental de la chaîne du Mayombe. D = Déformation ; S = Schistosité.

4 Les implications géodynamiques

Les données géochronologiques obtenues au cours de cette étude permettent de caler dans le temps les différents événements géologiques (sédimentation, magmatisme, métamorphisme) ayant affecté le socle de la chaîne du Mayombe (Fig.IX.7). La succession de ces différents événements peut se résumer comme suit :

(i) Fragmentation et remobilisation du craton archéen : source des âges variant entre 3300 Ma et 2500 Ma dans les roches para et orthodérivées du socle de la chaîne du Mayombe ;

(ii) Formation des bassins paléoprotérozoïques ayant conduit au paragneiss de type Lo38-A avec un âge maximum de dépôt de 2058 ± 7 Ma ;

(iii) Mise en place des granitoïdes paléoprotérozoïques entre 2060 ± 11 Ma et 2043 ± 9 Ma voire 2028 ± 12 Ma ;

(iv) Déformation et métamorphisme éburnéen

(v) Evolution de l'avant-pays éburnéen et poursuite de la sédimentation paléoprotérozoïque : développement des bassins sédimentaires du Groupe de la Bikossi (Bik2 et Bik7) avec des âges maximums de dépôt compris entre 2030 ± 8 Ma et 2023 ± 11 Ma ;

(vi) Développement du bassin mésoprotérozoïque dans lequel s'est formé le paragneiss de type Bik13 marqué par un âge maximum de dépôt à 1544 ± 12 Ma ;

(vii) Mise en place des granitoïdes néoprotérozoïques de Mont-Kanda et Mfoubou autour de 925 Ma ;

(viii) Sédimentation et mise en place des formations du Super-groupe ouest congolien

(ix) Déformation et métamorphisme pan-africains entre 642 ± 36 Ma et 496.2 ± 1.2 Ma répartit en trois groupes d'âge correspondant à au moins trois phases de déformation (Fig.IX.6-7).

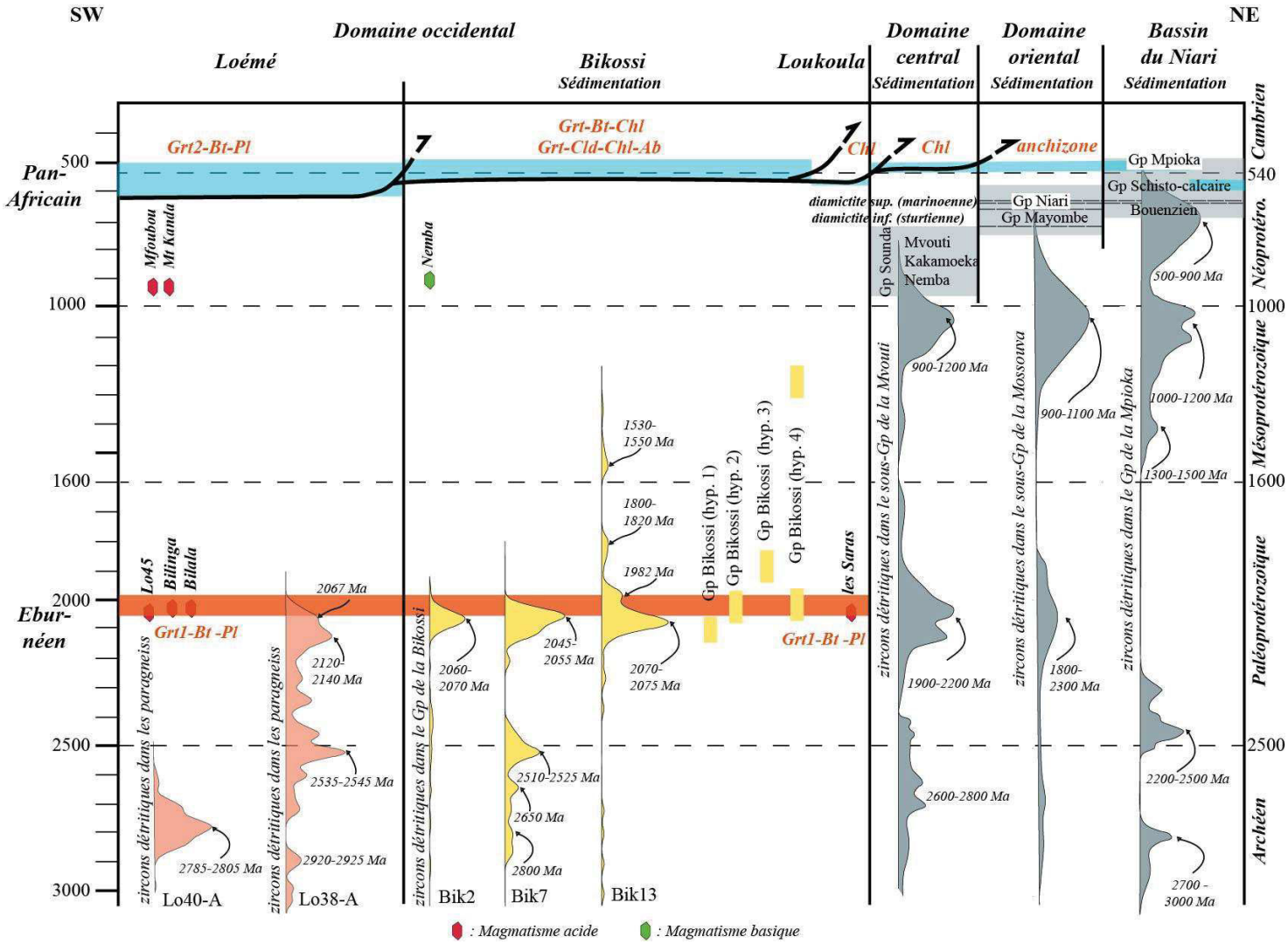


Figure IX. 7. *Synthèse sur l'évolution archéenne à protérozozoïque de la chaîne du Mayombe et son avant-pays. Les âges proviennent des travaux de Fullgraf et al. (2015a), Affaton et al. (2016) et cette étude.*

5 Conclusion générale

Les données de cette thèse nous permettent d'améliorer significativement les connaissances sur la géologie du socle de la chaîne du Mayombe. Les résultats se présentent comme suit :

- **Sur l'origine du socle de la chaîne du Mayombe**

L'étude pétrologique et l'analyse géochimique du socle de la chaîne du Mayombe révèlent la coexistence dans ce domaine de paragneiss dont les âges des sources varient entre 3300 Ma et 2020 Ma et de roches magmatiques felsiques et mafiques. Les roches felsiques présentent une composition de granite, de granodiorite et de tonalite. Leur âge varie entre 2070 Ma et 2040 Ma. Les roches mafiques associées correspondent à des basaltes appartenant aux lignées tholéiitique et calco-alcaline.

- **Sur l'évolution tectono-métamorphique du socle de la chaîne du Mayombe**

Les âges U-Pb sur zircon et ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole dans les Groupes de la Loémé, de la Loukoula et de la Bikossi montrent que le socle du Mayombe a été affecté à la fois par l'orogenèse éburnéenne (2040-2030 Ma) et par l'orogenèse pan-africaine (642 ± 36 Ma à 496.2 ± 1.2 Ma). Le métamorphisme éburnéen appartient au faciès des amphibolites avec une paragnèse à Grt-Bt-Pl (Olg) dans les métapélites et Pl-Hbl (brune) dans les métabasites. Le métamorphisme pan-africain quant à lui se caractérise par un gradient perpendiculaire à la chaîne croissant vers l'ouest-sud-ouest. Il s'enregistre différemment dans les Groupes de la Loémé et de la Loukoula. Dans le premier, les assemblages minéralogiques sont à Grt2-Bt-Pl tandis que dans le second, la paragenèse pan-africaine est à Chl-Ep-Ab. Le Groupe de la Bikossi présente des assemblages à Grt-Cld-Chl-Ms (500-575°C et 6-8 kbar).

Perspectives

La prise en compte des différents points de discussion et les principales conclusions tirées de cette étude permettent de proposer les perspectives suivantes :

(i) Poursuivre cette étude à l'échelle réduite des Groupes lithologiques, dans le but de mettre en relief l'hétérogénéité de ces systèmes et de comprendre plus en détail les processus impliqués dans le façonnement de la chaîne du Mayombe ;

(ii) Déterminer l'âge et la répartition du socle anté-éburnéen

(iii) Intégrer la portion métasédimentaire et volcano-sédimentaire de l'unité de Kakamoéka afin de mieux caractériser l'évolution des bassins protérozoïques post-éburnéens et anté-pan-africains ;

(iv) Dater les minéraux tels que le grenat, la monazite et l'apatite pour mieux contraindre les trajets P-T-t.

(v) Dater les apatites des métabasites du Complexe basique de Nemba.

L'addition de ces données à celles obtenues au cours de cette étude permettra d'établir, avec plus de précisions, les corrélations à l'échelle de la chaîne ouest-congolienne du Gabon à l'Angola, mais aussi à l'échelle du système Araçuïa - Ouest Congo.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Affaton, P., Kalsbeek, F., Boudzoumou, F., Trompette, R., Thrane, K., Frei, R., 2016. The Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (Congo Brazzaville): Stratigraphy of the Mayombe and West CongoSupergroups studied by detrital zircon geochronology. Precambrian Research, 272, 185–202.

Alkmim, F. F., Marshak, S., 1998. Transamazonian orogeny in the Southern Sao Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrıfero. Precambrian Research, 90, 29-58.

Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, C., Gravina, G., Cerqueira, S., Cruz, P., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaïa-West Congo orogen in Brazil and Africa : Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana 149, 43–64. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.007

Alkmim, F. F., Martins-Neto, M. A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. Marine and Petroleum Geology, 33, 127-139.

Alvarez, P., Maurin, J. C., 1991. Evolution sédimentaire et tectonique du bassin protérozoïque supérieur de Comba (Congo): Stratigraphie séquentielle du Supergroupe Ouest-Congolien et modèle d'amortissement sur décrochements dans le contexte de la tectogénèse panafricaine. Precambrian Research, 50, 137-171.

Alvarez, P., 1995. Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern edge of the Central African Craton: relations with Late Proterozoic intracratonic troughs. Geologische Rundschau, 84, 636-648.

Amstutz, A., 1929. Contribution à l'étude géologique du Congo français. Bulletin de la Société Géologique de France, 4-XXIX, 321-327.

Andriamirado, S., Monga, C., 1986. Le nouveau Congo-Océan dans la traverséé du Mayombe. Agence transcongolaise des communications, 189 p.

Aubert de la Rue, E., 1937. Etude des gisements aurifères situés dans la région au Nord du Congo-Océan. Rapp. inédit DMG, Brazzaville.

Babet, V., 1928. Sur les roches cristallophylliennes du Mayombe (Afrique Equatoriale Française). Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 187, 348-350.

Babet, V., 1929. Etude géologique de la zone du chemin de fer Congo-Océan et de la région minière du Niari et du Djoué. Larose édition, Paris, 176 p.

Babet, V. 1932. Observations géologiques dans la partie méridionale de l'Afrique Equatoriale Francaise : (Bassins du Niari, de la Nyanga, du Djoué et du Hayt Ogooné). Larose édition, Paris, 154 p.

Babet, V. 1935. Le tunnel du Mont Bamba (Afrique Equatoriale Française). Observations géologiques. C.R. VIIe Congr. intern. Mines, Métall., Géol. appl., Sect. Géol. appl., Fr., 2, 533-542.

Babinski, M., Pedrosa-Soares, A. C., Trindade, R. I. F., Martins, M., Noce, C. M., Liu, D., 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. Gondwana Research, 21, 451-465.

Ballèvre, M., Bosse, V., Dabard, M. P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J. L., Peucat, J.J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain: actualité de la recherche. Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, 500, 5-96.

Barbarin, B., 1990. Granitoids: Main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting.

Geological Journal, 25, 227-238.

Barosa, J.S.F., 1989. The granulites of the Jequie Complex and Atlantic Coast mobile belt, Southern Bahia, Brazil—an example of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (Eds.), Granulites and Crustal Evolution. Klumer, Dordrecht, pp. 195–221.

Barbosa, J. S. F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. Precambrian Research, 133, 1-27.

Barrat, M., 1894. Sur la géologie du Congo Français. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de France, 119, 758-761.

Barrat, M., 1895. Sur la géologie du Congo Français. Annales des Mines, France, 9, 379-510.

Bento dos Santos, T. M., Tassinari, C.C.G., Fonseca, P. E., 2015. Diachronic collision, slab break-off and long-term high thermal flux in the Brasiliano–Pan-African orogeny: Implications for the geodynamic evolution of the Mantiqueira Province. Precambrian Research, 260, 1-22.

Bertrand, J.M., Bertrand-Sarfati, J., Bessoles, B., Black, R., Boullier, A.M., Caby, R., Choubert, G., Conrad, G., Conrad, J., Deynoux, M., Donzeau, M., Elouard, P., Faure-Muret, H., Hebrard, L., Kogbe, C.A., Lang, J., Latouche, L., Leblanc, M., Lefrance, J., Legrand, Ph., Legrand-Blain, M., Mathieu, P., Moussine-Pouchkine, A., Reyment, R.A., Schobel, J., Tait, E.A., Trompette, R., 1983. Afrique de l'Ouest introduction géologique et termes stratigraphiques. In lexique stratigraphique international nouvelle serie n°1. Editor Fabre, J., Pergamon press, 390 p.

Bessoles, B., Roques, M., 1956. Ages apparents par la méthode Plomb alpha sur zircons extraits des roches cristallines d'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun. Congrès Géologique International, XXe session, Mexico, Association de Sercicios geologicos Africanos, 35-37.

Black, R., 1966. Sur l'existence d'une orogenèse riphéenne en Afrique occidentale. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, 262, 1046-1049.

Black, R., 1967. Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique. Chronique des Mines et de la Recherche Minière, 364, 225-238

Block, S., Jessell, M., Aillères, L., Baratoux, L., Bruguier, O., Zeh, A., Bosch, D., Caby, R., Mensah, E., 2016. Lower crust exhumation during Paleoproterozoic (Eburnean) orogeny, NW Ghana, West African Craton: Interplay of coeval contractional deformation and extensional gravitational collapse. Precambrian Research, 274, 82-109.

Boineau, R., Nicolini, P., 1959. Carte géologique de reconnaissance à 1/500000 Sibiti-ouest et notice explicative. Institut de Recherches d'Etude géologique et minière, Congo.

Boudzoumou, F., 1986. La Chaîne Ouest-congolienne et son avant-pays au Congo : Relation avec le Mayombien, Sédimentologie des séquences d'âge protérozoïque supérieur. Thèse 3ème cycle, Université d'Aix Marseille, 220 p.

Boudzoumou, F., Trompette, R., 1988. La chaîne panafricaine ouest-congolienne au Congo (Afrique Equatoriale) : un socle polycyclique charrié sur un domaine subautochtone formé par l'aulacogène du Mayombe et le bassin de l'Ouest-Congo. Bull. Soc. Géol. France 8, IV, 889-896.

Bouton, P., Thiéblemont, D., Gouin, J., Cocherie, A., Guerrot, C., Tegyey, M., Préat, A., Simo Ndounze, S., Kassadou, A.B., Boulingui, B., Ekogha, H., Moussavou, M., 2009b. Notice explicative de la Carte géologique de la République du Gabon à 1/200,000, feuille Franceville – Boumango. Editions DGMG – Ministères des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville.

J.F. Bowring, PI CIRDLES.org Open Source Development Team. Topsoil - A community driven replacement for ISOPLOT. Apache License, Version 2.0. https://github.com/CIRDLES/topsoil.

Brinckmann, J., Lehmann, B., Hein, U., Höhndorf, A., Mussallam, K., Weiser, T., Timm, F., 2001. La

géologie et la minéralisation primaire de l'or de la chaîne Kibarienne, nord-ouest du Burundi, Afrique orientale. Geologische Jahrbuch Reihe, D 101, 3–195.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to Eastern Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. Episodes 22, 155–166.

Brousseau, G., 1886. Esquisse géologique sur le Congo et le Gabon. Bull. Soc. Et. col. marit., Fr., 9, 255 p.

Brueckner, H. K., Cunningham, D., Alkmin, F. F., Marshak, S., 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern Sao Francisco craton and adjacent Araçuaı and Ribeira belts, Brazil. Precambrian Research, 99, 255-269.

Byamungu, B. R., Louis, P., Caby, R., 1987. Reconnaissance gravimétrique de la chaîne ouest-congolienne, Congo-Bas-Zaïre. Journal of African Earth Sciences, 6, 767-772.

Caby, R., 1970. La chaîne Pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie); sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse, Faculté des Sciences de l'Université de Montpellier, 336 p.

Caby, R., Bertrand, J.M., Black, R., 1981. Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. In Kröner, A., ed., Precambrian plate tectonics: Amsterdam, Elsevier,4, 407-434

Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.P., Vidal, Ph., 1988. Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance de la géologie gabonaise. Chronique de la recherche minière, 491, 35-54.

Cahen, L., Lepersonne, J., 1966. Existence de trois orogenèses dans le Précambrien du Bas-Congo. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 262, 1181-1184.

Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512p.

Callec, Y., Lasseur, E., Le Bayon, B., Thiéblemont, D., Fullgraf, T., Gouin, J., Paquet, F., Le Metour, J., Delhaye-Prat, V., Giresse, P., Malounguila, D., Boudzoumou, F., 2015a. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000 feuille Pointe-Noire. Ministère des mines et de la géologie du Congo.

Callec, Y., Fullgraf, T., Le Bayon, B., Lasseur, E., Charles, N., Gloaguen, E., Bauer, B., Issautier, B., Paquet, F., Prognon, F., Le Metour, J., Thiéblemont, D., Gouin, J., Boudzoumou, F., Giresse, P., Delhaye-Prat, V., Préat, A., Delpomdor, F., Ackouala-Mfere, A.P., Dah Tplingbonon, R.H., Kebi-Tsoumou, S., Kolingba Nzanga, N., Koyenzi Kebangue, A., Makolobongo, B., Malounguila, D., Miassouka Mpika, R., Moebo Boungou, M., Moulounda Niangui, E., Mvoula Boungou, I., Ndiele, B., Nganga Lumuamu, F., Obambi, U., 2015b. Carte géologique à 1/500 000. Ministère des mines et de la géologie du Congo.

Carvalho, B. B., Janasi, V. A., Sawyer, E. W., 2017. Evidence for Paleoproterozoic anatexis and crustal reworking of Archean crust in the São Francisco Craton, Brazil: a dating and isotopic study of the Kinawa migmatite. Precambrian Research, 291, 98-118.

Charles, N., Callec, Y., Préat, A., Thiéblemont, D., Delpomdor, F., Malounguila, D., Gloaguen, E., Petitot, J., Akouala, A.P., Ndiele, B., Mvoula Boungou, I., Moebo Boungou, M., 2015. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Madingou. Editions BRGM.

Cholet, E., 1890. Exploration de Loango à Brazzaville. Oubangui-Sangha. Comptes Rendus de la Société Géographique de France, 455-463.

Choubert, B., 1946. Sur la géologie de la partie occidentale de l'A.E.F. Bulletin de la Société Géologique

de France, 5, 19-28.

Choubert, G., Faure-Muret, A., 1971. Tectonique de l'Afrique. U.N.E.S.C.O, Earth Sciences, 602 p.

Choukroune, P., Ludden, J. N., Chardon, D., Calvert, A. J., Bouhallier, H., 1997. Archaean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior Province, Canada and the Dharwar Craton, India. Geological Society, London, Special Publications, 121, 63-98.

Cordani, U. G., Brito-Neves, B. B., D'Agrella-Filho, M. S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. Gondwana Research, 6, 275-283.

Cornet, J., 1916. Bibliographie géologique du bassin du Congo. Annales de la Société Géologique Belge, 81 p.

Cosson, J., 1955. Notice explicative sur les feuilles de Pointe-Noire et de Brazzaville. Carte géologique de reconnaissance au 1/500 000e. Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie de l'Afrique Equatoriale Française, 56 p.

Coward, M.P., 1981. The Moabi syncline: the west congolian of Gabon and its tectonic significance. Annales de la Société Géologique de Belgique, 104, 255-259.

Cutts, K., Lana, C., Alkmim, F., Peres, G. G., 2018. Metamorphic imprints on units of the southern Araçuaí belt, SE Brazil: The history of superimposed Transamazonian and Brasiliano orogenesis. Gondwana Research, 58, 211-234.

Dadet, P., 1969. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo Brazzaville au 1/500 000e (zone comprise entre les parallèles 2° et 5° sud). Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 70, 103 p.

Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A., 1971. 40Ar/39Ar technique of K-Ar dating : a comparison with the conventional technique. Earth and Planetary Science Letters, 12, 300-308.

Davis, D. W., Krogh, T. E., Williams, I. S., 2003. Historical development of zircon geochronology. Reviews in mineralogy and geochemistry, 53, 145-181.

De Carvalho, H. (1982). Carta geologica de Angola. – Instituto de Investigação CientificaTropical (centro geologico), Lisboa, 4 Sheets, escala 1/1000 000.

De Carvalho, H. (1984). Estratigrafia do Precâmbrico de Angola. Garcia de Orta, Serie Geologia, Instituto Investigação Tropical, Lisboa 7 (1-2), 47-50.

De Carvalho, H., Tassinari, C., Alves, P. H., Guimarães, F., Simões, M. C., 2000. Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil. Journal of African Earth Sciences, 31, 383-402.

De Paepe, P., Hertogen, J., Tack, L., 1975. Mise en évidence de laves en coussins dans les faciès volcaniques basiques du massif de Kimbungu (Bas-Zaïre) et implications pour le magmatisme ouest-congolien. Annales de la Société géologique de Belgique,98, 251-270.

De Waele, B., Johnson, S.P., Pisarevsky, S.A., 2008. Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle. Precambrian Research, 160, 127–141. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.020

De Wit, M. J., Guillocheau, F., De Wit, M. C. (Eds.). (2015). Geology and resource potential of the Congo Basin. Springer Science & Business Media, 445p.

Delhal, J. et Ledent, D., 1976. Age et évolution comparée des gneiss migmatitiques pré-zadiniens des régions de Boma et de Mpozo-Tombagadio. Annales de la Société Géologique de Belgique, 99, 165–187.

Delhaye, F., Sluys, M., 1920. Les grands traits de la tectonique du Congo occidental. Structure et stratigraphie du bassin schisto-calcareux. Note préliminaire. Annales de la Société Géologique Belge, 43, 57-73.

Delhaye, F., Sluys, M., 1921-1922. La région métallifère du Niari et du Djoué (A.E.F.). Annales de la Société Géologique Belge, 45 p.

Delpomdor, F., Tack, L., Cailteux, J., Préat, A., 2015. The C2 and C3 formations of the Schisto-Calcaire Subgroup (West Congo Supergroup) in the Democratic Republic of the Congo: An example of post-Marinoan sea-level fluctuations as a result of extensional tectonisms. Journal of African Earth Sciences, 110, 14-33.

Desthieux, F., Boudzoumou, F., Mompossa, F., Akiaoue, E., Missamou, A., Malera, M., Kiba, V., 1992. Carte géologique de la République du Congo au 1/1 000 000. Ministère des Mines et de l'Energie, Direction Générale des Mines.

Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeki, A.S., Temu, E.B., 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. J. Struct. Geol. 37, 161–180. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.01.008

Dévigne, J.P., 1959. Le Précambrien du Gabon occidental en Afrique occidentale française et régions limitrophes. Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie de l'Afrique Equatoriale Française, n° 11, 315 p.

Dianzenza-Ndefl, H., 1983. Les sediments du Protérozoïque supérieur et leurs transformations au nord-ouest de la Cuvette congolaise (Afrique Centrale); apport des datations par les méthodes Rb-Sr et K-Ar. These 3e cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 146 p.

Dickinson, W.R., Gehrels,G.E., 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database.Earth Planet Sciences Letters, 288, 115–125.

Djama, L. M., 1988. Le massif granitique de Mfoubou et le socle métamorphique de Guéna (Chaine du Mayombe- Congo). Pétrologie-Géochimie-Géochronologie. Thèse, Université de Nancy I, 175 p.

Djama, L.M., Leterrier, J., Michard, A., 1992. Pb, Sr and Nd isotope study of the basement of the Mayumbian belt (Guena gneisses and Mfoubou granite, Congo): implications for crustal evolution in Central Africa. Journal of African Earth Sciences, 14, 227-237.

Djama, L. M. J., Matiaba Bazika, U. V., Boudzoumou, F., Mouzeo, K., 2018. Petrology and Geodynamic Context of Metabasic Rocks of Nemba Complex in the West Congo fold Belt (Republic of Congo). International Journal of Geosciences, 9, 1.

Donnot, M., 1956. Coupure géologique Franceville-ouest. Bulletin de la direction des mines et de la géologie, Afrique Equatoriale Française, 8, 35-38.

Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegyey, M., Diaby, S., Kolié, P., 2002. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kénéma-Man domain (Guinea, West African Craton). Precambrian Research, 117, 57-84.

Eisenlohr, B. N., Hirdes, W., 1992. The structural development of the early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana, West Africa. Journal of African Earth Sciences, 14, 313-325.

Ennih, N., Laduron, D., Greiling, R.O., Errami, E., De Wall, H., Boutaleb, M., 2001. Superposition de la tectonique éburnéenne et panafricaine dans les granitoïdes de la bordure nord du craton ouest africain, boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc. Journal of African Earth Sciences, 32, 677-693.

Ernst, R.E., Pereira, E., Mamilton, M.A., Pisarevsky, S.A., Rodriques, J., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Van-Dunem, V., 2013. Mesoproterozoic intraplate magmatic 'barcode' record of the Angola portion of the Congo Craton : Newly dated magmatic events at 1505 and 1110 Ma and implications for Nuna (Columbia) supercontinent reconstructions. Precambrian Research, 230, 103-118.

Evans, D. A. D., Trindade, R. I. F., Catelani, E. L., D'Agrella-Filho, M. S., Heaman, L. M., Oliveira, E. P., Salminen, J. M., 2016. Return to Rodinia? Moderate to high palaeolatitude of the São Francisco/Congo craton at 920 Ma. Geological Society, London, Special Publications, 424, 167-190.

Fanning, C. M., Link, P. K., Gallagher, S. J., Wallace, M. W., 2008. Age constraints for the Sturtian Glaciation; data from the Adelaide Geosyncline, South Australia and Pocatello Formation, Idaho, USA. In Selwyn Symposium, 91, 57-62.

Fergusson, C. L., Henderson, R. A., 2015. Early Palaeozoic continental growth in the Tasmanides of northeast Gondwana and its implications for Rodinia assembly and rifting. Gondwana Research, 28, 933-953.

Fernandez-Alonso, M., Theunissen, K., 1998. Airborne geophysics and geochemistry provide new insights in the intracontinental evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt (Central Africa). Geological Magazine 135, 203–216.

Fernandez-alonso, M, Tack, L., Tahon, A. and De Waele, B., 2011. The proterozoic history of the Proto-Craton, Craton of Central Africa. In 23rd Colloquium of African Geology (CAG23). Johannesburg, South Africa, 8-14 january 2011. Abstracts volume, p. 142.

Feybesse, J. L., Milési, J. P., 1994. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons?. Precambrian Research, 69, 199-227.

Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., Eko N'dong, J. E., 1998. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. Precambrian Research, 87, 161-216.

Feybesse, J. L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J. L., Milesi, J. P., Bouchot, V., 2006. The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling. Precambrian Research, 149, 149-196.

Figueiredo, M.C.H., 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable Early Proterozoic subduction-relation magmatic arc. Journal of South America Earth Sciences, 2, 131-145.

Filho, D.A., Lana, C. D. C., Júnior, H. N., Costa, A. F. D. O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. Gondwana Research, 28, 668-688.

Franssen, L., André, L., 1988. The Zadinian group (Late Proterozoic, Zaire) and its bearing on the origin of the West-Congo orogenic belt. Precambrian research, 38, 215-234.

Frimmel, H. E., Tack, L., Basei, M. S., Nutman, A. P., Boven, A., 2006. Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo. Journal of African Earth Sciences, 46, 221-239.

Frimmel, H. E., Basei, M. S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. International Journal of Earth Sciences, 100, 323-354.

Fossen, H., Cavalcante, G., de Almeida, R. P., 2017. Hot Versus Cold Orogenic Behavior: Comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. Tectonics, 36, 2159-2178. https://doi.org/10.1002/2017TC004743

Fullgraf, T., Callec, Y., Thiéblemont, D., Gloaguen, E., Charles, N., Le Métour, J., Prian, J.-P., Boudzoumou, F., Delhaye-Prat, V., Moreau, F., Kebi-Tsoumou, S., Ndiele, B., 2015a. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Dolisie. Éditions BRGM.

Fullgraf, T., Callec, Y., Thiéblemont, D., Gloaguen, E., Le Métour, J., Boudzoumou, F., Delhaye-Prat, V., Kebi-Tsoumou, S., Ndiele, B., 2015b. Carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, Feuille Dolisie. Éditions BRGM.

Ganne, J., De Andrade, V., Weinberg, R. F., Vidal, O., Dubacq, B., Kagambega, N., Naba, S., Baratoux, L., Jessell, M., Allibon, J., 2012. Modern-style plate subduction preserved in the Palaeoproterozoic West African craton. Nature Geoscience, 5, 60.

Gauthier-Lafaye, F., Weber, F., 1989. The Francevillian (lower Proterozoic) uranium ore deposits of Gabon. Economic Geology, 84, 2267-2285.

Gérard, G., Isnard, P., 1960. Etude géologique et prospection géochimique de la région de Kimongo (République du Congo). Rapport I.G.R.M. inédit (E), 82, Brazzaville.

Gioan, P., Vicat, J. P., 1987. Bilan geochronologique de la Republique Populaire du Congo. Journal of African Earth Sciences (1983), 6, 215-220.

Gonçalves, L., Farina, F., Lana, C., Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F., Nalini Jr, H. A., 2014. New U–Pb ages and lithochemical attributes of the Ediacaran Rio Doce magmatic arc, Araçuaí confined orogen, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 52, 129-148.

Gray, D. R., Foster, D. A., Meert, J. G., Goscombe, B. D., Armstrong, R., Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 294, 257-278.

Guillou-Frottier, L., Augé, T., Bertrant, G., 2012. Géodynamique et ressources minérales. Géosciences, 15, pp. 22-27.

Hartmann, L. A., 2002. The Mesoproterozoic supercontinent Atlantica in the Brazilian shield-review of geological and U-Pb zircon and Sm-Nd isotopic evidence. Gondwana Research, 5, 157-163.

Hecketsweiler, P., Ikonga, J.M., 1991. La réserve de Conkouati: Congo le secteur sud Est. Union mondiale pour la nature, 323 p.

Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic–Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). Precambrian Research, 125, 87-112.

Heilbron, M., Duarte, B. P., de Morisson Valeriano, C., Simonetti, A., Machado, N., Nogueira, J. R., 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. Precambrian Research, 178, 136-148.

Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., 2017. Sao Francisco Craton, Eastern Brazil tectonic genealogy of a miniature continent. Regional Geology Reviews, Springer, 331 p.

Henderson, P., 2013. Rare earth element geochemistry. Elsevier, 2, 510 p.

Hirata, T., Nesbitt, R. W., 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. Geochimica et cosmochimica Acta, 59, 2491-2500.

Holmes, A., 1911. The association of lead with uranium in rock-minerals, and its application to the measurement of geological time. Proceedings of the Royal Society of London, 85A, 248-256.

Horie, K., Hidaka, H., Gauthier-Lafaye, F., 2005. U-Pb geochronology and geochemistry of zircon from

the Franceville series at Bidoudouma, Gabon. Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (10), A11.

Hossié, G., 1980. Contribution à l'étude structurale de la chaîne Ouest-congolienne Pan-Africaine dans le Mayombe congolais. Thèse 3ème cycle. Montpellier. 124 p.

Hurley, P. M., Melcher, G. C., Pinson Jr, W. H., Fairbairn, H. W., 1968. Some orogenic episodes in South America by K–Ar and whole-rock Rb–Sr dating. Canadian Journal of Earth Sciences, 5, 633-638.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211, 47-69.

Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. T., Essling, A. M., 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U. Physical Review C, 4, 1889-1906.

Jambon, A., Thomas, A., 2009. Géochimie : géodynamique et cycles. Dunod, Paris, 406 p.

Johansson, Å., 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA'model—a distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. Precambrian Research, 244, 226-235.

Jourdan, F., Renne, P. R., 2007. Age calibration of the Fish Canyon sanidine 40Ar/39Ar dating standard using primary K–Ar standards. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, 387-402.

Jourdan, F., Verati, C., Féraud, G., 2006. Intercalibration of the Hb3gr 40Ar/39Ar dating standard. Chemical Geology, 231, 177-189.

Katchevsky, A., Choubert, B., 1930. Notice sur une carte géologique de reconnaissance du Moyen-Congo-Gabon. Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique, 3, 375-378.

Kebi-Tsoumou, S., 2018. La phase d'hyperextension (SAG) du rift de l'océan atlantique sud au Congo : milieux de dépôt, provenance des sédiments et paléoreliefs. Thèse de l'université de Rennes 1, 350 p.

Kessi, C., 1992. Le socle archéen et les formations ferrifères du Chaillu au congo. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.

Klerkx, J., Liégeois, J.P., Lavreau, J., Claessens, W., 1987. Crustal evolution of the northern Kibaran belt, eastern and northern Africa. In: Proterozoic lithospheric evolution (A. Kröner, ed), Geodynamic series, AGU, 17, 217-234.

Kokonyangi, J., Armstrong, R.A., Kampunzu, A.B., Yoshida, M., Okudaira, T., 2004. U–Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt. Precambrian Research, 132, 79–106.

Kokonyangi, J., Kampunzu, A.B., Okudaira, T., Yoshida, M., Shabeer, K.P., 2005. Geochronology and petrology of Mesoproterozoic mafic rocks from Mitwaba (central Katanga, Congo): implications for the evolution of the Kibaran belt. Geological Magazine, 142, 109–130.

Kokonyangi, J. W., Kampunzu, A. B., Armstrong, R., Yoshida, M., Okudaira, T., Arima, M., Ngulube, D. A., 2006. The Mesoproterozoic Kibaride belt (Katanga, SE DR Congo). Journal of African Earth Sciences, 46, 1-35.

Kröner, A., 1984. Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. Bulletin de la Société géologique de France, 7, 297-319.

Kröner, A., Stern, A.J., 2004. Pan-African orogeny. Encyclopedia of Geology, 1, Elsevier, Amsterdam, 1-12.

Kröner, A., Hanson, G. N., Goodwin, A. M., 2012. Archaean Geochemistry: The Origin and Evolution of the Archaean Continental Crust. Springer Science & Business Media.

Lagotala, H., 1933. Formation continentale sous-jacente au calcaire du Niari (Congo Français). Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de France, 194, 1235-1236.

Lanphere, M. A., 2000. Comparison of conventional K–Ar and 40 Ar/39 Ar dating of young mafic volcanic rocks. Quaternary Research, 53, 294-301.

Larsen Jr, E. S., Keevil, N. B., Harrison, H. C., 1952. Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals. Geological Society of America Bulletin, 63, 1045-1052.

Le Bayon, B., Callec, Y., Fullgraf, T., Lasseur, E., Thiéblemont, D., Charles, N., Gloaguen, E., Paquet, F., Gouin, J., Giresse, P., Makolobongo, B., Obambi, Moulounda Niangui, E., Miassouka Mpika, R., 2015. Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo à 1/200 000, feuille Conkouati. Editions BRGM.

Ledru, P., Johan, V., Milési, J. P., Tegyey, M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. Precambrian Research, 69, 169-191.

Ledru, P., N'Dong, J. E., Johan, V., Prian, J. P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: collision tectonics in the lower Proterozoic?. Precambrian Research, 44, 227-241.

Lepersonne, J., 1951. Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains anciens du Bas-Congo. Bulletin de la Société Belge de Géologie, 60, 169-189.

Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Milési, J. P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, C.M., Deloule, E., 2006. Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. Journal of African Earth Sciences, 44, 413-427.

Li, Z. X., Evans, D. A.D., Halverson, G. P., 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. Sedimentary Geology, 294, 219-232.

Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. Precambrian Research, 50, 111-136.

Lombard, J., 1928. Observations nouvelles sur les formations géologiques entre Brazzaville et la côte atlantique (Afrique Equatoriale Française). Bulletin de la Société Géologique de France, 4, 333-340.

Loose, D., Schenk, V., 2018. 2.09 Ga old eclogites in the Eburnian-Transamazonian orogen of southern Cameroon: Significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. Precambrian Research, 304, 1-11.

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, 74 p.

Machado, N., Noce, C. M., Ladeira, E. A., De Oliveira, O. B., 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. Geological Society of America Bulletin, 104, 1221-1227.

Martins-Neto, M. A., 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). Precambrian Research, 103, 147-173.

Martins-Neto, M. A., Pedrosa-Soares, A. C., Lima, S. A. D. A., 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the Sao Francisco

craton and Araçuaı fold belt, eastern Brazil. Sedimentary Geology, 141, 343-370.

Maurin, J.C., Mpemba-Boni, J., Pin, C., Vicat, J.P., 1990. La granodiorite de Les Saras, un témoin de magmatisme éburnéen (2 Ga) au sein de la chaîne ouest-congolienne: conséquences géodynamiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 310, 571-575.

Maurin, J.C, Boudzoumou, F., Djama, L.M., Gioan, P., Michard, A., Mpemba-Boni, J., Peucat, J.J., Pin, C., Vicat, J.P., 1991. La chaîne protérozoïque ouest-congolienne et son avant-pays au Congo : nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique centrale. Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, II, 312, 1327-1334.

Maurin, J.C., 1993. La chaîne panafricaine ouest-congolienne : corrélation avec le domaine est-brésilien et hypothèse géodynamique. Bulletin de la Société Géologique de France, 164, 51-60.

McDougall, I., Harrison, T. M., 1999. Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method. Oxford University Press, 263 p.

McLennan, S. M., Nance, W. B., Taylor, S. R., 1980. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 1833-1839.

Meert, J.G., Santosh, M., 2017. The Columbia supercontinent revisited. Gondwana Research, 50, 67-83.

Meloux, J., Bigot, M., Viland, J.C., 1983. Plan minéral de la République populaire du Congo. Bureau de Recherches Géologiques et Minière, 1, 725 p.

Merrihue, C. M., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples. Transactions of the American Geophysical Union, 46, 125.

Merrihue, C., Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. Journal of Geophysical Research, 71, 2852-2857.

Mickala, O. R., Vidal, L., Boudzoumou, F., Affaton, P., Vandamme, D., Borschneck, D., Mounguengui, M.M., Fournier, F., Malounguila-Nganga, D, M., Miche, H., 2014. Geochemical characterization of the Marinoan "Cap Carbonate" of the Niari-Nyanga Basin (Central Africa). Precambrian Research, 255, 367-380.

Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., Vinchon, Ch., 1991. The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. Miner. Deposita 26, 228–238.

Monié, P., Bosch, D., Bruguier, O., Vauchez, A., Rolland, Y., Nsungani, P., Buta Neto, A., 2012. The late Neoproterozoic/early Palaeozoic evolution of the West Congo Belt of NW Angola: geochronological (U-Pb and Ar-Ar) and petrostructural constraints. Terra Nova, 24, 238-247.

Mottet, G., 1997. Le Mayombe (Congo): contraintes et aménagements d'une moyenne montagne tropicale. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 3, 329-335.

Mouélé, M. I., Dudoignon, P., El Albani, A., Martin, H., Paquette, J. L., Cuney, M., Gauthier-Lafaye, F., 2013. The Archean Granitoid-Paleoproterozoic Unconformity: Superimposition of Alteration Events in Archean Granitoids, Gabon. Procedia Earth and Planetary Science, 7, 598-601.

Mouélé, I. M., Dudoignon, P., El Albani, A., Meunier, A., Boulvais, P., Gauthier-Lafaye, F., Paquette, J.L., Martin, H., Cuney, M., 2014. 2.9–1.9 Ga paleoalterations of Archean granitic basement of the Franceville basin (Gabon). Journal of African Earth Sciences, 97, 244-260.

Moukolo, N., 1992. Etat des connaissances actuelles sur l'hydrogéologie du Congo Brazzaville. Hydrogéologie, 1, 47-58.

Mpemba-Boni, J., 1990. Contribution à l'étude du magmatisme anté-pan africain de la chaîne du Mayombe. L'exemple du Massif de Les Saras (SW du Congo, Afrique Centrale). Pétrologie structurale – Géochimie – Géochronologie. Thèse, Université de Nancy 1, 351 p.

Nicolini, P., 1959. Le synclinal de la Nyanga (zone de la boucle du Niari). Contribution à l'étude de la minéralisation stratiforme du Moyen-Congo. Bulletin de la Direction des Mines et de la Géologie de L'Afrique Equatoriale Française, 10, 150 p.

Noce, C. M., Macambira, M. J. B., Pedrosa-Soares, A. C., 2000a. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, based on single zircon evaporation dating. Revista Brasileira de Geociências, 30, 025-029.

Noce, C. M., Teixeira, W., Quéméneur, J. J., Martins, V. T., Bolzachini, É., 2000b. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. Journal of South American Earth Sciences, 13, 225-239.

Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J. H., De Campos, C.M., Medeiros, S.R., 2004. Ages of sedimentation of the kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS data. Revista Brasileira de Geociências, 349, 587-592.

Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Da Silva, L.C., Armstrong, R., Piuzana, D., 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuai Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. Precambrian Research, 159, 60-78.

Nsungani, P.C., 2012. La chaîne panafricaine du Nord-Ouest de l'Angola : Etude pétrostructurale, géochimique et géochronologique. Implications géodynamiques. Thèse, Université Montpellier II, 328 p.

Ossa, F. O., El Albani, A., Hofmann, A., Bekker, A., Gauthier-Lafaye, F., Pambo, F., Meunier, A., Fontaine, C., Boulvais, P., Pierson-Wickmann, A.C., Cavalazzi, B., Macchiarelli, R., 2013. Exceptional preservation of expandable clay minerals in the ca. 2.1 Ga black shales of the Francevillian basin, Gabon and its implication for atmospheric oxygen accumulation. Chemical Geology, 362, 181-192.

Parize, O., Feybesse, J. L., Guillocheau, F., Mulder, T., 2013. Were the 2.1-Gyr fossil colonial organisms discovered in the Francevillian basin (Palaeoproterozoic, Gabon) buried by turbidites?. Comptes Rendus Géoscience, 345, 101-110.

Parra-Avila, L. A., Kemp, A. I., Fiorentini, M. L., Belousova, E., Baratoux, L., Block, S., Jessell, M., Bruguier, O., Begg, G.C., Miller, J., Davis, J., McCuaig, T.C., 2017. The geochronological evolution of the Paleoproterozoic Baoulé-Mossi domain of the Southern West African Craton. Precambrian Research, 300, 1-27.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.

Pedreira, A.J., de Waele, B., 2008. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Craton. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 294, 33–48. https://doi.org/10.1144/SP294.3

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Vidal, P., Monteiro, R. L. B. P., Leonardos, O. H., 1992. Toward a new tectonic model for the late proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) belt. Journal of South American Earth Sciences, 6, 33-47.

Pedrosa-Soares, A. C., Vidal, P., Leonardos, O. H., de Brito Neves, B. B., 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí–West Congo orogen. Geology, 26, 519-522.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedemann, C. M., Pinto, C. P., 2001. The Araçuaı-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. Precambrian research, 110, 307-323.

Pedrosa-Soares, A. C., Alkmim, F. F., Tack, L., Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C. D., Martins-Neto, M. A., 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. Geological Society, London, Special Publications, 294, 153-172.

Pedrosa-Soares, A. C., de Alkmim, F. F. (2011). How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen?. Geonomos, 19, 244-251.

Pedrosa-Soares, A.C., de Campos, C.P., Noce, C., Silva, L.C., Novo, T., Roncato, J.,Medeiros, S., Casta˜neda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussini, I., Alkmim, F., 2011. Late Neoproterozoic–Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources.In: Sial, A.N., Bettencourt, J.S., De Campos, C.P., Ferreira, V.P. (Eds.), Granite-Related Ore Deposits, vol. 350. Geological Society of London, pp. 25–51, SpecialPublications.

Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E. N., 2004. The 2.1 Ga West central African belt in Cameroon: extension and evolution. Journal of African Earth Sciences, 39, 159-164.

Pereira, E., Tassinari, C. C., Rodrigues, J. F., Van-Dúnem, M. V., 2011. New data on the deposition age of the volcano-sedimentary Chela Group and its Eburnean basement: implications to post-Eburnean crustal evolution of the SW of Angola. Comunicações Geológicas.

Perrouty, S., Aillères, L., Jessell, M. W., Baratoux, L., Bourassa, Y., Crawford, B., 2012. Revised Eburnean geodynamic evolution of the gold-rich southern Ashanti Belt, Ghana, with new field and geophysical evidence of pre-Tarkwaian deformations. Precambrian Research, 204, 12-39.

Peschuel-Loesche, 1876. Loango und die Loangoküste. Mitt. Ver. Erdkunde, Dtsch.

Pitcher, W.S., 1983. Granite type and tectonic environment. In Hsü, K.J. editions, Mountain Building Processes. Academic Press, London.

Pitcher, W.S., 1983. The nature and origin of granite. Blackie, London.

Préat, A., Delpomdor, F., Ackouala Mfere, A. P., Callec, Y., 2018. Paleoenvironments, δ13C and δ18O signatures in the Neoproterozoic carbonates of the Comba Basin, Republic of Congo: Implications for regional correlations and Marinoan event. Journal of African Earth Sciences, 137, 69-90.

Prian J.P., Eko N'Dong Julien, Coste B., 1991. Synthèse géologique et géochimique, potentialités minières du degré carré Mouila (Archéen et Protérozoïque du Gabon central), avec carte géologique à 1/200 000. Synthèse du district aurifère d'Etéké. Edition BRGM pour DGMG Gabon en 1000 exemplaires. Vol. 1: 212 p., 54 fig., 17 tabl.; vol. 2: 36 fig., 7 pl. photos; 3 pl. h.t.

Porada, H., 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. Precambrian Research, 44, 103-136.

Reiners, P. W., Carlson, R. W., Renne, P. R., Cooper, K. M., Granger, D. E., McLean, N. M., Schoene, B., 2018. Geochronology and thermochronology. John Wiley & Sons, 491 p.

Renne, P. R., Balco, G., Ludwig, K. R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by WH Schwarz et al. on "Joint determination of 40K decay constants and 40Ar∗/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology" by PR Renne et al.(2010). Geochimica et Cosmochimica Acta, 75, 5097-5100.

Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., Ludwig, K. R., 2010. Joint determination of 40K decay

constants and 40Ar∗/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. Geochimica et Cosmochimica Acta, 74, 5349-5367.

Robert, M., 1931. Carte géologique du Katanga au 1/1 000 000' avec notice explicative. Nouv. Mém. Soc. Belg. Géol. Pal. Hydr. No 5.

Roddick, J. C., 1983. High precision intercalibration of 40Ar-39Ar standards. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 887-898.

Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2004. Continents and Supercontinents. Oxford University Press, 289 p.

Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J. R. (1995). Plateau ages and excess argon in phengites: an 40Ar-39Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). Chemical Geology, 121, 327-343.

Ruffet, G., Féraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of 40Ar-39Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 1675-1688.

Sabaté, P., Marinho, M. M., Vidal, P., Caen-Vachette, M., 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. Chemical Geology, 83, 325-338.

Salminen, J. M., Evans, D. A. D., Trindade, R. I. F., Oliveira, E. P., Piispa, E. J., Smirnov, A. V., 2016. Paleogeography of the Congo/São Francisco craton at 1.5 Ga: Expanding the core of Nuna supercontinent. Precambrian Research, 286, 195-212.

Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N. J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America based on U-Pb SHRIMP geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. International Geology Review, 45, 27-48.

Sawaki, Y., Moussavou, M., Sato, T., Suzuki, K., Ligna, C., Asanuma, H., Sakata, S., Obayashi, H., Hirata, T., Edou-Minko, A., 2017. Chronological constraints on the Paleoproterozoic Francevillian Group in Gabon. Geoscience Frontiers, 8(2), 397-407.

Schermerhorn, L. J. G. Stanton, W. I., 1963. Noticia explicativa da Carta geologica deAngola. Instituto Investigação Cientifica, Luanda, pp. 6 – 15.

Schermerhorn, L. J. G. e Stanton, W. I. (1964). Carta geologica de Angola. Noticia explicative da folha SUL UB-33 (Bembe). Direç. Provinc. Serv. Geol. Minas, Luanda, 28 p.

Schermerhorn, L. J. G., 1981. The West Congo orogen : a key to Pan-African thermotectonism. Geologische Rundschau, 70, 850-867.

Schmitt, R. S., Trouw, R. A., Van Schmus, W. R., Pimentel, M. M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). Precambrian Research, 133, 29-61.

Schmus, W.R. Van, Oliveira, E.P., Filho, A.F.S., Toteu, S.F., Penaye, J., Schmus, W.R.V.A.N., Oliveira, E.P., Filho, A.F.D.A.S., Toteu, S.F., 2008. Geological Society , London , Special Publications Proterozoic links between the Borborema Province , NE Brazil , and the Central African Fold Belt service Proterozoic links between the Borborema Province , NE Brazil , and the Central African Fold Belt. https://doi.org/10.1144/SP294.5

Schoene, B., 2014. U-Th-Pb geochronology. Princeton University, 341-378.

Scolari, G., Van Daalhoff, H., 1965. Le Précambrien de la chaîne congolaise du Mayombe; état des connaissances géologiques, le problème des orogenèses. Bulletin du B.R.G.M., 3, 163-181.

Shand, S., 1943. Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-

deposits 2. Wiley, New York, p. 444.

Sibille, B., Minh, T.T., 2010. Congo-Océan de Brazzaville à Pointe-Noire 1873-1934. Editions Frison-Roche, 142 p.

Sigurgeirsson, T., 1962. Age dating of young basalts with the potassium argon method. Unpublished Report Physics Laboratory, University of Iceland (in Icelandic (English translation by L. Kristjansson, University of Iceland, 1973)).

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., M.S.A., Horstwood, Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology, 249, 1-35.

Sun, S. S., McDonough, W. S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.

Tack, L., 1975. Etude pétrochimique de la formation des roches vertes de Gangila. Annales de la Société Géologique de Belgique, 98, 271-283.

Tack, L., 1979. Données pétrochimiques concernant les roches vertes de la région d'Inga au Bas-Zaïre. Annales de la Société Géologique de Belgique, 102, 181–184.

Tack, L., Liégeois, J. P., Deblond, A., Duchesne, J. C., 1994. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). Precambrian Research, 68, 323-356.

Tack, L., Wingate, M.T.D., Liégeois, J.P., Fernandez-Alonso, M., Deblond, A., 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. Precambrian Research 110, 277-306.

Tack, L., Fernandez-Alonso, M., Tahon, M., Wingate, M.T.D., and Barritt, S., 2002, The ''northeastern Kibaran belt'' (NKB) and its mineralisations reconsidered: New constraints from a revised lithostratigraphy, a GIS-compilation of existing geological maps and a review of recently published as well as unpublished igneous emplacement ages in Burundi, in 11th IAGOD Quadrennial Symposium and Geocongress, Windhoek, Namibia, p. 6.

Tack, L., Wingate, M. T. D., De Waele, B., Meert, J., Belousova, E., Griffin, B., Tahon, A., Fernandez-Alonso, M., 2010. The 1375 Ma "Kibaran event" in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. Precambrian Research, 180, 63-84.

Tack, L., Fernandez-alonso, M., Tahon, A., De Waele, B., Baudet, D., Dewaele, S., 2011. The "Kibaran belt" of central Africa: What's in a name. In 23rd Colloquium of African Geology (CAG23). Johannesburg, South Africa, 8-14 january 2011.

Tait, J., Delpomdor, F., Préat, A., Tack, L., Straathof, G., Nkula, V. K., 2011. Neoproterozoic sequences of the West Congo and Lindi/Ubangi Supergroups in the Congo Craton, Central Africa. Geological Society, London, Memoirs, 36, 185-194.

Taylor, P.N., Moorbath, S., Leube, A., Hirdes, W., 1992. Early proterozoic crustal in the Birrimian of Ghana : constraints from geochronology and isotope geochemistry. Precambrian Research, 56, 97-111.

Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. Precambrian Research, 42, 213-227.

Teixeira, W., Figueiredo, M. C. H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São

Francisco craton, Brazil: a review. Precambrian Research, 53, 1-22.

Thiéblemont, D., Castaing, C., Billa, M., Bouton, P., Préat, A., 2009. Notice explicative de la carte géologique et des ressources minérales de la République Gabonaise à 1/1 000 000. Editions DGMG-Ministère des Mines, du Pétrole, des Hydrocarbures, Libreville, 384 p.

Thiéblemont, D., Bouton, P., Préat, A., Goujou, J. C., Tegyey, M., Weber, F., Ebang Obiang, M., Joron, J.L., Treuil, M., 2014. Transition from alkaline to calc-alkaline volcanism during evolution of the Paleoproterozoic Francevillian basin of eastern Gabon (Western Central Africa). Journal of African earth sciences, 99, 215-227.

Thiéblemont, D. (edit) et al., 2016. Geological Map of Africa at 1:10M scale, CGMW-BRGM.

Thompson, F. C., Rowlands, S., 1943. Dual decay of potassium. Nature, 152, 103.

Tohver, E., D'Agrella-Filho, M. S., Trindade, R. I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. Precambrian Research, 147, 193-222.

Torquato, J. R., Silva, A.T. S. F., Cordani, G. and Kawashita, K. (1979). A evolução geologica da cintura movel do Quipungo no Ocidental de Angola. Anais Academia Brasileira de Ciências, 52, 133 – 143.

Torquato, J. R., Cordani, U. G., 1981. Brazil-Africa geological links. Earth-Science Reviews, 17, 155-176.

Toteu, S.F., Penaye, J., Van Schmus, W.R., Michard, A., 1994a. Preliminary U-Pb and Sm-Nd geochronologic data on the north-central Cameroon: contribution of an Archean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. Compte Rendu de l'Académie de Sciences de Paris, 319, 1519-1524.

Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Nyobe, J. B. 1994b. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. Precambrian Research, 67, 321-347.

Trompette, R. (1989). Ensialic evolution of the centrifugal Araçuaí West Congo (Zaire) Pan-African belt: role of Middle Proterozoic fracturation. In 28 International Geological Congress, Washington, Abstract p 116.

Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma), Pan-African–Brasiliano aggregation of South America and Africa. Balkema,Rotterdam, 350 p.

Trompette, R., Uhlein, A., da Silva, M.E., Karmann, I., 1992. The Brasiliano São Francisco craton revisited (central Brazil). J. South Am. Earth Sci. 6, 49–57. https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90016-R

Tupinambá, M., Heilbron, M., Valeriano, C., Júnior, R. P., de Dios, F. B., Machado, N., do Eirado Silva, L.G., de Almeida, J.C.H., 2012. Juvenile contribution of the Neoproterozoic Rio Negro Magmatic Arc (Ribeira Belt, Brazil): Implications for Western Gondwana amalgamation. Gondwana Research, 21, 422-438.

Turner, G., Huneke, J. C., Podosek, F. A., Wasserburg, G. J., 1971. 40Ar-39Ar ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. Earth and Planetary Science Letters, 12, 19-35.

Turner, G., 1968. The distribution of potassium and argon in chondrites. In Origin and Distribution of the Elements (pp. 387-398).

Uhlein, A., Trompette, R. R., Egydio-Silva, M., 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 11, 191-203.

Unrug, R., 1992. The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and the timing of suturing events. Journal of Geodynamics, 16, 215-240.

Vachette, P.M., 1964. Ages radiométriques des formations cristallines d'Afrique Equatoriale Française (Gabon, Congo, R.C.A., Tchad). Annales de la Faculté des Sciences, Université de Clermont-Ferrand, n°25.

Vellutini, P., Rocci, G., Vicat, J.-P., et Gioan, P., 1983. Mise en évidence de complexes ophiolitiques dans la chaîne du Mayombe (Gabon-Angola) et nouvelle interprétation géotectonique. Precambrian Research, 22, 1-21.

Vennetier, P., 1966. Géographie du Congo-Brazzaville. Gauthier-Villars, Paris, 170p.

Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. Chemical Geology, 312, 190-194.

Vicat, J.P., Gioan, P., 1988. La chaîne Précambrienne du Mayombe en République populaire du Congo: géologie, métallogénie, perspective de développement. In: Revue des connaissance sur le Mayombe, PNUD/UNESCO, 17-45.

Vicat, J. P., Vellutini, P., 1982. Prolongement de la chaîne du Mayombe sous les terrains crétacé et pliopléistocène de la plaine côtière de Pointe-Noire. CR Acad. Sci., Paris, 295, 501-504.

Vicat, J.P., Vellutini, P.J., 1988. Géologie et géochimie de la série précambrienne de la Bikossi, le long du réalignement du chemin de fer Congo-Océan, dans la chaîne du Mayombe (République populaire du Congo). Journal of African Earth Sciences, 7, 811-820.

Vicat, J.-P., Pouclet, A., 2000. Palaeo- and Neoproterozoic granitoids and rhyolites from the West Congolian Belt (Gabon, Congo, Cabinda, north Angola): chemical composition and geotectonic implications. J. African Earth Sci. 31, 597-617.

Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Simeon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga: le style "archéen" des ceintures vertes et ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. Bulletin de la Société géologique de France, 167, 307-319.

Vincent, P.M., 1961. Etude géologique des bassins Loupévi et Mouimba. Rapport I.R.G.M. inédit, Brazzaville.

Wane, O., Liégeois, J. P., Thébaud, N., Miller, J., Metelka, V., Jessell, M., 2018. The onset of the Eburnean collision with the Kenema-Man craton evidenced by plutonic and volcanosedimentary rock record of the Masssigui region, southern Mali. Precambrian Research, 305, 444-478.

Weber, F., 1968. Une série précambrienne du Gabon, le Francevillien: sédimentologie, géochimie, relations avec lkes gîtes minéraux associés. Revue Géographique de l'Est, 14, 173-174.

Weber, F., Gauthier-Lafaye, F., Whitechurch, H., Ulrich, M., El Albani, A., 2016. The 2-Ga Eburnean Orogeny in Gabon and the opening of the Francevillian intracratonic basins: A review. Comptes Rendus Geoscience, 348, 572-586.

Wijbrans, J. R., McDougall, I., 1986. 40 Ar/39 Ar dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, 187-194.

Winter, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New York, 697 p.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., 2002a. Did South America and West Africa marry and divorce or was it a long-lasting relationship?. Gondwana Research, 5, 591-596.

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., Sun, M., 2002b. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth-Science Reviews, 59, 125-162.

Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A., Li, S., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews, 67, 91-123.

Annexes

Annexe chapitre IV

Roche	**Paragneiss**
Echantillon	Lo37
Affleurement	Rivière Pilassi à l'ouest du village Bilinga
Coordonnées GPS	Longitude : 0193078 ; Latitude : 9505332
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Fsp-Ms-Grt-Bt-Chl-Op-Ttn-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et constitue les lits leucocrates du gneiss avec les feldspaths. La structuration des grains de quartz témoigne d'une recristallisation liée au métamorphisme (Fig.IV.2a).
Feldspaths	Les feldspaths sont peu abondants dans la roche et correspondent essentiellement au plagioclase. Le quartz et la muscovite sont en inclusion dans le plagioclase
Muscovite	La muscovite apparait sous forme de lattes plus ou moins allongées orientée suivant le plan principal de foliation associée à la biotite (Fig.IV.2b) et suivant un plan recoupant le précédent.
Grenat	Le grenat est xénomorphe à sub-automorphe et très fracturé (Fig.IV.2c-d). Il apparait sous forme de fragment de taille variant de 0.1 mm à 0.2 mm. Il est au contact du quartz, de la biotite et de la muscovite. Les fragments de grenat semblent être emballés dans les plages de quartz et dissouts au contact de la biotite et de la muscovite. Ceci permet d'envisager une évolution anté-cinématique du grenat.
Biotite	La biotite est de couleur brune et définie la foliation principale (S1) et apparait dans les axes de crénulation (S2). Elle est partiellement remplacée par la chlorite.
Chlorite	La chlorite est essentiellement liée à la chloritisation de la biotite (Fig.IV.2b). et s'oriente comme cette dernière suivant les plans S1 et S2 ce qui signifie que la chloritisation est tardive par rapport à la déformation D2.
Titanite	La titanite apparait sous forme d'amas granulaire dans la matrice et parfois associé à la biotite. Les baguettes fines soulignant les plages de biotite correspondent à la sagénite.
Opaques	Les minéraux opaques se concentrent dans les plans de clivage de la biotite. Ils résultent de l'altération de celle-ci.
Zircon	Le zircon constitue le minéral accessoire de la roche. Il est en inclusion dans le quartz, la muscovite et la biotite. Il apparait sous une forme automorphe, émoussé et parfois cassé.

Tableau 1 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique du paragneiss de la Loémé (Lo37).*

Roche	**Paragneiss/meta-grès**
Echantillon	Lo38-A
Affleurement	Rivière Pilassi à l'ouest du village Bilinga
Coordonnées GPS	Longitude : 0193099 ; Latitude : 9505405
Texture	Granoblastique
Assemblage	Qtz-Pl- Grt-Bt-Chl-Ep-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et se constitue sous forme de grains de tailles variés s'engrainant les uns dans les autres témoignant d'une recristallisation liée au métamorphisme (Fig.IV.3a). Il apparait aussi en inclusion dans le grenat
Feldspaths	Les feldspaths sont peu abondants dans la roche et correspondent au plagioclase. Ce dernier présente des plages parsemées de baguettes inframillimétriques plus ou moins arrondies d'épidote témoignant d'une saussuritisation des feldspaths.
Grenat	Le grenat présente des bordures dissoutes au contact du quartz, de la biotite et de la muscovite. Il présente des fractures dans lesquelles cristallise la biotite. Le quartz y est sous forme d'inclusions arrondis à sub-arrondis (Fig.IV.3b). Les fragments de grenat peuvent avoir une taille inférieure à 1 mm tandis que les grenats entiers xénomorphes à sub-automorphes peuvent atteindre 4 mm de longueur.
Biotite	La biotite est de couleur brune et occupe l'espace intergranulaire des cristaux de quartz et feldspath. Elle apparait aussi dans les craquelures et en bordure du grenat. Elle ne présente aucune orientation nette.
Chlorite	La chlorite se rattache à la chloritisation de la biotite.
Opaques	Les minéraux opaques correspondent aux oxydes de fer et paraissent associés à la biotite du fait du lessivage d'une partie du fer de la biotite. Ils se présentent parfois sous forme d'amas granulaire en bordure de la biotite ou sous forme de baguettes allongées le long des plans de clivage de la biotite. Ils sont aussi en inclusion dans le grenat.
Zircon	Le zircon apparait en inclusion dans le quartz, les feldspaths et la biotite. Il est de forme et de taille variée mais très souvent émoussé.

Tableau 2 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique du paragneiss de la Loémé (Lo38-A).*

Roche	**Gneiss**
Echantillon	Lo40-A
Affleurement	A environ 200 m de la gare de Nkougni
Coordonnées GPS	Longitude : 0200191 ; Latitude : 9500254
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Hbl-Bt-Chl-Ep-Cal-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et de taille variée. Il souligne la foliation principale avec la biotite et apparait dans les microplis marquant la crénulation. Les lentilles pluri-millimétriques de quartz paraissent parfois boudinées.
Horblende	La hornblende est de couleur verte, elle se présente sous forme de baguettes étirées atteignant 0.2 mm. Elle s'oriente suivant la foliation principale S1 et se plisse pour former dans la crénulation S2.
Biotite	La biotite parait sous forme de lattes plissées plus ou moins altérée en chlorite. Elle souligne la foliation suivant les plans S1 avec le quartz. Certaines plages de biotite s'orientent obliquement à la foliation principale et dessinent parfois des courbes permettant de voir un plissement de la phase S2 conduisant ainsi à la phase S3.
Chlorite	La chlorite résulte essentiellement de la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote apparait sous une forme granulaire ou sous forme d'amas quasi-amorphe. Les cristaux au contact de la biotite présentent une couronne réactionnelle. Elle occupe parfois l'espace intergranulaire entre les grains de quartz ; dans ce contexte, sa taille et sa forme varie selon l'espace qu'elle occupe.
Calcite	La calcite est peut abondante dans la roche et se présente sous une forme lenticulaire sur les plages de biotite.
Opaques	Les minéraux opaques sont essentiellement liés à des réactions autour de la biotite. Ils se présentent sous formes de fines baguettes dans les plans de clivage de la biotite ou sous forme d'amas sur les bordures de la biotite. Ils témoignent de la perte en fer et titane de la biotite.
Zircon	Le zircon est automorphe et apparait en inclusion dans le quartz.

Tableau 3 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique du gneiss de la Loémé (Lo40-A).*

Roche	**Amphibolite**
Echantillon	L040-B
Affleurement	A environ 200 m de la gare de Nkougni
Coordonnées GPS	Longitude : 0200191 ; Latitude : 9500254
Texture	Némato-lépido-granoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Hbl-Bt-Chl-Ep-Ttn-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe, il constitue moins de 10% de la roche.
Plagioclase	Le plagioclase est xénomorphe et présente des bordures dissoutes autour desquelles cristallise le quartz. Il est très rare dans la roche. La plage minérale observée s'étend sur plus de 2 mm de long.
Hornblende	La hornblende présente une coloration brune à verdâtre elle est très abondante dans la roche. Elle se constitue en de grandes plages de taille supérieure à 2 mm et sous forme de baguettes isolées inframillimétrique. Ces baguettes se retrouvent parfois en inclusion dans le quartz.
Biotite	La biotite est de couleur brune et se présente sous forme de lattes ou d'amas disséminé dans la matrice. Elle parait parfois chloritisée et présente des taches ou des baguettes fines opaques témoins de son altération. La biotite s'oriente suivant deux plans qui se recoupent et dans les deux cas, elle est associée à l'amphibole.
Chlorite	La chlorite résulte de la chloritisation de la biotite
Epidote	L'épidote est de forme granulaire et cristallise sur les plages de biotite ou dans la matrice associée au quartz.
Titanite	La titanite se présente sous forme d'amas granulaire au contact de la biotite
Opaques	Les minéraux opaques apparaissent associés à la biotite
Zircon	Le zircon apparait en inclusion dans le quartz et dans la biotite

Tableau 4 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'amphibolite de la Loémé (Lo40-B)*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Lo45
Affleurement	Bordure du granite de Mfoubou : rivière Moutsoungou.
Coordonnées GPS	Longitude : 0204229 ; Latitude : 9498302
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Kfs-Pl-Bt-Chl-Ep-Cal-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et se constitue sous forme de grains de tailles variés donnant un aspect de mosaïque. Les plages de quartz longues d'environ 1 mm paraissent dissoutes en bordure au contact de la biotite et des grains infra-millimétriques de quartz.
Feldspaths	A l'échelle macroscopique les feldspaths atteignent 1 à 5 cm (Fig.IV.1h). En lame mince, les feldspaths présentent majoritairement les macles polysynthétiques des plagioclases. De rares feldspaths potassiques sont observables et présentent des exsolutions perthitiques. Ils renferment des inclusions de quartz et sont parfois sujets à la séricitisation et à la saussuritisation. Certaines grandescplages de feldspath (~5 mm) potassique renferment du plagioclase, de la biotite et du quartz en inclusion (Fig.IV.7a).
Biotite	La biotite est de couleur brune et parait altérée en chlorite. Elle s'oriente suivant les directions épousant les contours des cristaux de quartz et de feldspath (Fig.IV.7b). Quelques reliques de cristaux de biotite magmatiques sont observables en inclusions dans les grandes plages de feldspath potassique.
Chlorite	La chlorite résulte de la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote est de forme granulaire, elle cristallise sur les plages de biotite et de plagioclase.
Calcite	La calcite occupe l'espace inter-granulaire, elle se présente sous forme de plage minérale s'étendant sur moins de 0.2 mm.
Opaques	Les minéraux opaques sont multiformes (allongés ou subarrondis), disséminés dans la matrice et souvent associés à la chloritisation de la biotite. Ils sont aussi parfois en inclusion dans les plagioclases où ils présentent un éclat jaunâtre argenté.
Zircon	Le zircon apparait en inclusion dans le quartz, les feldspaths et la biotite. Il est automorphe

Tableau 5 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'orthogneiss de la Loémé (Lo45).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Blg2
Affleurement	Ancienne carrière de granulats de Bilinga à environ 1km au sud-ouest du village
Coordonnées GPS	Longitude : 0193443 ; Latitude : 9503213
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Kfs-Pl-Bt-Chl-Ep-Ttn-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et défini la foliation avec la biotite.
Feldspath potassique	Le feldspath potassique est automorphe et se constitue en des plages minérales atteignant 4 mm de long sur lesquelles cristallisent de petites baguettes d'épidote et de séricite. Avec le plagioclase, ils donnent un aspect oeillé à la roche.
Plagioclase	Le plagioclase se présente sous forme de plages pluri-millimétriques sur lesquelles se développent des grains de quartz définissant parfois des structures en chapelet et des baguettes d'épidote et de séricite.
Biotite	La biotite est de couleur brune et s'altère par endroit en chlorite. Elle s'oriente suivant les plans de foliation qui se recoupent obliquement.
Chlorite	La chlorite se présente sous une forme primaire ou résulte de la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote est à la fois présente dans la matrice et sur les plages de biotite et feldspath. Elle se présente sous forme de grain isolé ou sous forme d'amas granulaire.
Titanite	La titanite apparaît dans la matrice où elle est parfois associée à l'épidote.
Opaques	Les minéraux opaques sont associés à l'altération de la biotite.
Zircon	Le zircon apparait en inclusion dans le quartz, les feldspaths et la biotite.

Tableau 6 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'orthogneiss de Bilinga (Blg2).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Blg3
Affleurement	Ancienne carrière de granulats de Bilinga à environ 1km au sud-ouest du village
Coordonnées GPS	Longitude : 0193443 ; Latitude : 9503213
Texture	Lépidoblastique granulaire
Assemblages	Qtz-Kfs-Pl-Ms-Grt-Bt-Chl-Ep-Ttn-Ap-Cal-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe, déformé et s'oriente suivant le plan de foliation. Il apparait aussi en inclusion dans le grenat.
Orthose	Le feldspath potassique apparait en inclusion dans le grenat.
Plagioclase	Le plagioclase se caractérise par une proportion en anorthite variant de 3 à 14 oscillant donc entre l'albite et l'oligoclase. Il apparait dans la matrice (An14) et en inclusion dans le grenat (An3)
Muscovite	Elle est peu abondante dans la roche et parait associée à la biotite (sous forme d'inclusion). Elle présente des teneurs en silicium variant entre 3.00 et 3.18.
Grenat	Le grenat est visible à l'œil nu avec une taille variant entre 0.1 cm et 0.4 cm (Fig.IV.8c-d). En lame mince, les cristaux de grenat sont xénomorphe à sub-automorphes (Fig.IV.9c-d) et présentent des inclusions de quartz, feldspath (Kfs et Pl), titanite, épidote, chlorite (dans les fractures) et apatite. Certains sont recoupés par des plages de calcite (Fig.IV.9f) et d'autres sont dissouts en partie par l'épidote. Le grenat analysé comprend : 32 à 40% d'Alm, 36 à 40% de Grs, 22 à 13% de Sps, 1 à 2% de Prp et 2 à 8% d'Adr. Le X_{Mg} oscille entre 0.04 et 0.05.
Biotite	La biotite est abondante, elle définit la schistosité et s'oriente suivant deux plans distincts (Fig.IV.9e). Elle est parfois chloritisée et comprend un XMg qui varie entre 0.37 et 0.39.
Chlorite	La chlorite résulte de la chloritisation de la biotite. Son XMg varie entre 0.37 et 0.38 par endroit il atteint 0.39 (dans les fractures du grenat) voire 0.53 (associée à la biotite).
Epidote	L'épidote est présente dans la roche sous forme de granules ou d'amas granulaire et se retrouve parfois sur les plages de biotite et en inclusion dans le grenat. Elle comprend 0.30 à 0.36% d'Ep, 0.64 à 0.69% de Zo et 0.1% de Pie. Dans la matrice, elle s'oriente suivant le plan de la foliation principale.
Titanite	La titanite est présente dans la matrice et se constitue en inclusion dans le grenat.
Apatite	L'apatite se trouve en inclusion dans le grenat.
Calcite	La calcite s'aligne suivant le plan de la foliation principale mais parfois elle recoupe se plan.
Opaques	Les minéraux opaques sont infra-millimétrique et de forme sub-angulaire dans la matrice. Ils apparaissent aussi en bordure et sur les plages de biotite.

Tableau 7 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique du gneiss à grenat de Bilinga (Blg3).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Blg14
Affleurement	Ancienne carrière de granulats de Bilinga à environ 1km au sud-ouest du village
Coordonnées GPS	Longitude : 0193443 ; Latitude : 9503213
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblages	Qtz-Kfs-Pl-Ms-Bt-Chl-Ep-Ttn-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe, il est constitué de cristaux de taille variée marqués par la recristallisation des petits cristaux autour des grands cristaux de quartz et des feldspaths (Fig.IV.9g-h).
Orthose	Le feldspath potassique apparait sous forme de plage réactionnelle marquée par la séricitisation. Il se caractérise aussi par la présence d'exsolutions perthitiques.
Plagioclase	Le plagioclase est plus abondant que le feldspath potassique, il est aussi séricitisé et saussuritisé.
Muscovite	La muscovite est peu abondante dans la matrice et parait parfois associée à la biotite
Biotite	La biotite est xénomorphe, elle est de couleur brune à verdâtre et ne présente aucune orientation préférentielle. Certaines plages minérales renferment des minéraux oxydés en forme de petites aiguilles dessinant un quadrillage correspondant à la sagénite. Elle apparait aussi en inclusion dans le quartz qui à son tour est inclus dans les plages centimétriques de feldspath (Fig.IV.9g-h).
Chlorite	La chlorite est très rare dans cette roche et parait souvent dans les fractures ou cavités du plagioclase.
Epidote	L'épidote apparait sous forme granulaire et présente des teintes bleutées à jaunâtres. Elle tapisse les plages de feldspath et de biotite. Elle est aussi présente dans la matrice.
Titanite	La titanite croît aux dépens de la biotite.
Apatite	L'apatite est présente dans la matrice et en inclusion dans le plagioclase
Opaques	Les minéraux opaques sont de forme indéfinie, de taille reduite (~0,6 µm) et se dévéloppent parfois dans les plans de clivage de la biotite sous forme d'amas micro-granulaire.
Zircon	Le zircon est souvent automorphe et se présente en inclusion dans la biotite, le quartz et les feldspaths.

Tableau 8 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'orthogneiss de Bilinga (Blg14)*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Bla2
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Ms-Grt-Bt-Chl-Ilm-Ep-Rt-Ttn
Quartz	Le quartz est xénomorphe, il est présent dans la matrice et s'oriente suivant les plans définissant la foliation principale. Il est parfois en inclusion dans le grenat.
Plagioclase	Il est xénomorphe et présente une variation de taille (150 à 500 µm) et correspond essentiellement à l'oligoclase (An 24-27).
Muscovite	Elle est peu abondante dans la roche et se présente sous forme de lamelle associée à la biotite et parfois au contact du grenat. Sa teneur en silice varie entre 3.1 et 3.3
Grenat	Le grenat est sub-automorphe et parfois fragmenté (Fig.IV.11a-d). Il présente une zonation marquée par une surcroissance et renferme les inclusions de quartz, ilménite et rutile. La première génération de grenat comprend : 81 à 79% d'Alm, 6 à 3% de Grs, 4 à 8% de Sps et 22 à 9% de Prp avec un XMg compris entre 0.10 et 0.13. Le second grenat comprend 65 à 70% d'Alm, 22 à 18% de Grs, 6 à 1% de Sps et 6 à 8% de Prp avec un XMg variant entre 0.08 et 0.11.
Biotite	La biotite définie les plans de foliation. Elle présente une coloration brune-rougeâtre pour des teneurs en Ti variant entre 0.11 et 0.20. Son X_{Mg} oscille entre 0.47 et 0.48
Chlorite	La chlorite résulte majoritairement de la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote est présente dans la matrice.
Ilménite	Elle se constitue en minéral accessoire et se retrouve à la fois dans la matrice et en inclusion dans le grenat.
Rutile	Il apparait en inclusion dans le grenat.
Titanite	Elle est peu abondante dans la roche et se développe aux dépens de la biotite.

Tableau 9 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'orthogneiss de Bilala (Bla2).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Bla4
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Kfs-Pl-Ms-Bt-Ep-Ttn-Cal-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et de taille variée. Il définit la foliation avec la biotite. Il s'organise sous forme de cristaux groupés en mosaïque autour des porphyroclastes de feldspath ou de grandes plages de quartz.
Feldspath potassique	Le feldspath potassique est sub-automorphe et peu abondant par rapport au plagioclase.
Plagioclase	Le plagioclase est sub-automorphe et de taille variée. Il renferme le quartz en inclusion et présente parfois des bordures dissoutes par ce dernier. Par endroit le plagioclase est saussuritisé. Il s'oriente aussi suivant le plan de foliation à Bt-Qtz.
Muscovite	La muscovite est peu abondante dans la roche, elle se présente sous forme de latte aplatie. Elle définit la foliation avec la biotite (Fig.IV.12b-c).
Biotite	La biotite se présente sous forme de lamelles allongées définissant la foliation. Elle est brune en lumière naturelle et parait chloritisée par endroit. Elle renferme les inclusions de zircon.
Chlorite	La chlorite est très rare dans cet échantillon, elle se substitue à la biotite dans les plans de foliation.
Epidote	L'épidote est granulaire et automorphe. Elle s'observe dans la matrice et souvent sur les plages de biotite. Elle présente des teintes bleutées parfois zonées allant du jaune-bleu clair au centre vers un bleu foncé en bordure témoignant d'une variation de la teneur du Fe3+ pendant la croissance du grain.
Titanite	La titanite est sous forme d'amas granulaire et se retrouve parfois entourée par les cristaux d'épidote. Elle apparait aussi sur les bordures de la biotite.
Calcite	La calcite occupe l'espace intergranulaire et semble recouvrir toutes les phases minérales préexistantes.
Opaques	Les minéraux opaques sont de taille et de forme variée. Ils apparaissent souvent associés à la biotite et s'alignent suivant le plan de la foliation. Ils sont très abondants dans la zone où la biotite est remplacée par la muscovite témoignant ainsi d'une importante perte en fer de la biotite.
Zircon	Le zircon apparait comme un minéral accessoire dans la roche.

Tableau 10 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique de l'orthogneiss de Bilala (Bla4).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Bla6 et Bla8
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Lépidoblastique granulaire
Assemblage	Bla6: Qtz-Hbl-Bt-Chl-Ep-Cal-Op Bla8: Qtz-Bt-Chl-Ep-Cal-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et se constitue en lentilles discontinues s'alignant suivant le plan de la schistosité (S1).
Plagioclase	Le plagioclase est xénomorphe, il constitue la matrice avec le quartz. Il présente des plages minérales dont la taille avoisine 0.25 mm.
Hornblende	La hornblende apparait dans l'échantillon Bla6, elle est de couleur verte et s'aligne suivant le plan de schistosité (S1). Elle constitue moins de 10% de la roche.
Biotite	La biotite est abondante dans les deux échantillons et se caractérise pour une couleur brune. Elle parait parfois chloritisée et se développe suivant les plans qui se recoupent obliquement (S1 et S2). Elle présente aussi des plages minérales marquées par des fines baguettes de sagénite.
Chlorite	La chlorite résulte de la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote est très répandue dans toutes les biotitites observées à la carrière de Bilala. Elle apparait incorporée dans les plages de calcite. Les cristaux d'épidote peuvent mesurer plus de 0.5 mm de long
Calcite	La calcite s'observe à l'échelle macroscopique (Fig.IV.13a-b) et microscopique (Fig.IV.13). Dans l'échantillon Bla6, elle se constitue presque en bande discontinue tandis que dans l'échantillon Bla8 elle se présente sous forme de plage minérale repartie dans la matrice.
Opaques	Les minéraux opaques sont étroitement liés à la biotite. Ils témoignent du lessivage de la biotite.
Zircon	Le zircon fait partie des minéraux accessoires de la roche, il est en inclusion dans le plagioclase, le quartz et la biotite.

Tableau 11 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans les biotitites de Bilala (Bla6 et Bla8).*

Roche	**Biotitite**
Echantillon	Bla7
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Lépidoblastique granulaire
Assemblages	Qtz-Pl-Hbl-Bt-Chl-Ep-Cal-Op-Zrn
Quartz	Le quartz se présente sous une forme lenticulaire, il se développe dans les plans de schistosité avec la biotite
Plagioclase	Le plagioclase est sub-automorphe, il présente des bordures dissoutes par l'épidote. Il s'aligne aussi dans le plan de la foliation/schistosité
Hornblende	La hornblende est de couleur verte. Elle est très rare dans la roche et apparait sous forme de baguettes inframillimétriques en inclusion dans les plages de calcite. Elle s'aligne dans les plis de la S1.
Biotite	La biotite constitue le minéral le plus abondant dans la roche. Elle confère à la roche un aspect micaschisteux. Elle est de couleur brune et définie la schistosité très plissée (Fig.IV.14). Certaines lattes de biotite et d'autres renferment des minéraux opaques sous forme de fines baguettes rappelant les aiguilles d'oxyde de titane constituant la sagénite.
Chlorite	La chlorite est peu abondante dans la roche et se rapporte à la chloritisation de la biotite.
Epidote	L'épidote est de forme granulaire et apparait dans la matrice et bien souvent associée à la biotite.
Titanite	La titanite est xénomorphe à sub-automorphe et se développe en bordure des feuillets de biotite
Calcite	Les plages de calcite soulignent les microplis (Fig.IV.14b-d)
Opaques	Les minéraux opaques sont étroitement liés à la biotite, ils constituent les temoins de la perte en titane de la biotite.

Tableau 12 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans la biotitite plissée de Bilala (Bla7).*

Roche	**Amphibolite**
Echantillon	Bla11
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Némato-granoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Hbl-Chl-Cal-Ttn-Ep-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et constitue plus de 10% de la roche (Fig.IV.16a-d).
Plagioclase	Le plagioclase est xénomorphe et parait très saussuritisé.
Hornblende	La hornblende est à la fois brune et verte (Fig.IV.16d). La hornblende brune présente des contours moins nets tandisque la verte présente des baguettes automorphes.
Biotite	La biotite est très chloritisée, mais ses reliques montrent une coloration brune vive (Fig.IV.16b).
Chlorite	La chlorite est très abondante dans la roche et se constitue en plages minérales de taille variée
Epidote	L'épidote est granulaire, elle apparait dans la matrice sous forme de cristaux isolés ou en amas sur les plages altérées de plagioclase.
Titanite	La titanite se présente sous forme d'amas granulaire dans la matrice ou au contact entre la calcite et la chlorite. Elle est aussi parfois associée à des micro-granules d'épidote.
Calcite	La calcite est multiforme et semble recouvrir les phases minérales constituant la matrice
Opaques	Les minéraux opaques sont sub-anguleux. Ils apparaissent dans la matrice au contact des biotites.

Tableau 13 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans l'amphibolite de Bilala (Bla7)*

Roche	**Gneiss**
Echantillon	Bla12
Affleurement	Carrière de Bilala
Coordonnées GPS	Longitude : 0194343 ; Latitude : 9500668
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Ms-Bt-Cal-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et de taille variée. Il est très abondant dans la roche.
Plagioclase	Le plagioclase est xénomorphe à sub-automorphe et peu abondant dans la roche et mesure parfois moins de 0.2 mm.
Muscovite	La muscovite sous forme de petites lattes reparties dans la matrice, elle remplace aussi la biotite.
Biotite	La biotite parait éparpillée dans la matrice, la foliation n'est pas bien marquée dans la roche.
Calcite	La calcite occupe la surface intergranulaire et semble recouvrir les minéraux de la matrice.
Opaques	Les minéraux opaques se rattachent aux plages de biotite bien lessivées.

Tableau 14 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le gneiss de Bilala (Bla12)*

Roche	Paragneiss
Echantillon	Lok45
Affleurement	Rivière Loukénéné au Nord de Les Saras
Coordonnées GPS	Longitude : 0205712 ; Latitude : 9521943
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Kfs-Pl-Ms-Grt-Bt-Chl-Cal-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et lenticulaire. Il s'oriente suivant les plans de foliation.
Feldspaths	Les feldspaths sont de deux types : orthoclase et plagioclase. Ils sont sub-automorphes et très séricitisés. Ils constituent 20 à 30% de la roche.
Muscovite	La muscovite est peu abondante (moins de 1%) dans la roche, elle se présente sous forme de lattes peu allongées comprises dans le plan de la foliation principale. Parfois elle s'oriente dans les plans obliques au plan principal.
Grenat	Le grenat est sub-automorphe et très fracturé. Dans les fractures, la chlorite a quasiment remplacé toute la biotite. Les cristaux de grenat mesurent parfois 0.4 mm.
Biotite	La biotite est très chloritisée, elle n'est quasiment plus observable dans la roche. Ses reliques s'orientent dans le plan de la foliation principale.
Chlorite	La chlorite est de couleur verte, elle souligne la foliation et montre une texture de croissance.
Calcite	La calcite est peu abondante dans la roche, elle tapisse l'espace inter-granulaire.
Opaques	Les minéraux opaques sont sub-anguleux et constituent plus de 5% de la roche. Ils sont rattachés à la forte chloritisation de la biotite.

Tableau 15 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le paragneiss de la Loukoula (Lok45).*

Roche	Amphibolite
Echantillon	Lok48
Affleurement	Rivière Loukénéné au Nord de Les Sars
Coordonnées GPS	Longitude : 0205712 ; Latitude : 9521943
Texture	Nématoblastique granulaire
Assemblage	Qtz-Pl-Hbl-Ep-Ttn-Op
Quartz	Le quartz est xénomorphe et peu abondant dans la matrice de la roche (moins de 1%). Il est aussi présent sous forme de veine de taille millimétrique
Plagioclase	Le plagioclaseest plus préservé dans les zones riches en quartz. Il est sub-automorphe et de taille variée. Il aussi dissout par endroit par l'épidote.
Hornblende	La hornblende se présente sous deux formes : la hornblende verte automorphe et la hornblende brune pseudomorphosée en épidote.
Epidote	L'épidote est présente sous forme de large plage minérale pouvant s'étendre sur 0.5 mm. Elle apparaît se développe aux dépens de la hornblende brune.
Titanite	La titanite est automorphe et mesure moins de 0.2 mm. Elle apparait sur les plages d'amphibole.
Opaques	Les minéraux opaques sont sub-anguleux et sont associés à la formation de l'épidote en remplacement de la hornblende brune.

Tableau 16 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans l'amphibole de la Loukoula (Lok48)*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Sar4
Affleurement	Carrière à granulat des libanais
Coordonnées GPS	Longitude : 0203334 ; Latitude : 9518768
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Ms-Grt-Bt-Chl-Ep-Ttn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et se constitue en lentilles orientées dans les plans de foliation.
Plagioclase	Le plagioclase est essentiellement représenté par l'albite (An4-5)
Muscovite	La muscovite est présente dans la matrice et s'oriente suivant le plan de foliation. Sa teneur en silicium varie entre 3.18 et 3.25.
Grenat	Le grenat est xénomorphe à sub-automorphe et de petite taille (<500 µm). Il présente des fractures dans lesquelles croît la chlorite et renferme des minéraux opaques en inclusion. Il comprend :79 à 82% d'Alm, 2 % de Grs, 2 à 4% de Sps, 16 à 11% de Prp. Le X_{Mg} oscille entre 0.12 et 0.17
Biotite	La biotite a été fortement chloritisée, seules quelques reliques témoignent de sa présence dans la roche. Elle s'oriente suivant le plan de la foliation principale et présente un X_{Mg} qui varie entre 0.29 et 0.42.
Chlorite	La chlorite remplace la biotite dans les plans de la foliation principale. Elle se développe aussi dans les fractures du grenat et présente un XMg variant entre 0.34 et 0.44.
Epidote	L'épidote est présente dans la matrice et comprend : 0.24 à 0.26% d'Ep, 0.72 à 0.74% de Zo et 0.0% de Pie.
Titanite	La titanite est présente dans la matrice et se constitue en minéral accessoire.
Opaques	Les minéraux opaques sont associés à la chloritisation de la biotite

Tableau 17 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans l'orthogneiss de Les Saras (Sar4).*

Roche	**Orthogneiss**
Echantillon	Sar7-A et Sar8-A
Affleurement	Carrières à granulats des libanais et des chinois
Coordonnées GPS	Longitude : 0203334 ; Latitude : 9518768 Longitude : 0206999 ; Latitude : 9518612
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Pl-Ms-Bt-Chl-Ep
Quartz	Le quartz est xénomorphe et s'oriente suivant les plans de foliation. Il constitue des lits quartzo-feldspathiques qui s'alternent avec des lits à biotite chloritisée. Le quartz se caractérise aussi par une forte recristallisation.
Plagioclase	Le plagioclase se présente sous forme de porphyroclastes moulés dans les plans de foliation. Sa taille est de l'ordre du centimètre et il se caractérise par une importante séricitisation (Fig.IV.20c-f)
Muscovite	La muscovite se pésente sous forme de fines lattes étirées définissant la foliation avec la biotite.
Biotite	La biotite se caractérise par un important lessivage ayant permis le développement de minéraux opaques sous forme de fines baguettes sur la surface des plages de biotite. Elle est fortement chloritisée.
Chlorite	La chlorite remplace la biotite dans les plans de la foliation principale.
Epidote	L'épidote est présente dans la matrice et elle s'oriente dans les plans définissant la foliation principale.
Opaques	Les minéraux opaques sont associés au lessivage de la biotite. Il s'agit essentiellement des oxydes de fer et de titane.
Zircon	Le zircon se présente en inclusion dans les phases minérales principales.

Tableau 18 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans l'othogneiss mylonitique de Les Saras (Sar7-A et sar8-A).*

Roche	**Métagrès quartzitiques**
Echantillons	Bik2 et Bik3
Affleurement	Réalignement du chemin de fer Congo-océan
Coordonnées GPS	Bik2 : Longitude : 0202812 ; Latitude : 9499103 Bik3 : Longitude : 0202141 ; Latitude : 9499511
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Bik2: Qtz-Pl-Ms-Bt-Ep-Cal-Op-Zrn Bik3: Qtz-(Pl?)-Ms-Bt-Chl-Ep-Gp-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est le minéral le plus abondant dans la roche, il est xénomorphe et de taille variée. Il se présente sous la forme lenticulaire dans l'échantillon Bik2.
Plagioclase	Le plagioclase est sub-automorphe et présente des plages minérales s'étendant parfois sur plus de 0.2 mm sur lesquelles se développent des fins cristaux d'épidote. Il ne présente aucune orientation préférentielle et ses bordures sont souvent dissoutes par le quartz. Le plagioclase s'observe mieux dans l'échantillon Bik2
Muscovite	La muscovite se présente sous forme de lattes aplaties et allongées. Elle remplace la biotite dans les plans de foliation.
Biotite	La biotite est peu abondante dans l'échantillon Bik2, elle est de couleur brune, elle définit les plans de foliation et se transforme en muscovite. Dans l'échantillon Bik3 les niveaux à biotite sont plus importants et donnent un aspect micaschisteux à la roche.
Chlorite	La chlorite est présente dans l'échantillon Bik3 où elle remplace partiellement la biotite.
Epidote	L'épidote apparait essentiellement sur les plages de plagioclase sous forme de petites baguettes plus ou moins arrondies.
Titanite	La titanite est automorphe et apparait accolée aux lattes de biotite dans l'échantillon Bik3.
Calcite	La calcite est peu présente dans la roche. Elle tapisse l'espace intergranulaire et les surfaces de certains plagioclases.
Graphite	Le graphite est présent dans l'échantillon Bik3. Il souligne la schistosité principale et la crénulation.
Opaques	Les minéraux opaques sont multiformes et se rattachent souvent à la transformation de la biotite en muscovite.
Zircon	Le zircon est de forme et de taille variée. Il apparait en inclusion dans le quartz, le feldspath et la muscovite.

Tableau 19 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans les métagrès quartzitiques de la Bikossi (Bik2 et Bik3).*

Roche	**Quartzo-schiste**
Echantillon	Bik7
Affleurement	Réalignement du chemin de fer Congo-océan
Coordonnées GPS	Longitude : 0203941 ; Latitude : 9499886
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Ms-Ap-Op-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et constitue le minéral le plus abondant dans la roche. Il est de taille variée. Autour des grandes plages minérales se développent les grains de taille réduite donnant l'aspect d'une mosaïque moulée par les lattes de mica blanc.
Muscovite	La muscovite est le second minéral principal de la roche. Elle souligne la foliation et se présente sous forme de latte allongées et étirées.
Apatite	L'apatite est en inclusion dans le quartz.
Opaques	Les minéraux opaques sont associés à la muscovite, ils apparaissent sous forme d'amas granulaire fin ou sous forme de fines baguettes. D'autres minéraux opaques de forme sub-angulaire sont dans la matrice.
Zircon	Le zircon constitue le minéral accessoire de la roche et se présente sous des formes et des teintes variées. Il est en inclusion dans le quartz et dans la muscovite.

Tableau 20 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le quartzo-schiste de la Bikossi (Bik7).*

Roche	**Schiste**
Echantillon	Bik15
Affleurement	Rivière Moutsoungou
Coordonnées GPS	Longitude : 0204229 ; Latitude : 9498302
Texture	Lépidoblastique
Assemblage	Qtz-Ms-Grt-Bt-Chl-Gp-Ilm
Quartz	Le quartz est xénomorphe et s'oriente suivant les plans de schistosité S1 et S2. Il est aussi en inclusion dans le grenat.
Muscovite	La muscovite souligne la schistosité avec le graphite. Elle se caractérise par une teneur en silice compris entre 3.16 et 3.17.
Grenat	Le grenat est abondant dans la roche et parait associé à la biotite et à la chlorite ; c'est-à-dire qu'il est concentré dans phases minérales riches en biotite. Il est de forme sub-automorphe et renferme des inclusions de quartz, structurées en forme de spirale marquant une potentielle rotation du minéral. Il comprend : 59 à 75% d'Alm, 24 à 16% de Grs, 14 à 1% de Sps et 1 à 8% de Prp. Le X_{Mg} oscille entre 0.04 et 0.10
Biotite	La biotite décrit la S1 et parait chloritisée dans les plans qui définissent la S2. Son X_{Mg} varie entre 0.45 et 0.47
Chlorite	La chlorite apparait essentiellement dans les plans de schistosité S2 et résulte en partie de la chloritisation de la biotite. Son X_{Mg} varie entre 0.44 et 0.49
Graphite	Le graphite est très abondant dans la roche et confère à cette dernière une coloration gris-sombre et un aspect soyeux. Il apparait à la fois dans les plans de schistosité S1 et S2.
Ilménite	L'ilménite apparait dans la matrice et en inclusion dans la biotite.

Tableau 21 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le schiste de la Bikossi (Bik15).*

Roche	**Micaschiste**
Echantillon	Bik11
Affleurement	Rive de la Loémé
Coordonnées GPS	Longitude : 0203578 ; Latitude : 9499968
Texture	Granolépidoblastique
Assemblage	Qtz-Ms-Grt-Cld-Chl-Ilm
Quartz	Le quartz est xénomorphe et parait sous forme d'une mosaïque de grains.
Muscovite	Elle est abondante dans la roche et se présente sous forme de lamelles étirées suivant les plans de schistosité. Sa teneur en siclice varie de 3.07 à 3.22
Grenat	Le grenat est xénomorphe à sub-automorphe et parait associé au chloritoïde, à la chlorite et à la muscovite. Il est très abondant dans la roche (Fig.IV26a). Elle renferme le quartz et l'ilménite en inclusion. Il comprend : 81 à 90% d'Alm, 1 à 5% de Grs, 4 à 12% de Sps, 4 à 5% de Prp. Le X_{Mg} oscille entre 0.04 et 0.05
Chloritoide	Le chloritoïde est abondant dans la roche. Il se présente sous forme de plage minérale dont la taille varie. Il s'oriente suivant les plans de schistosité. Son X_{Mg} varie entre 0.08 et 0.10
Chlorite	La chlorite est très répandue dans la roche et lui procure une coloration verdâtre. Elle est plutôt primaire et définie la schistosité avec le chloritoïde et la muscovite. Son X_{Mg} varie entre 0.26 et 0.27
Ilménite	L'ilménite apparait dans la matrice au contact du chloritoïde et de la chlorite mais aussi en inclusion dans le grenat.

Tableau 22 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le micaschiste de la Bikossi (Bik11).*

Roche	**Quartzo-schiste**
Echantillon	Bik13
Affleurement	Réalignement du chemin de fer Congo-océan
Coordonnées GPS	Longitude : 0204184 ; Latitude : 9500162
Texture	Grano-lépidoblastique
Assemblage	Qtz- Ms-Grt-Chl-Ep-Ilm-Zrn
Quartz	Le quartz est xénomorphe et est très abondant dans la roche. Il se constitue en inclusions de forme anguleuse dans le grenat (Fig.IV.27b-c).
Muscovite	La muscovite apparait au contact avec le micaschiste.
Grenat	Le grenat est xénomorphe à subautomorphe et très abondant dans la roche. Par endroit, il se développe sous forme de niveaux continus (donnant l'impression d'avoir des « lits » à grenat). Il comprend moyennement : 64 à 84% d'Alm, 4 à 15% de Grs, 0.6 à 7% de Sps, 1 à 5% de Prp et 0 à 7% d'Adr. Le X_{Mg} oscille entre 0.03 et 0.06
Chlorite	La chlorite est abondante dans la roche et lui donne une coloration verdâtre. Son XMg varie entre 0.27 et 0.32
Epidote	Quelques rares cristaux d'épidote se développent sur les plages de chlorite
Ilménite	L'ilménite est présente dans la matrice et se constitue aussi en inclusion dans la chlorite et le grenat.
Zircon	Le zircon constitue le minéral accessoire de la roche et se présente sous des formes et des teintes variées.

Tableau 23 *: Caractérisation pétrographique et minéralogique dans le quartzo-schiste de la Bikossi (Bik13).*

Annexe chapitre VI

Sample Bik11

Analysis	6 / 1	7 / 1	13 / 1	22 / 1	8 / 1	21 / 1	59 / 1	26 / 1	32 / 1	35 / 1	1 / 1	2 / 1	49 / 1
Mineral	Cld	Cld	Cld	Cld	Chl	Chl	Chl	Ms	Ms	Ms	Ilm	Ilm	Ilm
Remarks	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	Grt inclusion
Weight percent													
SiO2	23.97	24.39	24.22	23.98	22.59	22.57	23.21	47.51	46.96	47.90	0.07	0.01	0.04
TiO2	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.10	0.09	0.25	0.24	0.25	53.03	52.99	52.72
Al2O3	39.91	40.06	40.23	39.91	22.43	22.46	21.94	34.88	34.94	33.99	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.04	0.07
FeO*	26.46	26.80	26.67	26.62	35.83	35.62	35.64	1.98	2.08	2.25	47.30	46.19	46.85
MnO	0.12	0.16	0.13	0.09	0.08	0.09	0.05	0.00	0.00	0.04	0.36	0.46	0.32
MgO	1.36	1.28	1.45	1.43	7.06	7.12	6.98	0.68	0.67	0.79	0.03	0.07	0.09
CaO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.64	0.71	0.69	0.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	8.55	8.90	8.99	0.00	0.02	0.00
Total	91.84	92.72	92.73	92.04	88.07	87.99	87.92	94.52	94.52	94.92	100.89	99.81	100.11
Cation ratio	12 oxygens				12 oxygens			22 oxygens			3 oxygens		
Si	2.01	2.03	2.02	2.01	2.16	2.16	2.22	6.30	6.25	6.36	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	1.00	1.01	1.00
Al	3.95	3.93	3.95	3.95	2.53	2.53	2.47	5.45	5.49	5.32	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.07	0.07	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	1.80	1.80	1.80	1.82	2.86	2.85	2.85	0.22	0.23	0.25	0.99	0.97	0.99
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.16	0.16	0.18	0.18	1.01	1.01	0.99	0.13	0.13	0.16	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.18	0.18	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.45	1.51	1.52	0.00	0.00	0.00
total	8.00	8.00	8.01	8.02	8.57	8.57	8.54	13.74	13.81	13.82	2.00	1.99	2.00
X-Mg	0.09	0.08	0.09	0.09	0.26	0.27	0.26	0.38	0.36	0.38			

Table 1 *: chemical composition of mineral in sample Bik11 : chloritoid (Cld), chlorite (Chl), muscovite (Ms) and ilmenite (Ilm)*

Sample Bik11

Analysis	46 / 1	46 / 3	46 / 5	46 / 17	46 / 18	46 / 19	46 / 20	46 / 21	46 / 23	46 / 25	46 / 26	46 / 28	46 / 30
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	core	core	core	core	core	core to rim	rim	rim	rim	rim
Weight percent													
SiO2	36.73	36.54	36.32	36.42	36.66	36.53	36.87	36.43	36.59	36.52	37.46	37.10	36.70
TiO2	0.00	0.09	0.03	0.00	0.09	0.06	0.01	0.06	0.04	0.06	0.09	0.01	0.00
Al2O3	20.68	20.80	20.75	20.85	20.86	20.77	20.55	20.59	20.76	20.64	19.39	20.52	20.41
FeO*	40.16	38.45	37.61	35.68	36.02	35.98	36.21	36.13	37.09	37.43	38.09	39.74	40.11
MnO	1.87	2.60	3.11	5.00	5.02	4.93	4.68	4.32	3.79	2.96	2.65	2.04	1.64
MgO	1.03	1.08	0.96	0.90	0.91	0.93	0.98	1.01	0.99	1.07	0.93	1.13	1.10
CaO	0.49	1.50	1.68	1.51	1.57	1.59	1.64	1.69	1.64	1.67	1.88	0.69	0.48
Na2O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05
Total	100.97	101.04	100.45	100.38	101.16	100.81	100.97	100.26	100.92	100.35	100.50	101.25	100.48
Cation ratio							24 oxygens						
Si	5.99	5.94	5.94	5.96	5.95	5.95	6.00	5.96	5.96	5.97	6.12	6.02	6.01
Al	3.97	3.99	4.00	4.02	3.99	3.99	3.94	3.97	3.98	3.98	3.74	3.93	3.94
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.25	0.26	0.23	0.22	0.22	0.23	0.24	0.25	0.24	0.26	0.23	0.27	0.27
Fe*	5.47	5.23	5.15	4.88	4.89	4.91	4.92	4.95	5.05	5.12	5.21	5.39	5.49
Mn	0.26	0.36	0.43	0.69	0.69	0.68	0.64	0.60	0.52	0.41	0.37	0.28	0.23
Ca	0.09	0.26	0.30	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.29	0.29	0.33	0.12	0.08
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	16.03	16.05	16.05	16.03	16.04	16.05	16.04	16.05	16.05	16.03	16.00	16.02	16.03
Mole percent													
Alm	0.90	0.86	0.84	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.83	0.84	0.85	0.89	0.90
Sps	0.04	0.06	0.07	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04
Prp	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04
Grs	0.01	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.01
Mg/(Mg+Fe)	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05

Table 2 *: chemical composition of garnet in sample Bik11 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

Sample Bik14

Analysis	69 / 1	70 / 1	72 / 1	1/1	4/1	5/1	74 / 1	76 / 1	77 / 1	79 / 1
Mineral	Ms	Ms	Ms	Cld	Cld	Cld	Ap	Ilm	Ilm	Ilm
Remarks	matrix	matrix	matrix	Grt inclusion	Grt inclusion	Grt inclusion	Grt inclusion	matrix	matrix	matrix
weight percent										
SiO2	46.81	46.66	45.46	24.06	23.77	23.38	0.18	0.23	0.07	0.09
TiO2	0.14	0.27	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	52.47	53.39	51.97
Al2O3	34.80	34.10	34.99	40.62	40.51	40.28	0.03	0.22	0.05	0.12
Cr2O3	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	1.32	1.66	1.38	26.10	26.16	26.02	0.62	47.11	47.27	46.29
MnO	0.00	0.00	0.00	0.44	0.57	0.48	0.01	0.11	0.14	0.13
MgO	0.56	0.65	0.48	1.53	1.49	1.61	0.00	0.05	0.06	0.03
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.07	55.19	0.02	0.01	0.00
Na2O	1.19	1.06	1.34	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K2O	8.91	8.68	9.11	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
P2O5							43.04			
Total	93.76	93.08	93.00	92.83	92.52	91.83	99.08	100.25	100.99	98.64
Cation ratio		22 oxygens			12 oxygens				3 oxygens	
Si	6.27	6.30	6.17	2.00	1.98	1.97	0.03	0.01	0.00	0.00
Ti	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.99	1.00	1.00
Al	5.50	5.43	5.60	3.98	3.99	3.99	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.15	0.19	0.16	1.81	1.83	1.83	0.08	0.99	0.99	0.99
Mn	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.13	0.10	0.19	0.18	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	9.06	0.00	0.00	0.00
Na	0.31	0.28	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.52	1.49	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P							5.58			
Total	13.88	13.85	13.97	8.01	8.02	8.04	14.76	2.00	2.00	2.00
Mg/(Mg+Fe)	0.43	0.41	0.38	0.09	0.09	0.10				

Table 3 *: chemical composition of mineral in sample Bik14 : muscovite (Ms), chloritoid (Cld), apatite (Ap) and ilmenite (Ilm).*

Sample Bik14

Analysis	45 / 1	45 / 5	45 / 7	45 / 23	45 / 25	45 / 26	45 / 27	45 / 29	45 / 31	45 / 32	45 / 34	45 / 37	45 / 50

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	core	core	core	core	core	core	core	core	core to rim	rim
Weight percent													
SiO2	36.11	36.51	36.58	35.93	37.18	36.84	36.59	36.89	37.11	36.97	36.31	36.74	36.95
TiO2	0.08	0.04	0.11	0.01	0.05	0.05	0.10	0.06	0.08	0.13	0.10	0.08	0.04
Al2O3	21.67	20.86	20.95	21.11	20.81	20.71	20.58	20.89	20.85	20.94	20.86	20.67	21.07
FeO*	36.78	36.85	37.57	32.69	31.74	30.65	30.85	30.33	30.76	31.28	32.13	33.26	38.20
MnO	0.37	0.97	1.20	5.61	6.30	6.60	7.04	7.22	7.02	6.49	5.80	4.74	0.45
MgO	1.09	1.06	1.03	0.76	0.67	0.71	0.68	0.69	0.65	0.75	0.78	0.81	1.02
CaO	4.11	4.06	3.56	4.28	4.71	5.06	4.81	4.96	4.72	5.12	4.72	4.14	3.60
Na2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Total	100.20	100.35	101.00	100.37	101.45	100.64	100.65	101.03	101.18	101.69	100.71	100.47	101.32
Cation ratio							24 oxygens						
Si	5.86	5.94	5.93	5.87	5.98	5.97	5.95	5.96	5.98	5.94	5.90	5.97	5.95
Al	4.15	4.00	4.00	4.06	3.95	3.96	3.94	3.98	3.96	3.96	4.00	3.96	4.00
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Mg	0.26	0.26	0.25	0.18	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.18	0.19	0.20	0.25
Fe*	5.00	5.01	5.09	4.46	4.27	4.15	4.19	4.10	4.15	4.20	4.37	4.52	5.15
Mn	0.05	0.13	0.16	0.78	0.86	0.91	0.97	0.99	0.96	0.88	0.80	0.65	0.06
Ca	0.72	0.71	0.62	0.75	0.81	0.88	0.84	0.86	0.82	0.88	0.82	0.72	0.62
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	16.05	16.06	16.06	16.10	16.04	16.05	16.07	16.05	16.03	16.06	16.09	16.04	16.04
Mole percent													
Alm	0.83	0.82	0.83	0.72	0.70	0.68	0.68	0.67	0.68	0.68	0.71	0.74	0.85
Sps	0.01	0.02	0.03	0.13	0.14	0.15	0.16	0.16	0.16	0.14	0.13	0.11	0.01
Prp	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
Grs	0.12	0.12	0.10	0.12	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.12	0.10
Mg/(Mg+Fe)	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05

Table 4 *: chemical composition of garnet in sample Bik14 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

Sample Bik15

Analysis	47 / 1	54 / 1	60 / 1	62 / 1	48 / 1	51 / 1	52 / 1	53 / 1	37 / 1	41 / 1	67 / 1	49 / 1	50 / 1
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Ms	Chl	Chl	Chl	Ilm	Ilm
Remarks	matrix	matrix	near Grt	near Grt	matrix	matrix	matrix	matrix	Grt inclusion	near Grt	near Grt	Bt inclusion	Bt inclusion
Weight percent													
SiO2	36.05	36.49	36.27	35.66	47.53	47.24	47.57	46.76	28.17	31.72	25.00	0.07	0.03
TiO2	1.79	1.47	1.86	2.01	0.38	0.31	0.45	0.39	0.07	1.27	0.09	52.16	51.75
Al2O3	17.35	17.46	16.64	17.10	33.66	33.65	34.05	32.99	20.03	18.62	21.88	0.08	0.11
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	21.60	20.18	20.21	20.90	1.68	1.60	1.73	1.81	25.29	22.71	27.08	46.18	46.78
MnO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.01	0.32	0.43
MgO	9.80	9.73	9.33	9.41	1.13	1.02	0.95	1.30	11.88	9.88	14.04	0.13	0.16
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.18	0.29	0.03	0.02	0.00
Na2O	0.13	0.18	0.12	0.15	0.75	0.72	0.71	0.69	0.89	0.02	0.00	0.03	0.00
K2O	8.59	8.97	8.79	8.94	8.93	9.68	9.30	9.11	0.16	4.09	0.05	0.18	0.07
Total	95.33	94.48	93.24	94.22	94.08	94.25	94.76	93.05	86.70	88.65	88.18	99.18	99.33
Cation ratio		22 oxygens				22 oxygens				12 oxygens		3 oxygens	
Si	5.52	5.60	5.65	5.53	6.35	6.33	6.32	6.34	2.56	2.82	2.26	0.00	0.00
Ti	0.21	0.17	0.22	0.23	0.04	0.03	0.04	0.04	0.00	0.08	0.01	1.00	0.99
Al	3.13	3.16	3.05	3.12	5.30	5.32	5.34	5.27	2.15	1.95	2.34	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.76	2.59	2.63	2.71	0.19	0.18	0.19	0.20	1.92	1.69	2.05	0.98	1.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Mg	2.24	2.23	2.17	2.17	0.23	0.20	0.19	0.26	1.61	1.31	1.90	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.05	0.04	0.05	0.20	0.19	0.18	0.18	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.68	1.76	1.75	1.77	1.52	1.66	1.58	1.57	0.02	0.46	0.01	0.01	0.00
Total	15.57	15.55	15.50	15.58	13.82	13.90	13.84	13.87	8.45	8.35	8.56	2.00	2.01
XMg	0.45	0.46	0.45	0.45	0.55	0.53	0.49	0.56	0.46	0.44	0.48		

Table 5 *: chemical composition of mineral in sample Bik15 : biotite (Bt), muscovite (Ms), chlorite (Chl) and ilmenite (Ilm).*

Sample Bik15

Analysis	4 / 1	4 / 20	4 / 33	4 / 34	4 / 39	4 / 54	4 / 55	4 / 56	4 / 65	4 / 66	4 / 67	4 / 98	4 / 100

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	rim to core	core	core	core	core	core	core to rim	core to rim	rim	rim
Weight percent													
SiO2	36.79	37.22	36.39	36.88	37.05	34.60	37.19	37.41	37.01	36.95	37.38	37.24	37.04
TiO2	0.10	0.04	0.15	0.10	0.16	0.15	0.10	0.06	0.15	0.03	0.14	0.06	0.10
Al2O3	21.21	20.48	20.98	20.96	20.80	22.17	20.73	20.84	20.87	20.73	20.84	20.93	20.78
FeO*	33.11	31.71	28.87	28.12	27.30	27.12	27.53	27.75	28.19	28.47	28.97	33.70	33.32
MnO	0.58	1.84	3.43	4.92	6.27	6.08	6.13	6.14	5.09	4.82	4.30	0.52	0.44
MgO	1.99	1.45	1.27	1.04	0.65	0.76	0.66	0.68	0.81	0.80	0.93	1.68	1.88
CaO	6.39	6.41	8.55	8.44	8.47	8.37	8.28	8.19	8.36	8.14	8.07	6.41	6.55
Na2O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.08
Total	100.18	99.13	99.64	100.48	100.71	99.26	100.63	101.06	100.52	99.95	100.64	100.53	100.19
Cation ratio							24 oxygens						
Si	5.92	6.04	5.89	5.93	5.96	5.67	5.98	5.99	5.95	5.98	5.99	5.97	5.96
Al	4.02	3.92	4.00	3.97	3.94	4.28	3.93	3.93	3.96	3.95	3.94	3.96	3.94
Ti	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01
Mg	0.48	0.35	0.31	0.25	0.15	0.19	0.16	0.16	0.19	0.19	0.22	0.40	0.45
Fe*	4.45	4.31	3.91	3.78	3.67	3.71	3.70	3.71	3.79	3.85	3.88	4.52	4.48
Mn	0.08	0.25	0.47	0.67	0.85	0.84	0.84	0.83	0.69	0.66	0.58	0.07	0.06
Ca	1.10	1.12	1.48	1.45	1.46	1.47	1.43	1.40	1.44	1.41	1.39	1.10	1.13
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Total	16.06	15.99	16.09	16.08	16.06	16.18	16.05	16.04	16.06	16.05	16.03	16.04	16.07
Mole percent													
Alm	0.73	0.71	0.63	0.61	0.60	0.60	0.60	0.61	0.62	0.63	0.64	0.74	0.73
Sps	0.01	0.04	0.08	0.11	0.14	0.14	0.14	0.14	0.11	0.11	0.10	0.01	0.01
Prp	0.08	0.06	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.07	0.07
Grs	0.18	0.19	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.18	0.18
Mg/(Mg+Fe)	0.10	0.08	0.07	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.08	0.09

Table 6 *: chemical composition of garnet in sample Bik15 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs)*.

Sample Bik16

Analysis	17 / 1	18 / 1	19 / 1	20 / 1	33 / 1	34 / 1	35 / 1	13 / 1	14 / 1	12 / 1	25 / 1	27 / 1	28 / 1
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Ep	Ep	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm
Remarks	near Grt	near Grt	near Grt	near Grt	matrix	matrix	matrix	Grt inclusion	Grt inclusion	matrix	matrix	matrix	matrix
Weight percent													
SiO2	35.00	35.89	35.26	35.87	43.00	46.51	46.59	35.10	36.56	0.18	0.09	3.82	0.09
TiO2	1.61	1.51	1.65	1.62	0.74	0.34	0.35	2.90	0.57	51.78	52.48	49.48	53.01
Al2O3	17.97	17.74	17.93	17.88	28.59	33.30	33.22	19.38	20.69	0.12	0.06	4.10	0.07
Cr2O3	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	20.43	19.85	19.95	20.24	8.02	1.57	1.87	32.78	31.81	46.39	45.19	41.40	44.85
MnO	0.00	0.01	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	1.40	1.47	0.21	0.60	0.65	0.70
MgO	10.10	9.61	10.13	9.68	4.07	1.20	1.33	1.60	1.61	0.30	0.05	0.22	0.04
CaO	0.02	0.00	0.00	0.04	0.08	0.06	0.02	6.12	6.54	0.31	0.06	0.01	0.05
Na2O	0.07	0.09	0.10	0.05	0.42	0.64	0.72	0.02	0.03	0.00	0.00	0.10	0.00
K2O	8.21	9.18	8.86	9.13	8.99	9.93	9.59	0.00	0.00	0.00	0.09	0.87	0.12
Total	93.42	93.89	93.97	94.56	93.92	93.55	93.70	99.29	99.29	99.30	98.63	100.67	98.93
Cation ratio		22 oxygens				22 oxygens		12.5 oxygens			3 oxygens		
Si	5.44	5.55	5.45	5.51	6.04	6.30	6.29	3.21	3.56	0.00	0.00	0.09	0.00
Ti	0.19	0.18	0.19	0.19	0.08	0.04	0.04	0.20	0.04	0.99	1.01	0.89	1.01
Al	3.29	3.23	3.27	3.24	4.73	5.31	5.29	2.09	2.38	0.00	0.00	0.12	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	2.65	2.57	2.58	2.60	0.94	0.18	0.21	0.04	0.02	0.98	0.96	0.83	0.95
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	2.34	2.21	2.33	2.22	0.85	0.24	0.27	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	1.97	1.42	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.12	0.17	0.19	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.63	1.81	1.75	1.79	1.61	1.72	1.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Total	15.56	15.58	15.61	15.58	14.38	13.96	13.95	7.87	7.62	2.01	1.99	1.98	1.99
XMg	0.47	0.46	0.48	0.46	0.47	0.58	0.56						

Table 7 *: chemical composition of mineral in sample Bik16 : biotite (Bt), muscovite (Ms), epidote (Ep) and ilmenite (Ilm)*.

Sample Bik16

Analysis	3 / 1	3 / 5	3 / 6	3 / 7	3 / 47	3 / 49	3 / 50	3 / 51	3 / 52	3 / 53	3 / 67	3 / 71	3 / 99

Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	rim	core	core	core	core	core	core	core	core to rim	rim
Weight percent													
SiO2	36.52	37.41	37.10	36.70	36.60	38.47	37.47	37.32	37.14	36.09	36.68	36.83	36.77
TiO2	0.07	0.07	0.06	0.25	0.09	0.01	0.12	0.12	0.02	0.10	0.08	0.08	0.07
Al2O3	21.70	21.30	21.19	21.24	20.80	21.19	20.93	21.02	20.99	21.04	21.13	20.99	20.99
FeO*	32.17	32.49	32.37	32.52	29.70	27.87	29.61	29.74	28.93	29.14	29.41	29.53	32.73
MnO	1.29	1.38	1.44	1.47	6.35	6.24	6.45	6.26	6.39	6.41	5.70	4.93	1.28
MgO	1.93	1.69	1.68	1.70	1.20	1.42	1.26	1.18	1.24	1.22	1.24	1.27	1.88
CaO	6.81	6.77	6.87	6.89	5.30	5.12	5.46	5.60	5.66	5.81	6.20	6.67	6.76
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00
Total	100.49	101.10	100.72	100.79	100.06	100.34	101.34	101.30	100.41	99.84	100.44	100.33	100.46
Cation ratio							24 oxygens						
Si	5.855	5.957	5.938	5.883	5.943	6.129	5.990	5.972	5.982	5.876	5.918	5.938	5.912
Al	4.102	3.998	3.999	4.014	3.981	3.980	3.945	3.966	3.986	4.038	4.019	3.990	3.979
Fe*	4.313	4.327	4.333	4.360	4.033	3.714	3.959	3.980	3.897	3.968	3.968	3.983	4.401
Ti	0.008	0.009	0.007	0.030	0.010	0.001	0.014	0.014	0.002	0.012	0.010	0.010	0.008
Mg	0.461	0.402	0.401	0.406	0.291	0.338	0.301	0.282	0.298	0.295	0.299	0.306	0.451
Mn	0.176	0.186	0.196	0.200	0.873	0.842	0.873	0.849	0.872	0.885	0.779	0.673	0.174
Ca	1.170	1.155	1.178	1.184	0.923	0.873	0.935	0.960	0.978	1.013	1.071	1.153	1.164
Na	0.000	0.000	0.003	0.007	0.006	0.007	0.010	0.016	0.015	0.011	0.000	0.008	0.000
Total	16.085	16.035	16.055	16.084	16.059	15.883	16.028	16.039	16.030	16.098	16.063	16.060	16.090
Mole percent													
Alm	0.70	0.71	0.71	0.71	0.66	0.64	0.65	0.66	0.64	0.64	0.65	0.65	0.71
Sps	0.03	0.03	0.03	0.03	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.11	0.03
Prp	0.08	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
Grs	0.19	0.19	0.19	0.19	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.18	0.19	0.19
Mg/(Mg+Fe)	0.10	0.08	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09

Table 8 *: chemical composition of garnet in sample Bik16 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs)*.

Sample Bla2													
Analysis	8 / 1	10 / 1	11 / 1	6 / 1	7 / 1	9 / 1	77 / 1	78 / 1	73 / 1	74 / 1	82 / 1	83 / 1	68 / 1
Mineral	Pl	Pl	Pl	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Rt
Remarks	matrix	matrix	matrix	near Grt	near Grt	near Grt	near Grt	near Grt	matrix	matrix	Grt inclusion	Grt inclusion	Grt inclusion
Weight percent													
SiO2	60.59	61.40	61.42	36.41	36.75	36.09	47.44	48.21	0.06	0.05	0.01	0.09	0.89
TiO2	0.02	0.08	0.00	1.38	0.97	1.22	0.36	0.38	53.60	53.88	53.27	53.38	95.28
Al2O3	23.68	23.77	23.66	17.81	17.99	17.95	33.43	32.00	0.07	0.05	0.07	0.08	0.63
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO*	0.57	0.23	0.14	19.68	19.74	19.48	2.43	2.72	45.63	45.28	46.18	46.30	2.62
MnO	0.00	0.00	0.00	0.12	0.04	0.06	0.01	0.00	1.24	1.18	1.12	0.60	0.10
MgO	0.00	0.00	0.00	9.88	9.95	10.05	1.36	1.89	0.03	0.05	0.11	0.17	0.05
CaO	5.79	5.72	5.40	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.13	0.13	0.29
Na2O	8.31	8.29	8.42	0.10	0.11	0.11	0.36	0.21	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K2O	0.11	0.09	0.09	9.95	9.70	9.65	6.82	6.40	0.07	0.08	0.00	0.00	0.00
Total	99.07	99.58	99.12	95.43	95.30	94.68	92.25	91.87	100.69	100.61	100.91	100.77	99.87
Cation ratio		8 oxygens			22 oxygens			22 oxygens			3 oxygens		2 oxygens
Si	2.72	2.74	2.75	5.55	5.60	5.54	6.39	6.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.16	0.11	0.14	0.04	0.04	1.01	1.01	1.00	1.00	0.96
Al	1.26	1.25	1.25	3.20	3.23	3.25	5.31	5.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.02	0.01	0.01	2.51	2.51	2.50	0.27	0.31	0.95	0.94	0.96	0.97	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	2.25	2.26	2.30	0.27	0.38	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ca	0.28	0.27	0.26	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.72	0.72	0.73	0.03	0.03	0.03	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.01	1.94	1.88	1.89	1.17	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.01	4.99	5.00	15.67	15.64	15.66	13.55	13.49	1.99	1.99	2.00	1.99	1.02
Mole percentage													
Anorthite	27.62	27.45	26.02										
Albite	71.76	72.01	73.47										
Orthose	0.62	0.54	0.51										
XMg				0.47	0.47	0.48	0.50	0.55					

Table 9 *: chemical composition of mineral in sample Bla2 : plagioclase (Pl), biotite (Bt), muscovite (Ms), ilmenite (Ilm) and rutile (Rt).*

Sample Bla2													
Analysis	64 / 1	64 / 5	64 / 15	64 / 17	64 / 18	64 / 20	64 / 21	64 / 23	64 / 24	64 / 25	64 / 27	64 / 29	64 / 30
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt

Remarks	rim	rim	rim to core	core	core	core	core	core	core to rim	rim	rim	rim	rim
Weight percent													
SiO2	37.20	36.79	37.27	36.71	36.33	37.25	37.08	36.63	36.36	36.47	36.89	36.99	37.16
TiO2	0.09	0.00	0.06	0.02	0.06	0.01	0.10	0.00	0.00	0.04	0.06	0.04	0.02
Al2O3	21.65	21.08	21.19	21.01	20.83	20.99	20.98	20.96	21.04	20.93	21.25	21.25	21.40
FeO*	31.95	35.83	36.17	36.25	35.44	36.57	36.36	36.61	36.75	36.12	31.05	32.83	32.02
MnO	0.55	3.38	2.33	2.00	2.06	2.26	2.44	2.32	2.83	3.02	1.12	0.52	1.89
MgO	2.07	2.35	2.63	2.79	2.86	2.82	2.88	2.78	2.71	2.55	1.47	2.10	2.03
CaO	7.41	1.54	1.75	1.61	1.09	1.19	1.04	1.03	1.01	1.06	8.42	6.88	5.98
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03
Total	100.91	100.97	101.40	100.39	98.67	101.09	100.88	100.33	100.70	100.22	100.28	100.62	100.54
Cation ratio						24 oxygens							
Si	5.91	5.93	5.96	5.93	5.96	5.98	5.96	5.93	5.89	5.92	5.92	5.92	5.94
Al	4.06	4.01	3.99	4.00	4.03	3.97	3.98	4.00	4.02	4.01	4.02	4.01	4.04
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.49	0.56	0.63	0.67	0.70	0.67	0.69	0.67	0.65	0.62	0.35	0.50	0.48
Fe*	4.25	4.83	4.84	4.90	4.86	4.91	4.89	4.96	4.98	4.91	4.17	4.39	4.28
Mn	0.07	0.46	0.32	0.27	0.29	0.31	0.33	0.32	0.39	0.42	0.15	0.07	0.26
Ca	1.26	0.27	0.30	0.28	0.19	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18	1.45	1.18	1.03
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	16.05	16.06	16.04	16.06	16.02	16.04	16.04	16.06	16.10	16.07	16.07	16.08	16.04
Mole percent													
Alm	0.70	0.79	0.80	0.80	0.81	0.81	0.80	0.81	0.80	0.80	0.68	0.72	0.71
Sps	0.01	0.08	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.02	0.01	0.04
Prp	0.08	0.09	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.06	0.08	0.08
Grs	0.21	0.04	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.24	0.19	0.17
Mg/(Mg+Fe)	0.10	0.10	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.11	0.08	0.10	0.10

Table 10 *: chemical composition of garnet in sample Bla2 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

Sample Bla9

Analysis	63 / 1	66 / 1	69 / 1	28 / 1	31 / 1	48 / 1	49 / 1	51 / 1	101 / 1	68 / 1	18 / 1	35 / 1	27 / 1
Mineral	Pl	Pl	Pl	Bt	Bt	Bt	Chl	Chl	Ep	Ep	Ttn	Ttn	Ap
Remarks	matrix	matrix	matrix	near Grt	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	Grt inclusion	matrix	Grt inclusion
Weight percent													
SiO2	59.51	60.89	63.41	36.40	36.03	32.40	25.18	25.09	32.16	37.64	29.71	30.24	0.03
TiO2	0.01	0.04	0.02	1.49	1.65	1.34	0.04	0.01	0.09	0.19	37.04	39.02	0.00
Al2O3	24.12	25.40	22.79	17.71	17.78	17.03	21.48	21.66	22.64	27.52	1.93	1.55	0.00
Cr2O3				0.03	0.02	0.01	0.00	0.04	0.09	0.02			
FeO*	0.06	0.00	0.06	18.86	18.34	21.98	24.05	24.70	2.650	7.370	0.63	0.50	0.36
MnO	0.00	0.00	0.00	0.14	0.20	0.24	0.28	0.29	0.08	0.15	0.08	0.01	0.11
MgO	0.03	0.00	0.00	10.45	10.65	12.02	15.80	15.31	0.05	0.07	0.00	0.01	0.00
CaO	6.12	6.50	4.01	0.00	0.00	0.09	0.01	0.03	13.60	23.27	28.19	28.85	55.85
Na2O	8.54	6.20	9.67	0.06	0.10	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00
K2O	0.07	0.04	0.06	9.06	7.80	6.28	0.01	0.05	0.02	0.00	0.00	0.08	0.00
P2O5													42.96
Total	98.47	99.07	100.02	94.19	92.56	91.38	86.85	87.20	71.43	96.23	97.59	100.25	99.30
Cation ratio		8 oxygens			22 oxygens		12 oxygens		12.5 oxygens		5 oxygens		12 oxygens
Si	2.695	2.710	2.804	5.573	5.564	5.182	2.284	2.275	3.287	2.987	0.995	0.986	0.004
Ti	0.000	0.001	0.001	0.171	0.191	0.161	0.003	0.000	0.007	0.012	0.933	0.957	0.000
Al	1.287	1.332	1.188	3.198	3.237	3.212	2.295	2.315	2.728	2.574	0.076	0.060	0.000
Cr				0.003	0.002	0.001	0.000	0.003	0.008	0.001			
Fe	0.002	0.000	0.002	2.415	2.369	2.940	1.824	1.873	0.207	0.444	0.018	0.014	0.045
Mn	0.000	0.000	0.000	0.018	0.026	0.033	0.021	0.023	0.007	0.010	0.002	0.000	0.014
Mg	0.002	0.000	0.000	2.384	2.451	2.865	2.137	2.069	0.008	0.008	0.000	0.000	0.000
Ca	0.297	0.310	0.190	0.000	0.000	0.015	0.001	0.003	1.489	1.978	1.011	1.008	9.151
Na	0.750	0.535	0.830	0.018	0.030	0.000	0.000	0.002	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000
K	0.004	0.002	0.004	1.770	1.537	1.281	0.002	0.005	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000
P													5.562
Total	5.038	4.891	5.018	15.549	15.408	15.691	8.566	8.569	7.749	8.014	3.035	3.028	14.777
Mole percentage													
Anorthite	28.26	36.59	18.57										
Albite	71.33	63.12	81.09										
Orthose	0.41	0.28	0.34										
Mg/(Mg+Fe)				0.50	0.51	0.49	0.54	0.52					

Table 11 *: chemical composition of mineral in sample Bla9 : plagioclase (Pl). biotite (Bt), chlorite (Chl), Epidote (Ep), titanite (Ttn) and apatite (Ap).*

Sample Bla9

Analysis	13 / 1	21 / 1	22 / 1	126 / 1	126 / 2	126 / 3	126 / 41	126 / 50	126 / 57	126 / 98	126 / 99	126 / 100	126 / 60
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	core	core	rim	rim	rim	core	core	core	rim	rim	rim	core
Weight percent													
SiO2	36.91	37.00	37.32	37.07	37.49	37.27	37.12	36.96	37.29	36.89	37.15	36.96	36.65
TiO2	0.11	0.20	0.30	0.16	0.06	0.11	0.10	0.16	0.17	0.11	0.07	0.05	0.15
Al2O3	21.57	21.24	21.21	21.61	21.25	21.46	21.23	21.17	21.19	21.15	21.23	21.23	21.17
FeO*	26.38	25.39	25.09	25.93	25.67	25.77	24.86	24.49	25.11	24.96	25.46	25.55	24.73
MnO	4.22	5.83	5.40	4.19	4.29	4.28	5.82	6.17	6.03	4.09	4.25	4.29	6.00
MgO	1.75	1.55	1.50	1.65	1.67	1.72	1.37	1.44	1.43	1.61	1.66	1.65	1.37
CaO	9.54	9.58	9.51	9.87	9.81	9.50	9.47	9.46	9.45	10.61	10.43	10.12	9.69
Na2O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.5	100.82	100.33	100.48	100.24	100.13	99.97	99.88	100.67	99.42	100.25	99.85	99.76
Cation ratio							24oxygens						
Si	5.850	5.862	5.940	5.874	5.956	5.926	5.932	5.909	5.921	5.901	5.898	5.893	5.870
Al	4.029	3.968	3.979	4.038	3.98	4.024	3.999	3.99	3.966	3.989	3.973	3.992	3.996
Fe*	3.497	3.364	3.339	3.437	3.41	3.427	3.322	3.274	3.335	3.338	3.38	3.407	3.312
Cr	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti	0.013	0.024	0.036	0.019	0.008	0.014	0.012	0.020	0.021	0.013	0.008	0.006	0.018
Mg	0.414	0.366	0.357	0.390	0.397	0.407	0.326	0.343	0.338	0.385	0.393	0.392	0.327
Mn	0.567	0.782	0.728	0.563	0.577	0.577	0.787	0.836	0.811	0.554	0.571	0.580	0.814
Ca	1.619	1.626	1.621	1.676	1.670	1.618	1.622	1.620	1.608	1.818	1.775	1.729	1.663
Na	0.006	0.009	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Total	15.999	16.001	16.001	15.997	15.998	15.999	16.000	16.001	16.000	15.999	15.998	15.999	16.009
Mole percent													
Prp	7.08	6.23	5.97	6.62	6.65	6.87	5.48	5.80	5.69	6.51	6.66	6.66	5.56
Alm	55.55	52.73	54.72	55.35	55.64	56.09	53.98	52.66	53.59	53.37	53.61	54.17	52.37
Sps	9.69	13.32	12.18	9.56	9.68	9.73	13.25	14.14	13.66	9.37	9.68	9.84	13.82
Grs	27.68	27.71	27.13	28.47	28.02	27.31	27.29	27.40	27.06	30.74	30.06	29.33	28.25
Mg/(Fe+Mg)	0.11	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10

Table 12 *: chemical composition of garnet in sample Bla9 showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

Sample Lok46-B												
Analysis	14 / 1	15 / 1	18 / 1	46 / 1	50 / 1	23 / 1	24 / 1	25 / 1	10 / 1	11 / 1	9 / 1	1 / 1
Mineral	Pl	Pl	Ms	Ms	Ms	Bt	Bt	Bt	Chl	Chl	Ttn	Ap
Weight percentage												
SiO2	61.00	61.01	45.04	45.77	44.76	28.36	33.44	33.60	25.10	24.90	29.84	0.00
TiO2	0.00	0.01	0.42	0.23	0.34	0.67	1.58	1.41	0.06	0.06	37.36	0.07
Al2O3	24.12	23.86	36.51	35.73	37.40	20.41	18.41	19.08	21.49	20.82	2.09	0.00
FeO*	0.06	0.00	1.14	2.02	1.07	26.28	23.63	22.43	29.13	28.75	0.52	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.20	0.19	0.29	0.32	0.00	0.21
MgO	0.02	0.01	0.43	0.96	0.50	10.08	7.58	7.77	11.59	11.97	0.00	0.00
CaO	5.47	5.39	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.02	29.03	56.06
Na2O	8.72	8.49	0.50	0.26	0.46	0.00	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05
K2O	0.08	0.08	7.61	8.15	7.80	4.03	9.15	8.94	0.01	0.01	0.09	0.01
P2O5												43.96
Total	99.47	98.85	91.70	93.14	92.41	90.14	94.11	93.49	87.69	86.86	98.92	100.53
Cation ratio	8 oxygens			22 oxygens			22 oxygens		12 oxygens		5 oxygens	12 oxygens
Si	2.725	2.738	6.106	6.152	6.029	4.668	5.292	5.305	2.313	2.318	0.987	0.000
Ti	0.000	0.000	0.043	0.023	0.035	0.083	0.188	0.167	0.004	0.004	0.930	0.009
Al	1.270	1.262	5.835	5.662	5.940	3.960	3.436	3.551	2.335	2.284	0.081	0.000
Fe+2	0.002	0.000	0.130	0.227	0.121	3.618	3.127	2.962	2.245	2.238	0.014	0.023
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.027	0.025	0.022	0.025	0.000	0.026
Mg	0.002	0.000	0.088	0.193	0.100	2.472	1.787	1.829	1.592	1.662	0.000	0.000
Ca	0.262	0.259	0.000	0.001	0.001	0.004	0.004	0.008	0.000	0.002	1.029	9.105
Na	0.755	0.738	0.132	0.067	0.121	0.000	0.020	0.003	0.002	0.000	0.000	0.015
K	0.005	0.004	1.317	1.397	1.341	0.847	1.847	1.800	0.001	0.001	0.004	0.002
P												5.642
Total	5.020	5.002	13.655	13.725	13.694	15.690	15.734	15.653	8.516	8.536	3.045	14.821
Mole percent												
Anorthite	25.62	25.85										
Albite	73.93	73.71										
Orthose	0.45	0.44										
Mg/(Mg+Fe)			0.40	0.46	0.45	0.41	0.36	0.38	0.41	0.43		

Table 13 *: chemical composition of mineral in sample Lok46-B : plagioclase (Pl), muscovite (Ms), biotite (Bt), chlorite (Chl), titanite (Ttn) and apatite (Ap).*

Sample Lok46-B

Analysis	1 / 1	1 / 3	1 / 5	1 / 45	1 / 50	1 / 51	1 / 52	1 / 70	1 / 96	1 / 97	1 / 98	1 / 99	1 / 100
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	core	core	core	core	core	rim	rim	rim	rim	rim
Weight percent													
SiO2	36.76	36.62	37.07	37.68	36.81	37.38	36.73	36.70	37.83	36.77	36.54	36.88	38.69
TiO2	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00
Al2O3	21.10	20.87	21.05	21.11	20.84	20.91	20.82	21.07	21.13	20.76	20.92	20.51	19.79
FeO*	31.89	32.83	32.98	34.84	34.81	35.14	35.28	34.68	33.65	33.15	33.23	32.42	32.18
MnO	8.46	6.93	6.88	3.96	3.85	3.86	3.85	4.24	6.59	6.58	6.62	7.79	8.05
MgO	1.49	1.96	1.98	3.01	3.06	3.09	2.88	3.02	2.40	2.43	2.22	1.64	1.61
CaO	1.13	1.27	1.18	0.95	0.89	0.96	0.90	1.00	1.21	1.20	1.14	1.07	1.05
Na2O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
K2O	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	100.88	100.48	101.18	101.56	100.30	101.34	100.52	100.78	102.82	100.91	100.71	100.31	101.43
Cation ratio						24 oxygens							
Si	5.96	5.95	5.97	6.00	5.95	5.98	5.94	5.92	5.99	5.94	5.92	6.01	6.20
Al	4.03	4.00	4.00	3.96	3.97	3.94	3.97	4.00	3.94	3.96	4.00	3.94	3.74
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.36	0.47	0.47	0.71	0.74	0.74	0.70	0.73	0.57	0.59	0.54	0.40	0.39
Fe*	4.32	4.46	4.44	4.64	4.71	4.70	4.77	4.67	4.45	4.48	4.50	4.42	4.32
Mn	1.16	0.95	0.94	0.53	0.53	0.52	0.53	0.58	0.88	0.90	0.91	1.08	1.09
Ca	0.20	0.22	0.20	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17	0.21	0.21	0.20	0.19	0.18
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	16.03	16.05	16.04	16.02	16.06	16.05	16.08	16.09	16.04	16.08	16.07	16.02	15.93
Mole percentage													
Alm	0.72	0.73	0.73	0.77	0.77	0.77	0.78	0.76	0.73	0.73	0.73	0.73	0.72
Sps	0.19	0.16	0.15	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.14	0.15	0.15	0.18	0.18
Prp	0.06	0.08	0.08	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.09	0.09	0.09	0.07	0.06
Grs	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg/(Mg+Fe)	0.08	0.10	0.10	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.11	0.12	0.11	0.08	0.08

Table 14 *: chemical composition of garnet in sample Lok46-B showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

Sample Lo1-A

Analysis	55 / 1	107 / 1	109 / 1	54 / 1	56 / 1	57 / 1	100 / 1	101 / 1	102 / 1	89 / 1	90 / 1	63 / 1	97 / 1
Mineral	Pl	Pl	Pl	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Chl	Chl	Ilm	Ilm
Remarks	near Grt-Bt	matrix	matrix	near Grt	near Grt	near Grt	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
Weight percent													
SiO2	61.49	61.78	62.78	35.73	35.49	35.92	47.01	46.29	47.25	25.79	24.94	0.09	0.08
TiO2	0.00	0.04	0.00	1.65	1.53	1.59	0.56	0.39	0.49	0.12	0.15	53.25	52.55
Al2O3	23.95	23.21	22.36	17.97	18.44	18.01	34.27	31.91	34.23	22.00	22.35	0.05	0.11
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.06	0.07	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.39	0.02	0.07	18.59	18.80	18.45	1.43	1.58	1.33	24.30	24.64	45.08	45.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.05	0.02	0.00	0.00	0.11	0.17	1.00	1.11
MgO	0.00	0.01	0.00	10.68	11.18	10.77	1.20	1.50	1.07	15.50	15.48	0.18	0.31
CaO	5.46	5.68	4.09	0.02	0.06	0.01	0.07	0.04	0.02	0.00	0.00	0.10	0.13
Na2O	8.41	8.10	9.35	0.15	0.13	0.13	0.77	0.75	0.97	0.02	0.00	0.00	0.04
K2O	0.04	0.05	0.05	9.64	9.25	9.60	8.63	9.47	8.64	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.74	98.88	98.70	94.53	95.00	94.60	94.04	91.92	94.09	87.85	87.73	99.76	99.74
Cation ratio													
Si	2.74	2.77	2.81	5.47	5.40	5.49	6.27	6.37	6.30	2.31	2.24	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.19	0.17	0.18	0.06	0.04	0.05	0.01	0.01	1.01	1.00
Al	1.26	1.23	1.18	3.25	3.31	3.25	5.39	5.17	5.38	2.32	2.37	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.01	0.00	0.00	2.38	2.39	2.36	0.16	0.18	0.15	1.82	1.85	0.95	0.96
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	2.44	2.54	2.45	0.24	0.31	0.21	2.07	2.08	0.01	0.01
Ca	0.26	0.27	0.20	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.73	0.70	0.81	0.04	0.04	0.04	0.20	0.20	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	1.89	1.80	1.87	1.47	1.66	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	4.97	5.01	15.68	15.68	15.66	13.81	13.94	13.82	8.53	8.56	1.99	2.00
Mole percentage													
Anorthite	26.35	27.85	19.40										
Albite	73.41	71.87	80.29										
Orthose	0.25	0.27	0.31										
Mg/(Mg+Fe)				0.51	0.51	0.51	0.60	0.63	0.59				

Table 15 *: chemical composition of mineral in sample Lo1-A : plagioclase (Pl), biotite (Bt), muscovite (Ms), chlorite (Chl) and ilmenite (Ilm).*

Sample Lo1-A

Analysis	2 / 1	2 / 2	2 / 3	2 / 4	2 / 22	2 / 23	2 / 25	2 / 26	2 / 27	2 / 46	2 / 47	2 / 48	2 / 49
Mineral	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
Remarks	rim	rim	rim	rim	core	core	core	core	core	rim	rim	rim	rim
Weight percent													
SiO2	37.58	37.28	36.67	36.85	36.87	37.48	36.37	37.54	37.68	37.45	37.41	37.08	38.19
TiO2	0.01	0.05	0.01	0.03	0.07	0.07	0.06	0.04	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01
Al2O3	20.30	20.68	21.09	20.90	21.03	20.96	20.97	21.15	20.95	21.05	21.11	20.77	20.52
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	35.04	35.90	36.20	36.26	35.41	35.85	36.13	35.81	35.95	36.07	36.05	35.76	36.47
MnO	4.37	2.92	2.43	2.11	2.43	2.10	1.90	1.98	1.90	2.00	2.01	2.09	2.23
MgO	2.21	2.73	3.03	3.16	3.03	3.46	3.60	3.62	3.65	3.57	3.45	3.31	3.07
CaO	0.97	1.00	0.98	0.94	1.60	1.09	1.01	1.03	1.01	1.07	1.08	1.06	1.03
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.46	100.57	100.41	100.25	100.44	101.06	100.06	101.19	101.17	101.22	101.16	100.10	101.53
Cation ratio							24 oxygens						
Si	6.08	6.01	5.92	5.95	5.94	5.99	5.89	5.98	6.00	5.97	5.97	5.99	6.08
Al	3.87	3.93	4.02	3.98	4.00	3.95	4.00	3.97	3.93	3.96	3.97	3.95	3.85
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.53	0.66	0.73	0.76	0.73	0.82	0.87	0.86	0.87	0.85	0.82	0.80	0.73
Fe*	4.74	4.84	4.89	4.90	4.77	4.79	4.89	4.77	4.79	4.81	4.81	4.83	4.86
Mn	0.60	0.40	0.33	0.29	0.33	0.28	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.29	0.30
Ca	0.17	0.17	0.17	0.16	0.28	0.19	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	15.99	16.02	16.07	16.05	16.05	16.03	16.10	16.03	16.03	16.05	16.04	16.04	16.00
Mole percentage													
Alm	0.78	0.80	0.80	0.80	0.78	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.80
Sps	0.10	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Prp	0.09	0.11	0.12	0.12	0.12	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.13	0.12
Grs	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg/(Mg+Fe)	0.10	0.12	0.13	0.13	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.13

Table 16 *: chemical composition of garnet in sample Lo1-A showing proportion of end-members : Almandine (Alm), Spessartine (Sps), Pyrope (Prp) and Grossular (Grs).*

GT07W2: White et al. (2007) use with BIO7

BIO7: White et al. (2007) use with GT07

Domino version	03.01.2012	
Database:	Holland & Powell, 1998 file tcds55-p07 converted to Theriak/domino format tcds55_p07	
Solution models		
Garnet	GT07W2	White et al., 2007
Chloritoid	CTD	Holland & Powell, 1998
Biotite	BIO7	White et al., 2007
Chlorite	CHL	Mahar et al., 1997/Holland & Powell, 1998
Muscovite	WM02	Coggon & Holland, 2002
Epidote	EP98	Holland & Powell, 1998
Plagioclase	PLC1	Holland & Powell, 2003
Ilmenite	ILM05	White et al., 2005
Fluid phase	H2O	Holland & Powell, 1998
Melt	LIQtc	White et al., 2007

Table 17. *Numerical modelling of mineral parageneses.*

Coggon R. & Holland T.J.B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. Journal of Metamorphic Geology, 20, 683-696.

Holland T.J.B. & Powell R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, 16, 309-343.

Holland J.J.B. & Powell R., 2003. Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 492-501.

Mahar E.M., Baker J.M., Powell R., Holland T.J.B. & Howell N., 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 15, 223-238.

White R.W., Pomroy N.E. & Powell R., 2005. An in situ metatexite-diatexite transition in upper amphibolite facies rocks from Broken Hill, Australia. Journal of Metamorphic Geology, 23, 579-602.

White R.W., Powell R. & Holland T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 25, 511-527.

Annexe chapitre VII

***Annexe VII-Tableau 1**: Operating conditions for the LA-ICP-MS equipment*

Laboratory & Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Rennes, France
Sample type/mineral	Detrital zircon
Sample preparation	Conventional mineral separation, 1 inch resin mount, 1µm polish to finish
Imaging	CL: RELION CL instrument, Olympus Microscope BX51WI, Leica Color Camera DFC 420C
Laser ablation system	
Make, Model & type	ESI NWR193UC, Excimer
Ablation cell	ESI NWR TwoVol2
Laser wavelength	193 nm
Pulse width	< 5 ns
Fluence	8 J/cm-2
Repetition rate	3 Hz
Spot size	25 µm
Sampling mode / pattern	Single spot
Carrier gas	100% He, Ar make-up gas and N2 (3 ml/mn) combined using in-house smoothing device
Background collection	20 seconds
Ablation duration	60 seconds
Wash-out delay	15 seconds
Cell carrier gas flow (He)	0.75 l/min
ICP-MS Instrument	
Make, Model & type	Agilent 7700x, Q-ICP-MS
Sample introduction	Via conventional tubing
RF power	1350W
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type
Make-up gas flow (Ar)	0.85 l/min
Detection system	Single collector secondary electron multiplier
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10^6 cps
Masses measured	^{204}(Hg + Pb), ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, ^{232}Th, ^{238}U
Integration time per peak	10-30 ms
Sensitivity / Efficiency	25000 cps/ppm Pb (50µm, 10Hz)
Data Processing	
Gas blank	20 seconds on-peak
Calibration strategy	GJ1 zircon standard used as primary reference material, Plešovice used as secondary reference material (quality control)
Reference Material info	GJ1 (Jackson et al., 2004) Plešovice (Slama et al., 2008)
Data processing package used	GLITTER ® (van Achterbergh et al., 2001)
Quality control / Validation	Plešovice: 1St session: concordia age = 336.9 ± 1.6 Ma (N=26; MSWD=0.90) 2nd session: concordia age = 337.1 ± 1.5 Ma (N=28; MSWD=1.09)

Lo38-A

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Lo38-A_183	S-281117b-01	576	1458	348	0,24	8,2111	0,1096	0,3911	0,0051	0,98	2372	18	2128	24	2255	12	95
Lo38-A_185	S-281117b-02	675	1873	189	0,10	7,4208	0,0990	0,3589	0,0047	0,98	2346	18	1977	22	2164	12	92
Lo38-A_188	S-281117b-03	187	423	222	0,52	7,2689	0,0973	0,3950	0,0052	0,97	2144	18	2146	24	2145	12	100
Lo38-A_189	S-281117b-04	267	460	209	0,45	13,8119	0,1840	0,5286	0,0069	0,98	2738	17	2736	29	2737	13	100
Lo38-A_192	S-281117b-05	197	419	191	0,46	8,4810	0,1136	0,4252	0,0055	0,97	2284	18	2284	25	2284	12	100
Lo38-A_194	S-281117b-06	146	328	377	1,15	7,9381	0,1060	0,3978	0,0052	0,97	2285	18	2159	24	2224	12	97
Lo38-A_175	S-281117b-07	61	120	95	0,80	9,2042	0,1236	0,4413	0,0057	0,97	2360	18	2357	26	2359	12	100
Lo38-A_176	S-281117b-08	342	704	332	0,47	10,6847	0,1422	0,4391	0,0057	0,97	2620	18	2347	25	2496	12	95
Lo38-A_168	S-281117b-09	285	1011	269	0,27	5,3160	0,0709	0,2774	0,0036	0,96	2215	19	1578	18	1871	11	84
Lo38-A_165	S-281117b-10	216	374	258	0,69	11,2147	0,1499	0,4836	0,0062	0,96	2540	18	2543	27	2541	12	100
Lo38-A_169	S-281117b-11	27	55	51	0,93	7,1927	0,1003	0,3883	0,0050	0,93	2156	20	2115	23	2136	12	99
Lo38-A_172	S-281117b-12	151	314	86	0,27	10,7999	0,1450	0,4631	0,0059	0,96	2549	18	2453	26	2506	12	98
Lo38-A_161	S-281117b-13	414	1055	280	0,27	8,0903	0,1085	0,3739	0,0048	0,96	2423	19	2048	22	2241	12	92
Lo38-A_156	S-281117b-14	205	462	254	0,55	7,0823	0,0952	0,3898	0,0050	0,95	2122	19	2122	23	2122	12	100
Lo38-A_153	S-281117b-16	89	195	95	0,48	7,6775	0,1040	0,4057	0,0052	0,94	2193	19	2195	24	2194	12	100
Lo38-A_139	S-281117b-17	96	242	48	0,20	6,9602	0,0953	0,3841	0,0049	0,93	2117	20	2096	23	2106	12	99
Lo38-A_140	S-281117b-18	49	70	34	0,49	20,8182	0,2866	0,6034	0,0077	0,92	3187	18	3043	31	3130	13	98
Lo38-A_131	S-281117b-19	257	525	398	0,76	7,9755	0,1094	0,4123	0,0052	0,92	2231	20	2225	24	2228	12	100
Lo38-A_143	S-281117b-20	189	473	128	0,27	6,5057	0,0896	0,3734	0,0047	0,92	2048	21	2046	22	2047	12	100
Lo38-A_146	S-281117b-21	188	448	208	0,47	6,5546	0,0905	0,3734	0,0047	0,92	2061	21	2046	22	2053	12	100
Lo38-A_148	S-281117b-22	137	214	130	0,61	17,4870	0,2423	0,5467	0,0069	0,91	3066	19	2812	29	2962	13	97
Lo38-A_150	S-281117b-23	143	333	234	0,70	6,8545	0,0955	0,3726	0,0047	0,91	2144	21	2042	22	2093	12	98
Lo38-A_138	S-281117b-24	319	645	125	0,19	10,3364	0,1440	0,4619	0,0058	0,90	2480	20	2448	26	2465	13	99
Lo38-A_124	S-281117c-01	101	230	121	0,52	7,1806	0,0911	0,3923	0,0049	0,98	2135	18	2134	23	2134	11	100
Lo38-A_123	S-281117c-02	658	2141	454	0,21	5,2701	0,0666	0,3075	0,0038	0,99	2019	18	1728	19	1864	11	92
Lo38-A_118	S-281117c-03	118	280	146	0,52	7,0857	0,0898	0,3893	0,0049	0,99	2125	18	2119	23	2122	11	100
Lo38-A_94	S-281117c-04	113	158	90	0,57	18,4084	0,2330	0,5922	0,0074	0,99	3020	17	2998	30	3011	12	100
Lo38-A_96	S-281117c-05	100	178	88	0,49	12,0326	0,1526	0,4944	0,0062	0,98	2621	17	2590	27	2607	12	99
Lo38-A_98	S-281117c-06	104	246	152	0,62	6,6256	0,0842	0,3770	0,0047	0,98	2064	18	2062	22	2063	11	100
Lo38-A_107	S-281117c-07	166	380	159	0,42	7,9504	0,1009	0,4053	0,0051	0,98	2255	18	2193	23	2225	11	99
Lo38-A_111	S-281117c-08	58	104	58	0,56	11,2271	0,1435	0,4835	0,0060	0,98	2542	18	2543	26	2542	12	100
Lo38-A_84	S-281117c-09	47	81	98	1,20	8,8756	0,1158	0,4340	0,0054	0,96	2327	19	2324	24	2325	12	100
Lo38-A_86	S-281117c-10	310	586	204	0,35	11,1054	0,1410	0,4802	0,0060	0,98	2536	17	2528	26	2532	12	100
Lo38-A_90	S-281117c-11	124	235	138	0,59	10,0763	0,1291	0,4569	0,0057	0,97	2455	18	2426	25	2442	12	99
Lo38-A_76	S-281117c-12	241	554	214	0,39	7,5271	0,0960	0,3994	0,0050	0,98	2186	18	2166	23	2176	11	100
Lo38-A_75	S-281117c-13	1033	2613	41	0,02	8,8078	0,1123	0,3919	0,0049	0,98	2487	18	2132	23	2318	12	93

Lo38-A (suite)

Lo38-A_70	S-281117c-14	236	465	232	0,50	10,5575	0,1350	0,4543	0,0057	0,97	2544	18	2414	25	2485	12	98
Lo38-A_55	S-281117c-15	337	1350	546	0,40	5,1938	0,0666	0,2374	0,0030	0,97	2442	18	1373	15	1852	11	76
Lo38-A_53	S-281117c-16	225	496	177	0,36	9,0188	0,1156	0,4073	0,0051	0,97	2462	18	2203	23	2340	12	95
Lo38-A_37	S-281117c-17	278	563	87	0,15	10,5753	0,1366	0,4709	0,0059	0,96	2486	18	2488	26	2487	12	100
Lo38-A_39	S-281117c-18	178	280	67	0,24	16,7938	0,2175	0,5742	0,0072	0,96	2922	17	2925	29	2923	12	100
Lo38-A_40	S-281117c-19	131	224	164	0,73	11,3149	0,1471	0,4833	0,0060	0,96	2556	18	2542	26	2549	12	100
Lo38-A_42	S-281117c-20	39	75	102	1,36	6,7605	0,0901	0,3808	0,0048	0,94	2081	20	2080	22	2081	12	100
Lo38-A_32	S-281117c-21	56	123	74	0,60	7,3195	0,0967	0,3958	0,0049	0,94	2153	19	2150	23	2151	12	100
Lo38-A_16	S-281117c-22	192	338	215	0,64	11,0872	0,1449	0,4807	0,0060	0,95	2531	18	2530	26	2531	12	100
Lo38-A_14	S-281117c-23	48	90	132	1,47	6,8966	0,0920	0,3846	0,0048	0,94	2099	20	2098	22	2098	12	100
Lo38-A_10	S-281117c-24	86	157	112	0,71	10,4496	0,1382	0,4680	0,0058	0,94	2476	19	2475	26	2476	12	100
Lo38-A_2	S-281117g-09	183	365	59	0,16	11,1897	0,1377	0,4750	0,0057	0,97	2566	17	2506	25	2539	11	99
Lo38-A_4	S-281117g-10	436	1128	109	0,10	6,9452	0,0855	0,3856	0,0046	0,97	2107	18	2102	21	2104	11	100
Lo38-A_5	S-281117g-11	216	329	111	0,34	17,1536	0,2117	0,5795	0,0069	0,97	2942	17	2947	28	2944	12	100
Lo38-A_7	S-281117g-12	307	587	180	0,31	11,0403	0,1366	0,4793	0,0057	0,97	2528	18	2524	25	2527	12	100
Lo38-A_9	S-281117g-13	44	75	23	0,31	13,4421	0,1701	0,5232	0,0063	0,95	2710	18	2713	27	2711	12	100
Lo38-A_17	S-281117g-14	119	218	116	0,53	11,0259	0,1380	0,4777	0,0057	0,96	2532	18	2517	25	2525	12	100
Lo38-A_30	S-281117g-15	84	195	125	0,64	6,5640	0,0829	0,3759	0,0045	0,95	2052	19	2057	21	2055	11	100
Lo38-A_29	S-281117g-16	259	675	217	0,32	6,6160	0,0828	0,3711	0,0045	0,96	2089	19	2035	21	2062	11	99
Lo38-A_25	S-281117g-17	71	137	96	0,70	9,2077	0,1173	0,4416	0,0053	0,95	2360	19	2358	24	2359	12	100
Lo38-A_31	S-281117g-18	82	113	41	0,37	21,2124	0,2699	0,6279	0,0076	0,95	3153	17	3141	30	3148	12	100
Lo38-A_33	S-281117g-19	244	447	101	0,23	12,5726	0,1601	0,4995	0,0060	0,95	2676	18	2612	26	2648	12	99
Lo38-A_34	S-281117g-20	185	295	75	0,25	16,3834	0,2093	0,5662	0,0068	0,94	2905	18	2892	28	2899	12	100
Lo38-A_35	S-281117g-21	253	344	115	0,33	21,6999	0,2778	0,6352	0,0077	0,94	3171	17	3170	30	3170	12	100
Lo38-A_24	S-281117g-22	409	692	253	0,37	13,9484	0,1791	0,5286	0,0064	0,94	2754	18	2736	27	2746	12	100
Lo38-A_12	S-281117g-23	247	459	90	0,20	12,1086	0,1562	0,5079	0,0061	0,93	2586	19	2648	26	2613	12	101
Lo38-A_26	S-281117g-24	83	148	61	0,41	12,1651	0,1586	0,4965	0,0060	0,93	2632	19	2599	26	2617	12	99

Annexe VII-Tableau 2 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Lo38-A*

Lo40-A

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Lo40-A_5a	S-281117a-01	155	220	162	0,74	16,2750	0,2152	0,5664	0,0074	0,99	2893	17	2893	30	2893	13	100
Lo40-A_5b	S-281117a-02	196	349	254	0,73	12,0454	0,1581	0,4605	0,0060	0,99	2740	17	2442	27	2608	12	95
Lo40-A_14	S-281117a-03	202	343	265	0,77	12,7186	0,1671	0,4804	0,0063	0,99	2760	17	2529	27	2659	12	96
Lo40-A_16	S-281117a-04	184	399	307	0,77	9,6656	0,1269	0,3777	0,0049	0,99	2704	17	2066	23	2403	12	89
Lo40-A_26	S-281117a-05	206	616	306	0,50	7,0230	0,0924	0,2811	0,0038	0,99	2664	17	1597	18	2114	12	79
Lo40-A_25	S-281117a-06	166	314	229	0,73	11,4595	0,1517	0,4387	0,0057	0,99	2737	17	2345	26	2561	12	94
Lo40-A_50b	S-281117a-07	171	280	206	0,73	13,6815	0,1802	0,5074	0,0066	0,99	2790	17	2646	28	2728	12	98
Lo40-A_49	S-281117a-08	129	200	121	0,61	15,0057	0,1979	0,5460	0,0071	0,99	2821	17	2808	30	2816	13	100
Lo40-A_71	S-281117a-09	208	336	134	0,40	14,3475	0,1900	0,5373	0,0070	0,99	2774	17	2772	30	2773	13	100
Lo40-A_56	S-281117a-10	132	406	195	0,48	6,3657	0,0845	0,2740	0,0036	0,99	2543	17	1561	18	2028	12	80
Lo40-A_74a	S-281117a-11	110	303	200	0,66	7,6072	0,1016	0,2978	0,0039	0,98	2701	17	1680	19	2186	12	81
Lo40-A_74b	S-281117a-12	84	132	84	0,63	13,9633	0,1868	0,5292	0,0070	0,98	2754	17	2738	29	2747	13	100
Lo40-A_93	S-281117a-13	158	270	204	0,76	12,5965	0,1680	0,4824	0,0063	0,98	2737	17	2538	28	2650	13	97
Lo40-A_88	S-281117a-14	65	108	41	0,37	14,4611	0,1933	0,5390	0,0071	0,98	2781	17	2779	30	2781	13	100
Lo40-A_93a	S-281117a-15	149	249	139	0,56	13,7563	0,1840	0,5082	0,0067	0,98	2796	17	2649	29	2733	13	98
Lo40-A_93b	S-281117a-15	130	416	175	0,42	6,4079	0,0860	0,2688	0,0035	0,98	2586	18	1535	18	2033	12	79
Lo40-A_78a	S-281117a-17	180	270	173	0,64	15,5092	0,2094	0,5551	0,0073	0,97	2848	17	2846	30	2847	13	100
Lo40-A_78b	S-281117a-18	104	170	56	0,33	15,1000	0,2054	0,5490	0,0072	0,97	2822	18	2821	30	2822	13	100
Lo40-A_99	S-281117a-19	76	126	56	0,44	13,8692	0,1882	0,5299	0,0070	0,97	2741	18	2741	29	2741	13	100
Lo40-A_104a	S-281117a-20	147	214	154	0,72	15,6095	0,2123	0,5567	0,0073	0,97	2853	18	2853	30	2853	13	100
Lo40-A_104b	S-281117a-21	193	295	204	0,69	14,7626	0,2021	0,5438	0,0072	0,96	2800	18	2800	30	2800	13	100
Lo40-A_105	S-281117a-22	161	306	206	0,67	11,3026	0,1540	0,4385	0,0058	0,97	2715	18	2344	26	2548	13	94
Lo40-A_108	S-281117a-23	115	186	128	0,69	13,6725	0,1871	0,5266	0,0070	0,96	2728	18	2727	29	2727	13	100
Lo40-A_120	S-281117a-24	132	283	134	0,47	10,7188	0,1468	0,4143	0,0055	0,96	2722	18	2235	25	2499	13	92
Lo40-A_161	S-281117d-01	151	321	233	0,73	9,7461	0,1216	0,3875	0,0048	0,99	2675	17	2111	22	2411	11	90
Lo40-A_155	S-281117d-02	57	86	36	0,42	16,8218	0,2111	0,5555	0,0069	0,98	2978	17	2848	28	2925	12	98
Lo40-A_129	S-281117d-03	202	323	236	0,73	13,7508	0,1714	0,5081	0,0063	0,99	2796	17	2648	27	2733	12	98
Lo40-A_141	S-281117d-04	163	438	452	1,03	7,0379	0,0881	0,3008	0,0037	0,98	2555	17	1695	18	2116	11	83
Lo40-A_142	S-281117d-05	151	239	194	0,81	13,7998	0,1725	0,5023	0,0062	0,99	2820	17	2624	27	2736	12	97
Lo40-A_147	S-281117d-06	136	219	146	0,67	13,9110	0,1742	0,5158	0,0064	0,98	2790	17	2681	27	2744	12	98
Lo40-A_132	S-281117d-07	182	579	526	0,91	6,3002	0,0789	0,2558	0,0032	0,98	2641	17	1468	16	2019	11	76
Lo40-A_138	S-281117d-09	120	341	208	0,61	6,9157	0,0877	0,2790	0,0035	0,97	2651	18	1586	17	2101	11	79
Lo40-A_112	S-281117d-10	221	656	347	0,53	6,9771	0,0885	0,2769	0,0034	0,97	2678	17	1576	17	2109	11	79
Lo40-A_114	S-281117d-11	245	673	193	0,29	8,3263	0,1053	0,3257	0,0040	0,98	2702	17	1818	20	2267	11	84
Lo40-A_118	S-281117d-12	141	215	143	0,67	15,0355	0,1908	0,5426	0,0067	0,97	2834	17	2795	28	2818	12	99
Lo40-A_119	S-281117d-13	143	344	244	0,71	8,4068	0,1069	0,3429	0,0042	0,97	2633	18	1900	20	2276	12	86

Lo40-A (suite 1/2)

Lo40-A_121	S-281117d-14	191	341	240	0,70	12,0268	0,1532	0,4603	0,0057	0,97	2738	17	2441	25	2607	12	95
Lo40-A_122	S-281117d-15	169	264	190	0,72	14,1999	0,1814	0,5198	0,0064	0,97	2811	17	2698	27	2763	12	98
Lo40-A_103	S-281117d-16	99	381	91	0,24	5,4303	0,0701	0,2430	0,0030	0,96	2478	18	1402	16	1890	11	76
Lo40-A_85	S-281117d-17	180	274	214	0,78	14,2751	0,1848	0,5287	0,0065	0,96	2792	18	2736	28	2768	12	99
Lo40-A_84	S-281117d-18	154	297	260	0,88	10,8024	0,1406	0,4150	0,0051	0,95	2732	18	2238	23	2506	12	92
Lo40-A_77	S-281117d-20	128	190	126	0,66	15,2010	0,1994	0,5502	0,0068	0,94	2830	18	2826	28	2828	13	100
Lo40-A_76	S-281117d-21	148	223	168	0,76	14,5413	0,1914	0,5394	0,0067	0,94	2790	18	2781	28	2786	13	100
Lo40-A_75	S-281117d-22	161	261	198	0,76	13,4134	0,1769	0,4989	0,0062	0,94	2785	18	2609	27	2709	12	97
Lo40-A_68	S-281117d-23	179	375	195	0,52	10,4996	0,1389	0,4086	0,0051	0,94	2711	18	2208	23	2480	12	91
Lo40-A_51	S-281117d-24	127	407	136	0,33	6,5398	0,0874	0,2781	0,0035	0,93	2563	19	1582	17	2051	12	80
Lo40-A_63	S-281117e-01	142	211	173	0,82	15,1114	0,1904	0,5490	0,0068	0,98	2823	17	2821	28	2822	12	100
Lo40-A_64	S-281117e-02	156	246	164	0,67	14,7493	0,1864	0,5254	0,0065	0,98	2855	17	2722	28	2799	12	98
Lo40-A_50a	S-281117e-03	157	242	211	0,87	14,4280	0,1824	0,5195	0,0064	0,98	2838	17	2697	27	2778	12	98
Lo40-A_33	S-281117e-04	177	477	237	0,50	8,0757	0,1019	0,3134	0,0039	0,98	2715	17	1758	19	2240	11	82
Lo40-A_37	S-281117e-05	152	223	159	0,71	15,7246	0,1978	0,5585	0,0069	0,98	2860	17	2861	29	2860	12	100
Lo40-A_40	S-281117e-06	123	251	146	0,58	10,1869	0,1286	0,4166	0,0051	0,98	2628	17	2245	23	2452	12	93
Lo40-A_42	S-281117e-07	161	238	158	0,66	15,6151	0,1963	0,5570	0,0069	0,98	2853	17	2854	28	2854	12	100
Lo40-A_45	S-281117e-08	207	433	431	1,00	9,9825	0,1255	0,3843	0,0047	0,98	2728	17	2096	23	2433	12	89
Lo40-A_34	S-281117e-09	200	321	276	0,86	13,1686	0,1658	0,4855	0,0059	0,97	2799	17	2551	26	2692	12	96
Lo40-A_46	S-281117e-10	111	536	176	0,33	3,6263	0,0458	0,1932	0,0023	0,97	2178	18	1139	13	1555	10	71
Lo40-A_48	S-281117e-11	137	216	151	0,70	13,9089	0,1760	0,5139	0,0063	0,96	2796	17	2673	27	2744	12	98
Lo40-A_28	S-281117e-12	156	253	184	0,73	13,4951	0,1708	0,4964	0,0061	0,96	2803	17	2598	26	2715	12	97
Lo40-A_2	S-281117e-15	219	374	240	0,64	13,5016	0,1719	0,4807	0,0058	0,95	2856	18	2530	25	2715	12	95
Lo40-A_126	S-281117e-17	102	156	114	0,73	14,7060	0,1884	0,5238	0,0063	0,94	2856	18	2715	27	2796	12	98
Lo40-A_140	S-281117e-18	199	417	262	0,63	10,4902	0,1349	0,3904	0,0047	0,94	2784	18	2125	22	2479	12	89
Lo40-A_128	S-281117e-19	102	161	112	0,70	13,5700	0,1749	0,5021	0,0061	0,93	2794	18	2623	26	2720	12	97
Lo40-A_131	S-281117e-20	152	224	178	0,79	14,8204	0,1909	0,5342	0,0064	0,93	2836	18	2759	27	2804	12	99
Lo40-A_130	S-281117e-21	143	648	335	0,52	4,13190	0,0533	0,1792	0,0022	0,93	2530	19	1063	12	1661	11	66
Lo40-A_133	S-281117e-22	101	296	189	0,64	7,2729	0,0949	0,2867	0,0035	0,92	2689	19	1625	17	2146	12	80
Lo40-A_134	S-281117e-23	145	370	224	0,61	7,7877	0,1010	0,3189	0,0382	0,92	2626	19	1784	19	2207	12	84
Lo40-A_135	S-281117e-24	125	258	142	0,55	9,9345	0,1293	0,3902	0,0047	0,92	2695	19	2124	22	2429	12	90
Lo40-A_125	S-281117f-01	128	280	124	0,44	10,9945	0,1374	0,3992	0,0049	0,98	2824	17	2165	22	2523	12	89
Lo40-A_111	S-281117f-03	98	317	137	0,43	6,0424	0,0756	0,2741	0,0033	0,97	2455	18	1562	17	1982	11	81
Lo40-A_98	S-281117f-04	126	286	118	0,41	9,8584	0,1232	0,3956	0,0048	0,97	2660	17	2149	22	2422	12	91
Lo40-A_100	S-281117f-05	140	224	158	0,71	14,0459	0,1753	0,5164	0,0063	0,97	2804	17	2684	27	2753	12	98
Lo40-A_101	S-281117f-06	112	228	128	0,56	10,3568	0,1296	0,4143	0,0050	0,97	2665	17	2235	23	2467	12	93
Lo40-A_102	S-281117f-07	182	543	530	0,98	7,0120	0,0874	0,2743	0,0033	0,97	2702	17	1563	17	2113	11	78
Lo40-A_106	S-281117f-08	111	172	101	0,59	15,0774	0,1883	0,5339	0,0065	0,97	2865	17	2758	27	2820	12	98
Lo40-A_116	S-281117f-09	163	288	214	0,74	12,4815	0,1558	0,4613	0,0056	0,96	2796	17	2445	25	2641	12	94
Lo40-A_117	S-281117f-10	131	215	136	0,63	13,3968	0,1678	0,5061	0,0061	0,96	2760	17	2640	26	2708	12	98
Lo40-A_107	S-281117f-11	151	232	184	0,79	14,3903	0,1800	0,5239	0,0063	0,96	2820	17	2716	27	2776	12	98

Lo40-A (suite 2/2)

Lo40-A_89	S-281117f-12	163	295	210	0,71	11,9937	0,1497	0,4472	0,0054	0,96	2781	17	2383	24	2604	12	94
Lo40-A_91-2	S-281117f-12	154	410	197	0,48	8,0680	0,1008	0,3147	0,0038	0,96	2708	18	1763	18	2239	11	83
Lo40-A_91-1	S-281117f-14	113	203	153	0,75	11,6753	0,1470	0,4518	0,0054	0,95	2720	18	2403	24	2579	12	95
Lo40-A_92	S-281117f-16	147	282	164	0,58	11,7023	0,1469	0,4340	0,0052	0,95	2790	18	2324	23	2581	12	93
Lo40-A_81	S-281117f-17	137	203	117	0,57	15,4089	0,1942	0,5531	0,0066	0,94	2843	18	2838	27	2841	12	100
Lo40-A_83	S-281117f-18	131	241	173	0,72	11,7412	0,1484	0,4356	0,0052	0,94	2789	18	2331	23	2584	12	93
Lo40-A_86	S-281117f-19	162	269	215	0,80	12,9766	0,1643	0,4755	0,0057	0,94	2809	18	2508	25	2678	12	95
Lo40-A_73	S-281117f-20	143	247	142	0,58	13,0844	0,1657	0,4753	0,0056	0,94	2824	18	2507	25	2686	12	95
Lo40-A_72	S-281117f-21	150	290	167	0,57	11,4433	0,1458	0,4318	0,0051	0,93	2761	18	2314	23	2560	12	93
Lo40-A_94	S-281117f-22	135	312	140	0,45	9,4337	0,1205	0,3669	0,0044	0,93	2711	19	2015	21	2381	12	88
Lo40-A_95	S-281117f-23	168	330	226	0,69	11,0902	0,1415	0,4129	0,0049	0,93	2783	18	2228	22	2531	12	91
Lo40-A_97	S-281117g-01	139	466	173	0,37	6,5250	0,0793	0,2641	0,0032	0,98	2646	17	1511	16	2049	11	77
Lo40-A_18	S-281117g-02	127	295	161	0,55	9,6141	0,1169	0,3730	0,0045	0,98	2716	17	2044	21	2399	11	88
Lo40-A_35	S-281117g-04	158	267	234	0,88	12,7131	0,1548	0,4753	0,0057	0,98	2776	17	2507	25	2659	11	96
Lo40-A_36	S-281117g-05	170	800	200	0,25	4,4788	0,0550	0,1933	0,0023	0,97	2539	18	1139	12	1727	10	68
Lo40-A_39	S-281117g-06	88	298	98	0,33	6,7368	0,0840	0,2601	0,0031	0,96	2721	18	1493	16	2078	11	76
Lo40-A_55	S-281117g-07	164	322	231	0,72	10,9916	0,1345	0,4138	0,0050	0,98	2765	17	2232	23	2522	11	91
Lo40-A_54	S-281117g-08	138	290	215	0,74	10,0826	0,1240	0,3885	0,0047	0,97	2727	17	2116	22	2442	11	90

Annexe VII-Tableau 3 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Lo40-A*

Lo45

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Lo45_20b	S-271117b-01	246	1153	603	0,52	2,8773	0,0348	0,1960	0,0023	0,98	1741	19	1154	12	1376	9	79
Lo45_16	S-271117b-03	167	470	134	0,29	5,8833	0,0714	0,3444	0,0041	0,97	2013	18	1908	20	1959	11	97
Lo45_15	S-271117b-04	240	1242	442	0,36	2,6182	0,0318	0,1841	0,0022	0,98	1682	19	1090	12	1306	9	78
Lo45_13	S-271117b-05	222	1054	950	0,90	2,9925	0,0365	0,1971	0,0023	0,97	1802	19	1160	13	1406	9	78
Lo45_6	S-271117b-06	224	1021	260	0,25	3,2573	0,0400	0,2120	0,0025	0,97	1824	19	1239	13	1471	10	81
Lo45_8	S-271117b-07	200	932	325	0,35	3,0300	0,0372	0,2031	0,0024	0,97	1769	19	1192	13	1415	9	80
Lo45_32b	S-271117b-09	253	1284	563	0,44	2,6970	0,0335	0,1859	0,0022	0,96	1719	20	1099	12	1328	9	77
Lo45_53	S-271117b-11	263	1410	836	0,59	2,4814	0,0310	0,1752	0,0021	0,96	1674	20	1041	12	1267	9	76
Lo45_59a	S-271117b-12	256	1382	711	0,51	2,5058	0,0314	0,1737	0,0021	0,96	1708	20	1032	11	1274	9	75
Lo45_59b	S-271117b-13	227	1143	594	0,52	2,7385	0,0344	0,1877	0,0023	0,95	1729	20	1109	12	1339	9	77
Lo45_79	S-271117b-14	201	613	67	0,11	5,6952	0,0723	0,3283	0,0040	0,95	2041	19	1830	19	1931	11	95
Lo45_77	S-271117b-15	27	49	22	0,45	11,3403	0,1475	0,4822	0,0058	0,93	2563	19	2537	25	2552	12	100
Lo45_73b	S-271117b-17	229	911	148	0,16	4,0936	0,0531	0,2507	0,0030	0,94	1933	20	1442	16	1653	11	86
Lo45_73a	S-271117b-18	166	492	75	0,15	5,7689	0,0753	0,3366	0,0041	0,93	2019	20	1870	20	1942	11	96
Lo45_45	S-271117b-19	169	908	335	0,37	2,6465	0,0347	0,1824	0,0022	0,93	1719	21	1080	12	1314	10	76
Lo45_42b	S-271117b-20	235	1329	623	0,47	2,3769	0,0311	0,1680	0,0020	0,93	1672	21	1001	11	1236	9	74
Lo45_42a	S-271117b-21	202	1023	565	0,55	2,7271	0,0360	0,1850	0,0023	0,92	1748	21	1094	12	1336	10	76
Lo45_88	S-271117b-23	125	318	153	0,48	6,3552	0,0847	0,3638	0,0044	0,92	2053	20	2000	21	2026	12	99
Lo45_95	S-271117b-24	94	255	93	0,36	6,1351	0,0823	0,3522	0,0043	0,91	2048	20	1945	21	1995	12	97
Lo45_21	S-271117d-01	257	1358	412	0,30	2,7182	0,0349	0,1869	0,0023	0,96	1723	20	1105	12	1333	10	77
Lo45_12	S-271117d-02	187	792	366	0,46	3,5250	0,0452	0,2283	0,0028	0,96	1832	19	1326	15	1533	10	84
Lo45_6	S-271117d-03	248	968	811	0,84	3,4841	0,0447	0,2267	0,0028	0,96	1824	20	1317	15	1524	10	84
Lo45_5	S-271117d-04	208	708	93	0,13	5,0886	0,0657	0,3003	0,0037	0,95	1999	19	1693	18	1834	11	92
Lo45_1	S-271117d-05	107	280	59	0,21	6,6210	0,0849	0,3762	0,0046	0,95	2066	19	2058	22	2062	11	100
Lo45_17a	S-271117d-07	263	1248	305	0,24	3,1718	0,0407	0,2075	0,0025	0,95	1815	20	1215	13	1450	10	80
Lo45_30a	S-271117d-08	199	1188	362	0,30	2,2799	0,0291	0,1638	0,0020	0,95	1642	20	978	11	1206	9	81
Lo45_93	S-271117d-09	183	681	130	0,19	4,3421	0,0554	0,2674	0,0032	0,94	1923	20	1528	16	1701	11	88
Lo45_85	S-271117d-10	185	609	75	0,12	5,1200	0,0653	0,3050	0,0037	0,94	1983	20	1716	18	1839	11	93
Lo45_81	S-271117d-12	252	1478	516	0,35	2,3823	0,0304	0,1680	0,0020	0,94	1676	20	1001	11	1237	9	74
Lo45_66	S-271117d-13	173	576	169	0,29	4,8785	0,0633	0,2934	0,0035	0,92	1965	20	1659	18	1799	11	92

Lo45 (suite)

Lo45_76	S-271117d-14	164	662	238	0,36	3,8164	0,0490	0,2417	0,0029	0,93	1873	20	1396	15	1596	10	85
Lo45_57	S-271117d-15	132	435	89	0,21	4,9592	0,0640	0,2989	0,0036	0,92	1961	20	1686	18	1812	11	92
Lo45_75	S-271117d-17	126	421	109	0,26	4,7016	0,0614	0,2849	0,0034	0,91	1952	21	1616	17	1768	11	91
Lo45_51	S-271117d-18	254	1251	623	0,50	2,7022	0,0352	0,1859	0,0022	0,90	1721	21	1099	12	1329	10	77
Lo45_46	S-271117d-19	226	1043	442	0,42	2,9507	0,0387	0,1977	0,0023	0,90	1770	22	1163	13	1395	10	79
Lo45_28	S-271117d-20	91	209	127	0,61	6,5292	0,0858	0,3746	0,0044	0,90	2049	21	2051	21	2050	12	100
Lo45_41	S-271117d-24	235	1155	691	0,60	2,6162	0,0347	0,1827	0,0021	0,88	1694	22	1082	12	1305	10	77

Annexe VII-Tableau 4 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Lo45*

Blg14

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Blg14_14	S-271117a-01	87	203	132	0,65	6,4026	0,0814	0,3723	0,0046	0,96	2025	19	2040	21	2033	11	101
Blg14_15	S-271117a-02	158	395	147	0,37	6,4664	0,0810	0,3724	0,0046	0,98	2042	18	2041	21	2041	11	100
Blg14_47a	S-271117a-03	418	1032	347	0,34	6,4773	0,0807	0,3728	0,0046	0,98	2044	18	2043	21	2043	11	100
Blg14_47b	S-271117a-04	501	1252	420	0,34	6,4659	0,0809	0,3728	0,0046	0,98	2040	18	2043	21	2041	11	100
Blg14_60	S-271117a-05	518	1607	221	0,14	5,479	0,069	0,3175	0,039	0,98	2031	18	1778	19	1897	11	88
Blg14_60b	S-271117a-06	480	1191	509	0,43	6,4844	0,0815	0,3725	0,0046	0,97	2047	18	2041	21	2044	11	100
Blg14_58b	S-271117a-07	239	590	232	0,39	6,4531	0,0814	0,3730	0,0046	0,97	2036	19	2043	21	2040	11	100
Blg14_58a	S-271117a-08	184	460	160	0,35	6,5281	0,0826	0,3729	0,0046	0,97	2057	19	2043	22	2050	11	99
Blg14_107	S-271117a-09	231	591	155	0,26	6,5083	0,0827	0,3718	0,0046	0,97	2057	19	2038	21	2047	11	99
Blg14_1	S-271117a-10	573	1419	590	0,42	6,4323	0,0826	0,3728	0,0046	0,96	2031	19	2042	22	2037	11	101
Blg14_6	S-271117a-11	390	983	330	0,34	6,5297	0,0841	0,3731	0,0046	0,96	2056	19	2044	22	2050	11	99
Blg14_10	S-271117a-12	87	205	124	0,61	6,6265	0,0877	0,3728	0,0046	0,94	2084	20	2043	22	2063	12	98
Blg14_27	S-271117a-14	420	1087	268	0,25	6,5238	0,0850	0,3726	0,0046	0,95	2057	19	2041	22	2049	11	99
Blg14_41	S-271117a-15	245	701	288	0,41	5,7598	0,0754	0,3336	0,0041	0,95	2032	19	1856	20	1940	11	91
Blg14_43	S-271117a-16	503	1264	585	0,46	6,4761	0,0853	0,3709	0,0046	0,94	2052	19	2034	22	2043	12	99
Blg14_23	S-271117a-17	174	428	230	0,54	6,5372	0,0876	0,3708	0,0046	0,93	2069	20	2033	22	2051	12	98
Blg14_48	S-271117a-18	355	905	365	0,40	6,4952	0,0874	0,3713	0,0046	0,93	2056	20	2035	22	2045	12	99
Blg14_60a	S-271117a-20	279	743	140	0,19	6,5149	0,0886	0,3732	0,0047	0,92	2052	20	2044	22	2048	12	100
Blg14_70	S-271117a-21	332	842	340	0,40	6,5899	0,0901	0,3720	0,0047	0,92	2078	20	2039	22	2058	12	98
Blg14_73	S-271117a-22	348	905	278	0,31	6,4224	0,0880	0,3676	0,0046	0,92	2053	20	2018	22	2035	12	98
Blg14_71	S-271117a-23	428	1224	430	0,35	5,7901	0,0799	0,3345	0,0042	0,91	2037	20	1860	20	1945	12	91
Blg14_99	S-271117a-24	154	364	248	0,68	6,5540	0,0915	0,3709	0,0047	0,90	2073	21	2034	22	2053	12	98

Annexe VII-Tableau 5 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Blg14*

Bla2

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Bla2_14	S-120218c-01	149,4	314,7	238,8	0,76	9,2640	0,1121	0,4078	0,0048	0,96	2505	18	2205	22	2365	11	94
Bla2_13	S-120218c-02	195	688	74	0,11	5,0622	0,0614	0,2820	0,0033	0,96	2101	19	1602	17	1830	10	87
Bla2_12	S-120218c-03	73,8	173,7	123,5	0,71	6,3674	0,0773	0,3666	0,0043	0,96	2043	19	2013	20	2028	11	99
Bla2_10	S-120218c-04	200,0	561,5	64,8	0,12	6,3464	0,0763	0,3563	0,0041	0,97	2087	18	1964	20	2025	11	97
Bla2_1	S-120218c-05	311,9	581,0	292,1	0,50	11,9682	0,1434	0,4675	0,0054	0,97	2705	17	2472	24	2602	11	96
Bla2_16	S-120218c-07	114,9	256,0	96,3	0,38	8,3291	0,1005	0,4133	0,0048	0,96	2302	18	2230	22	2268	11	99
Bla2_43	S-120218c-09	249,6	739,1	9,5	0,01	6,0053	0,0725	0,3462	0,0040	0,96	2040	19	1917	19	1977	11	97
Bla2_44	S-120218c-10	92,6	205,3	98,3	0,48	8,4428	0,1028	0,4046	0,0047	0,95	2361	18	2190	22	2280	11	97
Bla2_45	S-120218c-11	252,9	800,0	60,0	0,08	5,5879	0,0678	0,3177	0,0037	0,95	2065	19	1779	18	1914	10	93
Bla2_42	S-120218c-12	368,2	957,6	112,1	0,12	8,3225	0,1007	0,3709	0,0043	0,95	2485	18	2034	20	2267	11	91
Bla2_41	S-120218c-13	170,5	538,6	23,2	0,04	5,5716	0,0687	0,3206	0,0037	0,94	2044	19	1793	18	1912	11	94
Bla2_40	S-120218c-14	33,7	62,0	36,6	0,59	10,7440	0,1341	0,4669	0,0054	0,93	2527	19	2470	24	2501	12	99
Bla2_27	S-120218c-15	459	1793	338	0,19	4,6597	0,0569	0,2484	0,0029	0,94	2178	18	1430	15	1760	10	81
Bla2_38	S-120218c-17	87,1	220,6	79,6	0,36	6,5173	0,0812	0,3617	0,0042	0,93	2108	20	1990	20	2048	11	97
Bla2_37	S-120218c-19	94,9	207,7	103,6	0,50	9,8260	0,1224	0,4047	0,0047	0,92	2617	19	2191	21	2419	11	92
Bla2_36	S-120218c-20	212,3	607,9	8,2	0,01	6,1330	0,0764	0,3539	0,0041	0,92	2039	20	1953	19	1995	11	98
Bla2_19	S-120218c-21	218,2	649,6	57,9	0,09	5,7730	0,0722	0,3339	0,0038	0,92	2035	20	1857	19	1942	11	95
Bla2_18	S-120218c-22	271,9	552,9	133,2	0,24	11,3962	0,1425	0,4448	0,0051	0,92	2706	19	2372	23	2556	12	94
Bla2_46	S-120218c-23	534,3	1345,7	842,6	0,63	6,3290	0,0795	0,3442	0,0040	0,91	2143	20	1907	19	2023	11	94
Bla2_60	S-120218c-24	333,9	873,9	610,7	0,70	5,5934	0,0705	0,3229	0,0037	0,91	2038	20	1804	18	1915	11	94
Bla2_49	S-120218e-03	107,6	271,2	117,7	0,43	6,3346	0,0818	0,3672	0,0046	0,97	2031	19	2016	22	2023	11	100
Bla2_51	S-120218e-04	222,9	491,4	307,5	0,63	8,3219	0,1072	0,3928	0,0049	0,97	2387	18	2136	23	2267	12	95
Bla2_53	S-120218e-06	110,0	255,9	206,9	0,81	6,2214	0,0803	0,3444	0,0043	0,97	2112	19	1908	21	2008	11	95
Bla2_68	S-120218e-07	131,5	325,1	138,1	0,42	6,4328	0,0831	0,3729	0,0047	0,97	2031	19	2043	22	2037	11	100
Bla2_55	S-120218e-08	381,9	537,7	890,5	1,66	12,4259	0,1597	0,5055	0,0063	0,97	2637	18	2638	27	2637	12	100
Bla2_71	S-120218e-10	487,5	1095,9	489,8	0,45	7,4958	0,0967	0,4002	0,0050	0,96	2175	19	2170	23	2173	12	100
Bla2_70	S-120218e-11	344,9	955,5	68,7	0,07	6,2858	0,0814	0,3610	0,0045	0,96	2047	19	1987	21	2017	11	98
Bla2_56	S-120218e-12	153,4	406,9	48,4	0,12	6,4904	0,0845	0,3725	0,0046	0,95	2048	19	2041	22	2045	11	100
Bla2_82	S-120218e-13	265,2	667,7	68,8	0,10	7,0607	0,0918	0,3898	0,0048	0,95	2117	19	2122	22	2119	12	100
Bla2_81	S-120218e-14	204,5	599,3	45,9	0,08	5,8694	0,0772	0,3407	0,0042	0,94	2028	20	1890	20	1957	11	96
Bla2_80	S-120218e-15	227,2	521,7	316,9	0,61	6,6932	0,0878	0,3787	0,0047	0,94	2074	19	2070	22	2072	12	100
Bla2_79	S-120218e-16	203,2	590,5	52,3	0,09	5,8890	0,0781	0,3414	0,0042	0,93	2031	20	1893	20	1960	12	96
Bla2_83	S-120218e-17	207,6	599,6	50,9	0,08	5,9206	0,0786	0,3433	0,0042	0,93	2030	20	1903	20	1964	12	97
Bla2_121	S-120218e-18	157,3	378,2	175,9	0,47	6,5396	0,0872	0,3734	0,0046	0,92	2057	20	2046	22	2051	12	100
Bla2_120	S-120218e-19	95,7	224,1	130,2	0,58	6,5202	0,0882	0,3727	0,0046	0,91	2055	21	2042	22	2049	12	100
Bla2_119	S-120218e-20	284,6	422,8	101,6	0,24	18,5892	0,2486	0,5884	0,0072	0,92	3046	18	2983	29	3021	13	99
Bla2_124	S-120218e-22	56,8	80,8	93,6	1,16	13,7781	0,1930	0,5180	0,0064	0,89	2767	20	2691	27	2735	13	99

Bla2 (suite)

Bla2_123	S-120218e-23	194,3	426,4	351,6	0,82	6,4472	0,0880	0,3737	0,0046	0,90	2031	21	2047	22	2039	12	100
Bla2_122	S-120218e-24	259,7	665,7	130,1	0,20	6,5007	0,0884	0,3732	0,0046	0,90	2047	21	2045	21	2046	12	100

Annexe VII-Tableau 6 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Bla2*

Bla4

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	(%)
Bla4_111a	S-130218a-01	152	389	149	0,38	6,3635	0,0780	0,3643	0,0043	0,97	2053	19	2003	21	2027	11	99
Bla4_111b	S-130218a-02	98	260	80	0,31	6,2369	0,0771	0,3594	0,0043	0,97	2041	19	1979	20	2010	11	98
Bla4_120	S-130218a-03	115	310	79	0,26	6,2684	0,0773	0,3599	0,0043	0,97	2048	19	1982	20	2014	11	98
Bla4_112b	S-130218a-04	99	261	86	0,33	6,2979	0,0780	0,3622	0,0043	0,97	2045	19	1993	20	2018	11	99
Bla4_112a	S-130218a-05	99	251	89	0,35	6,5375	0,0811	0,3716	0,0044	0,96	2065	19	2037	21	2051	11	99
Bla4_122	S-130218a-06	109	293	69	0,24	6,3366	0,0788	0,3615	0,0043	0,96	2059	19	1989	20	2024	11	98
Bla4_123b-1	S-130218a-07	45	117	31	0,27	6,5398	0,0824	0,3740	0,0045	0,95	2055	19	2048	21	2051	11	100
Bla4_124	S-130218a-08	144	375	86	0,23	6,5699	0,0817	0,3736	0,0045	0,96	2065	19	2046	21	2055	11	100
Bla4_123b-2	S-130218a-09	55	142	39	0,28	6,4956	0,0826	0,3739	0,0045	0,95	2043	19	2048	21	2045	11	100
Bla4_115	S-130218a-10	100	272	73	0,27	6,2848	0,0796	0,3583	0,0043	0,95	2060	19	1974	21	2016	11	98
Bla4_125	S-130218a-11	120	321	105	0,33	6,2670	0,0795	0,3592	0,0043	0,95	2051	19	1978	21	2014	11	98
Bla4_116	S-130218a-12	80	222	60	0,27	6,1439	0,0786	0,3487	0,0042	0,94	2068	19	1928	20	1997	11	97
Bla4_126	S-130218a-13	118	321	95	0,30	6,2050	0,0794	0,3562	0,0043	0,95	2048	19	1964	20	2005	11	98
Bla4_127	S-130218a-14	131	344	144	0,42	6,2781	0,0804	0,3579	0,0043	0,95	2060	19	1972	21	2015	11	98
Bla4_128	S-130218a-15	87	237	62	0,26	6,2919	0,0813	0,3587	0,0044	0,94	2060	20	1976	21	2017	11	98
Bla4_107	S-130218a-16	89	240	62	0,26	6,3390	0,0822	0,3635	0,0044	0,94	2050	20	1999	21	2024	11	99
Bla4_100	S-130218a-17	53	138	38	0,28	6,5234	0,0864	0,3725	0,0046	0,92	2057	20	2041	21	2049	12	100
Bla4_101	S-130218a-18	88	228	74	0,32	6,5415	0,0866	0,3746	0,0046	0,92	2053	20	2051	21	2052	12	100
Bla4_104	S-130218a-19	90	236	62	0,26	6,5042	0,0864	0,3749	0,0046	0,92	2041	20	2052	21	2047	12	100
Bla4_64	S-130218a-20	54	135	62	0,46	6,5093	0,0903	0,3743	0,0046	0,89	2045	21	2050	22	2047	12	100
Bla4_52	S-130218a-21	88	215	113	0,52	6,5451	0,0879	0,3746	0,0046	0,91	2053	20	2051	22	2052	12	100
Bla4_54	S-130218a-22	137	366	108	0,30	6,3855	0,0858	0,3655	0,0045	0,91	2053	20	2008	21	2030	12	99
Bla4_57	S-130218a-23	131	331	187	0,56	6,2776	0,0849	0,3615	0,0044	0,91	2042	21	1989	21	2015	12	99
Bla4_1	S-130218b-01	180	401	300	0,75	6,4680	0,0802	0,3744	0,0045	0,97	2033	19	2050	21	2042	11	100
Bla4_2	S-130218b-02	161	399	140	0,35	6,4506	0,0800	0,3730	0,0045	0,97	2035	19	2043	21	2039	11	100

Bla4 (suite)

Bla4_14	S-130218b-03	132	328	110	0,33	6,4584	0,0805	0,3733	0,0045	0,97	2036	19	2045	21	2040	11	100
Bla4_16	S-130218b-05	267	561	78	0,14	9,7500	0,1217	0,4517	0,0055	0,97	2419	18	2403	24	2411	11	100
Bla4_5	S-130218b-07	132	331	92	0,28	6,5101	0,0834	0,3735	0,0045	0,95	2049	19	2046	21	2047	11	100
Bla4_17	S-130218b-08	125	297	171	0,57	6,4068	0,0812	0,3669	0,0045	0,96	2052	19	2015	21	2033	11	99
Bla4_23	S-130218b-09	158	404	103	0,25	6,4964	0,0839	0,3735	0,0046	0,95	2045	19	2046	21	2045	11	100
Bla4_24	S-130218b-10	126	319	87	0,27	6,4576	0,0841	0,3753	0,0046	0,94	2026	20	2054	22	2040	11	101
Bla4_38	S-130218b-12	121	300	171	0,57	6,2320	0,0815	0,3571	0,0044	0,94	2051	20	1968	21	2009	11	98
Bla4_26	S-130218b-13	131	345	121	0,35	6,1616	0,0809	0,3551	0,0044	0,94	2041	20	1959	21	1999	11	98
Bla4_27	S-130218b-14	119	319	90	0,28	6,2540	0,0827	0,3563	0,0044	0,93	2061	20	1965	21	2012	12	98
Bla4_40	S-130218b-15	64	160	77	0,48	6,4268	0,0861	0,3659	0,0045	0,92	2063	20	2010	21	2036	12	99
Bla4_28	S-130218b-16	77	216	23	0,11	6,2548	0,0839	0,3585	0,0044	0,92	2051	20	1975	21	2012	12	98
Bla4_82	S-130218b-17	129	303	199	0,66	6,5450	0,0895	0,3715	0,0046	0,91	2068	21	2036	22	2052	12	99
Bla4_83	S-130218b-18	86	219	78	0,35	6,3372	0,0876	0,3643	0,0045	0,90	2046	21	2002	21	2024	12	99
Bla4_84	S-130218b-19	165	410	175	0,43	6,4809	0,0897	0,3736	0,0047	0,90	2041	21	2046	22	2043	12	100
Bla4_85	S-130218b-20	70	169	92	0,54	6,5468	0,0919	0,3740	0,0047	0,89	2057	21	2048	22	2052	12	100
Bla4_86	S-130218b-21	104	260	136	0,52	6,3420	0,0892	0,3657	0,0046	0,89	2040	21	2009	22	2024	12	99
Bla4_87	S-130218b-22	85	202	149	0,74	6,3663	0,0906	0,3647	0,0046	0,88	2052	21	2004	22	2028	12	99
Bla4_78	S-130218b-23	104	259	119	0,46	6,5625	0,0936	0,3713	0,0047	0,88	2073	21	2036	22	2054	13	99
Bla4_75	S-130218b-24	99	247	119	0,48	6,5543	0,0947	0,3722	0,0047	0,87	2067	22	2040	22	2053	13	99

Annexe VII-Tableau 7 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Bla4*

Sar9-B

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Sar8-B_102	S-271117c-03	221	518	335	0,65	6,4984	0,0824	0,3738	0,0047	0,98	2044	18	2047	22	2046	11	100
Sar8-B_100	S-271117c-04	205	508	231	0,45	6,4394	0,0816	0,3725	0,0046	0,98	2034	18	2041	22	2038	11	100
Sar8-B_110	S-271117c-05	164	235	96	0,41	17,9742	0,2276	0,5894	0,0073	0,98	2989	17	2987	30	2988	12	100
Sar8-B_96	S-271117c-09	262	693	181	0,26	6,2800	0,0807	0,3593	0,0044	0,96	2054	19	1979	21	2016	11	98
Sar8-B_83	S-271117c-11	297	1008	126	0,12	4,8839	0,0624	0,2909	0,0036	0,96	1982	19	1646	18	1800	11	91
Sar8-B_74b	S-271117c-12	455	2001	384	0,19	3,3088	0,0423	0,2219	0,0027	0,96	1769	20	1292	14	1483	10	84
Sar8-B_74a	S-271117c-13	353	1212	458	0,38	4,4244	0,0569	0,2705	0,0033	0,95	1936	20	1543	17	1717	11	89
Sar8-B_60b	S-271117c-14	257	1179	165	0,14	3,2817	0,0420	0,2164	0,0026	0,95	1800	20	1263	14	1477	10	82
Sar8-B_60a	S-271117c-15	356	1226	487	0,40	4,3320	0,0556	0,2645	0,0032	0,95	1939	20	1513	16	1700	11	88
Sar8-B_53	S-271117c-16	335	1390	343	0,25	3,4920	0,0449	0,2315	0,0028	0,95	1790	20	1342	15	1525	10	85
Sar8-B_35	S-271117c-17	406	1535	499	0,32	3,8369	0,0498	0,2464	0,003	0,93	1847	20	1420	15	1601	10	87
Sar8-B_34	S-271117c-18	181	439	194	0,44	6,4957	0,0845	0,3727	0,0045	0,93	2049	20	2042	21	2045	11	100
Sar8-B_23b	S-271117c-19	107	275	54	0,20	6,4555	0,0849	0,3722	0,0045	0,92	2041	20	2040	21	2040	12	100
Sar8-B_23a	S-271117c-20	157	409	186	0,46	5,9464	0,0787	0,3432	0,0042	0,91	2039	20	1902	20	1968	12	97
Sar8-B_10	S-271117c-22	166	380	253	0,67	6,5532	0,0863	0,3728	0,0045	0,91	2064	20	2043	21	2053	12	99
Sar8-B_9	S-271117c-23	161	381	198	0,52	6,4920	0,0858	0,3719	0,0045	0,91	2052	21	2038	21	2045	12	100
Sar8-B_2	S-271117c-24	219	555	209	0,38	6,2398	0,0827	0,3597	0,0043	0,91	2041	21	1981	20	2010	12	98
Sar8-B_116	S-271117e-02	191	451	265	0,59	6,4958	0,0777	0,3733	0,0043	0,97	2046	18	2045	20	2045	11	100
Sar8-B_117	S-271117e-03	190	464	172	0,37	6,9455	0,0838	0,3629	0,0042	0,96	2213	18	1996	20	2105	11	95
Sar8-B_109	S-271117e-08	345	1414	408	0,29	3,5101	0,0422	0,2298	0,0027	0,97	1812	19	1334	14	1530	9	84
Sar8-B_107	S-271117e-09	245	783	81	0,10	5,2719	0,0641	0,3104	0,0036	0,96	2003	19	1743	18	1864	10	93
Sar8-B_108	S-271117e-10	79	142	77	0,54	12,0321	0,1474	0,4965	0,0058	0,95	2613	18	2599	25	2607	11	100
Sar8-B_106	S-271117e-11	84	213	74	0,35	6,5189	0,0804	0,3713	0,0043	0,95	2062	19	2036	20	2049	11	99
Sar8-B_95	S-271117e-12	373	1440	411	0,29	3,8344	0,0471	0,2486	0,0029	0,95	1830	20	1432	15	1600	10	87
Sar8-B_85	S-271117e-19	304	1392	289	0,21	3,1776	0,0404	0,2151	0,0025	0,92	1752	20	1256	13	1452	10	83
Sar8-B_87	S-271117e-20	211	527	180	0,34	6,5171	0,0836	0,3725	0,0044	0,91	2055	20	2041	21	2048	11	100
Sar8-B_76	S-271117e-23	366	1585	458	0,29	3,4067	0,0441	0,2233	0,0026	0,91	1810	21	1299	14	1506	10	83

Annexe VII-Tableau 8 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Sar9-B.*

Bik2

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Bik2_1	S-071217g-01	72	183	52	0,28	6,6764	0,0863	0,3773	0,0047	0,96	2076	19	2064	22	2070	11	100
Bik2_18	S-071217g-02	110	288	476	1,65	5,2366	0,0673	0,3001	0,0037	0,96	2051	19	1692	18	1859	11	91
Bik2_20	S-071217g-04	94	162	85	0,53	12,7136	0,1627	0,5105	0,0063	0,96	2659	18	2659	27	2659	12	100
Bik2_5	S-071217g-05	120	234	363	1,56	6,5733	0,0844	0,3754	0,0046	0,96	2057	19	2055	22	2056	11	100
Bik2_6	S-071217g-06	127	267	288	1,08	6,6541	0,0853	0,3777	0,0047	0,96	2068	19	2066	22	2067	11	100
Bik2_25	S-071217g-08	16	33	41	1,23	6,6343	0,0914	0,3776	0,0047	0,90	2063	21	2065	22	2064	12	100
Bik2_11	S-071217g-11	65	196	111	0,57	4,9698	0,0660	0,3000	0,0037	0,93	1959	20	1691	18	1814	11	93
Bik2_30	S-071217g-12	76	180	125	0,70	6,4546	0,0854	0,3583	0,0044	0,93	2107	20	1974	21	2040	12	97
Bik2_31	S-071217g-13	35	80	47	0,59	6,8851	0,0930	0,3847	0,0047	0,91	2095	21	2098	22	2097	12	100
Bik2_32	S-071217g-14	269	554	387	0,70	7,9993	0,1037	0,4135	0,0051	0,94	2231	19	2231	23	2231	12	100
Bik2_33	S-071217g-15	74	136	237	1,74	6,5870	0,0878	0,3765	0,0046	0,92	2056	20	2060	22	2058	12	100
Bik2_61	S-071217g-16	228	250	281	1,12	31,0900	0,4049	0,6775	0,0083	0,94	3630	17	3335	32	3522	13	97
Bik2_59	S-071217g-17	62	142	104	0,74	6,4553	0,0869	0,3732	0,0046	0,91	2036	21	2044	21	2040	12	100
Bik2_45	S-071217g-18	152	320	356	1,11	6,5509	0,0878	0,3748	0,0046	0,91	2054	21	2052	21	2053	12	100
Bik2_56	S-071217g-20	95	241	154	0,64	5,8821	0,0801	0,3418	0,0042	0,90	2027	21	1895	20	1959	12	97
Bik2_43	S-071217g-21	107	238	197	0,83	6,5418	0,0879	0,3745	0,0046	0,91	2053	21	2051	21	2052	12	100
Bik2_40	S-071217g-22	129	307	192	0,62	6,2857	0,0848	0,3670	0,0045	0,90	2018	21	2015	21	2017	12	100
Bik2_52	S-071217g-23	126	307	285	0,93	5,7947	0,0789	0,3337	0,0041	0,89	2042	21	1856	20	1946	12	95
Bik2_39	S-071217g-24	81	195	160	0,82	5,9745	0,0815	0,3439	0,0042	0,89	2043	21	1905	20	1972	12	97
Bik2_35	S-081217a-03	85	202	109	0,54	6,7516	0,0867	0,3805	0,0047	0,97	2080	19	2079	22	2079	11	100
Bik2_50	S-081217a-05	55	124	88	0,71	6,7266	0,0868	0,3810	0,0047	0,96	2072	19	2081	22	2076	11	100
Bik2_34	S-081217a-06	133	355	226	0,64	5,8422	0,0760	0,3255	0,0041	0,96	2101	19	1817	20	1953	11	93
Bik2_48	S-081217a-07	81	156	226	1,45	6,8096	0,0878	0,3789	0,0047	0,96	2103	19	2071	22	2087	11	99
Bik2_90	S-081217a-09	142	326	259	0,79	6,3249	0,0816	0,3645	0,0045	0,96	2041	19	2004	21	2022	11	99
Bik2_77	S-081217a-12	229	374	215	0,57	15,0838	0,1951	0,5212	0,0064	0,96	2905	17	2704	27	2821	12	97
Bik2_75	S-081217a-13	97	197	272	1,38	6,4625	0,0848	0,3653	0,0045	0,94	2075	19	2007	21	2041	12	98
Bik2_74	S-081217a-14	122	284	245	0,86	6,5202	0,0854	0,3709	0,0046	0,94	2064	19	2034	22	2049	12	99
Bik2_13	S-081217a-15	23	40	19	0,46	12,4440	0,1674	0,4976	0,0062	0,93	2666	19	2603	27	2639	13	99
Bik2_82	S-081217a-21	78	159	122	0,77	9,8425	0,1360	0,4068	0,0051	0,90	2611	20	2200	23	2420	13	93
Bik2_95	S-081217a-23	107	226	216	0,95	6,6979	0,0908	0,3782	0,0047	0,91	2077	20	2068	22	2072	12	100
Bik2_91	S-081217b-02	198	543	383	0,71	5,4763	0,0694	0,3127	0,0038	0,96	2057	19	1754	19	1897	11	92
Bik2_92	S-081217b-03	48	118	100	0,84	6,0486	0,0782	0,3359	0,0041	0,94	2106	19	1867	20	1983	11	94
Bik2_105	S-081217b-04	73	165	137	0,83	6,4586	0,0823	0,3675	0,0045	0,95	2064	19	2018	21	2040	11	99
Bik2_110	S-081217b-05	82	198	110	0,56	6,4398	0,0818	0,3666	0,0045	0,96	2063	19	2013	21	2038	11	99
Bik2_98	S-081217b-06	114	286	193	0,67	6,0235	0,0768	0,3433	0,0042	0,95	2061	19	1903	20	1979	11	96
Bik2_111	S-081217b-07	49	123	65	0,53	6,2035	0,0796	0,3576	0,0044	0,95	2041	19	1971	21	2005	11	98
Bik2_101	S-081217b-11	191	525	199	0,38	5,9911	0,0763	0,3410	0,0041	0,95	2063	19	1892	20	1975	11	96

Bik2 (suite 1/2)

Bik2_102	S-081217b-12	74	164	157	0,96	6,2759	0,0815	0,3662	0,0045	0,94	2019	20	2012	21	2015	11	100
Bik2_138	S-081217b-13	14	32	23	0,70	6,5272	0,0914	0,3741	0,0046	0,88	2051	22	2048	22	2050	12	100
Bik2_137	S-081217b-14	84	155	83	0,53	10,6088	0,1370	0,4711	0,0057	0,94	2491	19	2488	25	2490	12	100
Bik2_134	S-081217b-15	68	161	88	0,54	6,6295	0,0867	0,3767	0,0046	0,93	2066	20	2061	21	2063	12	100
Bik2_132b-1	S-081217b-16	78	156	147	0,95	8,3611	0,1091	0,3982	0,0049	0,93	2372	19	2161	22	2271	12	96
Bik2_132b-2	S-081217b-17	67	121	109	0,91	9,5917	0,1263	0,4502	0,0055	0,92	2397	19	2396	24	2396	12	100
Bik2_132a	S-081217b-18	60	111	107	0,96	9,2841	0,1233	0,4312	0,0053	0,92	2415	20	2311	24	2366	12	98
Bik2_130a	S-081217b-20	24	63	29	0,45	5,9508	0,0857	0,3401	0,0042	0,86	2056	23	1887	20	1969	13	96
Bik2_130b	S-081217b-21	25	58	33	0,57	6,4847	0,0902	0,3738	0,0046	0,88	2040	22	2047	22	2044	12	100
Bik2_128	S-081217b-22	43	97	72	0,74	6,6314	0,0907	0,3762	0,0046	0,89	2069	21	2059	22	2064	12	100
Bik2_127	S-081217b-23	40	92	58	0,63	6,5864	0,0910	0,3762	0,0046	0,89	2057	21	2058	22	2058	12	100
Bik2_115	S-081217b-24	38	83	71	0,85	6,5728	0,0917	0,3758	0,0046	0,88	2055	22	2057	22	2056	12	100
Bik2_148	S-081217c-01	94	211	151	0,72	6,8187	0,0862	0,3827	0,0046	0,96	2088	19	2089	22	2088	11	100
Bik2_158a	S-081217c-03	107	225	233	1,03	6,8212	0,0857	0,3824	0,0046	0,96	2090	19	2088	22	2089	11	100
Bik2_158b	S-081217c-04	49	111	74	0,66	6,7897	0,0869	0,3819	0,0046	0,95	2084	19	2085	22	2084	11	100
Bik2_157b	S-081217c-05	33	77	37	0,49	6,9635	0,0891	0,3854	0,0047	0,95	2112	19	2102	22	2107	11	100
Bik2_157a	S-081217c-06	33	74	57	0,78	6,7994	0,0885	0,3815	0,0046	0,93	2088	20	2083	22	2086	12	100
Bik2_147	S-081217c-07	48	114	63	0,55	6,5619	0,0856	0,3762	0,0046	0,93	2050	20	2059	21	2054	11	100
Bik2_156b-1	S-081217c-08	102	251	76	0,30	6,8402	0,0860	0,3834	0,0046	0,96	2090	19	2092	22	2091	11	100
Bik2_156b-2	S-081217c-09	119	321	33	0,10	6,4171	0,0810	0,3715	0,0045	0,95	2033	19	2036	21	2035	11	100
Bik2_155a	S-081217c-10	56	129	83	0,65	6,5970	0,0850	0,3750	0,0045	0,94	2065	20	2053	21	2059	11	100
Bik2_155b	S-081217c-11	42	98	47	0,48	6,8581	0,0883	0,3836	0,0046	0,93	2094	20	2093	22	2093	11	100
Bik2_147	S-081217c-12	98	235	107	0,46	6,6822	0,0849	0,3795	0,0046	0,94	2067	19	2074	21	2070	11	100
Bik2_144	S-081217c-13	87	168	49	0,29	10,8189	0,1386	0,4727	0,0057	0,94	2518	19	2495	25	2508	12	100
Bik2_154a	S-081217c-14	52	116	85	0,73	6,7073	0,0868	0,3792	0,0046	0,93	2075	20	2072	21	2074	11	100
Bik2_154b	S-081217c-15	65	152	85	0,56	6,7012	0,0864	0,3793	0,0046	0,93	2073	20	2073	21	2073	11	100
Bik2_143	S-081217c-16	31	80	79	0,99	5,5248	0,0736	0,3139	0,0038	0,90	2066	21	1760	19	1905	11	92
Bik2_104	S-081217c-17	54	124	82	0,66	6,5435	0,0869	0,3714	0,0045	0,90	2068	21	2036	21	2052	12	99
Bik2_142	S-081217c-18	29	71	42	0,59	6,0006	0,0815	0,3563	0,0043	0,88	1988	21	1964	20	1976	12	99
Bik2_153	S-081217c-19	38	86	55	0,65	6,7957	0,0905	0,3816	0,0046	0,90	2087	21	2084	21	2085	12	100
Bik2_152	S-081217c-20	37	88	43	0,49	6,6504	0,0889	0,3767	0,0045	0,90	2072	21	2061	21	2066	12	100
Bik2_140	S-081217c-21	65	78	43	0,54	24,5673	0,3233	0,6616	0,0079	0,91	3302	18	3273	31	3291	13	100
Bik2_151	S-081217c-22	73	143	100	0,70	8,7788	0,1166	0,4306	0,0051	0,90	2322	20	2308	23	2315	12	100
Bik2_150	S-081217c-23	58	117	164	1,40	6,4456	0,0864	0,3597	0,0043	0,89	2098	21	1981	20	2039	12	97
Bik2_139	S-081217c-24	19	30	16	0,52	13,7258	0,1890	0,5212	0,0063	0,87	2751	20	2704	27	2731	13	99
Bik2_168b	S-081217d-01	119	198	232	1,17	10,6055	0,1325	0,4499	0,0054	0,97	2567	18	2395	24	2489	12	97
Bik2_169	S-081217d-02	59	138	68	0,49	6,7967	0,0867	0,3820	0,0046	0,95	2085	19	2086	22	2085	11	100
Bik2_170	S-081217d-03	15	27	18	0,68	9,7333	0,1371	0,4509	0,0056	0,88	2419	21	2399	25	2410	13	100
Bik2_171	S-081217d-04	42	79	41	0,52	9,9641	0,1278	0,4590	0,0056	0,95	2429	19	2435	25	2432	12	100
Bik2_172	S-081217d-05	79	157	49	0,31	10,1255	0,1277	0,4617	0,0056	0,96	2446	18	2447	25	2446	12	100
Bik2_173	S-081217d-06	117	245	188	0,77	9,0861	0,1154	0,4082	0,0050	0,96	2471	18	2207	23	2347	12	95

Bik2 (suite 2/2)

Bik2_165	S-081217d-07	76	161	165	1,03	6,5988	0,0855	0,3769	0,0046	0,94	2057	20	2062	22	2059	11	100
Bik2_166	S-081217d-08	167	358	157	0,44	9,6468	0,1228	0,4209	0,0051	0,96	2520	18	2265	23	2402	12	95
Bik2_174	S-081217d-09	130	213	73	0,34	14,5717	0,1861	0,5407	0,0066	0,95	2789	18	2787	28	2788	12	100
Bik2_175	S-081217d-10	71	142	184	1,29	6,5768	0,0859	0,3759	0,0046	0,94	2055	20	2057	22	2056	12	100
Bik2_167	S-081217d-11	53	129	53	0,41	6,6778	0,0874	0,3783	0,0046	0,93	2071	20	2069	22	2070	12	100
Bik2_176	S-081217d-12	22	51	34	0,67	6,6999	0,0934	0,3791	0,0047	0,89	2073	21	2072	22	2073	12	100
Bik2_177	S-081217d-13	90	148	64	0,43	15,8328	0,2060	0,5346	0,0066	0,94	2942	18	2761	28	2867	12	97
Bik2_187	S-081217d-14	51	93	67	0,73	10,1114	0,1337	0,4620	0,0057	0,93	2443	19	2448	25	2445	12	100
Bik2_186	S-081217d-15	30	70	38	0,54	6,6890	0,0898	0,3791	0,0047	0,92	2071	20	2072	22	2071	12	100
Bik2_185	S-081217d-16	11	25	14	0,55	7,1281	0,1034	0,3900	0,0049	0,86	2132	22	2123	23	2128	13	100
Bik2_183	S-081217d-18	88	202	87	0,43	8,3708	0,1126	0,3970	0,0049	0,92	2379	20	2155	23	2272	12	95
Bik2_182	S-081217d-19	110	190	396	2,09	6,6330	0,0902	0,3776	0,0047	0,91	2063	21	2065	22	2064	12	100
Bik2_181	S-081217d-20	91	222	87	0,39	6,7301	0,0915	0,3796	0,0047	0,91	2079	20	2075	22	2077	12	100
Bik2_180	S-081217d-21	129	297	180	0,60	6,8817	0,0936	0,3847	0,0048	0,91	2095	20	2098	22	2096	12	100
Bik2_179	S-081217d-22	27	58	59	1,03	6,4961	0,0928	0,3743	0,0047	0,87	2041	22	2050	22	2045	13	100
Bik2_178	S-081217d-23	64	147	93	0,63	6,7858	0,0939	0,3815	0,0047	0,89	2085	21	2083	22	2084	12	100
Bik2_168a	S-081217d-24	60	114	79	0,69	10,2615	0,1430	0,4406	0,0055	0,89	2547	20	2353	24	2459	13	97

Annexe VII-Tableau 9 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Bik2*

Bik7

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Bik7_148	S-071217a-04	138	280	584	2,08	5,5029	0,0716	0,3151	0,0040	0,97	2053	19	1766	20	1901	11	93
Bik7_142	S-071217a-06	27	46	44	0,94	10,9095	0,1467	0,4769	0,0061	0,95	2517	19	2514	27	2515	13	100
Bik7_140	S-071217a-07	86	207	86	0,42	8,4262	0,1094	0,3804	0,0048	0,97	2463	18	2078	22	2278	12	92
Bik7_138	S-071217a-09	115	265	155	0,59	9,1294	0,1186	0,3987	0,0050	0,97	2519	18	2163	23	2351	12	93
Bik7_136	S-071217a-10	141	266	96	0,36	11,2546	0,1460	0,4782	0,0060	0,97	2565	18	2520	26	2544	12	99
Bik7_135	S-071217a-11	82	145	135	0,93	9,9424	0,1294	0,4580	0,0057	0,96	2429	18	2431	25	2430	12	100
Bik7_132b	S-071217a-12	56	119	134	1,13	6,3932	0,0844	0,3703	0,0047	0,95	2033	20	2031	22	2031	12	100
Bik7_130	S-071217a-13	81	184	141	0,76	6,4989	0,0849	0,3732	0,0047	0,96	2048	19	2045	22	2046	11	100
Bik7_128	S-071217a-14	79	153	42	0,27	10,8013	0,1397	0,4755	0,0059	0,97	2506	18	2508	26	2506	12	100
Bik7_127a	S-071217a-15	176	399	291	0,73	6,6051	0,0855	0,3769	0,0047	0,96	2059	19	2062	22	2060	11	100
Bik7_126	S-071217a-16	57	111	40	0,36	10,3087	0,1353	0,4651	0,0058	0,95	2464	19	2462	26	2463	12	100
Bik7_103	S-071217a-18	33	77	48	0,62	6,4251	0,0851	0,3703	0,0046	0,94	2041	20	2031	22	2036	12	100
Bik7_102	S-071217a-21	70	178	137	0,77	5,7677	0,0761	0,3350	0,0041	0,94	2027	20	1863	20	1942	11	96
Bik7_81	S-071217b-06	66	170	176	1,04	5,6855	0,0760	0,3111	0,0039	0,94	2132	20	1746	19	1929	12	90
Bik7_80	S-071217b-08	55	130	87	0,67	6,6159	0,0889	0,3770	0,0048	0,94	2061	20	2062	22	2062	12	100
Bik7_77	S-071217b-13	34	70	91	1,29	6,6980	0,0919	0,3785	0,0048	0,92	2076	20	2069	22	2072	12	100
Bik7_73	S-071217b-20	133	340	358	1,05	5,6708	0,0794	0,3231	0,0041	0,90	2061	21	1805	20	1927	12	93
Bik7_72	S-071217b-22	16	36	27	0,75	6,5374	0,0967	0,3751	0,0048	0,86	2049	23	2053	22	2051	13	100
Bik7_71	S-071217b-23	49	121	39	0,32	7,0627	0,1012	0,3895	0,0050	0,89	2119	22	2120	23	2119	13	100
Bik7_70	S-071217b-24	82	145	113	0,78	10,9733	0,1573	0,4772	0,0061	0,89	2526	21	2515	26	2521	13	100
Bik7_69	S-071217c-01	31	68	93	1,38	6,3008	0,0842	0,3613	0,0045	0,93	2051	20	1988	21	2019	12	98
Bik7_63	S-071217c-05	84	187	191	1,02	6,4995	0,0831	0,3735	0,0046	0,96	2047	19	2046	22	2046	11	100
Bik7_62	S-071217c-06	40	95	53	0,56	6,9072	0,0887	0,3862	0,0048	0,96	2096	19	2105	22	2100	11	100
Bik7_61	S-071217c-07	249	456	626	1,37	10,2065	0,1283	0,4132	0,0051	0,97	2646	18	2230	23	2454	12	93
Bik7_59	S-071217c-08	59	147	80	0,55	6,3540	0,0808	0,3696	0,0045	0,96	2026	19	2028	21	2026	11	100
Bik7_58	S-071217c-10	74	140	77	0,55	10,5320	0,1335	0,4696	0,0057	0,96	2485	19	2482	25	2483	12	100
Bik7_39	S-071217c-16	125	209	82	0,39	16,7461	0,2133	0,4992	0,0060	0,95	3143	18	2610	26	2920	12	93
Bik7_32	S-071217c-21	115	243	160	0,66	10,1984	0,1320	0,4016	0,0048	0,92	2691	19	2176	22	2453	12	91
Bik7_15	S-071217d-01	46	70	98	1,41	12,6710	0,1620	0,4727	0,0057	0,94	2780	18	2496	25	2656	12	96
Bik7_14	S-071217d-02	127	365	138	0,38	5,7771	0,0712	0,3212	0,0038	0,97	2104	18	1796	19	1943	11	92
Bik7_27	S-071217d-08	95	192	84	0,44	9,9960	0,1253	0,4353	0,0052	0,96	2524	18	2329	24	2434	12	96
Bik7_10-1	S-071217d-11	98	222	141	0,64	7,0865	0,0906	0,3889	0,0047	0,95	2127	19	2118	22	2122	11	100
Bik7_10-2	S-071217d-12	93	242	50	0,21	6,7884	0,0870	0,3746	0,0045	0,94	2118	19	2051	21	2084	11	98
Bik7_9	S-071217d-14	85	195	148	0,76	6,9278	0,0902	0,3629	0,0044	0,93	2208	19	1996	21	2102	12	95
Bik7_23	S-071217d-16	65	124	50	0,41	10,9046	0,1432	0,4721	0,0058	0,93	2533	19	2493	25	2515	12	99
Bik7_22	S-071217d-18	150	272	106	0,39	13,5687	0,1796	0,4981	0,0061	0,92	2807	19	2606	26	2720	13	97
Bik7_36	S-071217d-20	125	227	197	0,87	11,1451	0,1510	0,4300	0,0053	0,91	2725	19	2306	24	2535	13	93

Bik7 (suite)

Bik7_16	S-071217d-23	63	115	105	0,92	10,2485	0,1415	0,4529	0,0056	0,89	2499	20	2408	25	2458	13	98
Bik7_144	S-081217a-06	136	276	221	0,80	9,3635	0,1183	0,4091	0,0049	0,96	2518	18	2211	23	2374	12	94
Bik7_125	S-081217a-12	57	87	57	0,66	15,1767	0,1924	0,5375	0,0064	0,94	2865	18	2773	27	2826	12	99
Bik7_126	S-081217a-13	36	65	23	0,36	12,0066	0,1540	0,4895	0,0058	0,93	2634	19	2569	25	2605	12	99
Bik7_127b	S-081217a-14	147	371	222	0,60	6,2589	0,0790	0,3469	0,0041	0,94	2110	19	1920	20	2013	11	95
Bik7_126	S-081217a-15	82	226	93	0,41	5,8261	0,0741	0,3295	0,0039	0,93	2074	20	1836	19	1950	11	94
Bik7_132a	S-081217a-16	97	195	297	1,52	6,1826	0,0789	0,3514	0,0041	0,92	2065	20	1941	20	2002	11	97
Bik7_133	S-081217a-17	56	87	40	0,46	15,0126	0,1926	0,5401	0,0063	0,91	2839	19	2784	27	2816	12	99
Bik7_122	S-081217a-19	14	32	16	0,50	6,6566	0,0921	0,3770	0,0045	0,86	2072	22	2062	21	2067	12	100
Bik7_119	S-081217a-21	168	313	92	0,29	11,6345	0,1492	0,4757	0,0055	0,90	2629	19	2509	24	2576	12	98
Bik7_118	S-081217a-22	73	189	107	0,56	5,9474	0,0782	0,3370	0,0039	0,88	2071	21	1872	19	1968	11	95
Bik7	S-081217a-24	196	478	236	0,49	6,2922	0,0815	0,3508	0,0041	0,89	2099	21	1939	19	2017	11	96

Annexe VII-Tableau 10 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Bik7*

Bik13

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Bik13_126	S-120218d-01	44	54	114	2,11	13,4759	0,1767	0,5238	0,0065	0,95	2713	18	2715	28	2714	12	100
Bik13_125	S-120218d-02	29	65	54	0,84	6,7878	0,0910	0,3818	0,0048	0,93	2084	20	2085	22	2084	12	100
Bik13_124	S-120218d-03	31	70	50	0,71	6,8303	0,0914	0,3817	0,0048	0,93	2095	20	2084	22	2090	12	100
Bik13_123	S-120218d-04	90	232	122	0,53	5,8526	0,0759	0,3546	0,0044	0,95	1952	19	1957	21	1954	11	100
Bik13_122	S-120218d-05	54	132	56	0,43	7,1864	0,0927	0,3926	0,0049	0,96	2135	19	2135	22	2135	11	100
Bik13_119	S-120218d-06	96	209	185	0,88	6,7694	0,0871	0,3818	0,0047	0,96	2079	19	2085	22	2082	11	100
Bik13_114	S-120218d-07	53	139	69	0,50	5,9049	0,0791	0,3538	0,0044	0,93	1972	20	1953	21	1962	12	99
Bik13_127	S-120218d-08	80	187	109	0,58	6,7936	0,0882	0,3817	0,0047	0,95	2086	19	2084	22	2085	11	100
Bik13_142	S-120218d-09	25	57	39	0,68	6,7431	0,0918	0,3812	0,0047	0,91	2075	21	2082	22	2078	12	100
Bik13_160	S-120218d-10	36	100	57	0,57	5,0805	0,0798	0,3187	0,0041	0,81	1890	26	1784	20	1833	13	97
Bik13_150	S-120218d-12	41	61	36	0,60	16,9541	0,2260	0,5538	0,0069	0,93	2996	18	2841	29	2932	13	98
Bik13_154	S-120218d-13	27	62	46	0,74	6,4569	0,0899	0,3731	0,0047	0,89	2036	21	2044	22	2040	12	100
Bik13_146	S-120218d-14	65	147	102	0,70	6,7899	0,0898	0,3821	0,0047	0,93	2083	20	2086	22	2084	12	100
Bik13_153	S-120218d-15	60	141	132	0,94	6,1244	0,0815	0,3487	0,0043	0,93	2062	20	1929	21	1994	12	97
Bik13_156	S-120218d-16	80	165	182	1,11	6,7249	0,0891	0,3810	0,0047	0,93	2071	20	2081	22	2076	12	100
Bik13_97	S-120218d-17	111	246	229	0,93	6,4517	0,0859	0,3698	0,0045	0,92	2051	20	2028	21	2039	12	99
Bik13_95	S-120218d-19	87	211	92	0,44	6,6488	0,0889	0,3797	0,0047	0,92	2057	20	2075	22	2066	12	100
Bik13_94	S-120218d-20	55	125	97	0,78	6,5486	0,0883	0,3723	0,0046	0,91	2065	21	2040	22	2053	12	99
Bik13_89	S-120218d-21	64	141	175	1,24	6,0693	0,0830	0,3432	0,0042	0,90	2074	21	1902	20	1986	12	96
Bik13_34	S-120218d-22	34	54	27	0,51	14,6094	0,1987	0,5419	0,0067	0,91	2790	19	2791	28	2790	13	100
Bik13_36	S-120218d-23	94	206	174	0,85	6,8045	0,0926	0,3764	0,0046	0,90	2113	21	2060	22	2086	12	99
Bik13_11	S-120218f-02	113	263	94	0,36	8,1718	0,1021	0,3908	0,0047	0,96	2365	18	2127	22	2250	11	95
Bik13_24	S-120218f-04	96	221	123	0,56	6,8277	0,0859	0,3827	0,0046	0,95	2090	19	2089	21	2089	11	100
Bik13_23	S-120218f-05	63	132	134	1,01	6,7993	0,0863	0,3822	0,0046	0,95	2085	19	2086	21	2086	11	100
Bik13_8	S-120218f-07	40	101	49	0,49	6,1112	0,0785	0,3616	0,0044	0,94	1994	20	1990	21	1992	11	100
Bik13_20	S-120218f-08	71	176	89	0,51	6,0092	0,0768	0,3602	0,0043	0,94	1971	20	1983	21	1977	11	100
Bik13_19	S-120218f-09	58	140	91	0,65	6,0193	0,0778	0,3600	0,0044	0,94	1975	20	1982	21	1979	11	100
Bik13_5	S-120218f-11	137	394	192	0,49	4,7667	0,0617	0,3151	0,0038	0,93	1795	20	1766	19	1779	11	99
Bik13_2	S-120218f-12	36	74	74	0,99	6,7456	0,0895	0,3811	0,0046	0,92	2076	20	2081	22	2079	12	100
Bik13_45	S-120218f-13	37	79	77	0,98	6,8098	0,0905	0,3823	0,0046	0,91	2087	20	2087	22	2087	12	100
Bik13_61	S-120218f-14	57	123	112	0,91	6,8057	0,0895	0,3812	0,0046	0,92	2091	20	2082	22	2087	12	100
Bik13_43	S-120218f-16	23	76	44	0,58	3,5733	0,0493	0,2705	0,0033	0,89	1545	23	1543	17	1544	11	100
Bik13_111	S-120218f-17	112	246	102	0,41	8,1473	0,1078	0,4164	0,0051	0,92	2251	20	2244	23	2248	12	100
Bik13_107	S-120218f-18	65	154	91	0,59	6,5353	0,0876	0,3742	0,0046	0,91	2052	20	2049	21	2051	12	100
Bik13_91	S-120218f-19	107	234	174	0,75	6,7030	0,0899	0,3803	0,0046	0,91	2069	20	2078	22	2073	12	100
Bik13_79	S-120218f-21	57	196	95	0,49	3,5711	0,0492	0,2708	0,0033	0,89	1541	23	1545	17	1543	11	100
Bik13_67	S-120218f-22	29	91	72	0,78	3,5787	0,0505	0,2703	0,0033	0,87	1548	23	1542	17	1545	11	100

Bik13 (suite)

Bik13_103	S-120218f-24	99	243	284	1,17	5,4027	0,0742	0,3074	0,0038	0,89	2064	21	1728	19	1885	12	91
Bik13_159	S-130218c-01	100	250	168	0,67	5,8177	0,0742	0,3359	0,0040	0,94	2038	19	1867	19	1949	11	96
Bik13_158	S-130218c-02	39	83	70	0,84	6,8318	0,0880	0,3827	0,0046	0,93	2091	20	2089	22	2090	11	100
Bik13_144	S-130218c-05	68	240	109	0,45	3,4199	0,0440	0,2642	0,0032	0,94	1506	21	1511	16	1509	10	100
Bik13_128	S-130218c-06	73	149	161	1,08	6,6432	0,0847	0,3782	0,0046	0,94	2063	19	2068	21	2065	11	100
Bik13_129	S-130218c-07	125	336	84	0,25	6,1390	0,0773	0,3565	0,0043	0,95	2027	19	1966	20	1996	11	98
Bik13_132	S-130218c-08	84	226	124	0,55	5,1526	0,0659	0,3306	0,0040	0,94	1849	20	1841	19	1845	11	100
Bik13_140	S-130218c-10	52	139	90	0,65	5,4264	0,0705	0,3240	0,0039	0,93	1978	20	1809	19	1889	11	95
Bik13_138	S-130218c-11	81	172	204	1,18	6,4448	0,0833	0,3653	0,0044	0,93	2071	20	2007	21	2038	11	98
Bik13_149	S-130218c-12	131	202	199	0,98	14,1626	0,1813	0,4930	0,0059	0,94	2893	18	2584	26	2761	12	95
Bik13_137	S-130218c-13	37	86	124	1,44	5,0868	0,0675	0,2954	0,0036	0,91	2027	21	1669	18	1834	11	90
Bik13_148	S-130218c-14	103	233	205	0,88	6,4213	0,0831	0,3646	0,0044	0,93	2067	20	2004	21	2035	11	98
Bik13_135	S-130218c-15	45	103	85	0,83	6,4119	0,0847	0,3648	0,0044	0,91	2064	20	2005	21	2034	12	99
Bik13_121	S-130218c-16	47	117	45	0,38	6,5451	0,0868	0,3749	0,0045	0,91	2052	21	2052	21	2052	12	100
Bik13_120	S-130218c-17	192	478	166	0,35	6,8474	0,0896	0,3739	0,0045	0,92	2136	20	2048	21	2092	12	98
Bik13_116	S-130218c-18	71	159	156	0,98	6,0111	0,0803	0,3597	0,0043	0,90	1974	21	1981	21	1977	12	100
Bik13_98	S-130218c-19	107	300	110	0,37	5,6813	0,0753	0,3302	0,0040	0,91	2026	21	1839	19	1929	11	95
Bik13_100	S-130218c-20	64	125	177	1,42	6,5815	0,0892	0,3748	0,0045	0,89	2062	21	2052	21	2057	12	100
Bik13_84	S-130218c-21	43	108	60	0,56	5,9771	0,0816	0,3585	0,0043	0,88	1970	22	1975	21	1973	12	100
Bik13_87	S-130218c-22	120	304	189	0,62	5,9141	0,0800	0,3422	0,0041	0,89	2034	21	1897	20	1963	12	97
Bik13_88	S-130218c-23	36	84	86	1,02	5,7161	0,0791	0,3313	0,0040	0,88	2031	22	1845	19	1934	12	95
Bik13_104	S-130218c-24	118	282	148	0,52	6,6006	0,0892	0,3739	0,0045	0,89	2072	21	2048	21	2059	12	99
Bik13_105	S-130218d-01	116	303	124	0,41	6,2948	0,0799	0,3559	0,0044	0,96	2075	19	1963	21	2018	11	97
Bik13_82	S-130218d-03	16	35	24	0,69	6,7391	0,0928	0,3800	0,0047	0,90	2080	21	2076	22	2078	12	100
Bik13_80	S-130218d-05	52	128	76	0,59	6,0273	0,0793	0,3588	0,0044	0,93	1983	20	1977	21	1980	11	100
Bik13_78	S-130218d-06	132	354	287	0,81	5,3648	0,0689	0,3152	0,0038	0,95	2007	19	1766	19	1879	11	94
Bik13_77	S-130218d-07	7	29	9	0,29	2,7758	0,0494	0,2328	0,0030	0,72	1349	32	1349	16	1349	13	100
Bik13_73	S-130218d-08	97	204	107	0,53	8,3733	0,1091	0,4228	0,0052	0,94	2272	19	2273	23	2272	12	100
Bik13_39	S-130218d-11	64	167	119	0,71	5,1144	0,0684	0,3306	0,0040	0,91	1836	21	1841	19	1839	11	100
Bik13_40	S-130218d-12	130	356	45	0,13	6,3692	0,0845	0,3651	0,0044	0,91	2050	20	2006	21	2028	12	99
Bik13_69	S-130218d-13	57	133	68	0,51	6,8608	0,0927	0,3836	0,0047	0,90	2094	21	2093	22	2094	12	100
Bik13_55	S-130218d-14	100	251	235	0,94	4,9374	0,0671	0,3242	0,0039	0,89	1807	22	1810	19	1809	11	100
Bik13_112	S-130218d-17	139	340	164	0,48	6,7220	0,0936	0,3541	0,0043	0,87	2198	21	1954	20	2076	12	94
Bik13_51	S-130218d-18	75	160	159	0,99	6,6902	0,0945	0,3725	0,0045	0,86	2102	22	2041	21	2071	12	99
Bik13_38	S-130218d-19	108	259	177	0,68	6,0553	0,0858	0,3589	0,0043	0,85	1992	22	1977	21	1984	12	100
Bik13_37	S-130218d-20	34	73	69	0,94	6,6450	0,0968	0,3786	0,0046	0,83	2061	23	2070	22	2065	13	100
Bik13_35	S-130218d-21	43	121	61	0,50	4,8190	0,0704	0,3190	0,0039	0,83	1792	24	1785	19	1788	12	100
Bik13_46	S-130218d-22	142	420	197	0,47	5,3463	0,0771	0,3025	0,0037	0,84	2074	23	1704	18	1876	12	90
Bik13_47	S-130218d-23	78	175	159	0,90	6,5108	0,0954	0,3630	0,0044	0,83	2100	23	1996	21	2047	13	98
Bik13_48	S-130218d-24	36	146	32	0,22	3,1258	0,0471	0,2463	0,0030	0,80	1469	26	1419	15	1439	12	98

Mf0

Echantillons	Analyses	Concentrations (ppm)			Th/U	Rapports isotopiques				Rho	Ages (Ma)						Con (%)
		Pb	U	Th		Pb207/ U235	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)		Pb207/ Pb206	± (1σ)	Pb206/ U238	± (1σ)	Pb207/ U235	± (1σ)	
Mf0_1	S-120218a-01	142	986	1000	1,01	1,0695	0,0136	0,1179	0,0015	0,98	799	22	719	8	739	7	97
Mf0_2a	S-120218a-02	28	158	146	0,92	1,4069	0,0190	0,1461	0,0018	0,92	925	24	879	10	892	8	99
Mf0_2b	S-120218a-03	28	155	115	0,74	1,4979	0,0199	0,1551	0,0019	0,94	930	23	930	11	930	8	100
Mf0_4	S-120218a-04	141	880	597	0,68	1,3542	0,0174	0,1418	0,0018	0,97	907	22	855	10	869	7	98
Mf0_6	S-120218a-05	49	254	270	1,06	1,4904	0,0195	0,1554	0,0019	0,95	916	22	931	11	927	8	100
Mf0_7a	S-120218a-06	113	1078	130	0,12	0,9753	0,0125	0,1068	0,0013	0,97	814	22	654	8	691	6	95
Mf0_7b	S-120218a-07	102	994	222	0,22	0,9286	0,0121	0,1020	0,0013	0,96	807	23	626	7	667	6	94
Mf0_10	S-120218a-08	156	946	957	1,01	1,2950	0,0169	0,1348	0,0017	0,96	919	22	815	10	844	7	97
Mf0_12	S-120218a-09	100	1001	254	0,25	0,8877	0,0117	0,0985	0,0012	0,94	786	23	606	7	645	6	94
Mf0_13	S-120218a-10	159	1341	664	0,49	1,0075	0,0132	0,1112	0,0014	0,96	797	22	680	8	708	7	96
Mf0_15	S-120218a-11	87	813	365	0,45	0,9137	0,0122	0,1018	0,0013	0,94	778	23	625	7	659	6	95
Mf0_17	S-120218a-12	72	389	395	1,02	1,4729	0,0197	0,1539	0,0019	0,94	911	23	923	11	919	8	100
Mf0_20	S-120218a-13	151	1275	607	0,48	0,9886	0,0131	0,1099	0,0014	0,95	782	23	672	8	698	7	96
Mf0_24	S-120218a-14	90	519	345	0,67	1,5428	0,0206	0,1552	0,0020	0,94	989	22	930	11	948	8	98
Mf0_27	S-120218a-16	189	2134	1145	0,54	0,7393	0,0099	0,0839	0,0011	0,94	740	23	519	6	562	6	92
Mf0_29	S-120218a-17	122	888	124	0,14	1,3931	0,0190	0,1436	0,0018	0,93	939	23	865	10	886	8	98
Mf0_40	S-120218a-18	120	859	710	0,83	1,1543	0,0158	0,1220	0,0016	0,93	887	23	742	9	779	7	95
Mf0_47	S-120218a-19	80	459	335	0,73	1,4817	0,0205	0,1544	0,0020	0,92	917	24	925	11	923	8	100
Mf0_57	S-120218a-20	126	955	728	0,76	1,0740	0,0149	0,1164	0,0015	0,92	836	24	710	9	741	7	96
Mf0_58	S-120218a-21	34	190	171	0,90	1,4780	0,0219	0,1553	0,0020	0,86	899	26	931	11	921	9	101
Mf0_48a	S-120218a-22	8	48	36	0,76	1,5111	0,0291	0,1550	0,0021	0,69	949	36	929	11	935	12	99
Mf0_49	S-120218a-24	130	733	678	0,92	1,4827	0,0210	0,1537	0,0020	0,90	927	24	922	11	923	9	100
Mf0_53	S-120218b-01	135	945	587	0,62	1,2458	0,0154	0,1277	0,0015	0,96	950	22	775	9	822	7	94
Mf0_63	S-120218b-02	17	85	102	1,20	1,4986	0,0204	0,1547	0,0019	0,88	936	25	927	10	930	8	100
Mf0_65	S-120218b-03	135	936	589	0,63	1,2337	0,0152	0,1302	0,0016	0,97	890	22	789	9	816	7	97
Mf0_66	S-120218b-04	89	555	432	0,78	1,3430	0,0167	0,1384	0,0017	0,96	939	22	836	9	865	7	97
Mf0_68	S-120218b-05	57	341	195	0,57	1,4798	0,0187	0,1542	0,0018	0,94	917	22	924	10	922	8	100
Mf0_69	S-120218b-06	51	331	237	0,72	1,3129	0,0166	0,1347	0,0016	0,94	949	22	815	9	851	7	96
Mf0_74	S-120218b-07	132	915	158	0,17	1,4394	0,0179	0,1486	0,0018	0,96	936	22	893	10	906	7	99
Mf0_75	S-120218b-08	101	539	547	1,01	1,4870	0,0186	0,1547	0,0018	0,95	920	22	927	10	925	8	100
Mf0_116	S-120218b-09	41	232	171	0,74	1,5045	0,0194	0,1546	0,0018	0,92	946	23	927	10	932	8	99
Mf0_115	S-120218b-10	29	168	117	0,69	1,5105	0,0201	0,1527	0,0018	0,90	979	24	916	10	935	8	98
Mf0_114a	S-120218b-11	53	318	270	0,85	1,4205	0,0189	0,1432	0,0017	0,90	985	24	863	10	898	8	96
Mf0_114b	S-120218b-12	49	278	212	0,76	1,4832	0,0192	0,1545	0,0018	0,92	918	23	926	10	924	8	100

Mf0 (suite)

Mf0_112	S-120218b-14	154	1092	215	0,20	1,3781	0,0176	0,1433	0,0017	0,94	922	23	863	10	880	8	98
Mf0_125	S-120218b-15	53	402	267	0,66	1,0709	0,0142	0,1163	0,0014	0,90	832	24	709	8	739	7	96
Mf0_124	S-120218b-16	19	102	97	0,95	1,5040	0,0220	0,1536	0,0019	0,82	958	27	921	10	932	9	99
Mf0_123	S-120218b-17	152	1039	815	0,78	1,2217	0,0159	0,1285	0,0015	0,92	898	23	779	9	811	7	96
Mf0_122	S-120218b-18	188	1391	1277	0,92	1,0558	0,0137	0,1147	0,0014	0,92	831	24	700	8	732	7	96
Mf0_111	S-120218b-19	12	68	50	0,74	1,4816	0,0220	0,1542	0,0019	0,81	919	28	925	10	923	9	100
Mf0_121	S-120218b-20	29	169	159	0,94	1,4289	0,0194	0,1444	0,0017	0,88	980	25	869	10	901	8	96
Mf0_120	S-120218b-21	84	514	233	0,45	1,4953	0,0198	0,1543	0,0018	0,90	937	24	925	10	929	8	100
Mf0_119	S-120218b-22	142	962	1073	1,12	1,1391	0,0150	0,1194	0,0014	0,91	904	24	727	8	772	7	94
Mf0_118	S-120218b-23	99	524	644	1,23	1,4420	0,0194	0,1474	0,0018	0,89	957	24	886	10	907	8	98
Mf0_117	S-120218b-24	78	465	280	0,60	1,4963	0,0203	0,1534	0,0018	0,89	950	24	920	10	929	8	99

Annexe VII-Tableau 12 : *Données des analyses U-Pb de l'échantillon Mf0*

Annexe chapitre VIII

Laser power (mW)	$^{40}Ar_{Atm}$	Error ^{40}Ar	$^{39}Ar_k$	Error $^{39}Ar_k$	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Error $^{40}Ar^*/^{39}Ar_K$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Lo37-muscovite (z2474)														
300	89.09	0.17	14.22	0.04	0.000	0.016	0.073	0.030	0.186	0.018	2.54	0.37	121.4	17.2
360	328.60	0.43	28.58	0.08	0.004	0.021	0.041	0.020	0.243	0.017	9.13	0.17	402.4	7.1
390	839.60	0.47	67.38	0.14	0.000	0.016	0.000	0.024	0.084	0.016	12.20	0.07	519.8	3.6
420	191.71	0.22	15.41	0.03	0.004	0.019	0.000	0.026	0.024	0.017	12.10	0.33	516.1	12.4
460	915.83	0.67	72.84	0.07	0.000	0.022	0.019	0.019	0.118	0.021	12.20	0.09	520.0	3.9
490	1926.04	1.47	153.02	0.19	0.000	0.023	0.003	0.018	0.219	0.019	12.27	0.04	522.5	2.8
510	2797.29	2.20	230.27	0.34	0.008	0.017	0.018	0.025	0.188	0.008	12.01	0.03	512.7	2.5
530	3576.18	1.58	298.68	0.17	0.006	0.016	0.000	0.029	0.050	0.026	12.02	0.03	513.2	2.5
550	13387.47	4.24	1117.88	0.60	0.000	0.020	0.076	0.026	0.188	0.012	12.02	0.02	513.2	2.3
580	3059.41	3.29	256.02	0.32	0.006	0.018	0.058	0.025	0.092	0.011	11.94	0.03	510.2	2.5
640	24887.53	14.11	2082.59	1.17	0.000	0.038	0.154	0.035	0.293	0.042	12.00	0.02	512.6	2.3
700	4415.60	2.96	369.61	0.29	0.000	0.022	0.069	0.030	0.102	0.020	11.96	0.03	511.0	2.4
850	22657.41	8.99	1899.71	0.81	0.000	0.016	0.235	0.032	0.232	0.025	11.99	0.02	511.9	2.3
Fusion	32978.55	14.57	2744.50	1.43	0.000	0.019	1.669	0.028	0.213	0.019	12.09	0.02	515.8	2.3
Lo37-Biotite (z2472)														
300	5126.27	4.48	68.36	0.19	0.000	0.020	0.000	0.021	15.847	0.073	8.37	0.48	372.3	19.5
350	373.48	0.39	22.28	0.06	0.000	0.020	0.000	0.017	0.631	0.022	8.68	0.29	384.7	11.8
390	1665.00	0.85	120.34	0.23	0.000	0.029	0.000	0.019	0.812	0.020	11.99	0.06	512.0	3.2
420	701.11	0.53	52.51	0.11	0.034	0.024	0.004	0.023	0.180	0.017	12.46	0.10	529.6	4.3
470	3623.96	2.43	264.79	0.37	0.000	0.022	0.032	0.029	0.362	0.017	13.40	0.03	563.7	2.7
500	1655.74	1.36	120.61	0.21	0.006	0.022	0.000	0.027	0.182	0.016	13.40	0.05	563.8	3.0
550	5036.38	3.23	360.41	0.19	0.000	0.020	0.033	0.025	0.289	0.015	13.85	0.03	580.0	2.7
590	4375.52	2.03	314.11	0.23	0.000	0.019	0.000	0.029	0.173	0.015	13.88	0.03	581.0	2.7
650	3442.16	2.42	246.33	0.25	0.000	0.013	0.017	0.025	0.146	0.017	13.91	0.03	582.2	2.8
730	3112.78	2.24	223.45	0.47	0.000	0.012	0.000	0.025	0.115	0.018	13.89	0.04	581.4	2.9
850	5572.20	3.77	401.22	0.31	0.000	0.013	0.005	0.025	0.143	0.018	13.89	0.03	581.5	2.7
1100	7065.78	3.54	522.31	0.44	0.000	0.011	0.022	0.021	0.206	0.009	13.52	0.02	568.1	2.6
Fusion	7576.82	2.67	565.09	0.29	0.011	0.014	0.010	0.019	0.199	0.014	13.41	0.02	564.2	2.5
J parameter	2.73E-02													
Error J	1.13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1.009358													
Discrimination	1.32E-03													

Laser power (mW)	$^{40}Ar_{Atm}$	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Lo40-A-biotite verte (z2461)														
300	302.02	0.44	5.63	0.03	0.000	0.019	0.000	0.033	0.860	0.013	9.52	0.73	417.9	28.8
350	66.54	0.11	1.14	0.03	0.000	0.022	0.000	0.024	0.166	0.018	16.19	4.58	661.9	156.8
420	60.96	0.14	1.13	0.02	0.000	0.022	0.000	0.021	0.155	0.019	14.39	5.01	599.4	177.4
500	121.27	0.18	4.87	0.04	0.000	0.019	0.000	0.023	0.238	0.012	10.81	0.75	467.9	28.8
650	418.98	0.43	27.09	0.08	0.000	0.024	0.000	0.023	0.302	0.018	12.33	0.20	524.7	7.8
750	175.18	0.30	13.09	0.05	0.001	0.023	0.000	0.024	0.036	0.012	12.67	0.27	537.2	10.3
950	423.56	0.53	28.51	0.02	0.000	0.026	0.000	0.023	0.235	0.026	12.56	0.27	533.1	10.1
1200	520.94	0.41	37.78	0.11	0.020	0.044	0.020	0.039	0.162	0.020	12.63	0.16	536.0	6.4
Fusion	42900.51	10.53	3258.19	1.08	0.000	0.047	0.092	0.058	3.367	0.116	12.95	0.02	547.7	2.5
Lo40-A-biotite (z2482)														
300	2659.49	1.35	164.58	0.13	0.000	0.027	0.051	0.031	2.859	0.024	11.21	0.06	482.9	3.1
330	258.03	0.25	20.29	0.07	0.000	0.025	0.056	0.032	0.125	0.015	11.02	0.22	475.6	8.7
400	2820.45	0.88	221.01	0.31	0.000	0.016	0.021	0.025	0.301	0.019	12.45	0.04	529.1	2.6
460	19200.23	4.47	1511.18	0.93	0.051	0.019	0.127	0.030	0.783	0.026	12.64	0.02	536.1	2.4
480	7198.71	1.78	566.99	0.57	0.000	0.013	0.052	0.030	0.223	0.018	12.66	0.02	537.1	2.5
510	12853.99	5.79	1015.28	0.55	0.000	0.018	0.058	0.022	0.276	0.019	12.66	0.02	537.0	2.4
540	3663.19	2.52	289.87	0.61	0.000	0.020	0.020	0.029	0.060	0.024	12.66	0.04	536.9	2.8
600	5237.09	3.32	412.61	0.23	0.000	0.020	0.041	0.026	0.116	0.017	12.69	0.02	538.1	2.5
700	5615.21	3.42	442.03	0.33	0.000	0.017	0.038	0.020	0.091	0.020	12.73	0.02	539.3	2.5
850	7128.44	3.04	559.11	0.38	0.013	0.017	0.050	0.023	0.128	0.019	12.77	0.02	540.8	2.5
1100	8874.99	2.39	696.33	0.49	0.000	0.021	0.030	0.023	0.153	0.024	12.76	0.02	540.7	2.5
1400	1386.40	0.98	108.58	0.11	0.000	0.043	0.000	0.036	0.000	0.023	12.85	0.07	543.9	3.4
Fusion	195.97	0.30	7.63	0.05	0.000	0.033	0.000	0.028	0.292	0.023	14.70	0.88	610.2	31.1
J parameter	2.73E-02													
Error J	1.13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1.008003													
Discrimination	1.32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Lo44-F-biotite (z2480)														
300	2235.27	1.85	172.35	0.10	0.000	0.018	0.000	0.029	1.230	0.010	11.00	0.03	475.2	2.4
350	1154.40	0.58	92.45	0.12	0.000	0.018	0.000	0.032	0.103	0.010	12.26	0.04	522.4	2.7
400	12758.79	4.74	989.23	0.73	0.000	0.014	0.056	0.034	0.246	0.011	12.93	0.02	546.9	2.5
430	18833.55	13.20	1454.42	1.02	0.000	0.017	0.085	0.030	0.250	0.021	13.00	0.02	549.6	2.5
450	3879.20	1.82	298.98	0.24	0.009	0.016	0.021	0.017	0.081	0.016	13.00	0.03	549.5	2.6
490	25024.01	8.28	1926.68	1.08	0.000	0.020	0.120	0.022	0.227	0.018	13.06	0.02	551.6	2.5
530	14587.51	6.62	1118.27	0.81	0.003	0.015	0.116	0.021	0.180	0.010	13.10	0.02	553.2	2.5
580	6106.48	2.80	467.97	0.53	0.000	0.013	0.000	0.020	0.069	0.009	13.11	0.02	553.5	2.5
700	15299.40	5.97	1167.41	0.44	0.003	0.019	0.176	0.023	0.163	0.023	13.17	0.02	555.7	2.5
850	4306.41	1.67	328.09	0.34	0.008	0.016	0.073	0.024	0.099	0.010	13.14	0.02	554.7	2.6
Fusion	6630.34	4.21	502.68	0.37	0.009	0.018	0.309	0.023	0.076	0.014	13.25	0.02	558.7	2.6
J parameter	2.73E-02													
Error J	1.13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1.009358													
Discrimination	1.32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Lo45-biotite (z2464)														
280	3404.76	1.72	93.32	0.22	0.000	0.028	0.000	0.042	8.553	0.048	10.05	0.22	439.7	8.6
330	409.43	0.39	30.80	0.07	0.000	0.025	0.015	0.034	0.206	0.039	11.44	0.37	493.0	14.2
380	8122.30	3.71	668.39	0.39	0.002	0.025	0.062	0.034	0.805	0.041	11.88	0.03	509.6	2.4
400	2293.85	2.43	192.18	0.25	0.000	0.022	0.007	0.029	0.051	0.040	11.94	0.07	511.7	3.3
450	9119.78	5.35	762.00	0.29	0.000	0.025	0.050	0.029	0.271	0.015	11.94	0.02	511.9	2.3
490	2485.72	1.15	207.96	0.15	0.000	0.027	0.044	0.029	0.086	0.014	11.91	0.03	510.8	2.5
570	6114.16	2.48	512.44	0.41	0.000	0.029	0.001	0.026	0.138	0.020	11.93	0.02	511.5	2.4
700	8079.50	4.61	676.24	0.68	0.000	0.027	0.057	0.029	0.154	0.021	11.96	0.02	512.6	2.4
900	2188.27	1.32	182.87	0.16	0.000	0.024	0.031	0.024	0.051	0.013	11.97	0.03	512.7	2.5
Fusion	1720.42	1.07	143.08	0.26	0.000	0.020	0.242	0.021	0.065	0.011	11.98	0.04	513.2	2.6
J parameter	2.74E-02													
Error J	1.13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1.008003													
Discrimination	1.32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Blg3-biotite (z2390)														
250	603.40	0.62	38.45	0.05	0.000	0.009	0.087	0.026	0.576	0.016	11.54	0.13	496.1	5.3
290	42.47	0.12	3.60	0.02	0.002	0.010	0.063	0.031	0.002	0.011	11.76	0.89	504.4	33.5
350	307.16	0.22	23.10	0.06	0.003	0.007	0.075	0.031	0.055	0.011	12.75	0.14	541.2	5.6
380	1488.39	0.88	111.13	0.07	0.000	0.008	0.036	0.034	0.076	0.013	13.34	0.04	562.6	2.8
410	1006.51	0.48	75.16	0.14	0.000	0.009	0.002	0.020	0.058	0.009	13.31	0.05	561.6	3.0
450	3659.96	2.23	272.11	0.31	0.000	0.010	0.060	0.027	0.136	0.021	13.45	0.03	566.6	2.7
470	1810.30	1.17	134.80	0.19	0.000	0.010	0.000	0.017	0.066	0.013	13.43	0.04	565.9	2.8
500	993.07	1.09	73.79	0.12	0.000	0.010	0.000	0.022	0.043	0.012	13.43	0.06	566.0	3.2
550	1802.95	1.46	134.71	0.19	0.000	0.010	0.013	0.017	0.064	0.011	13.39	0.04	564.5	2.8
600	1896.59	1.04	141.17	0.14	0.000	0.013	0.000	0.022	0.082	0.010	13.41	0.03	565.2	2.7
670	1301.53	1.56	97.21	0.15	0.000	0.012	0.036	0.024	0.040	0.011	13.42	0.05	565.3	3.0
800	389.84	0.52	29.08	0.08	0.003	0.012	0.025	0.016	0.026	0.013	13.29	0.14	560.8	5.5
Fusion	941.10	0.75	69.60	0.24	0.000	0.014	0.034	0.027	0.064	0.014	13.40	0.08	564.8	3.7
Blg3-biotite (z2586)														
280	2196.18	1.03	86.48	0.10	0.000	0.019	0.008	0.015	4.168	0.024	11.64	0.12	499.9	5.1
340	1132.49	0.75	82.93	0.11	0.000	0.017	0.002	0.016	0.166	0.017	13.18	0.07	556.7	3.5
390	4675.89	2.96	336.90	0.39	0.010	0.016	0.053	0.007	0.144	0.013	13.87	0.03	581.7	2.7
420	2203.22	0.95	159.42	0.18	0.002	0.018	0.006	0.012	0.061	0.019	13.81	0.04	579.6	2.9
460	3098.70	1.58	223.79	0.28	0.000	0.021	0.030	0.022	0.054	0.015	13.89	0.03	582.3	2.8
520	8681.52	3.41	621.39	0.34	0.000	0.007	0.020	0.025	0.107	0.017	14.02	0.02	587.2	2.6
560	2901.44	2.84	206.95	0.29	0.006	0.012	0.012	0.017	0.073	0.008	14.02	0.03	587.1	2.8
620	3087.31	3.73	220.97	0.36	0.004	0.011	0.016	0.015	0.070	0.011	13.99	0.04	585.8	2.9
700	3432.29	2.74	245.33	0.34	0.000	0.017	0.020	0.029	0.080	0.016	14.00	0.04	586.5	2.8
850	2563.09	1.37	183.10	0.20	0.007	0.021	0.025	0.031	0.073	0.015	14.00	0.04	586.2	2.9
1100	1821.48	1.77	130.33	0.19	0.000	0.021	0.001	0.023	0.037	0.015	13.99	0.05	586.1	3.1
Fusion	156.27	0.21	11.13	0.05	0.018	0.020	0.010	0.025	0.026	0.015	13.56	0.46	570.7	16.7

J parameter	2.74E-02
Error J	1.13E-04
Mass discrimination (1+e)	1.011354
Discrimination	1.33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Blg14-muscovite (z2391)														
270	20,36	0,10	1,41	0,01	0,000	0,007	0,059	0,013	0,051	0,010	4,26	2,11	199,2	93,6
330	16,42	0,07	1,64	0,02	0,000	0,007	0,055	0,018	0,025	0,009	5,76	1,53	264,4	65,4
380	40,62	0,20	3,60	0,01	0,000	0,007	0,050	0,012	0,027	0,010	9,20	0,81	405,9	32,1
410	27,50	0,06	2,34	0,03	0,000	0,004	0,046	0,013	0,017	0,010	9,86	1,18	431,6	46,2
450	45,08	0,10	3,86	0,01	0,001	0,012	0,040	0,020	0,039	0,007	8,90	0,51	393,8	20,5
520	162,70	0,20	13,64	0,08	0,000	0,013	0,149	0,023	0,030	0,009	11,44	0,21	492,1	8,0
570	168,40	0,33	14,17	0,03	0,002	0,014	0,247	0,017	0,021	0,013	11,59	0,27	497,9	10,2
590	2856,12	2,17	240,03	0,33	0,000	0,013	0,570	0,026	0,115	0,010	11,89	0,03	509,0	2,4
600	524,67	0,96	44,48	0,18	0,000	0,013	0,226	0,025	0,026	0,011	11,76	0,09	504,1	4,1
630	611,89	1,14	52,04	0,07	0,017	0,013	0,567	0,020	0,032	0,012	11,71	0,07	502,3	3,5
680	1247,34	2,75	106,10	0,14	0,000	0,010	2,140	0,045	0,073	0,009	11,69	0,04	501,7	2,7
770	3528,68	5,10	296,76	0,47	0,013	0,008	0,958	0,022	0,091	0,012	11,93	0,03	510,6	2,5
900	180,98	0,23	15,35	0,05	0,000	0,007	0,102	0,036	0,000	0,012	11,92	0,23	510,1	9,0
Fusion	5273,56	7,51	440,84	0,45	0,003	0,012	2,607	0,024	0,178	0,032	11,98	0,03	512,3	2,6
Blg14-biotite (z2392)														
250	402,46	0,52	23,52	0,05	0,000	0,010	0,109	0,029	0,547	0,016	10,59	0,21	459,7	8,3
300	76,78	0,16	6,10	0,04	0,000	0,010	0,021	0,038	0,037	0,012	10,99	0,57	475,1	21,7
350	508,10	0,94	37,37	0,10	0,000	0,010	0,143	0,032	0,107	0,014	12,92	0,12	547,1	5,0
380	1331,72	0,40	98,47	0,21	0,000	0,008	0,160	0,017	0,118	0,012	13,33	0,05	561,8	3,0
395	2560,88	0,72	188,76	0,16	0,000	0,009	0,319	0,026	0,140	0,014	13,50	0,03	568,1	2,7
410	2687,72	1,54	197,01	0,25	0,000	0,007	0,348	0,023	0,105	0,010	13,64	0,03	573,1	2,7
420	656,33	0,54	48,26	0,16	0,005	0,007	0,101	0,022	0,032	0,013	13,56	0,09	570,2	4,2
450	1453,20	0,62	106,77	0,12	0,000	0,011	0,135	0,030	0,048	0,010	13,63	0,04	572,8	2,8
500	1780,92	1,16	130,40	0,19	0,000	0,009	0,249	0,025	0,074	0,010	13,64	0,04	573,3	2,8
560	1231,04	0,80	89,81	0,15	0,000	0,011	0,242	0,026	0,068	0,009	13,64	0,04	573,1	2,9
650	1540,22	0,74	112,94	0,11	0,000	0,012	0,269	0,032	0,051	0,014	13,65	0,04	573,7	2,9
800	1931,64	1,05	141,94	0,14	0,000	0,009	0,527	0,027	0,072	0,009	13,61	0,03	572,1	2,7
1000	256,99	0,51	19,42	0,06	0,000	0,010	2,810	0,036	0,063	0,008	12,50	0,13	531,6	5,3
Fusion	81,19	0,23	5,08	0,06	0,000	0,012	12,085	0,093	0,091	0,010	12,02	0,62	514,0	23,0

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,011354
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Blg14-muscovite (z2587)														
290	57,77	0,19	5,28	0,02	0,031	0,017	0,006	0,018	0,144	0,017	3,24	1,00	153,6	45,3
360	100,56	0,19	8,66	0,05	0,024	0,023	0,034	0,029	0,042	0,017	10,71	0,66	464,4	25,4
420	198,81	0,31	16,24	0,07	0,000	0,016	0,013	0,021	0,000	0,026	12,42	0,49	528,6	18,1
440	232,78	0,33	18,99	0,06	0,000	0,014	0,004	0,022	0,019	0,016	12,08	0,27	516,1	10,3
470	285,49	0,22	23,98	0,03	0,000	0,017	0,019	0,017	0,017	0,008	11,87	0,13	508,2	5,2
490	892,06	0,55	73,84	0,08	0,000	0,014	0,020	0,016	0,072	0,009	11,91	0,05	509,9	2,8
510	408,18	0,29	33,88	0,04	0,005	0,012	0,001	0,013	0,025	0,008	11,92	0,08	510,0	3,7
550	643,15	0,80	54,05	0,10	0,000	0,015	0,005	0,016	0,015	0,015	11,91	0,09	509,9	4,1
620	8236,17	4,27	688,31	0,32	0,000	0,011	0,083	0,014	0,220	0,012	11,97	0,02	512,0	2,3
660	9044,05	9,63	757,72	0,60	0,000	0,015	0,171	0,019	0,148	0,013	11,99	0,02	512,6	2,4
730	11762,11	8,29	982,14	0,41	0,000	0,015	0,126	0,018	0,162	0,011	12,03	0,02	514,1	2,3
800	1758,68	1,12	146,72	0,25	0,000	0,017	0,072	0,022	0,060	0,012	12,00	0,04	513,3	2,7
Fusion	7249,38	2,13	604,54	0,48	0,000	0,010	0,163	0,017	0,135	0,013	12,04	0,02	514,6	2,4
Blg14-biotite (z2588)														
280	2334,56	1,02	59,78	0,11	0,000	0,016	0,028	0,015	5,857	0,038	10,98	0,25	474,6	9,7
350	604,13	0,42	41,82	0,09	0,000	0,012	0,000	0,018	0,215	0,011	13,06	0,09	552,1	4,0
400	2922,48	6,52	205,67	0,59	0,000	0,013	0,002	0,014	0,367	0,014	13,79	0,06	578,7	3,2
450	3870,35	3,60	274,02	0,39	0,000	0,016	0,025	0,012	0,252	0,023	13,96	0,04	584,6	2,9
480	5040,70	5,18	358,92	0,48	0,000	0,017	0,050	0,024	0,251	0,019	13,94	0,03	583,9	2,8
510	3871,28	5,25	275,10	0,34	0,000	0,010	0,037	0,023	0,123	0,014	14,04	0,04	587,6	2,8
550	2918,33	3,54	206,70	0,33	0,000	0,015	0,010	0,023	0,097	0,016	14,08	0,04	589,0	2,9
590	2689,07	2,05	189,83	0,20	0,000	0,018	0,050	0,025	0,095	0,020	14,12	0,04	590,4	2,9
650	1219,07	1,28	86,36	0,25	0,001	0,012	0,023	0,016	0,056	0,014	14,03	0,07	587,0	3,4
Fusion	2170,51	2,68	156,05	0,24	0,000	0,009	0,053	0,018	0,109	0,017	13,81	0,05	579,1	3,0

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009619
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla7-biotite (z2481)														
280	1794,07	1,30	117,80	0,11	0,000	0,023	0,013	0,021	1,787	0,020	10,95	0,06	473,4	3,2
330	860,41	0,97	68,03	0,14	0,000	0,020	0,042	0,020	0,083	0,016	12,40	0,07	527,5	3,6
390	7601,32	8,36	592,85	0,76	0,017	0,019	0,071	0,019	0,182	0,016	12,83	0,03	543,6	2,6
410	4148,80	2,40	325,08	0,32	0,000	0,018	0,000	0,013	0,054	0,017	12,81	0,03	542,9	2,5
440	8387,89	4,37	655,66	0,27	0,007	0,016	0,069	0,022	0,101	0,017	12,85	0,02	544,1	2,5
470	5643,79	2,13	440,45	0,34	0,000	0,013	0,000	0,020	0,088	0,021	12,86	0,02	544,4	2,5
520	4409,02	1,83	344,04	0,36	0,016	0,022	0,027	0,025	0,076	0,020	12,85	0,03	544,3	2,6
600	5327,98	1,88	416,09	0,44	0,000	0,012	0,007	0,029	0,069	0,013	12,86	0,02	544,4	2,5
800	2768,23	1,14	215,76	0,21	0,000	0,021	0,250	0,029	0,058	0,010	12,86	0,03	544,5	2,5
Fusion	2709,76	2,53	210,87	0,21	0,009	0,011	0,486	0,032	0,083	0,016	12,85	0,03	544,1	2,6

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009358
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^{*}/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^{*}/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla10-muscovite (z2393)														
300	30,87	0,11	2,30	0,03	0,000	0,015	0,036	0,030	0,050	0,019	7,29	2,33	328,6	96,0
370	91,12	0,16	6,70	0,05	0,000	0,015	0,024	0,023	0,026	0,018	12,65	0,79	536,8	29,3
420	3322,97	2,19	267,13	0,19	0,000	0,015	0,079	0,034	0,247	0,018	12,31	0,03	524,3	2,5
425	6842,78	8,01	559,11	0,58	0,000	0,013	0,158	0,027	0,082	0,017	12,33	0,03	525,1	2,5
435	5786,79	5,99	472,24	0,63	0,000	0,014	0,055	0,026	0,080	0,012	12,34	0,03	525,4	2,5
460	816,99	0,87	67,07	0,14	0,000	0,012	0,000	0,020	0,056	0,011	12,07	0,06	515,5	3,1
520	2239,91	2,66	184,55	0,23	0,000	0,010	0,056	0,021	0,069	0,010	12,16	0,03	518,8	2,5
580	1069,05	0,69	88,19	0,17	0,000	0,008	0,045	0,018	0,047	0,012	12,10	0,05	516,5	2,9
660	745,74	1,35	61,37	0,09	0,000	0,006	0,010	0,019	0,029	0,009	12,15	0,05	518,4	3,0
800	298,21	0,56	24,71	0,09	0,000	0,007	0,014	0,013	0,000	0,013	12,20	0,16	520,2	6,4
Fusion	1869,50	1,00	151,54	0,38	0,000	0,006	0,000	0,013	0,069	0,013	12,34	0,04	525,5	2,8
Bla10-biotite (z2394)														
250	508,84	0,75	29,34	0,05	0,005	0,006	0,051	0,017	0,537	0,011	12,25	0,12	522,3	4,9
300	421,01	0,78	29,11	0,05	0,004	0,008	0,055	0,017	0,076	0,008	13,87	0,09	581,1	4,1
350	1542,19	0,74	106,20	0,15	0,000	0,012	0,046	0,016	0,138	0,006	14,30	0,03	596,7	2,8
375	1716,41	1,43	117,67	0,15	0,011	0,012	0,040	0,018	0,155	0,026	14,37	0,07	598,9	3,6
400	1260,69	0,96	86,50	0,21	0,000	0,010	0,037	0,014	0,084	0,007	14,45	0,05	601,9	3,1
440	1810,98	1,44	123,31	0,16	0,000	0,011	0,030	0,029	0,098	0,012	14,61	0,04	607,7	3,0
480	1230,23	1,19	83,83	0,07	0,000	0,010	0,033	0,014	0,060	0,012	14,63	0,05	608,1	3,1
540	1508,02	1,24	102,50	0,14	0,000	0,011	0,030	0,024	0,061	0,008	14,70	0,04	610,6	2,9
630	1247,00	0,80	84,34	0,12	0,011	0,009	0,041	0,031	0,063	0,009	14,73	0,05	611,7	3,1
760	974,33	1,11	65,40	0,13	0,000	0,010	0,021	0,025	0,053	0,011	14,83	0,06	615,1	3,4
1000	1009,01	1,08	67,80	0,10	0,000	0,013	0,056	0,027	0,039	0,012	14,88	0,06	617,0	3,4
Fusion	579,35	0,69	38,93	0,08	0,000	0,009	0,000	0,025	0,038	0,015	14,76	0,12	612,8	4,9

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,011354
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla10-muscovite (z2589)														
300	89,66	0,24	3,81	0,03	0,000	0,018	0,023	0,021	0,245	0,013	5,09	1,03	235,5	44,7
360	111,82	0,13	7,72	0,03	0,002	0,016	0,001	0,014	0,071	0,011	11,92	0,43	510,0	16,1
420	227,67	0,30	14,78	0,05	0,009	0,019	0,012	0,017	0,165	0,008	12,28	0,17	523,3	6,7
430	258,56	0,17	20,03	0,05	0,000	0,018	0,000	0,012	0,031	0,013	12,56	0,18	533,5	7,2
431	1196,41	1,11	95,32	0,15	0,000	0,021	0,000	0,020	0,099	0,016	12,34	0,06	525,5	3,1
435	850,03	0,96	66,87	0,05	0,000	0,023	0,000	0,019	0,111	0,020	12,32	0,09	524,7	4,0
440	965,03	1,23	76,00	0,19	0,000	0,021	0,000	0,017	0,114	0,019	12,35	0,08	526,0	3,8
445	7588,98	8,08	616,62	1,03	0,000	0,009	0,051	0,025	0,065	0,019	12,36	0,03	526,4	2,6
460	1489,91	3,53	120,59	0,27	0,000	0,012	0,013	0,010	0,035	0,014	12,36	0,05	526,2	3,1
470	3899,63	4,70	312,88	0,46	0,003	0,011	0,013	0,014	0,162	0,011	12,40	0,03	527,8	2,6
500	2539,91	2,12	207,17	0,26	0,000	0,011	0,007	0,012	0,035	0,019	12,30	0,04	523,9	2,6
550	21378,52	7,51	1741,22	1,06	0,000	0,022	0,122	0,019	0,149	0,017	12,34	0,02	525,5	2,4
590	3862,15	2,21	313,55	0,12	0,000	0,019	0,055	0,014	0,093	0,015	12,32	0,02	524,7	2,4
670	3220,90	1,64	260,25	0,20	0,000	0,019	0,077	0,019	0,091	0,013	12,36	0,03	526,3	2,5
760	3001,39	2,03	243,24	0,37	0,000	0,019	0,071	0,013	0,094	0,012	12,31	0,03	524,5	2,5
950	2081,14	1,64	168,22	0,19	0,000	0,020	0,015	0,025	0,064	0,014	12,35	0,03	525,8	2,6
Fusion	4115,51	1,36	333,42	0,26	0,000	0,019	0,022	0,028	0,078	0,013	12,36	0,02	526,3	2,4
Bla10-biotite (z2590)														
280	1195,95	0,50	49,52	0,10	0,000	0,015	0,000	0,023	2,126	0,020	11,90	0,15	509,1	5,9
330	200,10	0,28	13,37	0,02	0,000	0,014	0,000	0,024	0,107	0,026	12,76	0,56	540,9	20,6
380	720,96	0,62	50,25	0,09	0,000	0,012	0,035	0,014	0,136	0,012	13,67	0,08	573,9	3,7
430	6178,70	8,31	431,99	0,62	0,000	0,013	0,014	0,019	0,342	0,007	14,17	0,03	592,0	2,8
450	1599,96	1,92	111,45	0,16	0,000	0,016	0,025	0,026	0,107	0,011	14,18	0,04	592,3	3,0
510	4927,60	6,41	343,06	0,40	0,000	0,016	0,044	0,018	0,168	0,012	14,32	0,03	597,3	2,8
550	4253,14	6,93	296,32	0,47	0,000	0,016	0,030	0,020	0,121	0,012	14,34	0,04	597,8	2,9
620	4675,92	2,12	322,08	0,32	0,000	0,012	0,006	0,014	0,102	0,011	14,53	0,03	604,6	2,8
700	5299,19	7,60	363,70	0,50	0,000	0,012	0,030	0,012	0,079	0,014	14,61	0,04	607,5	2,9
850	4403,25	3,95	302,23	0,41	0,000	0,015	0,031	0,018	0,083	0,010	14,59	0,03	606,9	2,8
1100	4346,75	4,82	301,20	0,58	0,000	0,011	0,034	0,018	0,122	0,011	14,42	0,04	600,6	2,9
Fusion	1508,11	2,42	104,16	0,30	0,000	0,009	0,028	0,020	0,076	0,007	14,37	0,05	599,0	3,2

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009619
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla11-biotite (z2395)														
450	447,19	0,51	0,92	0,02	0,000	0,008	2,006	0,019	0,215	0,014	427,88	8,96	4593,8	37,3
650	14,07	0,05	0,87	0,02	0,004	0,008	2,379	0,032	0,061	0,011	-2,85	3,76	-146,7	201,2
820	54,66	0,12	3,91	0,01	0,009	0,014	16,254	0,056	0,108	0,018	7,96	1,33	355,8	53,8
860	21,75	0,07	1,69	0,02	0,003	0,009	6,333	0,075	0,045	0,006	6,95	1,07	314,4	44,5
900	17,49	0,06	1,36	0,02	0,003	0,009	4,736	0,035	0,008	0,014	12,78	3,08	541,5	112,6
1000	120,91	0,20	9,15	0,05	0,000	0,007	37,268	0,120	0,081	0,011	12,67	0,35	537,5	13,1
1060	167,01	0,26	12,82	0,08	0,000	0,009	41,865	0,043	0,089	0,012	12,66	0,29	537,1	10,8
1090	148,97	0,14	11,60	0,07	0,000	0,008	34,540	0,099	0,068	0,017	12,65	0,43	536,8	15,8
1200	414,87	0,22	32,83	0,07	0,001	0,009	90,776	0,285	0,152	0,005	12,71	0,06	538,8	3,2
1300	10,05	0,05	0,81	0,02	0,000	0,008	2,423	0,041	0,000	0,009	13,94	3,20	583,5	114,6
Fusion	215,42	0,21	16,60	0,06	0,000	0,016	50,768	0,107	0,097	0,018	12,84	0,32	543,6	11,9

J parameter	2,73E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,011354
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla12-muscovite (z2457)														
300	97,05	0,27	6,62	0,05	0,000	0,011	0,000	0,027	0,176	0,009	7,16	0,41	322,9	17,0
370	196,59	0,25	16,56	0,08	0,000	0,019	0,000	0,029	0,062	0,011	10,91	0,19	471,3	7,6
410	80,49	0,21	6,84	0,04	0,039	0,019	0,000	0,026	0,014	0,016	11,29	0,68	485,8	25,8
450	442,32	0,40	36,06	0,05	0,033	0,020	0,000	0,030	0,036	0,009	12,10	0,08	516,2	3,6
470	1032,27	0,63	85,38	0,14	0,000	0,018	0,002	0,025	0,091	0,020	11,91	0,07	509,0	3,5
490	313,42	0,39	26,41	0,06	0,000	0,018	0,000	0,022	0,003	0,021	11,95	0,23	510,6	8,8
520	1300,96	0,51	108,16	0,16	0,000	0,023	0,004	0,019	0,078	0,019	11,94	0,06	510,3	3,0
540	1807,26	0,84	150,55	0,65	0,046	0,014	0,000	0,022	0,078	0,024	11,98	0,07	511,6	3,5
560	10079,00	4,52	843,99	0,48	0,006	0,018	0,076	0,019	0,205	0,022	11,99	0,02	512,2	2,3
580	3574,86	1,92	299,54	0,48	0,010	0,016	0,058	0,023	0,074	0,016	11,98	0,03	511,9	2,5
630	4930,16	2,07	412,13	0,52	0,008	0,018	0,056	0,023	0,131	0,013	11,99	0,02	512,2	2,4
700	60937,29	11,05	5117,13	1,70	0,000	0,023	0,131	0,023	0,261	0,018	12,01	0,02	513,0	2,3
740	14280,01	5,80	1199,57	1,07	0,000	0,018	0,176	0,023	0,146	0,019	11,99	0,02	512,1	2,4
800	15664,22	3,66	1316,90	0,60	0,026	0,015	0,111	0,030	0,137	0,011	11,98	0,02	511,9	2,3
950	51758,71	23,10	4348,51	1,61	0,064	0,031	0,254	0,037	0,191	0,027	12,01	0,02	512,8	2,3
1200	42219,30	13,92	3545,25	1,30	0,043	0,019	0,148	0,036	0,181	0,024	12,01	0,02	513,0	2,3
1500	4430,95	3,55	361,37	0,37	0,000	0,017	0,051	0,014	0,391	0,012	12,07	0,03	515,2	2,4
Fusion	15522,29	5,89	1291,68	0,90	0,013	0,020	0,114	0,025	0,174	0,024	12,10	0,02	516,1	2,4
J parameter	2,73E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,011354													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla12-biotite (z2475)														
300	2511,85	1,98	108,75	0,19	0,000	0,022	0,023	0,028	4,701	0,025	10,75	0,11	465,3	4,6
350	1611,29	0,56	129,48	0,18	0,000	0,020	0,003	0,028	0,382	0,015	11,69	0,04	500,8	2,7
380	3108,09	2,39	238,68	0,26	0,000	0,022	0,000	0,026	0,216	0,014	12,86	0,03	544,3	2,6
420	11331,83	5,16	853,93	0,38	0,000	0,021	0,056	0,031	0,381	0,014	13,25	0,02	558,2	2,5
450	6633,40	2,67	500,73	0,52	0,000	0,019	0,033	0,028	0,186	0,021	13,24	0,03	558,2	2,6
490	7712,97	3,39	580,16	0,52	0,000	0,018	0,080	0,038	0,166	0,020	13,32	0,02	560,8	2,6
540	4308,51	2,45	324,96	0,13	0,021	0,016	0,047	0,031	0,121	0,024	13,26	0,03	558,6	2,6
610	28644,88	7,21	2149,91	1,07	0,000	0,030	0,079	0,037	0,205	0,027	13,40	0,02	563,8	2,5
650	9327,39	5,47	695,19	0,51	0,002	0,019	0,106	0,036	0,135	0,020	13,47	0,02	566,2	2,6
730	7506,93	4,22	558,48	0,49	0,000	0,021	0,067	0,030	0,124	0,028	13,48	0,03	566,8	2,6
850	6358,26	1,97	471,22	0,38	0,000	0,023	0,058	0,017	0,130	0,016	13,52	0,02	568,1	2,6
Fusion	13162,79	2,99	970,61	0,33	0,013	0,026	1,114	0,028	0,200	0,017	13,61	0,02	571,5	2,6
J parameter	2,73E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009358													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bla13-biotite (z2462)														
300	1994,11	1,66	116,80	0,22	0,012	0,035	0,003	0,034	2,579	0,036	10,88	0,10	470,2	4,4
340	479,89	0,41	37,95	0,07	0,000	0,047	0,030	0,046	0,101	0,043	12,01	0,33	512,7	12,5
390	1320,75	0,39	105,21	0,19	0,000	0,033	0,018	0,044	0,074	0,030	12,48	0,09	530,0	4,0
430	5533,09	2,34	436,38	0,26	0,043	0,037	0,086	0,038	0,197	0,034	12,68	0,03	537,3	2,6
450	2554,39	1,71	201,65	0,15	0,000	0,033	0,018	0,031	0,074	0,025	12,69	0,04	537,8	2,8
490	5627,91	3,16	443,71	0,39	0,000	0,019	0,067	0,030	0,109	0,021	12,74	0,03	539,6	2,5
550	8424,55	3,78	660,45	0,52	0,000	0,030	0,124	0,045	0,126	0,025	12,83	0,02	542,9	2,5
620	5316,27	1,67	417,81	0,44	0,000	0,022	0,018	0,028	0,094	0,022	12,79	0,03	541,3	2,5
770	1531,18	0,88	119,24	0,12	0,000	0,036	0,040	0,052	0,078	0,031	12,78	0,08	541,2	3,7
Fusion	3450,09	0,97	267,69	0,26	0,023	0,029	0,219	0,048	0,124	0,032	12,89	0,04	545,0	2,8
J parameter	2,73E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,011354													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power m(W)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
L0k7-amphibole (z2468)														
500	22343,20	6,34	47,74	0,08	0,000	0,018	0,853	0,038	1,268	0,029	463,77	1,01	4733,5	14,0
700	5134,25	2,06	28,02	0,06	0,000	0,025	1,366	0,027	0,444	0,022	180,34	0,54	3221,9	11,0
780	917,10	0,57	18,07	0,05	0,000	0,019	2,736	0,041	0,125	0,017	49,92	0,32	1558,7	8,8
810	3952,25	1,87	31,43	0,03	0,000	0,024	11,525	0,047	0,288	0,018	126,83	0,29	2709,5	9,4
820	423,70	0,41	11,95	0,04	0,000	0,021	4,291	0,058	0,112	0,014	34,77	0,37	1210,2	10,6
860	6257,29	2,31	143,88	0,09	0,018	0,018	60,397	0,158	0,919	0,034	44,15	0,10	1433,7	5,8
900	2017,06	1,56	65,33	0,11	0,005	0,021	23,203	0,102	0,393	0,012	31,07	0,09	1113,7	5,0
1000	755,32	0,88	25,96	0,09	0,000	0,017	8,461	0,053	0,151	0,014	29,18	0,20	1062,5	6,9
1210	884,24	0,84	32,00	0,09	0,000	0,020	12,047	0,033	0,219	0,015	27,62	0,17	1019,0	6,2
Fusion	1664,03	1,25	60,70	0,09	0,000	0,018	26,423	0,064	0,408	0,010	27,73	0,08	1022,1	4,7
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,008003													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
L0k45-muscovite (z2479)														
300	199,46	0,23	5,69	0,04	0,000	0,020	0,000	0,029	0,161	0,022	27,12	1,13	1002,2	32,4
380	1241,60	1,29	34,80	0,04	0,025	0,020	0,000	0,033	0,202	0,016	34,27	0,15	1194,7	6,0
410	456,31	0,40	13,12	0,05	0,000	0,019	0,000	0,026	0,031	0,014	34,39	0,33	1197,7	9,7
460	1409,80	0,90	37,44	0,10	0,000	0,014	0,000	0,025	0,069	0,014	37,42	0,15	1273,2	6,2
520	3245,59	1,40	83,72	0,10	0,000	0,023	0,014	0,032	0,146	0,021	38,57	0,10	1301,1	5,6
530	20886,05	9,39	403,09	0,51	0,000	0,028	0,115	0,033	0,277	0,032	52,03	0,10	1598,9	6,2
540	28976,53	5,72	592,23	0,54	0,049	0,016	0,148	0,031	0,240	0,025	49,20	0,08	1540,2	5,9
550	22725,27	7,89	475,12	0,17	0,027	0,025	0,227	0,030	0,182	0,021	48,10	0,07	1516,9	5,8
570	10481,25	6,39	222,23	0,08	0,027	0,015	0,113	0,026	0,125	0,017	47,38	0,07	1501,4	5,8
650	73916,90	51,10	1462,26	0,96	0,000	0,081	0,000	0,059	0,023	0,062	50,95	0,08	1576,6	6,1
720	35492,44	20,13	734,85	0,56	0,064	0,032	0,093	0,042	0,134	0,028	48,63	0,08	1528,2	5,9
850	75079,96	32,48	1514,69	0,99	0,000	0,058	0,000	0,063	0,000	0,056	49,96	0,08	1556,2	6,0
Fusion	75198,74	29,94	1415,93	0,78	0,000	0,035	0,000	0,049	0,000	0,047	53,53	0,08	1629,2	6,2
J parameter	2,73E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009358													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
L0k45-muscovite (z2591)														
300	51,61	0,12	1,86	0,01	0,000	0,011	0,000	0,011	0,045	0,014	20,85	2,24	814,9	70,5
360	106,15	0,12	4,54	0,03	0,010	0,012	0,000	0,021	0,004	0,008	23,28	0,52	890,0	16,2
420	200,72	0,23	8,75	0,03	0,023	0,015	0,013	0,020	0,053	0,009	21,34	0,31	830,3	10,4
2	125,62	0,22	5,42	0,03	0,029	0,021	0,017	0,022	0,034	0,014	21,51	0,78	835,5	24,5
490	690,60	0,96	26,32	0,06	0,000	0,011	0,000	0,016	0,024	0,010	26,17	0,13	975,0	5,5
510	6735,58	9,58	186,62	0,26	0,000	0,011	0,000	0,016	0,078	0,009	36,23	0,09	1243,8	5,3
550	1556,60	1,96	63,94	0,07	0,000	0,014	0,000	0,021	0,046	0,009	24,31	0,07	920,8	4,2
650	1085,45	0,81	40,40	0,10	0,001	0,012	0,000	0,019	0,039	0,013	26,78	0,12	992,5	5,3
800	6601,62	5,14	222,06	0,23	0,010	0,012	0,030	0,014	0,059	0,016	29,86	0,06	1078,5	4,6
Fusion	2451,97	2,07	62,27	0,13	0,000	0,011	0,009	0,014	0,030	0,010	39,52	0,12	1323,6	5,7
L0k45-muscovite (z2592)														
300	122,98	0,19	4,31	0,03	0,007	0,013	0,008	0,016	0,055	0,011	25,04	0,74	942,4	22,1
360	328,84	0,44	11,74	0,04	0,000	0,018	0,000	0,020	0,008	0,013	28,02	0,35	1027,7	10,7
420	455,42	0,32	15,45	0,05	0,003	0,008	0,017	0,014	0,045	0,009	28,83	0,20	1050,2	7,0
425	6619,82	2,86	154,60	0,22	0,000	0,008	0,039	0,027	0,148	0,013	42,85	0,09	1401,1	5,7
440	1090,63	0,89	35,30	0,08	0,000	0,023	0,000	0,030	0,012	0,021	31,02	0,19	1109,6	6,7
490	807,51	0,79	22,89	0,07	0,000	0,020	0,031	0,027	0,033	0,019	35,11	0,27	1215,8	8,2
550	6584,73	3,68	171,04	0,19	0,000	0,027	0,055	0,012	0,085	0,012	38,63	0,07	1302,4	5,3
600	936,74	0,66	20,55	0,05	0,000	0,021	0,009	0,014	0,054	0,010	45,14	0,19	1452,5	6,9
Fusion	94,24	0,17	2,06	0,03	0,000	0,020	0,027	0,012	0,009	0,015	44,90	2,16	1447,2	48,3
J parameter	2,73E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar7-A-muscovite (z2398)														
300	96,29	0,18	8,17	0,03	0,006	0,013	0,051	0,024	0,109	0,011	8,08	0,39	361,6	16,1
350	142,13	0,26	9,14	0,04	0,000	0,012	0,056	0,020	0,037	0,009	14,55	0,28	606,7	10,3
390	646,42	0,99	37,63	0,05	0,007	0,012	0,042	0,020	0,066	0,009	16,86	0,08	686,6	4,1
410	705,09	1,01	39,51	0,08	0,041	0,015	0,089	0,020	0,077	0,011	17,48	0,10	707,5	4,4
430	529,08	0,94	29,72	0,07	0,000	0,014	0,007	0,029	0,028	0,014	17,72	0,14	715,8	5,7
470	453,83	0,54	25,87	0,10	0,000	0,024	0,016	0,030	0,036	0,014	17,33	0,17	702,7	6,4
530	1852,83	1,08	121,41	0,19	0,011	0,015	0,293	0,020	0,068	0,009	15,27	0,04	631,9	3,0
560	1178,32	0,74	83,55	0,16	0,000	0,015	0,194	0,029	0,047	0,012	14,09	0,05	590,5	3,2
600	4659,78	5,70	340,79	0,30	0,000	0,011	1,019	0,022	0,131	0,013	13,71	0,03	576,7	2,7
620	1494,14	0,70	110,83	0,15	0,000	0,009	0,289	0,034	0,074	0,020	13,43	0,06	566,7	3,3
660	2580,97	2,32	191,85	0,26	0,009	0,010	0,591	0,018	0,085	0,015	13,47	0,04	568,0	2,8
700	17974,52	7,68	1342,50	1,29	0,017	0,016	4,281	0,045	0,224	0,012	13,49	0,02	568,6	2,6
730	14836,05	2,59	1109,63	0,49	0,000	0,008	2,117	0,040	0,147	0,014	13,48	0,02	568,2	2,5
760	2180,58	0,77	162,08	0,18	0,000	0,012	0,398	0,036	0,077	0,014	13,46	0,03	567,8	2,7
850	4694,30	2,18	348,15	0,30	0,014	0,010	1,109	0,038	0,108	0,016	13,54	0,03	570,6	2,6
1100	563,98	0,59	36,63	0,09	0,000	0,009	0,455	0,033	0,039	0,016	15,26	0,14	631,6	5,5
Fusion	261,35	0,38	16,92	0,06	0,000	0,015	0,927	0,026	0,040	0,014	14,96	0,24	621,2	8,8
Sar7-A-biotite (z2399)														
260	99,60	0,41	5,58	0,03	0,000	0,009	0,010	0,021	0,269	0,006	4,15	0,33	194,6	14,9
300	141,08	0,28	18,50	0,06	0,000	0,009	0,041	0,028	0,117	0,010	5,89	0,16	270,4	7,0
350	291,22	0,30	31,56	0,10	0,010	0,012	0,042	0,022	0,187	0,013	7,62	0,12	342,9	5,3
390	498,02	0,67	54,08	0,11	0,000	0,007	0,083	0,027	0,301	0,010	7,70	0,06	346,2	3,0
420	95,66	0,40	10,28	0,06	0,012	0,008	0,074	0,025	0,066	0,009	7,56	0,25	340,2	10,2
480	77,39	0,08	8,05	0,02	0,000	0,008	0,031	0,028	0,049	0,011	7,96	0,39	356,8	16,0
620	363,83	0,47	29,70	0,06	0,009	0,007	0,035	0,028	0,191	0,015	10,52	0,15	458,1	6,1
700	173,55	0,27	14,44	0,05	0,008	0,010	0,066	0,021	0,086	0,011	10,42	0,23	454,2	9,0
Fusion	155,26	0,31	17,66	0,06	0,011	0,009	0,042	0,030	0,095	0,012	7,33	0,20	331,1	8,6

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,011354
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar7-A-muscovite (z2582)														
290	126,56	0,18	9,17	0,04	0,000	0,020	0,016	0,025	0,197	0,015	7,84	0,55	352,0	22,3
350	216,69	0,27	13,16	0,03	0,000	0,022	0,016	0,024	0,052	0,015	15,56	0,37	642,1	13,3
400	963,46	0,64	53,35	0,08	0,000	0,023	0,025	0,022	0,102	0,012	17,68	0,09	714,4	4,2
440	849,25	1,00	47,35	0,08	0,000	0,019	0,007	0,026	0,048	0,014	17,78	0,11	717,8	4,8
470	642,32	0,66	38,22	0,12	0,000	0,014	0,000	0,016	0,016	0,014	16,81	0,13	684,9	5,1
510	1663,88	1,48	111,55	0,20	0,000	0,017	0,000	0,020	0,043	0,017	14,91	0,06	619,4	3,4
540	1015,13	0,79	72,83	0,08	0,000	0,029	0,000	0,036	0,000	0,023	14,04	0,11	588,4	4,6
570	1275,58	1,22	92,56	0,14	0,000	0,016	0,000	0,015	0,003	0,016	13,87	0,06	582,5	3,3
600	7633,21	4,46	568,83	0,37	0,005	0,016	0,067	0,025	0,162	0,031	13,44	0,03	567,0	2,6
610	2830,58	2,35	213,78	0,21	0,000	0,013	0,000	0,020	0,093	0,009	13,21	0,03	558,5	2,6
650	2551,66	2,86	193,70	0,23	0,000	0,018	0,034	0,019	0,064	0,018	13,19	0,04	557,8	2,8
720	25645,33	17,19	1966,79	1,58	0,000	0,019	0,023	0,020	0,175	0,015	13,11	0,02	554,8	2,5
760	17101,01	6,14	1312,97	1,06	0,003	0,048	0,082	0,044	0,146	0,011	13,09	0,02	554,2	2,5
850	7120,92	1,94	544,70	0,46	0,030	0,014	0,038	0,024	0,079	0,013	13,13	0,02	555,7	2,5
1100	1399,44	0,83	99,45	0,13	0,000	0,013	0,000	0,022	0,041	0,013	14,05	0,05	589,0	3,1
Fusion	1647,01	0,92	120,77	0,25	0,030	0,011	0,015	0,029	0,045	0,013	13,64	0,05	574,1	3,1
Sar7-A-biotite (z2581)														
290	4026,76	1,60	62,91	0,13	0,000	0,018	0,020	0,029	10,520	0,035	16,10	0,32	660,9	11,5
360	3745,98	0,89	127,47	0,11	0,044	0,024	0,050	0,034	2,228	0,027	24,58	0,09	931,1	4,7
420	9395,16	3,12	322,86	0,26	0,005	0,022	0,045	0,031	2,129	0,020	27,42	0,06	1013,1	4,3
460	7095,45	13,31	241,26	0,53	0,000	0,017	0,030	0,031	1,017	0,022	28,41	0,10	1041,1	5,0
500	10624,79	11,77	357,90	0,64	0,000	0,010	0,000	0,020	1,184	0,016	28,94	0,08	1055,8	4,7
550	11820,24	10,70	389,76	0,55	0,000	0,029	0,069	0,027	1,042	0,024	29,79	0,07	1079,1	4,7
590	5457,15	4,64	179,17	0,18	0,000	0,012	0,000	0,028	0,466	0,016	29,92	0,07	1082,7	4,6
660	12919,82	11,84	429,22	0,42	0,000	0,011	0,087	0,031	0,854	0,029	29,76	0,06	1078,3	4,6
750	6550,17	3,90	218,21	0,33	0,000	0,014	0,041	0,016	0,483	0,015	29,61	0,07	1074,2	4,6
900	16335,81	29,55	538,71	0,69	0,000	0,023	0,204	0,015	1,060	0,031	30,01	0,08	1085,2	4,8
1100	11123,05	5,85	360,57	0,31	0,000	0,009	0,190	0,020	0,668	0,008	30,59	0,05	1100,8	4,6
Fusion	12655,55	6,23	404,78	0,45	0,000	0,011	0,712	0,036	0,811	0,017	31,11	0,06	1114,7	4,7
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar8-A-biotite (z2463)														
300	27369,02	12,46	292,92	0,13	0,092	0,042	0,244	0,043	60,396	0,117	34,95	0,38	1214,1	10,7
350	7277,47	1,66	209,96	0,26	0,016	0,022	0,033	0,023	1,545	0,019	32,89	0,07	1161,3	4,9
390	52952,98	22,46	1577,33	1,21	0,010	0,035	0,342	0,034	4,249	0,036	33,13	0,06	1167,6	4,8
410	18939,11	9,19	565,81	0,48	0,006	0,016	0,191	0,035	1,292	0,008	33,15	0,06	1168,1	4,8
430	12024,91	5,51	360,29	0,44	0,018	0,019	0,161	0,028	0,585	0,019	33,25	0,07	1170,5	4,9
470	71175,91	19,52	2150,43	1,27	0,000	0,039	0,190	0,047	1,384	0,060	33,25	0,05	1170,5	4,7
500	35953,99	24,73	1084,47	0,54	0,000	0,028	0,230	0,023	0,645	0,048	33,32	0,05	1172,4	4,8
540	27014,49	14,06	815,84	0,29	0,000	0,020	0,121	0,039	0,372	0,017	33,32	0,05	1172,3	4,7
590	31129,26	10,68	942,80	0,47	0,000	0,035	0,148	0,032	0,403	0,024	33,23	0,05	1170,0	4,7
650	10394,62	2,35	313,07	0,34	0,026	0,026	0,148	0,034	0,248	0,021	33,31	0,06	1172,2	4,8
750	15133,97	5,59	456,44	0,43	0,036	0,023	0,318	0,035	0,240	0,025	33,34	0,06	1173,0	4,8
900	18261,66	8,30	551,30	0,31	0,000	0,031	0,408	0,044	0,364	0,032	33,27	0,05	1171,2	4,8
1100	2550,19	1,36	76,84	0,07	0,007	0,026	0,414	0,040	0,123	0,022	33,08	0,10	1166,3	5,2
Fusion	1364,80	1,58	42,11	0,05	0,000	0,028	1,396	0,036	0,102	0,029	32,17	0,21	1142,5	7,2
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,011354													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar8-A-biotite (z2584)														
280	15056,48	35,31	12,29	0,10	0,003	0,011	0,159	0,024	50,493	0,156	46,47	7,94	1484,4	173,1
340	544,33	0,56	3,42	0,02	0,003	0,011	0,095	0,010	1,576	0,035	30,03	3,17	1085,3	86,3
390	352,39	0,30	4,65	0,03	0,000	0,013	0,107	0,020	0,799	0,019	29,19	1,36	1062,1	37,5
470	387,75	0,48	8,77	0,05	0,000	0,011	0,073	0,011	0,394	0,015	32,51	0,56	1151,4	15,4
540	4779,31	1,84	132,63	0,22	0,017	0,021	0,051	0,026	1,395	0,034	33,29	0,11	1171,7	5,4
570	2928,20	2,72	83,03	0,11	0,000	0,015	0,000	0,027	0,629	0,008	33,33	0,09	1172,7	5,1
620	32365,36	20,60	944,29	0,81	0,000	0,024	0,105	0,028	3,939	0,020	33,33	0,06	1172,6	4,8
660	7178,08	13,37	212,13	0,67	0,000	0,014	0,034	0,023	0,570	0,012	33,32	0,13	1172,5	5,7
750	4006,37	2,87	120,24	0,27	0,000	0,016	0,000	0,023	0,323	0,014	32,78	0,10	1158,4	5,2
Fusion	1537,21	2,89	51,01	0,19	0,000	0,017	0,043	0,024	0,171	0,017	29,48	0,17	1070,0	6,3
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar8-B-biotite (z2477)														
280	7462,98	6,53	71,47	0,15	0,000	0,020	0,045	0,022	18,796	0,067	29,13	0,53	1060,2	15,1
350	1773,84	1,25	58,61	0,12	0,013	0,024	0,000	0,028	0,500	0,014	28,01	0,12	1029,1	5,3
400	8753,13	7,76	305,14	0,22	0,008	0,022	0,051	0,023	0,718	0,018	28,23	0,06	1035,2	4,4
430	20644,18	4,76	724,19	0,71	0,000	0,027	0,109	0,023	1,129	0,005	28,28	0,05	1036,5	4,3
450	7068,48	3,59	247,46	0,32	0,000	0,016	0,045	0,024	0,278	0,014	28,46	0,06	1041,7	4,5
480	6371,78	6,10	223,71	0,22	0,000	0,017	0,039	0,026	0,180	0,011	28,47	0,06	1042,0	4,5
540	8119,50	8,45	286,27	0,21	0,000	0,018	0,036	0,021	0,143	0,023	28,44	0,06	1041,0	4,4
590	10694,42	6,67	376,94	0,41	0,010	0,012	0,046	0,013	0,205	0,011	28,43	0,05	1040,8	4,4
650	2260,61	2,42	79,77	0,13	0,000	0,011	0,021	0,015	0,077	0,010	28,29	0,08	1036,9	4,7
800	4617,92	1,75	163,62	0,29	0,010	0,013	0,000	0,024	0,091	0,014	28,27	0,07	1036,2	4,6
Fusion	1234,35	1,14	46,56	0,12	0,000	0,019	0,039	0,018	0,109	0,006	26,12	0,10	975,3	4,9

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009619
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Sar8-B-biotite (z2585)														
300	13000,58	5,94	185,23	0,22	0,000	0,009	0,118	0,040	26,774	0,069	28,84	0,28	1052,2	8,9
350	6388,16	3,51	215,30	0,08	0,000	0,019	0,116	0,031	0,961	0,034	28,62	0,07	1046,0	4,5
400	30563,55	13,83	1052,15	0,59	0,000	0,030	0,348	0,030	2,023	0,059	28,72	0,05	1049,0	4,4
430	17289,98	9,33	597,87	0,52	0,016	0,027	0,299	0,032	0,791	0,022	28,77	0,05	1050,2	4,4
460	21194,83	4,46	735,66	0,49	0,000	0,016	0,165	0,030	0,833	0,014	28,71	0,04	1048,6	4,3
500	20546,68	12,02	714,00	0,67	0,000	0,007	0,184	0,020	0,469	0,011	28,82	0,05	1051,5	4,4
550	34440,83	16,73	1202,65	0,67	0,000	0,019	0,343	0,042	0,485	0,037	28,75	0,04	1049,7	4,3
600	8563,67	4,84	298,55	0,25	0,000	0,020	0,058	0,035	0,122	0,024	28,79	0,05	1050,9	4,4
700	11903,94	5,54	417,95	0,46	0,000	0,017	0,219	0,039	0,198	0,024	28,57	0,05	1044,8	4,4
850	7238,34	1,96	256,14	0,34	0,007	0,016	0,241	0,029	0,143	0,008	28,33	0,05	1038,0	4,4
Fusion	8649,07	3,92	312,20	0,31	0,000	0,018	4,442	0,056	0,248	0,013	27,77	0,05	1022,4	4,3
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009358													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik2-muscovite (z2455)														
300	80,94	0,30	9,08	0,03	0,018	0,018	0,029	0,033	0,219	0,016	1,96	0,51	94,5	24,2
350	79,02	0,20	8,84	0,05	0,000	0,021	0,000	0,023	0,114	0,020	5,26	0,66	243,6	28,6
400	226,53	0,31	20,41	0,04	0,000	0,014	0,019	0,031	0,062	0,015	10,30	0,21	449,8	8,5
440	247,40	0,45	20,33	0,04	0,000	0,018	0,000	0,027	0,039	0,018	11,69	0,25	503,1	9,8
490	355,95	0,38	28,84	0,06	0,000	0,021	0,026	0,019	0,062	0,018	11,80	0,19	507,1	7,4
520	643,99	0,65	51,90	0,05	0,000	0,014	0,009	0,019	0,069	0,017	12,11	0,10	518,5	4,2
540	161,27	0,24	13,04	0,03	0,000	0,021	0,026	0,032	0,006	0,020	12,33	0,46	526,9	17,0
570	976,35	1,01	78,77	0,11	0,001	0,017	0,005	0,024	0,049	0,018	12,30	0,07	525,7	3,5
585	556,23	0,47	45,26	0,12	0,000	0,021	0,022	0,021	0,023	0,017	12,23	0,11	523,0	4,8
610	333,78	0,30	26,99	0,09	0,012	0,023	0,014	0,023	0,030	0,015	12,12	0,17	519,1	6,8
640	3196,94	1,75	257,20	0,28	0,003	0,017	0,024	0,020	0,154	0,014	12,34	0,03	527,2	2,5
660	6928,46	2,93	557,17	0,32	0,020	0,022	0,059	0,020	0,133	0,013	12,45	0,02	531,3	2,4
690	3612,24	1,26	291,04	0,38	0,000	0,013	0,053	0,020	0,074	0,013	12,42	0,03	530,2	2,5
750	22188,73	8,23	1791,71	1,26	0,047	0,023	0,243	0,034	0,207	0,040	12,43	0,02	530,7	2,4
820	10604,25	4,29	858,14	0,42	0,005	0,018	0,167	0,024	0,087	0,024	12,41	0,02	529,8	2,4
900	12453,59	6,18	1006,24	0,63	0,008	0,020	0,127	0,023	0,142	0,014	12,42	0,02	530,1	2,4
1000	53659,33	23,91	4349,12	2,06	0,010	0,028	0,388	0,038	0,210	0,024	12,41	0,02	529,7	2,4
1200	21396,48	2,82	1732,18	0,76	0,000	0,019	0,256	0,019	0,145	0,017	12,41	0,02	529,8	2,4
Fusion	33579,06	14,45	2683,22	1,54	0,000	0,029	0,527	0,021	0,276	0,026	12,57	0,02	535,7	2,4
Bik2-biotite (z2470)														
280	390,30	0,47	14,89	0,07	0,000	0,019	0,018	0,018	0,915	0,020	8,51	0,41	379,3	16,4
350	187,30	0,20	15,15	0,05	0,021	0,016	0,009	0,020	0,111	0,017	10,32	0,33	450,7	12,9
400	607,75	0,61	47,91	0,11	0,019	0,016	0,008	0,028	0,118	0,013	12,05	0,09	516,4	3,9
430	1446,56	1,24	115,80	0,13	0,005	0,017	0,018	0,029	0,110	0,015	12,30	0,04	525,7	2,8
460	377,48	0,42	30,29	0,02	0,021	0,023	0,000	0,027	0,020	0,014	12,35	0,14	527,7	5,7
520	1327,93	0,55	105,94	0,17	0,000	0,021	0,025	0,027	0,114	0,015	12,31	0,05	525,9	2,9
620	1284,02	0,88	103,18	0,14	0,004	0,024	0,016	0,031	0,065	0,013	12,34	0,05	527,4	2,8
700	829,29	0,71	66,43	0,10	0,005	0,024	0,000	0,024	0,057	0,014	12,31	0,07	526,2	3,4
900	925,27	0,82	74,07	0,21	0,045	0,028	0,000	0,026	0,049	0,014	12,38	0,07	528,7	3,5
Fusion	540,86	0,84	42,88	0,05	0,000	0,021	0,266	0,026	0,049	0,013	12,39	0,09	529,2	4,1

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,008003
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik2-muscovite (z2578)														
290	50,58	0,24	3,40	0,04	0,000	0,016	0,000	0,022	0,132	0,011	3,74	1,05	176,5	47,4
360	80,08	0,09	7,56	0,04	0,003	0,012	0,000	0,024	0,062	0,011	8,28	0,52	370,1	21,0
390	135,84	0,20	10,69	0,10	0,008	0,011	0,000	0,025	0,004	0,013	12,70	0,42	540,4	15,8
450	113,74	0,17	8,64	0,06	0,000	0,019	0,000	0,027	0,029	0,021	12,27	0,78	524,6	28,9
550	1543,89	1,39	119,84	0,12	0,009	0,012	0,000	0,031	0,089	0,020	12,76	0,06	542,6	3,2
600	516,65	0,39	40,36	0,12	0,000	0,013	0,000	0,028	0,042	0,021	12,59	0,17	536,5	6,6
640	1148,10	1,22	89,55	0,09	0,003	0,016	0,000	0,031	0,059	0,023	12,72	0,08	541,3	3,9
660	8530,09	4,44	674,14	0,52	0,000	0,013	0,017	0,025	0,091	0,012	12,71	0,02	540,7	2,5
720	4653,08	2,91	372,00	0,26	0,003	0,018	0,044	0,026	0,038	0,010	12,58	0,02	536,0	2,5
780	6082,47	4,99	485,68	0,62	0,000	0,014	0,029	0,022	0,068	0,017	12,58	0,03	536,0	2,5
900	9702,15	4,57	771,96	0,52	0,000	0,012	0,083	0,020	0,075	0,010	12,64	0,02	538,2	2,4
1100	4654,60	2,04	368,19	0,22	0,000	0,011	0,054	0,021	0,091	0,007	12,67	0,02	539,5	2,5
Fusion	3682,70	1,25	290,78	0,27	0,005	0,014	0,103	0,016	0,118	0,008	12,67	0,02	539,3	2,5
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik7-muscovite (z2471)														
280	84,71	0,17	6,08	0,04	0,017	0,020	0,000	0,018	0,136	0,008	7,49	0,39	338,0	16,2
350	122,57	0,15	9,66	0,06	0,000	0,018	0,000	0,018	0,040	0,009	11,55	0,29	497,7	11,0
380	108,90	0,24	8,65	0,03	0,019	0,021	0,000	0,025	0,012	0,008	12,25	0,28	523,9	10,5
390	108,44	0,28	8,59	0,04	0,000	0,019	0,000	0,013	0,000	0,008	12,71	0,27	540,6	10,2
420	173,72	0,23	13,73	0,05	0,007	0,018	0,000	0,027	0,021	0,021	12,30	0,45	525,5	17,0
450	199,74	0,22	15,88	0,05	0,000	0,023	0,000	0,014	0,015	0,019	12,39	0,35	529,1	13,3
490	349,34	0,75	27,73	0,07	0,000	0,020	0,057	0,034	0,030	0,017	12,37	0,19	528,3	7,3
510	524,92	0,59	41,93	0,09	0,010	0,021	0,000	0,017	0,030	0,015	12,39	0,11	529,0	4,7
520	1019,66	0,57	81,32	0,08	0,029	0,019	0,029	0,025	0,065	0,018	12,39	0,07	528,9	3,4
540	4444,50	2,31	350,77	0,33	0,000	0,023	0,000	0,023	0,095	0,011	12,67	0,02	539,5	2,5
560	36144,22	18,98	2839,26	1,63	0,000	0,017	0,155	0,037	0,172	0,016	12,80	0,02	543,9	2,5
580	10702,20	5,10	842,55	0,85	0,016	0,014	0,146	0,031	0,086	0,011	12,76	0,02	542,5	2,5
630	4416,31	4,63	349,20	0,32	0,000	0,015	0,069	0,019	0,042	0,019	12,70	0,03	540,2	2,6
700	26197,92	12,27	2076,40	1,12	0,017	0,020	0,180	0,028	0,123	0,031	12,68	0,02	539,8	2,4
780	7032,02	5,48	558,18	0,50	0,011	0,017	0,012	0,028	0,075	0,014	12,64	0,02	538,2	2,5
1000	11677,28	5,30	919,31	0,57	0,000	0,018	0,067	0,025	0,055	0,014	12,77	0,02	542,9	2,5
Fusion	69532,55	45,35	5459,08	2,81	0,000	0,065	0,039	0,206	0,139	0,192	12,81	0,02	544,5	2,5

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,008003
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik7-muscovite (z2579)														
290	84,30	0,17	7,64	0,02	0,007	0,010	0,004	0,011	0,102	0,006	7,29	0,27	329,7	11,3
340	146,04	0,19	12,76	0,04	0,000	0,015	0,017	0,016	0,000	0,008	11,64	0,22	501,2	8,6
370	123,34	0,20	9,95	0,02	0,000	0,015	0,000	0,024	0,000	0,023	12,49	0,70	532,5	25,9
420	677,70	0,74	55,57	0,20	0,000	0,011	0,030	0,029	0,033	0,007	12,16	0,08	520,4	3,6
440	862,75	0,64	69,69	0,16	0,012	0,016	0,000	0,030	0,075	0,017	12,15	0,09	520,2	4,0
470	228,70	0,30	18,31	0,06	0,028	0,009	0,001	0,020	0,031	0,015	12,09	0,26	518,0	9,8
490	3341,88	2,16	268,07	0,49	0,016	0,022	0,012	0,016	0,036	0,016	12,52	0,03	533,7	2,6
500	3626,95	2,84	290,69	0,33	0,000	0,020	0,004	0,018	0,088	0,012	12,48	0,03	532,2	2,5
520	843,02	0,36	67,33	0,09	0,000	0,021	0,000	0,019	0,030	0,011	12,48	0,06	532,2	3,1
560	8401,82	2,62	675,16	0,37	0,000	0,019	0,056	0,019	0,100	0,013	12,50	0,02	532,9	2,4
590	11634,20	3,62	938,38	0,27	0,036	0,023	0,106	0,034	0,110	0,020	12,46	0,02	531,6	2,4
630	13704,21	8,70	1102,58	1,18	0,000	0,025	0,134	0,034	0,135	0,022	12,49	0,02	532,8	2,5
680	5731,61	2,73	460,50	0,38	0,011	0,011	0,037	0,023	0,056	0,014	12,51	0,02	533,3	2,5
850	4494,04	1,94	360,80	0,33	0,011	0,011	0,073	0,026	0,074	0,013	12,50	0,02	533,1	2,5
1000	6936,94	2,01	554,03	0,23	0,040	0,011	0,103	0,024	0,094	0,012	12,58	0,02	535,9	2,4
Fusion	27291,55	12,68	2171,24	1,01	0,000	0,025	0,161	0,034	0,099	0,009	12,65	0,02	538,6	2,4
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik10-muscovite (z2454)														
300	102,48	0,14	13,87	0,04	0,000	0,022	0,036	0,020	0,222	0,009	2,79	0,19	133,2	9,0
360	176,84	0,27	18,32	0,07	0,000	0,027	0,062	0,024	0,086	0,012	8,37	0,20	373,4	8,2
410	842,58	0,72	70,28	0,14	0,010	0,018	0,044	0,021	0,106	0,011	11,63	0,06	500,5	3,0
430	779,78	0,95	64,86	0,12	0,000	0,032	0,035	0,026	0,082	0,014	11,74	0,07	504,3	3,4
460	788,01	0,43	66,69	0,11	0,000	0,015	0,000	0,018	0,039	0,015	11,73	0,07	504,1	3,4
490	651,97	0,83	55,08	0,07	0,000	0,022	0,000	0,015	0,031	0,013	11,75	0,07	504,9	3,6
530	1113,39	0,85	94,27	0,17	0,006	0,017	0,037	0,013	0,055	0,018	11,72	0,06	503,8	3,2
570	3147,27	1,74	268,80	0,50	0,031	0,019	0,066	0,021	0,077	0,017	11,70	0,03	503,2	2,5
590	3048,59	1,81	262,18	0,23	0,004	0,016	0,066	0,022	0,064	0,015	11,63	0,03	500,6	2,4
610	1440,15	0,90	123,73	0,12	0,055	0,022	0,048	0,027	0,021	0,024	11,67	0,06	501,9	3,1
650	7244,31	1,17	623,40	0,27	0,024	0,018	0,080	0,022	0,084	0,020	11,66	0,02	501,5	2,3
670	6325,84	3,85	544,09	0,42	0,000	0,015	0,039	0,022	0,048	0,012	11,68	0,02	502,2	2,3
690	1543,15	0,80	132,72	0,09	0,006	0,015	0,061	0,020	0,046	0,010	11,60	0,03	499,4	2,4
770	1362,61	0,49	117,88	0,12	0,004	0,019	0,000	0,028	0,032	0,018	11,56	0,05	497,7	2,8
950	484,72	0,34	41,98	0,12	0,000	0,032	0,000	0,030	0,023	0,030	11,47	0,21	494,3	8,2
Fusion	1899,09	1,30	162,76	0,13	0,000	0,030	0,000	0,028	0,000	0,030	11,75	0,06	504,8	3,1

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,008003
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error 36Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik10-biotite (z2478)														
300	1392,35	1,50	21,61	0,03	0,000	0,018	0,026	0,024	4,369	0,026	6,33	0,48	289,2	20,1
350	651,36	0,76	46,25	0,12	0,000	0,017	0,000	0,026	0,454	0,014	11,35	0,10	489,7	4,3
400	1877,80	1,72	144,13	0,16	0,000	0,018	0,000	0,028	0,228	0,015	12,67	0,04	539,1	2,8
430	1125,03	0,75	87,16	0,15	0,000	0,022	0,000	0,029	0,091	0,018	12,70	0,07	540,3	3,4
470	874,43	0,80	67,08	0,19	0,000	0,026	0,068	0,023	0,110	0,012	12,67	0,07	538,9	3,4
550	341,50	0,44	25,42	0,07	0,021	0,026	0,014	0,021	0,039	0,012	13,10	0,15	554,8	5,8
Fusion	1095,01	0,49	77,42	0,10	0,000	0,022	0,167	0,021	0,143	0,017	13,73	0,07	577,7	3,5

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009358
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik10-muscovite (z2581)														
300	84,96	0,17	8,51	0,04	0,026	0,015	0,042	0,022	0,117	0,020	6,52	0,74	297,3	31,0
360	499,70	0,59	41,72	0,12	0,001	0,013	0,007	0,015	0,054	0,015	11,70	0,12	502,9	4,8
380	145,54	0,31	12,69	0,02	0,021	0,020	0,036	0,027	0,039	0,031	10,92	0,73	473,4	28,0
430	1456,75	1,02	125,55	0,23	0,000	0,019	0,010	0,023	0,072	0,009	11,53	0,04	496,5	2,6
450	1763,26	1,05	152,28	0,26	0,000	0,023	0,003	0,024	0,075	0,008	11,52	0,03	496,2	2,5
490	3373,62	2,27	293,59	0,17	0,000	0,022	0,029	0,018	0,075	0,009	11,51	0,02	495,8	2,3
530	2719,77	2,56	235,94	0,20	0,000	0,024	0,043	0,030	0,071	0,011	11,54	0,03	496,9	2,4
590	355,91	0,23	30,66	0,08	0,000	0,018	0,000	0,016	0,027	0,014	11,44	0,15	493,3	6,0
Fusion	868,48	0,88	75,84	0,12	0,026	0,021	0,000	0,032	0,009	0,038	11,50	0,15	495,4	6,1

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009619
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik13-muscovite/sericite (z2458)														
300	233,68	0,29	21,32	0,04	0,000	0,026	0,000	0,022	0,194	0,014	8,45	0,19	376,6	7,9
360	1501,75	1,07	129,91	0,20	0,008	0,023	0,017	0,027	0,121	0,012	11,41	0,04	491,9	2,6
400	2711,96	1,38	229,41	0,15	0,024	0,032	0,056	0,026	0,076	0,008	11,85	0,02	508,4	2,4
440	14442,23	4,51	1216,52	0,91	0,056	0,021	0,078	0,033	0,165	0,023	11,95	0,02	512,4	2,3
470	64951,12	29,53	5489,82	2,22	0,000	0,051	0,187	0,050	0,077	0,027	11,95	0,02	512,1	2,3
490	2311,76	2,23	194,06	0,20	0,019	0,020	0,041	0,032	0,044	0,018	11,97	0,04	513,0	2,6
540	5187,32	2,47	435,05	0,38	0,024	0,017	0,069	0,029	0,094	0,022	11,98	0,02	513,5	2,4
620	4331,20	1,70	361,49	0,38	0,000	0,023	0,000	0,031	0,039	0,023	12,07	0,03	516,8	2,5
770	1418,21	0,67	117,85	0,10	0,000	0,021	0,041	0,019	0,044	0,017	12,05	0,05	515,9	2,8
Fusion	1640,57	1,30	136,11	0,30	0,000	0,020	0,083	0,031	0,062	0,023	12,04	0,06	515,8	3,1
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,011354													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	39Ar	Error ^{39}Ar	38Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik13-muscovite (z2576)														
290	235,27	0,23	21,41	0,06	0,000	0,021	0,007	0,024	0,110	0,013	9,60	0,20	422,5	8,0
330	1694,44	0,84	144,83	0,28	0,008	0,016	0,000	0,023	0,067	0,006	11,65	0,03	501,0	2,5
360	1105,73	0,91	94,48	0,12	0,011	0,017	0,011	0,030	0,023	0,010	11,72	0,05	503,9	2,8
390	2469,47	1,61	209,59	0,15	0,005	0,017	0,017	0,023	0,051	0,009	11,80	0,03	506,8	2,4
410	6321,61	2,63	536,54	0,37	0,001	0,018	0,026	0,023	0,071	0,016	11,83	0,02	507,9	2,3
420	5418,44	2,16	459,59	0,35	0,001	0,024	0,006	0,037	0,047	0,014	11,84	0,02	508,4	2,4
440	4668,02	1,87	395,01	0,30	0,004	0,014	0,000	0,028	0,053	0,017	11,86	0,02	509,0	2,4
470	23378,34	12,21	1971,60	0,87	0,000	0,033	0,150	0,044	0,186	0,052	11,92	0,02	511,2	2,3
490	3934,86	2,39	331,48	0,33	0,013	0,012	0,000	0,016	0,059	0,008	11,90	0,02	510,6	2,4
540	2010,85	1,31	169,31	0,09	0,000	0,013	0,037	0,020	0,030	0,009	11,93	0,03	511,5	2,4
Fusion	2878,57	1,70	239,64	0,36	0,000	0,012	0,020	0,020	0,053	0,007	12,04	0,03	515,7	2,5
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	36Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik14-muscovite/sericite (z2456)														
300	84,54	0,36	7,63	0,06	0,022	0,019	0,000	0,023	0,092	0,011	7,71	0,44	347,0	18,2
360	1379,96	0,77	121,97	0,19	0,007	0,017	0,011	0,022	0,062	0,011	11,28	0,04	487,4	2,5
380	483,36	0,43	42,06	0,07	0,000	0,020	0,001	0,025	0,037	0,014	11,35	0,10	490,0	4,3
400	1613,67	0,72	136,19	0,16	0,000	0,019	0,008	0,030	0,081	0,024	11,80	0,05	506,8	3,0
420	1116,23	0,62	93,32	0,09	0,003	0,025	0,041	0,035	0,082	0,022	11,83	0,07	508,1	3,4
440	2349,26	1,33	195,69	0,24	0,008	0,023	0,055	0,040	0,065	0,027	12,03	0,05	515,6	2,8
460	5194,58	2,37	430,96	0,41	0,000	0,029	0,066	0,029	0,151	0,020	12,07	0,02	517,2	2,4
470	29886,15	9,96	2477,82	1,03	0,011	0,059	0,208	0,024	0,168	0,031	12,16	0,02	520,5	2,4
480	3698,88	1,31	306,30	0,65	0,016	0,024	0,115	0,018	0,025	0,027	12,17	0,04	520,9	2,7
510	11307,54	5,95	933,95	0,59	0,000	0,023	0,120	0,025	0,109	0,022	12,20	0,02	521,7	2,4
540	3425,22	1,99	283,34	0,34	0,000	0,017	0,022	0,019	0,050	0,022	12,16	0,03	520,4	2,6
600	7639,21	2,69	630,86	0,24	0,040	0,025	0,129	0,035	0,099	0,020	12,19	0,02	521,4	2,4
700	3124,18	2,28	256,86	0,29	0,038	0,020	0,109	0,025	0,108	0,023	12,17	0,04	520,6	2,6
900	593,06	0,47	48,10	0,24	0,044	0,027	0,145	0,029	0,075	0,025	12,01	0,16	514,9	6,5
Fusion	373,50	0,32	30,24	0,24	0,003	0,019	0,091	0,020	0,047	0,021	12,03	0,23	515,7	8,7
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,011354													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	36Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Bik14-muscovite (z2577)														
290	138,17	0,17	11,64	0,03	0,020	0,011	0,000	0,019	0,127	0,017	8,80	0,44	390,8	17,5
330	654,67	0,42	56,09	0,10	0,000	0,011	0,000	0,015	0,069	0,012	11,40	0,07	491,8	3,5
370	1514,46	1,27	124,28	0,11	0,010	0,012	0,002	0,025	0,070	0,011	12,11	0,04	518,5	2,7
390	19828,38	5,68	1625,53	0,78	0,000	0,019	0,058	0,021	0,227	0,026	12,25	0,02	523,6	2,4
400	7570,99	3,90	619,19	0,52	0,000	0,012	0,036	0,016	0,136	0,010	12,26	0,02	523,9	2,4
420	1056,89	1,40	85,67	0,07	0,000	0,017	0,000	0,018	0,056	0,008	12,23	0,04	523,1	2,7
460	3639,96	2,39	294,83	0,18	0,000	0,014	0,000	0,012	0,070	0,010	12,36	0,02	528,0	2,4
550	974,46	0,34	78,81	0,12	0,023	0,014	0,062	0,018	0,049	0,012	12,34	0,05	527,2	3,0
Fusion	376,54	0,45	29,87	0,04	0,003	0,012	0,030	0,012	0,041	0,012	12,39	0,12	528,8	5,1
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Nem12-amphibole (z2396)														
450	656,71	0,52	39,04	0,10	0,000	0,018	21,681	0,128	0,908	0,019	10,55	0,15	459,0	6,2
650	467,87	0,34	39,34	0,07	0,000	0,012	90,794	0,226	0,331	0,015	10,64	0,12	462,3	4,9
800	1669,06	0,96	136,66	0,25	0,000	0,013	1292,401	0,979	1,934	0,016	12,61	0,05	536,5	3,0
850	189,79	0,30	16,06	0,07	0,000	0,013	65,778	0,171	0,114	0,018	11,76	0,33	504,8	12,6
970	741,22	0,62	60,40	0,10	0,000	0,013	249,550	0,320	0,389	0,012	12,44	0,07	530,4	3,4
1050	186,44	0,40	15,29	0,06	0,000	0,018	79,415	0,315	0,146	0,013	11,95	0,26	512,2	9,8
1200	398,47	0,70	32,52	0,10	0,000	0,015	247,109	0,556	0,425	0,012	12,10	0,12	517,7	5,1
1400	71,16	0,22	5,91	0,07	0,000	0,015	72,042	0,215	0,095	0,020	13,17	1,03	557,0	37,6
Fusion	130,17	0,22	10,54	0,09	0,000	0,014	111,959	0,176	0,153	0,012	13,22	0,37	558,7	13,7
Nem12-biotite (z2397)														
270	7683,53	9,24	69,10	0,15	0,002	0,015	0,134	0,029	24,299	0,086	10,96	0,67	474,7	25,6
320	379,25	0,51	18,59	0,04	0,002	0,012	0,061	0,028	0,720	0,023	9,44	0,36	416,0	14,3
380	1868,80	1,51	124,17	0,16	0,000	0,009	0,197	0,031	1,386	0,020	11,99	0,06	513,7	3,1
440	3867,34	4,56	295,42	0,35	0,000	0,011	0,245	0,031	0,553	0,027	12,69	0,04	539,6	2,7
470	5958,58	6,78	461,69	0,62	0,000	0,015	0,275	0,017	0,521	0,025	12,72	0,03	540,6	2,6
490	1804,25	1,49	140,25	0,16	0,000	0,015	0,123	0,024	0,172	0,013	12,65	0,04	538,0	2,7
540	6429,02	6,12	500,34	0,61	0,022	0,010	0,508	0,023	0,252	0,013	12,84	0,03	545,1	2,6
580	6435,65	5,02	501,53	0,56	0,000	0,011	1,061	0,025	0,188	0,008	12,86	0,03	545,8	2,5
630	3651,98	3,45	285,26	0,28	0,001	0,017	1,263	0,033	0,085	0,016	12,86	0,03	545,6	2,6
720	3364,54	2,90	262,46	0,34	0,000	0,011	1,126	0,035	0,096	0,013	12,85	0,03	545,5	2,6
900	5687,96	4,11	442,13	0,33	0,000	0,011	7,786	0,068	0,189	0,015	12,89	0,02	546,8	2,5
1200	4128,06	1,94	321,92	0,39	0,012	0,012	28,407	0,085	0,161	0,011	12,86	0,03	545,7	2,5
Fusion	518,07	2,92	40,86	0,32	0,000	0,011	3,634	0,049	0,047	0,020	12,52	0,19	533,4	7,4

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,011354
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk1-biotite (z2459)														
280	422,37	0,29	4,344	0,050	0,000	0,017	0,034	0,024	0,156	0,015	87,51	1,44	2211,4	22,4
330	425,06	0,45	6,544	0,029	0,000	0,023	0,003	0,019	0,106	0,015	60,70	0,75	1771,0	15,3
380	143,45	0,25	2,724	0,029	0,000	0,021	0,000	0,028	0,043	0,010	48,42	1,22	1526,8	26,7
440	329,91	0,31	17,334	0,028	0,000	0,025	0,049	0,024	0,079	0,008	17,85	0,14	719,7	5,5
470	100,07	0,14	8,457	0,043	0,000	0,022	0,048	0,024	0,045	0,015	10,38	0,51	452,5	20,0
520	337,52	0,38	23,302	0,035	0,000	0,027	0,099	0,029	0,060	0,015	13,85	0,19	581,6	7,4
550	858,27	0,52	60,133	0,064	0,000	0,028	0,144	0,027	0,108	0,013	13,85	0,07	581,8	3,5
570	247,54	0,26	20,019	0,048	0,000	0,025	0,097	0,018	0,043	0,012	11,83	0,18	507,7	7,0
620	733,88	0,43	53,993	0,089	0,014	0,023	0,089	0,024	0,099	0,013	13,15	0,08	556,5	3,6
650	95,28	0,17	7,765	0,051	0,000	0,017	0,060	0,014	0,027	0,022	11,35	0,82	489,4	30,9
720	139,48	0,18	10,992	0,080	0,000	0,015	0,000	0,026	0,000	0,020	12,77	0,54	542,6	19,8
850	1376,17	1,26	106,356	0,175	0,010	0,016	0,096	0,020	0,084	0,020	12,80	0,06	543,5	3,3
950	2137,01	1,07	175,687	0,191	0,012	0,016	0,144	0,015	0,079	0,011	12,12	0,03	518,3	2,5
1000	1692,91	1,16	143,439	0,194	0,000	0,013	0,121	0,026	0,090	0,015	11,70	0,04	502,8	2,6
1070	1726,85	1,27	147,018	0,104	0,000	0,021	0,116	0,023	0,054	0,016	11,72	0,04	503,5	2,6
1200	2011,78	0,81	171,109	0,138	0,006	0,015	0,142	0,031	0,085	0,014	11,69	0,03	502,5	2,5
1400	33884,53	11,34	2810,662	1,106	0,000	0,044	11,283	0,088	0,757	0,038	12,07	0,02	516,6	2,3
Fusion	3129,87	1,86	254,019	0,239	0,000	0,035	0,276	0,023	0,053	0,019	12,35	0,03	526,8	2,5
Mk1-muscovite (z2467)														
300	10,48	0,09	0,882	0,016	0,000	0,014	0,022	0,024	0,012	0,016	7,94	5,44	356,0	221,4
370	54,96	0,14	4,314	0,033	0,007	0,018	0,056	0,020	0,044	0,015	9,88	1,05	433,1	41,0
410	29,18	0,07	2,439	0,013	0,024	0,016	0,024	0,021	0,011	0,017	10,72	2,07	465,5	79,3
420	77,29	0,12	6,266	0,052	0,000	0,019	0,000	0,018	0,000	0,019	12,42	0,91	529,4	33,7
440	62,19	0,14	5,099	0,035	0,000	0,023	0,000	0,021	0,000	0,019	12,28	1,10	524,2	41,0
750	200,63	0,41	16,811	0,050	0,000	0,026	0,000	0,022	0,008	0,019	11,88	0,32	509,5	12,3
1200	1956,13	0,77	130,443	0,152	0,000	0,020	0,280	0,028	0,730	0,020	13,47	0,05	568,1	3,1
1250	849,46	0,65	70,148	0,084	0,017	0,030	0,000	0,019	0,033	0,023	12,05	0,10	515,9	4,2
Fusion	4749,68	2,35	389,744	0,147	0,003	0,017	0,000	0,028	0,093	0,011	12,20	0,02	521,3	2,4

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,008003
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	37Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk1-muscovite (z2574)														
270	647,17	0,36	5,258	0,026	0,000	0,026	0,000	0,025	0,183	0,022	113,93	1,53	2560,6	20,2
320	222,84	0,23	3,884	0,040	0,000	0,027	0,000	0,028	0,052	0,019	53,93	1,72	1640,5	34,9
360	347,26	0,24	5,713	0,023	0,000	0,026	0,000	0,022	0,131	0,022	54,58	1,20	1653,4	24,5
400	302,94	0,22	8,850	0,058	0,026	0,026	0,000	0,025	0,067	0,021	32,30	0,78	1146,2	21,0
440	112,25	0,18	7,519	0,030	0,027	0,018	0,038	0,026	0,054	0,012	13,35	0,53	563,7	19,5
500	590,83	0,29	39,579	0,061	0,000	0,022	0,000	0,024	0,061	0,013	14,59	0,11	608,0	4,8
540	973,34	0,58	65,963	0,093	0,000	0,019	0,000	0,021	0,059	0,015	14,60	0,08	608,4	3,7
580	923,69	0,53	65,440	0,099	0,000	0,016	0,000	0,023	0,071	0,011	13,90	0,06	583,5	3,4
620	1387,13	0,84	100,445	0,187	0,000	0,016	0,000	0,019	0,049	0,012	13,77	0,05	578,7	3,1
670	1266,68	0,89	93,197	0,112	0,016	0,017	0,000	0,024	0,071	0,016	13,47	0,06	567,9	3,3
750	4344,33	2,08	332,514	0,255	0,000	0,010	0,005	0,018	0,118	0,014	13,06	0,03	552,9	2,6
850	1561,61	0,73	126,465	0,111	0,000	0,015	0,000	0,018	0,050	0,013	12,32	0,04	525,9	2,7
1000	12813,56	2,92	1012,339	0,369	0,000	0,012	0,098	0,022	0,245	0,022	12,69	0,02	539,3	2,4
1200	8547,16	3,95	699,754	0,359	0,000	0,009	0,000	0,027	0,146	0,013	12,24	0,02	522,9	2,4
1500	10058,46	4,42	824,906	0,497	0,000	0,018	0,017	0,029	0,170	0,023	12,22	0,02	522,2	2,4
Fusion	1326,50	0,96	107,114	0,133	0,009	0,021	0,000	0,031	0,088	0,033	12,23	0,10	522,7	4,2
Mk1-biotite (z2575)														
280	30642,04	15,24	65,162	0,122	0,000	0,023	0,059	0,024	103,984	0,141	11,87	2,53	509,0	94,7
340	486,06	0,50	23,895	0,064	0,000	0,023	0,001	0,027	0,914	0,024	9,42	0,31	415,3	12,4
390	1596,84	0,82	102,828	0,242	0,000	0,018	0,000	0,023	1,657	0,026	10,98	0,09	475,4	4,0
440	2799,42	2,46	205,751	0,174	0,002	0,021	0,010	0,021	1,266	0,018	11,93	0,04	511,2	2,7
470	1215,88	0,67	93,317	0,122	0,014	0,020	0,064	0,020	0,349	0,015	12,10	0,06	517,6	3,1
510	1768,53	1,16	141,901	0,215	0,015	0,021	0,021	0,021	0,145	0,013	12,27	0,04	524,0	2,7
550	812,22	0,70	65,582	0,113	0,017	0,016	0,040	0,025	0,056	0,011	12,28	0,07	524,2	3,3
650	2389,72	1,92	192,051	0,181	0,000	0,019	0,015	0,030	0,116	0,011	12,36	0,03	527,5	2,6
750	1263,56	0,64	102,606	0,088	0,030	0,023	0,052	0,028	0,032	0,028	12,36	0,08	527,2	3,9
850	1032,49	0,87	83,058	0,331	0,000	0,023	0,036	0,020	0,085	0,018	12,26	0,08	523,6	3,9
Fusion	4875,46	1,83	394,020	0,256	0,003	0,014	0,033	0,015	0,233	0,017	12,30	0,02	525,0	2,4

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,009619
Discrimination	1,33E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk4-biotite (z2465)														
280	430,13	0,73	25,651	0,056	0,003	0,022	0,000	0,023	0,409	0,004	12,24	0,07	522,7	3,4
350	246,73	0,21	17,499	0,055	0,002	0,023	0,008	0,020	0,044	0,005	13,46	0,10	567,5	4,2
380	774,16	0,97	54,340	0,101	0,012	0,014	0,008	0,027	0,039	0,016	14,13	0,10	591,7	4,2
410	1885,09	1,22	132,588	0,138	0,000	0,023	0,024	0,028	0,097	0,023	14,10	0,06	590,6	3,2
450	2170,26	1,06	151,691	0,104	0,000	0,023	0,007	0,022	0,125	0,024	14,16	0,05	592,9	3,1
500	821,85	0,70	57,621	0,047	0,000	0,029	0,000	0,026	0,059	0,028	14,06	0,15	589,3	5,8
Fusion	8543,60	3,46	593,348	0,361	0,031	0,024	0,125	0,022	0,161	0,028	14,42	0,03	601,9	2,7
Mk4-amphibole (z2466)														
500	718,66	0,27	2,934	0,022	0,000	0,018	0,155	0,028	1,826	0,025	65,72	2,78	1862,1	49,6
670	174,89	0,22	3,413	0,032	0,000	0,018	0,091	0,025	0,478	0,011	10,89	0,99	472,0	37,6
790	92,45	0,32	4,143	0,024	0,000	0,025	1,543	0,021	0,085	0,015	18,08	1,10	727,4	36,4
870	544,60	0,25	40,020	0,166	0,000	0,017	12,324	0,025	0,246	0,027	13,19	0,21	558,0	7,9
900	142,15	0,15	10,734	0,022	0,000	0,018	2,579	0,039	0,065	0,023	12,58	0,64	535,5	23,5
1000	226,57	0,26	16,827	0,025	0,000	0,025	4,421	0,037	0,046	0,025	13,86	0,44	581,9	16,1
1100	3928,56	1,86	289,719	0,326	0,000	0,017	71,026	0,136	0,907	0,008	13,78	0,03	579,2	2,7
1150	24,36	0,10	1,894	0,014	0,000	0,011	0,507	0,030	0,000	0,013	14,09	2,10	590,2	74,9
1400	107,46	0,19	8,036	0,030	0,000	0,014	2,463	0,029	0,022	0,017	13,98	0,62	586,2	22,4
Fusion	69,08	0,16	5,109	0,031	0,000	0,014	1,500	0,023	0,017	0,014	13,87	0,79	582,3	28,5

J parameter	2,74E-02
Error J	1,13E-04
Mass discrimination (1+e)	1,008003
Discrimination	1,32E-03

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk4-amphibole (z2572)														
500	3469,50	1,01	7,142	0,059	0,000	0,028	0,068	0,030	7,945	0,043	168,95	3,05	3124,2	28,6
700	308,12	0,32	8,721	0,047	0,000	0,025	0,067	0,026	0,571	0,029	17,25	1,00	700,0	33,8
820	640,22	0,53	44,153	0,089	0,005	0,015	0,655	0,031	0,283	0,026	13,92	0,18	584,4	7,1
870	387,00	0,41	28,682	0,037	0,000	0,024	0,361	0,031	0,142	0,023	13,15	0,25	556,4	9,5
900	323,32	0,28	24,353	0,061	0,000	0,019	0,305	0,028	0,120	0,012	12,93	0,17	548,3	6,7
950	331,13	0,26	24,595	0,039	0,000	0,025	0,270	0,046	0,064	0,022	13,67	0,31	575,3	11,3
1000	1743,34	0,88	128,271	0,223	0,000	0,019	1,627	0,026	0,422	0,021	13,74	0,06	577,8	3,3
1020	923,35	0,48	68,844	0,094	0,000	0,022	0,890	0,025	0,250	0,015	13,48	0,07	568,4	3,6
1050	491,22	0,71	36,649	0,072	0,000	0,025	0,410	0,024	0,134	0,032	13,33	0,26	562,9	9,8
1100	857,35	0,57	64,037	0,101	0,005	0,024	0,820	0,021	0,250	0,015	13,37	0,08	564,4	3,8
1300	794,60	0,60	59,171	0,075	0,000	0,022	0,780	0,035	0,247	0,013	13,36	0,08	564,1	3,9
Fusion	1713,84	1,40	125,155	0,125	0,000	0,022	1,694	0,038	0,476	0,014	13,77	0,05	578,8	3,1
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk5-biotite (z2460)														
300	1395,48	0,76	69,996	0,107	0,000	0,023	0,035	0,017	2,338	0,023	10,35	0,12	451,2	4,9
350	400,01	0,56	35,833	0,112	0,000	0,026	0,048	0,022	0,132	0,016	10,17	0,14	444,3	5,6
400	1708,89	1,28	128,442	0,151	0,039	0,023	0,067	0,019	0,138	0,015	13,08	0,04	553,9	2,9
470	8146,39	5,32	591,097	0,393	0,000	0,023	0,088	0,022	0,208	0,013	13,77	0,02	578,9	2,6
480	3847,14	3,06	279,232	0,222	0,000	0,018	0,023	0,024	0,064	0,018	13,80	0,03	580,0	2,7
510	4934,20	2,22	356,551	0,292	0,006	0,024	0,011	0,031	0,100	0,019	13,85	0,03	581,7	2,7
600	6270,39	1,68	453,451	0,286	0,000	0,019	0,067	0,025	0,063	0,017	13,88	0,02	582,8	2,6
700	9856,95	6,19	708,163	0,639	0,000	0,031	0,086	0,022	0,107	0,024	13,97	0,03	585,9	2,7
800	1754,54	0,68	125,684	0,082	0,000	0,020	0,041	0,022	0,045	0,007	13,95	0,03	585,3	2,7
1000	8469,56	7,22	608,774	0,894	0,032	0,020	0,702	0,029	0,139	0,023	13,94	0,03	585,0	2,8
1200	1775,71	1,52	127,964	0,190	0,000	0,019	0,042	0,021	0,042	0,011	13,88	0,04	582,6	2,9
Fusion	353,67	0,36	25,250	0,070	0,000	0,021	0,163	0,023	0,040	0,012	13,66	0,14	575,0	5,8
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,008003													
Discrimination	1,32E-03													

Laser power (mW)	^{40}Ar	Error ^{40}Ar	^{39}Ar	Error ^{39}Ar	^{38}Ar	Error ^{38}Ar	^{37}Ar	Error ^{37}Ar	^{36}Ar	Error ^{36}Ar	$^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Error $^{40}Ar^*/^{39}ArK$	Apparent age (Ma)	Error age (Ma)
Mk5-biotite (z2460)														
280	1144,85	1,06	56,656	0,095	0,033	0,021	0,003	0,027	1,736	0,010	11,49	0,09	494,9	4,1
320	238,96	0,42	19,624	0,021	0,013	0,023	0,050	0,025	0,053	0,013	11,68	0,22	502,1	8,4
370	426,29	0,41	32,950	0,054	0,014	0,021	0,023	0,027	0,059	0,013	12,57	0,13	535,2	5,4
410	3824,13	1,79	278,579	0,213	0,000	0,019	0,000	0,023	0,109	0,012	13,71	0,03	576,7	2,7
430	1292,11	0,90	92,876	0,123	0,000	0,019	0,051	0,023	0,077	0,025	13,81	0,08	580,4	3,9
480	3982,31	1,64	283,961	0,305	0,000	0,014	0,030	0,021	0,049	0,013	14,08	0,03	590,0	2,7
520	3355,23	2,12	238,212	0,276	0,000	0,016	0,045	0,022	0,076	0,010	14,11	0,03	591,0	2,8
560	4980,09	1,78	354,579	0,219	0,000	0,019	0,080	0,027	0,075	0,016	14,10	0,03	590,7	2,7
600	5628,58	2,88	400,313	0,390	0,000	0,021	0,039	0,026	0,063	0,016	14,12	0,03	591,5	2,7
650	3444,52	3,31	244,054	0,235	0,017	0,019	0,014	0,023	0,088	0,015	14,11	0,03	591,2	2,8
750	1957,76	1,05	138,501	0,170	0,000	0,022	0,000	0,025	0,064	0,024	14,10	0,06	590,7	3,3
Fusion	6883,34	5,74	486,691	0,150	0,000	0,022	0,030	0,032	0,130	0,026	14,17	0,03	593,2	2,7
J parameter	2,74E-02													
Error J	1,13E-04													
Mass discrimination (1+e)	1,009619													
Discrimination	1,33E-03													

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE / ECOLOGIE GEOSCIENCES AGRONOMIE ALIMENTATION

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Titre : Le domaine paléoprotérozoïque (éburnéen) de la chaîne du Mayombe (Congo-Brazzaville) : origine et évolution tectono-métamorphique

Mots clés : chaîne du Mayombe, analyse structurale, pétrologie, métamorphisme, grenat, Congo-Brazzaville

Résumé : Le domaine paléoprotérozoïque représentant la partie interne de la chaîne du Mayombe comprend des roches para et orthodérivées réparties en trois groupes distincts : Loémé, Loukoula et Bikossi.
L'analyse structurale des formations du domaine paléoprotérozoïque met en évidence une déformation compressive engendrée par les orogenèses éburnéenne et pan-africaine, qui se caractérisent respectivement par des raccourcissements NW-SE et NE-SW.
Le métamorphisme éburnéen est marqué par les paragenèses à grenat-biotite-plagioclase dans les groupes de la Loémé et de la Loukoula tandis que le métamorphisme pan-africain se traduit par des assemblages évoluant dans le faciès des amphibolites dans le Groupe de la Loémé et dans le faciès intermédiaire à chlorite-albite-épidote dans le Groupe de la Loukoula. Le Groupe de la Bikossi témoigne d'un métamorphisme monocyclique avec des assemblages à grenat-biotite-muscovite et grenat-chloritoïde-chlorite; ce dernier est stable entre 510-568°C et 8 kbar.
Les analyses géochronologiques ont permis de (i) contraindre l'âge de cristallisation des roches orthodérivées, (ii) tracer les sources des sédiments des roches paradérivées et (iii) dater les événements tectono-thermiques ayant affecté les unités du domaine paléoprotérozoïque. Les datattions U-Pb sur zircons ont mis en évidence l'existence de relique archéenne (2700-3000 Ma), un magmatisme éburnéen (2070-2040 Ma), un magmatisme post-éburnéen (925 Ma) ainsi que des perturbations néoprotérozoïque-cambriennes. Les analyses ^{40}Ar-^{39}Ar sur biotite, muscovite et amphibole situent l'événement tectono-thermique pan-africain entre 615 Ma et 496 Ma.

Title : Palaeoproterozoïc (Eburnean) domain of Mayombe belt (Congo-Brazzaville) : origin and tectono-metamorphic evolution

Keywords : Mayombe belt, structural analysis, pétrology, metamorphism, garnet, Congo-Brazzaville

Abstract : Structural analysis of Palaeoproterozoic domain formations revealed a compressive deformation generated by Eburnean and Pan-African orogenies, which are characterized respectively by NW-SE and NE-SW shortening.
Eburnean metamorphism is marked by garnet-biotite-plagioclase paragenesis in Loémé and Loukoula Groups while Pan-African metamorphism is reflected by assemblages of amphibolite facies in the Loémé Group and by chlorite-albite-epidote intermediate facies in the Loukoula Group. The Bikossi Group displays monocyclic metamorphism with garnet-biotite-muscovite and garnet-chloriteoid-chlorite assemblages ; the latter is stable between 510-568 ° C and 8 kbar.
Geochronological analyzes allowed to : (i) constrain the age of crystallization of orthoderived rocks, (ii) trace the sources of the sediments of paraderived rocks and (iii) date the tectono-thermal events which affected the Palaeoproterozoic domain. U-Pb zircon dating shows evidence of Archean relic (2700-3000 Ma), Eburnean magmatism (2070-2040 Ma), post-Eburnean magmatism (925 Ma), and Neoproterozoic-Cambrian disruptions. The ^{40}Ar-^{39}Ar analyzes on biotite, muscovite and amphibole situate the Pan-African tectono-thermal event between 615 and 496 Ma.